

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды
МПР России по Свердловской области
ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция»

ГЕОТРАВЕРС «ГРАНИТ»:
Восточно-Европейская платформа –
Урал – Западная Сибирь

**(строение земной коры по результатам комплексных
геолого-геофизических исследований)**

Под редакцией С.Н. Кашубина

Екатеринбург - 2002

Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа - Урал - Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) /Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. 312 с.

В коллективной монографии приводятся результаты геолого-геофизических и геохимических исследований, выполненных в полосе геотраверса Уренгой – В. Тура - Кривой Рог (“ГРАНИТ”), входящего в систему государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин России. Изложено развитие представлений о глубинном строении и геотектонической эволюции Северной Евразии в полосе геотраверса, приведены описания методик исследований и характеристика основных геологических и геофизических результатов работ. В электронном атласе сведена информация об изученности и физических свойствах горных пород района исследований, приведены результаты обработки геофизических и геохимических материалов, составленные в результате работ карты и разрезы.

Монография и электронный атлас содержат большой объем фактического материала, включая годографы сейсмических волн и графики наблюденных значений геофизических и геохимических полей, и будут полезны широкому кругу геологов и геофизиков, занимающихся изучением глубинного строения литосферы и региональным минералогическим прогнозированием.

Редакционная коллегия: С.Н. Кашубин, А.В. Липилин,
В.Б. Соколов, Ю.М. Эринчек

Рецензент - Ю.К. Щукин

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2002 г.
- © ГУПР МПР России по Свердловской области, 2002 г.
- © ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002 г.
- © Коллектив авторов, 2002 г.

ВВЕДЕНИЕ

Выполнение комплексных глубинных геолого-геофизических и геохимических исследований по геотраверсу I класса Уренгой - В. Тура - Кривой Рог ("ГРАНИТ"), связывающему три сверхглубокие скважины: СГ-6 (Тюменскую), СГ-4 (Уральскую) и СГ-8 (Криворожскую), было предусмотрено как реализация составной части программы по созданию государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин на территории бывшего Советского Союза (Козловский, 1982).

Целью работ являлось получение информации о глубинном строении литосферы принципиально различных геологических структур континента: древних щитов (Украинский и Воронежский), платформ древнего (Восточно-Европейская) и молодого (Западно-Сибирская) возраста, а также активных областей Земли различного возраста: геосинклиналей, рифтов, авлакогенов; выяснение закономерностей размещения полезных ископаемых и на этой основе оценка потенциальной перспективности исследуемой территории с выделением районов, благоприятных на поиски углеводородов и других полезных ископаемых.

Для достижения этой цели предусматривалось: выполнение комплекса геолого-геофизических исследований, включающих совокупность профильных сейсмических наблюдений, разновысотную аэромагнитную съемку, космодешифрирование, геохимические наблюдения, анализ и интерпретацию аномалий поля силы тяжести, геологической информации и данных по тепловому потоку в полосе шириной до 100 километров; обобщение имеющейся и вновь полученной совокупности геолого-геофизической информации; комплексная геологическая интерпретация данных.

Работы выполнялись в соответствии с Программой глубинных геолого-геофизических и геохимических исследований земной коры и верхней мантии по геотраверсу Уренгой - Верхняя Тура - Кривой Рог ("ГРАНИТ"), утвержденной Министерством геологии СССР в 1988 г., целым рядом производственных и научно-исследовательских организаций России и Украины по нескольким самостоятельно финансируемым проектам:

- Объединение "Укргеология" в 1988-1993 гг. силами Центральной геофизической и Днепровской геолого-геофизической экспедиций с привлечением Института геофизики АН Украины выполняло сейсмические наблюдения методом отраженных волн по методике многократных перекрытий и разновысотную аэромагнитную съемку на украинской части геотраверса и магнитотеллурические зондирования от Криворожской до Уральской сверхглубоких скважин;

- Центр ГЕОН в 1988-1990 гг. выполнил сейсмические наблюдения ГСЗ на отрезке геотраверса между Уральской и Уренгойской сверхглубокими скважинами (профиль Н. Тагил - Уренгой ("РУБИН-II"));

- Объединение "Спецгеофизика" в 1992 г. выполнило разновысотные аэромагнитные наблюдения по профилю ГСЗ "РУБИН-II" на высотах 300 и 2000 м;

- Баженовская геофизическая экспедиция с привлечением Уральской геофизической экспедиции, ВИРГ-Рудгеофизики, ГЕОТЕХВИМСа, Днепропетровского горного института, Института геофизики УрО РАН в 1988-1995 гг. выполнила комплекс геофизических и геохимических исследований (в основном, на отрезке геотраверса от границы с Украиной до Уральской сверхглубокой скважины).

Намечалось, что комплекс наземных геофизических и геохимических методов на Западносибирской части геотраверса (по профилю ГСЗ "РУБИН-II") выполнит Глав-

Тюменьгеология, и после завершения работ по каждому из проектов исполнители обмениваются материалами исследований и совместно осуществляют комплексную геологическую интерпретацию всей совокупности новых и имевшихся на момент проведения работ данных. Однако сначала распад Советского Союза и разделение России и Украины на независимые государства, а затем резкое сокращение финансирования этих исследований в обоих государствах привело к тому, что часть из этих проектов оказалась так и не завершена^{*)}, а обобщение выполненных исследований проходило в условиях резко сократившихся возможностей творческих контактов соисполнителей работ. В частности, по этой причине в монографию не вошли материалы МТЗ, полученные украинскими геофизиками на территории России.

Тем не менее, значительная часть Программы была реализована. Настоящая монография подводит итог работам этой части Программы. В первую очередь, это исследования, выполненные Баженовской геофизической экспедицией и организациями-соисполнителями по договорам с БГЭ в период с 1988 по 1995 гг., интерпретация которых была завершена в 1996-2000 гг. Информация о работах по другим проектам (сейсмические исследования центра ГЕОН в Западной Сибири и разновысотные аэромагнитные съемки в западной части геотраверса, выполненные Днепровской геолого-геофизической экспедицией) использована лишь при составлении сводных сейсмических и магнитных разрезов.

Административно геотраверс проходит по территории Тюменской, Свердловской, Пермской областей, Башкортостана, Татарстана, Ульяновской, Пензенской, Саратовской, Тамбовской, Воронежской, Белгородской областей России, Харьковской, Днепровской, Николаевской областей Украины.

Сейсмические исследования на европейской части геотраверса в 1988-1991 гг. выполнены Баженовской геофизической экспедицией под руководством Т.М. Хисматулина и С.Н. Кашубина.

Камеральная обработка и интерпретация геофизических данных выполнены в Баженовской геофизической экспедиции в 1989-2000 гг. под руководством С.Н. Кашубина, а сбор материалов предыдущих исследований и геологическая интерпретация результатов геофизических и геохимических работ – под руководством В.Б. Соколова.

Разновысотные аэромагнитные наблюдения на российской территории (1992-1995) и интерпретация материалов магнитных съемок по всему геотраверсу (1996-2000) выполнены в Уральской геофизической экспедиции по руководством А.В. Чурсина; геоэлектрохимические исследования (1988-1992) - в ВИРГ-Рудгеофизике под руководством Ю.С. Рысса, В.Д. Воронкова и А.Д. Гальперина; гелиометрические исследования (1988-1993) - в ГЕОТЕХВИМСе под руководством В.Н. Башорина, А.П. Пронина и А.К. Самойлова; дешифрирование космических снимков и оценка влияния кривизны Земли на результаты интерпретации поля силы тяжести (1988-1992) - в Днепровском горном институте под руководством Г.Я. Голиздры; обработка и интерпретация геотермических данных (1999-2000) - в Институте геофизики УрО РАН под руководством Ю.В. Хачая и В.А. Щапова.

^{*)} Прежде всего это коснулось сейсмических исследований на территории Украины (исполнитель Центральная геофизическая экспедиция, г. Днепровск), наблюдений МТЗ на европейской части России (исполнитель Днепровская геолого-геофизическая экспедиция, г. Киев) и наземных геофизических наблюдений в Западной Сибири (предполагавшийся исполнитель Главтюменьгеология, г. Тюмень).

В период формирования общей концепции и Программы исследований по геотраверсу “ГРАНИТ” решающую роль для постановки работ сыграли Ю.В. Зайченко, В.М. Рыбалка, Б.П. Рыжий, Ю.К. Шукин, М.Н. Байсарович.

Большой вклад в постановку геологических задач, определение комплекса методов, разработку методики исследований, определение участков детализации внесли В.А. Ерхов, В.С. Дружинин, М.Т. Близнецов, Н.М. Чернышев, Г.В. Краснопевцева, Т.М. Лещина, И.А. Дубянский, Л.И. Надежка, В.А. Трофимов, О.М. Харитонов, В.Д. Омельченко и др.

Выполнение полевых исследований и координацию работ по Программе на первом этапе (1988-1995 гг.) обеспечили А.К. Семерун, В.И. Лещиков, Б.А. Попов, А.В. Михальцев, А.А. Колечин, Л.Н. Солодилов, Н.М. Гавриленко, В.М. Попов, А.Г. Насад, В.Д. Гейко, И.С. Чуприна, Л.С. Галецкий; в последующем - А.В. Липилин, О.С. Аккуратов, А.Д. Щеглов, Ю.М. Эринчек.

Сейсмические исследования в западносибирской части геотраверса (работы Центра ГЕОН) были выполнены под руководством А.В. Егоркина, на украинской части (работы ЦГЭ) - под руководством М.А. Бородулина; магнитотеллурические зондирования на российской территории (работы ДГГЭ) - под руководством В.И. Тригубенко, обобщение магнитотеллурических исследований на Украине (работы ЦГЭ) - под руководством А.И. Ингерова; разновысотная аэромагнитная съемка на Украине в 100-километровой полосе геотраверса (работы ДГГЭ) - под руководством Н.И. Кореня и Т.С. Нечаевой.

Неоценимую помощь при сборе материалов предшествующих исследований, предоставив свои данные и выполнив построение прогнозных моделей земной коры и верхней мантии по отдельным частям геотраверса “ГРАНИТ”, оказали Р.И. Кутас, А.Д. Дучков, В.С. Сурков, В.Н. Крамник, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнов, Г.Е. Кузнецов, В.К. Александров, А.Т. Калинин, А.Л. Книппер, Ю.Г. Леонов, Б.Г. Поляк и др.

При обработке и интерпретации материалов исследований исполнители широко пользовались программными средствами и консультациями ведущих российских и зарубежных специалистов: С.В. Богдановой, В.В. Бочкарева, К.С. Иванова, М.А. Камалетдинова, С.Л. Костюченко, Р.Х. Муслимова, В.М. Нечехина, Ф.И. Никоновой, Н.И. Павленковой, А.В. Постникова, В.Н. Пучкова, М.С. Рапопорта, В.И. Утешева, В.Е. Хаина, В.А. Шапиро, А.Л. Яншина, К. Фукса (K. Fuchs), К. Юхлина (C. Juhlin), Э. Люшена (E. Luschen), Г. Тьюбо (H. Thybo) и др.

Все им, а также многочисленным участникам полевых и камеральных работ авторы монографии выражают свою глубокую признательность.

Монография состоит из двух частей – текста и электронного атласа. В текстовой части изложено развитие представлений о глубинном строении и геотектонической эволюции Северной Евразии в полосе геотраверса, приведены авторские описания методик исследований и краткая характеристика полученных геологических и геофизических результатов. В электронном атласе сведена информация об изученности и физических свойствах горных пород района исследований, приведены результаты обработки геофизических и геохимических материалов, составленные в результате работ карты и разрезы. Такое построение монографии, по замыслу редакционной коллегии, может сделать ее наиболее полезной для будущих исследователей, решивших когда-либо самостоятельно обработать и проинтерпретировать собранные в электронном атласе данные на более современном уровне.

1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ПОЛОСЕ ГЕОТРАВЕРСА

Геотраверс “ГРАНИТ” располагается в пределах трех крупных геотектонических провинций Северной Евразии: юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Уральского складчатого пояса и северо-западной части Западно-Сибирской плиты (ЗСП) (рис. 1.1). Эти крупнейшие структуры существенно отличаются друг от друга особенностями глубинного строения, историей формирования и развития и как следствие минерагенической специализацией, определяющей их минерально-сырьевой потенциал.

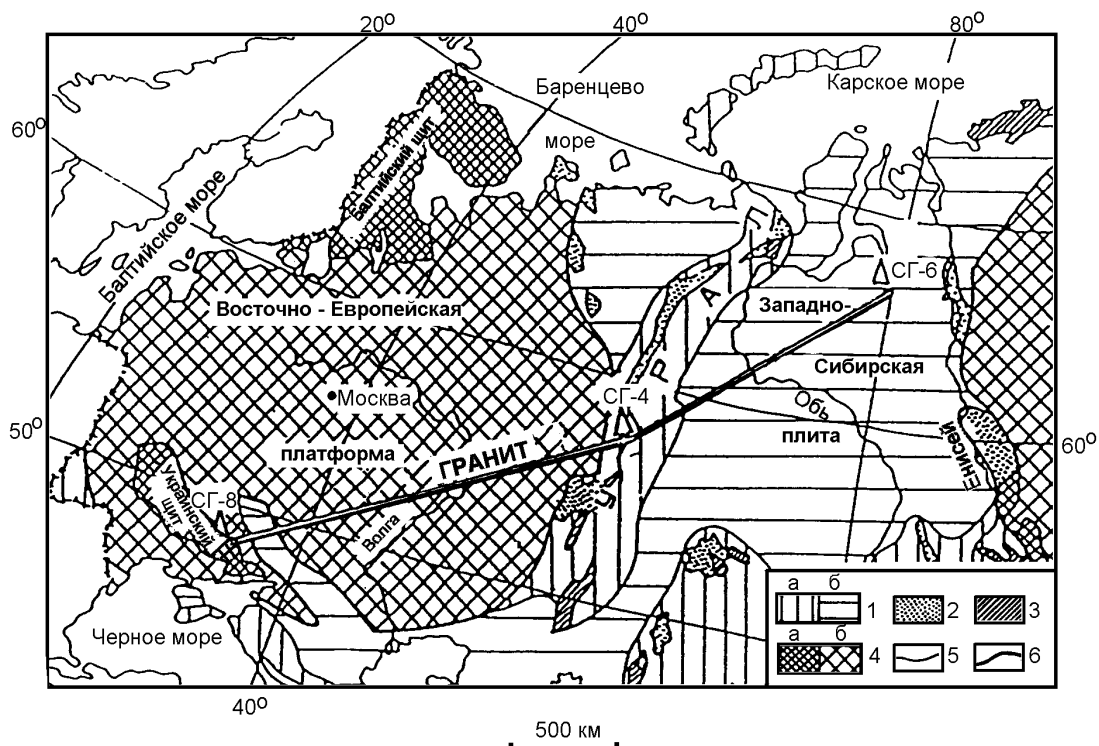


Рис. 1.1. Положение геотраверса “ГРАНИТ” на схеме тектонического районирования территории бывшего СССР

1 - складчатые пояса неогена (а - обнаженные, б - под платформенным чехлом); 2 - выходы верхнего докембрия в складчатых поясах неогена; 3 - выходы нижнего (и частью верхнего) докембрия в складчатых поясах неогена; 4 - докембрий древних платформ (а - обнаженный - щиты, б - под чехлом - фундамент плит); 5 - геологические границы; 6 - границы древних платформ.

Огромная территория, пересекаемая геотраверсом, имеет существенно неравномерную изученность геологическими и геофизическими методами. Наиболее изучены районы, расположенные вблизи зон влияния горнодобывающих предприятий, путей сообщения, энергосистем, нефте- и газопроводов. Это, прежде всего, Урал и юго-западная часть ВЕП. Наименее изучены значительная часть северо-запада ЗСП и отдельные районы центральной и восточной частей ВЕП.

Дать краткую геолого-геофизическую характеристику территории, столь значительной по размерам и существенно различающейся по степени изученности и тектоническому строению, достаточно сложно. Эта сложность усугубляется еще и тем, что

различные авторы, выполнявшие региональные обобщения в разные годы, придерживались часто противоположных гипотез геодинамического развития этой территории.

Учитывая масштаб и специфику проводимых исследований, и для того, чтобы сопоставить различные представления о глубинном строении и геологическом развитии изучаемой территории с результатами выполняемых работ, в данном разделе основное внимание уделено структурно-тектоническим особенностям строения лишь наиболее крупных геотектонических структур, пересекаемых геотраверсом. При этом за основу геотектонического районирования была принята Международная тектоническая карта Европы и прилегающих областей масштаба 1:2500000, изданная в 1981 г. под редакцией В.Е. Хаина, фрагмент которой приведен в прил_1 электронного атласа.

1.1. Восточно-Европейская платформа

Начало систематического геолого-картографического изучения ВЕП связано с созданием в 1882 г. Геологического комитета (Геолкома), который в 1892 г. издал первую геологическую карту европейской части России в масштабе 60 верст в дюйме (1:2520000) (Геологический атлас..., 1996). Примерно с середины 30-х годов XX в. началось составление полистной геологической карты масштаба 1:1000000 и объяснительных записок к каждому листу. С середины 50-х годов геологической съемке и изданию карт было придано государственное значение: были регламентированы масштабы публикуемых карт, определено их основное содержание и оформление. К началу 60-х годов была завершена подготовка первого издания Государственной геологической карты масштаба 1:1000000, развернуты геологические съемки масштаба 1:200000 всей территории страны и съемка масштаба 1:50000 в важнейших горнодобывающих районах. В настоящее время практически вся территория ВЕП обеспечена геологическими картами масштаба 1:200000 и около 20 % территории - картами масштаба 1:50000.

Попытки регионального осмысления геологической информации, накопленной по Восточно-Европейской платформе за долгие годы ее изучения, привели к созданию значительного количества карт и схем разнообразного геологического содержания. Кроме традиционной геологической карты ВЕП, показывающей возраст и районы развития пород, выходящих на дневную поверхность, существуют карты и схемы тектонического районирования ВЕП по структурам осадочного чехла и по структурам фундамента, подошвы осадочного чехла, строения кристаллического фундамента, петрофизических комплексов фундамента и др. При этом сложность практического использования большинства тектонических карт и схем заключается в том, что одни и те же структуры на картах разных авторов имеют различные размеры и конфигурацию, а в ряде случаев и несовпадающие названия. Тем не менее, ряд структур в том или ином виде практически всегда присутствует на большинстве карт и схем. Геотраверс “ГРАНИТ” с запада на восток пересекает следующие структуры фундамента ВЕП: северо-западную часть Украинского кристаллического щита, Днепровско-Донецкий авлакоген, Воронежский кристаллический массив, Пачелмский авлакоген, Токмовский и Татарский своды и Калтасинский авлакоген (рис. 1.2). Далее мы будем стараться придерживаться именно этих названий внутренних структур ВЕП, сохраняя, однако, в необходимых случаях их широко распространенные синонимы, зафиксированные на авторских оригиналах используемых нами карт.

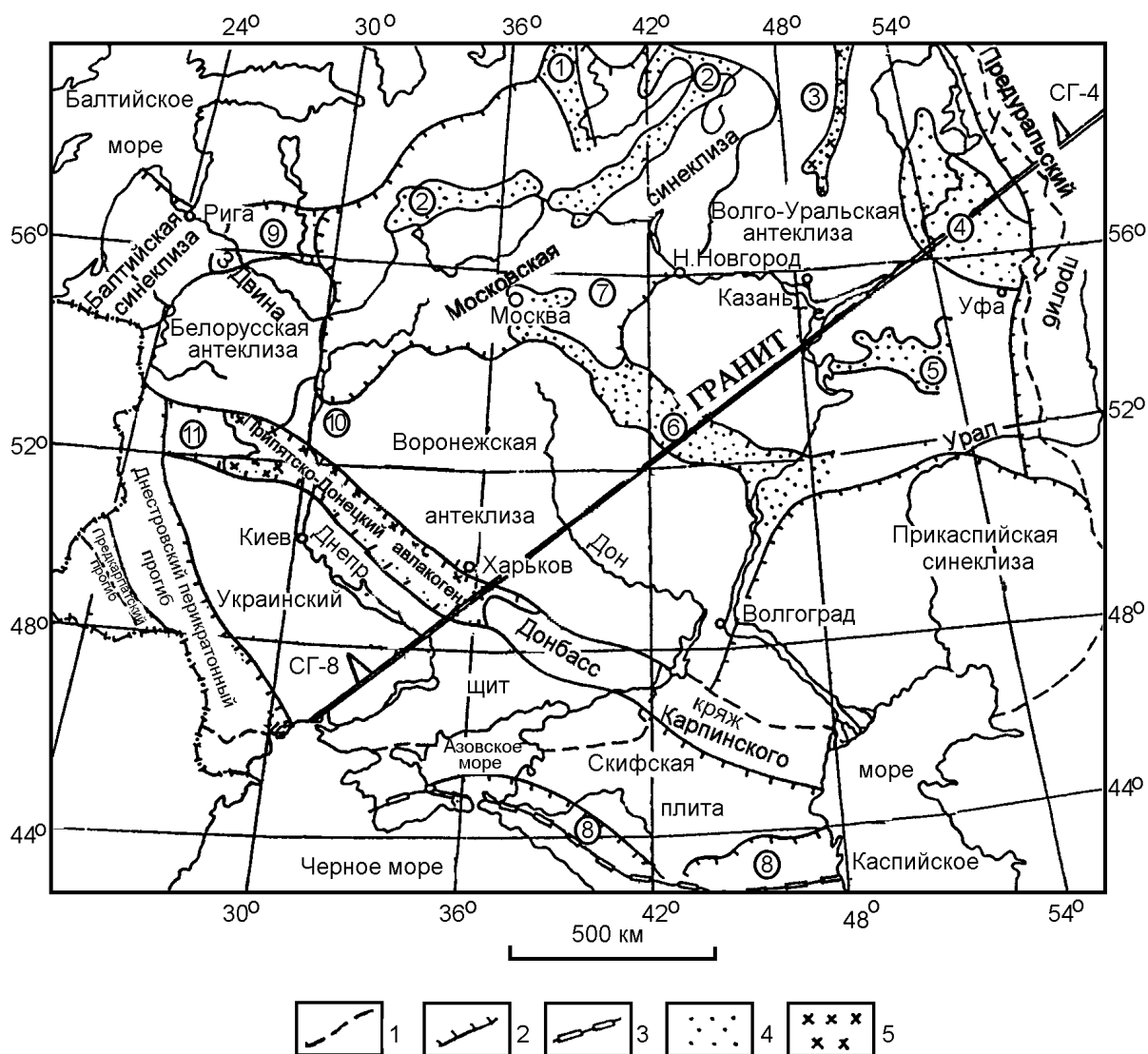


Рис. 1.2. Схема тектонического районирования Русской платформы
(по В.Д. Наливкину и В.П. Кирикову)

1 - граница Русской платформы; 2 - границы основных структур; 3 - южная граница Скифской плиты; 4 - докембрийские авлакогены; 5 - палеозойские авлакогены. Номера в кружках: 1-7 - авлакогены (1 - Воже-Лачский, 2 - Среднерусский, 3 - Кажимский, 4 - Калтасинский, 5 - Серноводско-Абдулинский, 6 - Пачелмский, 7 - Московский); 8 - Предкавказский передовой прогиб; 9-11 - седловины (9 - Латвийская, 10 - Жлобинская, 11 - Полесская).

Восточно-Европейская платформа как единая тектоническая структура представляет собой крупный континентальный блок с кристаллическим фундаментом, консолидированным в основном к концу среднего протерозоя и частично переработанным в позднем протерозое. Основными элементами внутренней структуры ВЕП являются Балтийский и Украинский щиты, представляющие собой области выхода на поверхность дорифейского фундамента платформы, и Русская плита - остальная часть платформы, перекрытая чехлом рифейско-кайнозойских отложений. В полосе геотраверса "ГРАНИТ" кристаллический фундамент Русской плиты залегает в среднем на глубинах 1.5-2.0 км, испытывая, однако, существенные колебания по глубине от нуля (в районе Воронежского кристаллического массива) до 10-15 км (в районе Днепровско-Донецкого авлакогена). В общих чертах геологиче-

ское строение фундамента и осадочного чехла может быть проиллюстрировано рис. 1.3 и 1.4. Степень расчлененности поверхности фундамента платформы во многом определяется размещением авлакогенов - глубоких (до 4-5 км) грабенообразных прогибов, заполненных в основном рифейскими отложениями (рис. 1.5).

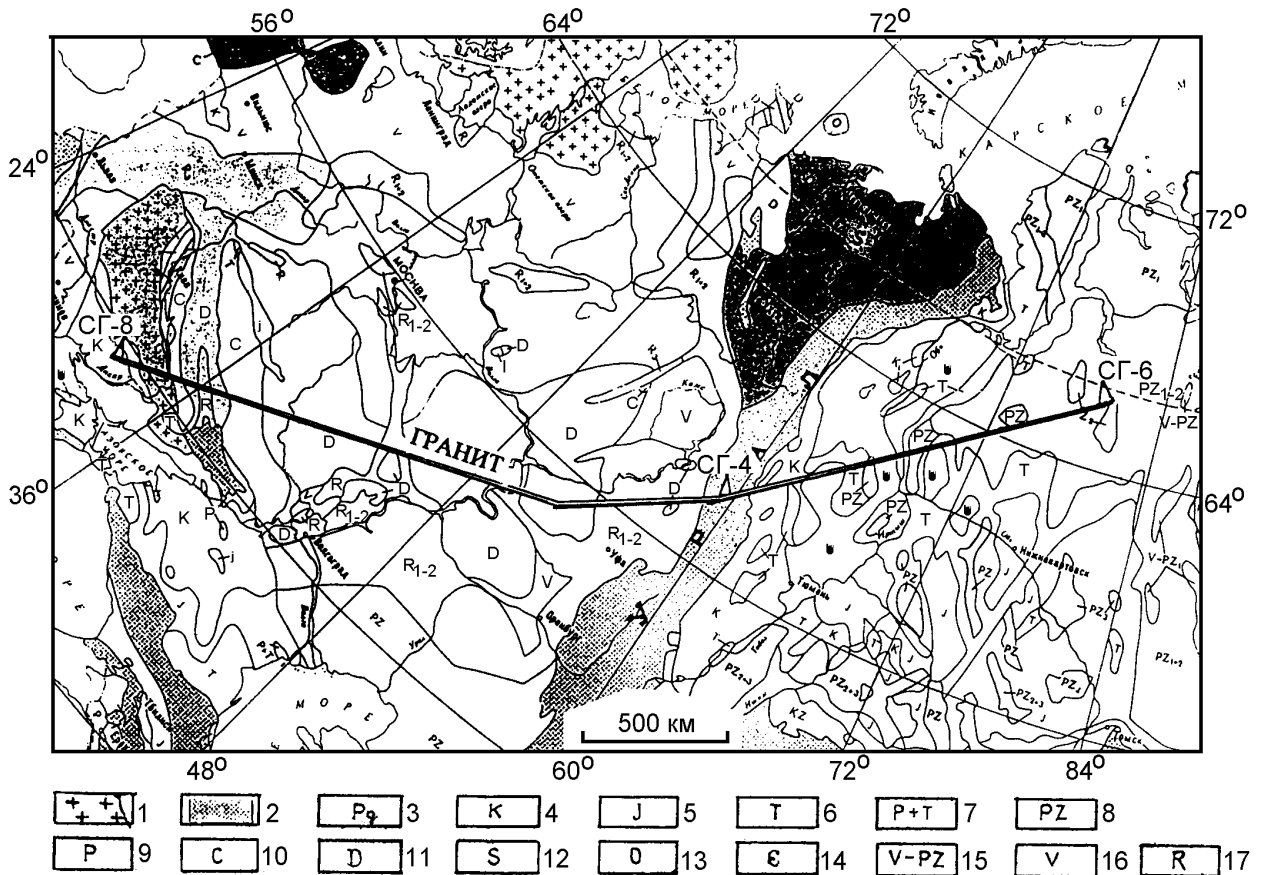


Рис. 1.3. Геологическая схема подошвы осадочного слоя
(по Н.В. Неволину, Г.А. Масляеву)

1 - области выхода на дневную поверхность дорифейского фундамента платформ и их граница; 2 - области выхода на дневную поверхность разновозрастных складчатых комплексов и пород эпиплатформенных орогенов; 3 - палеоген; 4 - мел; 5 - юра; 6 - триас; 7 - пермь и триас; 8 - палеозой: PZ₃ - верхний, PZ₂ - средний, PZ₁ - нижний; 9 - пермь; 10 - карбон; 11 - девон: D₃ - верхний, D₂ - средний; 12 - силур; 13 - ордовик; 14 - кембрий; 15 - венд - нижний палеозой; 16 - венд; 17 - рифей: R₃ - верхний, R_{1,2} - нижний и средний.

Мощность и строение земной коры ВЕП по материалам глубинных сейсмических зондирований неодинаковы в различных ее частях. В среднем мощности изменяются от 35 до 55 км. Строение консолидированной коры, как правило, неоднородно-блоковое, большинство границ раздела в коре прослеживается не повсеместно. В целом, но не всегда, большей мощностью консолидированной коры характеризуются антеклизы и щиты, уменьшенной - глубокие прогибы. Наиболее резкие изменения мощности земной коры отмечаются на Украинском щите, в то время как в пределах Русской плиты строение коры более выдержано.

Ниже приведены основные сведения о геологическом строении наиболее крупных внутренних структур ВЕП, пересекаемых геотраверсом "ГРАНИТ".

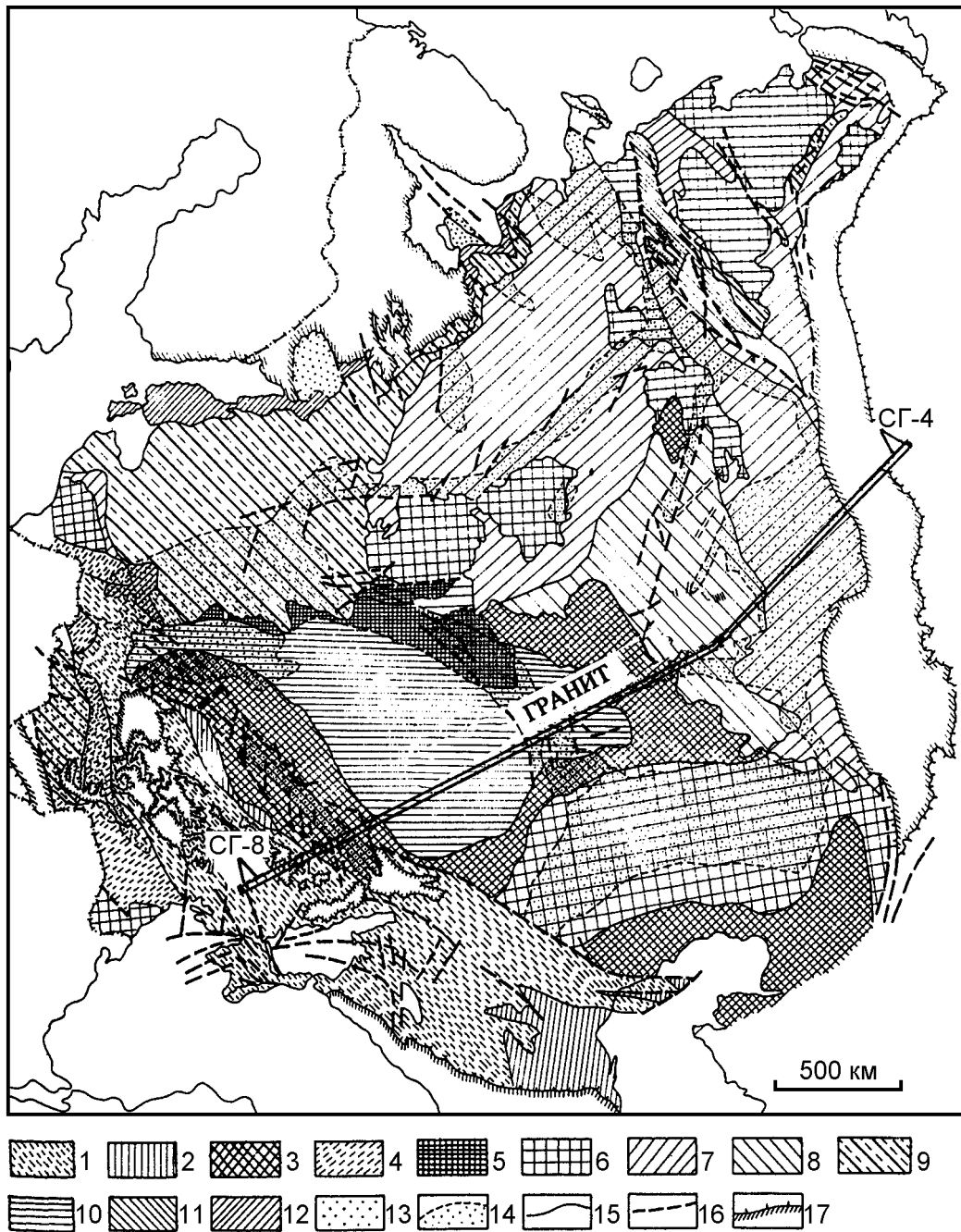


Рис. 1.4. Схематическая карта отложений осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (выкопировка из карты отложений осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, 1996)

Отложения: 1 - юрско-антропогеновые; 2 - верхнепалеозойско-антропогеновые; 3-4 - нижнепалеозойские и юрско-антропогеновые; 5 - юрско-антропогеновые; 6 - палеозойско-антропогеновые; 7 - палеозойские; 8 - средне-верхнепалеозойские; 9 - ниже-среднепалеозойские; 10 - среднепалеозойские и юрско-антропогеновые; 11 - среднепалеозойские; 12 - нижнепалеозойские; 13 - рифейские; 14 - граница распространения рифейских отложений; 15 - граница распространения плитного комплекса; 16 - разломы осадочного чехла; 17 - граница распространения осадочного чехла.

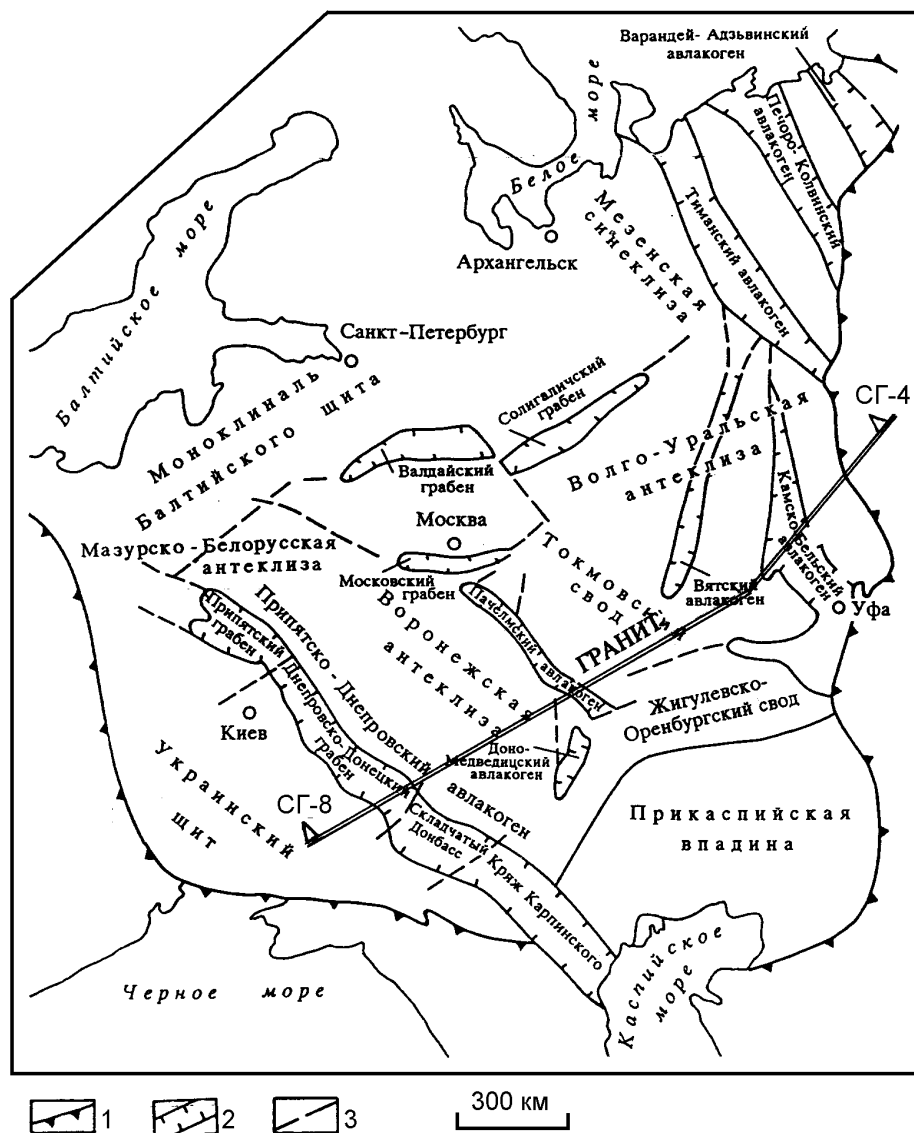


Рис. 1.5. Схема размещения авлакогенов Восточно-Европейской платформы (по И.М. Шихновскому)

1 - граница платформы; 2 – авлакогены; 3 - разломы.

Украинский щит

Изучение Украинского щита (УЩ) началось с конца XIX века, и к 50-м годам XX столетия были составлены стратиграфическая схема докембрия, структурно-петрографическая и геолого-петрографическая карты масштабов 1:1000000 и 1:500000. В настоящее время в пределах Украинского щита выполнено большое количество геологических и геофизических площадных и профильных исследований, по результатам которых построено значительное количество различных карт, схем и разрезов, которые постоянно обновляются и видоизменяются по результатам постоянно проводящихся работ. При этом значительная часть работ, особенно геофизических, выходит за пределы Украинского щита с целью выяснения характера его сочленения с сопредельными структурами.

Украинский щит (рис. 1.6) является вторым по размерам после Балтийского щита поднятием кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы.

Обычно УЩ рассматривается геологами как срединный массив, разделяющий герциниды Донбасса и Предкавказья, или антиклинорий между Доно-Каспийской и Предкавказской полосами герцинид (Хаин, 1977).

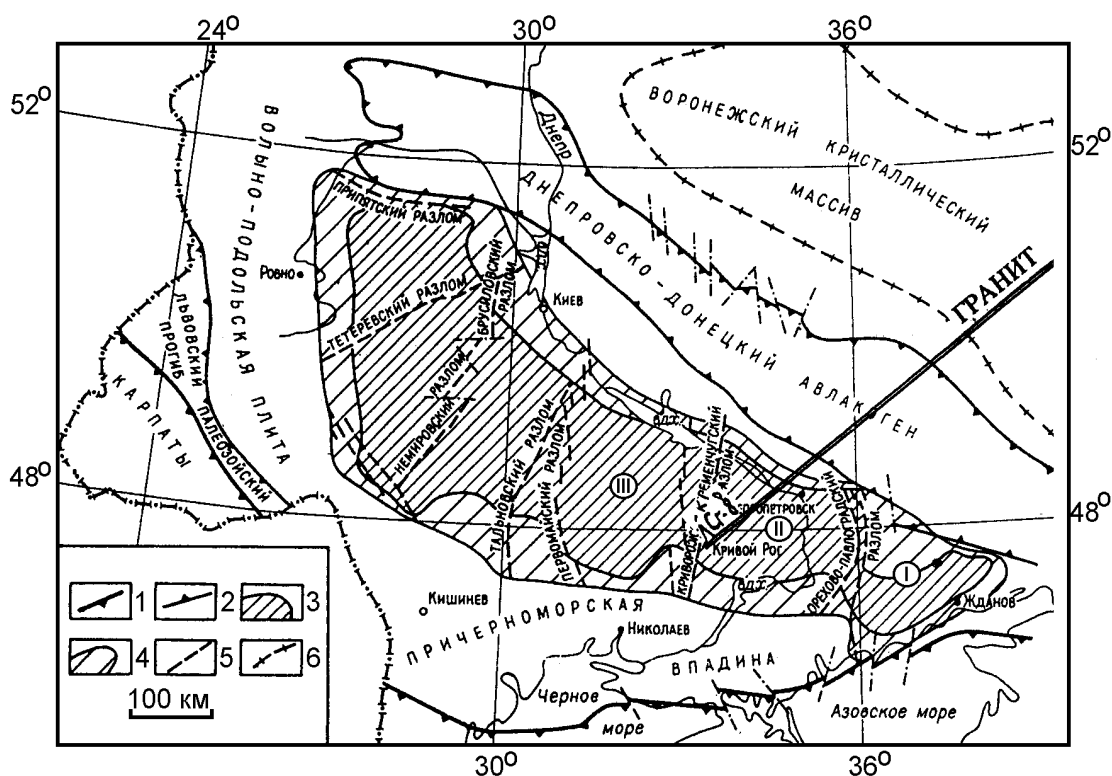


Рис. 1.6. Положение Украинского щита в пределах Восточно-Европейской платформы (Докембрийская геология СССР, 1988)

1 - границы Восточно-Европейской платформы; 2 - границы отрицательных платформенных структур; 3 - граница обнаженной части щита; 4 - условная граница щита по 300-метровой отметке залегания докембрийского фундамента; 5 - глубинные разломы щита; 6 - условная граница Воронежского кристаллического массива по 300-метровой отметке фундамента. Блоки: I - Приазовский; II - Приднепровский; III - Кировоградский.

С позиций современной тектонической концепции для территории Украины и Украинского щита, в частности, построена геодинамическая карта масштаба 1:1000000 (Геодинамическая карта..., 1989) и разработаны четкие металлогенические рекомендации (Галецкий, Пастухов, 1989; Глевасский, Пастухов, 1989), где Украинский щит рассматривается как система тектонически скученных блоков различного состава (Глевасский, 1989; Каляев, 1989). В той или иной мере аналогичные представления высказывались ранее А.В. Чекуновым, З.А. Крутиховской, Л.С. Галецким, Э.В. Мельничук, С.Г. Слоницькой. На представленной авторами схеме тектонического районирования докембрия между зоной Тейссеера-Горнквиста на западе и Припятско-Днепровско-Донецкой зоной на северо-востоке выделяется целый ряд блоков, разделенных чарнокит-гранулитовыми поясами (рис. 1.7). Общей тенденцией геологических исследований последних лет на Украине является повышенное внимание к структурам, формирующимся при горизонтальных перемещениях блоков, и признание существенной роли горизонтальных тектонических нарушений в формировании

структурного плана земной коры, чему способствовало как большое число достоверно установленных надвигов, так и результаты палеомагнитных исследований, свидетельствующие о существенном горизонтальном дрейфе крупных литосферных блоков (террейнов) в этом регионе (Михайлова и др., 1986) (рис. 1.8).

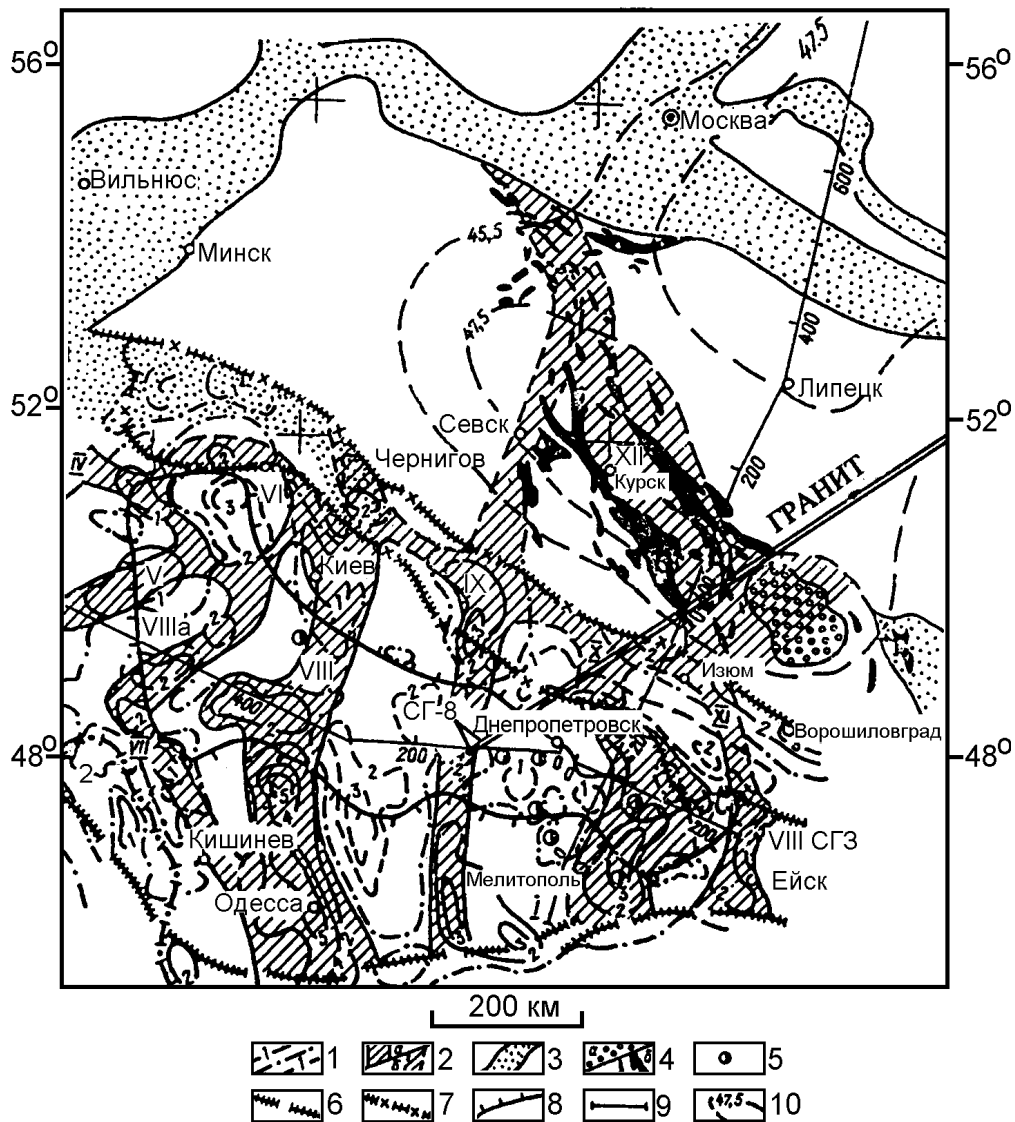


Рис. 1.7. Схема чарнокит-гранулитовых поясов (раннеархейских рифтоподобных структур) центральной части Украинского массива (по З.А. Крутиховской)

1 - изолинии регионального магнитного поля на высоте 10 км, сотни нТл; 2 - чарнокит-гранулитовые пояса или их реликты в полях гранитизации, выделенные по региональным магнитным аномалиям (а) и предположительно (б); I - Печенегско-Ладожско-Тихвинский, II - Печенегско-Кейвский, III - Янисъярвинско-Онежско-Череповецкий, IV - Дубровицко-Житомирский, V - Новоград-Волынский, VI - Припятский, VII - Винницко-Кишиневский, VIII - Черниговско-Одесский, IX - Севско-Каркинитский, X - Днепропетровско - Мелитопольский, XI - Изюмско-Ейский, XII - Курбский пояса; 3 - чарнокит-гранулитовые пояса Русской плиты (межи); 4 - вихревые массивы (а) и курская серия, частично михайловская (PR_1+AR_2) (б); 5 - железорудные месторождения; 6, 7 - границы Восточно-Европейской платформы, Днепропетровско-Донецкой и Припятской впадин; 8 - границы щитов; 9 - профили ГСЗ; 10 - изогипсы раздела Мохоровичича, км.

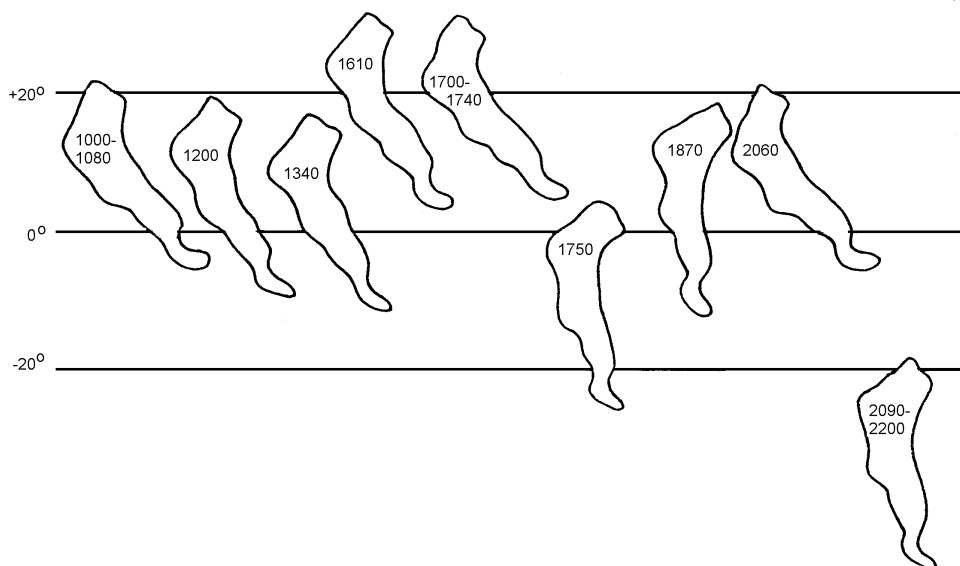


Рис. 1.8. Положение УЩ в протерозое (Н.П. Михайлова и др., 1986)
 Горизонтальные линии - палеоширота, цифры - возраст в миллионах лет.

Большое значение для понимания условий формирования рассматриваемого региона имели результаты бурения Криворожской сверхглубокой скважины (СГ-8). Скважина, заданная для изучения складчатой структуры Криворожской зоны, выявила наличие надвиговой структуры (рис. 1.9, 1.10). Однако полученные в настоящее время результаты бурения пока не позволяют сделать окончательный вывод о масштабах надвигообразования при формировании Криворожско-Кременчугской зоны (Галецкий, Пастухов, 1989; Основные результаты..., 1991; Яковлев, 1989).

В тектоническом отношении территория Украинского щита может быть разделена на три части: Приазовскую, соответствующую Приазовскому блоку, Центральную (Приднепровский и Кировоградский блоки) и Западно-Украинскую (см. рис. 1.6). Геотраверс "ГРАНИТ" пересекает юго-восточную часть Украинского щита, представленную Кировоградским и Приднепровским блоками, между которыми располагается Криворожско-Кременчугская (Западно-Ингулецкая) структура. Последняя имеет сложное чешуйчатое строение и моноклинально падает на запад (см. рис. 1.9, 1.10). В пределах этой структуры архейские плагиограниты и более молодые образования Кировоградского блока надвинуты на восток на породы криворожской серии (Профиль ГСЗ..., 1992).

Приднепровский блок в региональном плане отличается пониженным гравитационным и магнитным полями. На этом фоне выделяются отдельные интенсивные максимумы силы тяжести, обусловленные зеленокаменными структурами. Менее интенсивные, но обширные максимумы соответствуют участкам развития пород, отвечающих по составу диоритам. Отдельные интенсивные протяженные магнитные аномалии обусловлены железными формациями и ультраосновными породами в пределах площадей развития зеленокаменных толщ. Блок представляет собой типичную архейскую гранит-зеленокаменную область, а Кировоградский - ее переработанную часть. Последний иногда рассматривается как протерозойская протоплатформа, где интенсивное гранитообразование развито как в сводовых частях антиклиналей, так и в ядрах синклиналей.

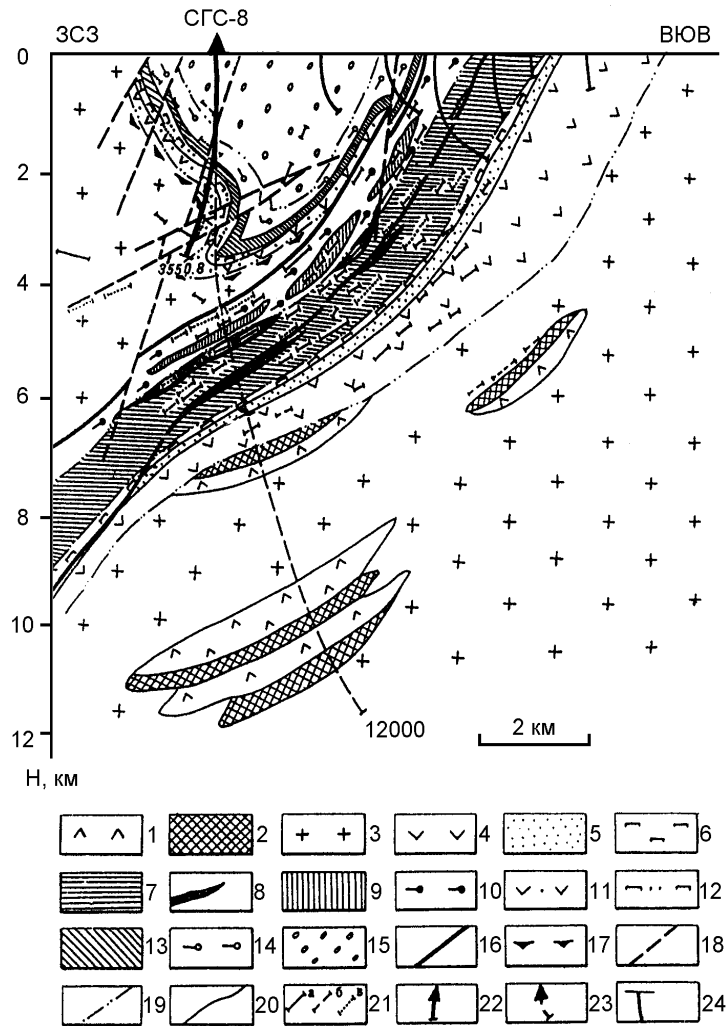


Рис. 1.9. Геологический разрез Криворожско-Кременчугской зоны с учетом данных бурения Криворожской СГС до глубины 3550.8 м (по А.В. Чекунову и др.)

Архей. Аульская и конкско-верховцевская серии: 1 - метабазиты; 2 - железистые кварциты, днепропетровский и сурско-токовский гранитоидные комплексы; 3 - плагиогранитоиды и плагиомигматиты. Нижний протерозой. Криворожская серия (фашия зеленых сланцев), новокриворожская свита: 4 - метабазиты; скелеватская свита: 5 - метаконгломераты, аркозы, филлиты; 6 - хлорит-тальковые и карбонат-тальковые сланцы; саксаганская свита: 7 - железистые кварциты и силикатные сланцы; 8 - железные руды; гданцевская свита: 9 - железистые кварциты, магнетитовые руды; 10 - мраморы, сланцы кварц-биотитовые, углисто-биотитовые, металавровлиты. Ингуло-ингулецкая серия (фашия эпидот-амфиболитовая), зеленореченская свита: 11 - кварциты, кварцитопесчаники с андалузитом и ставролитом, залегающие на древней метаморфизованной коре выветривания архейских плагиогранитоидов, метабазиты, кристаллические сланцы амфибол-полевошпат-биотитовые; 12 - высокоглиноземистые двуслюдяные с гранатом сланцы, тальк-амфиболовые породы; артемовская свита: 13 - железистые кварциты и силикатные сланцы; родионовская свита: 14 - мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые, графит-биотитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов. Средний протерозой (?). Глееватская свита: 15 - метаконгломераты, метапесчаники, метапелиты, металавровлиты; 16 - региональная шарьяжная зона; 17 - зоны интенсивного развития бластических кварц-пластических текстур (зоны "обжигания"); 18 - тектонические нарушения; 19 - границы стратиграфических несогласий; 20 - границы геологических тел; 21 - сейсмические границы в плоскости разреза с высокими (а) и слабыми (б) отражающими свойствами; по профилю, отстоящему в 400 м к югу от прилагаемого разреза, с хорошими отражающими свойствами (в); 22 - положение СГС в разрезе; 23 - проектная трасса СГС до глубины 12 тыс. м; 24 - другие пробуренные скважины.

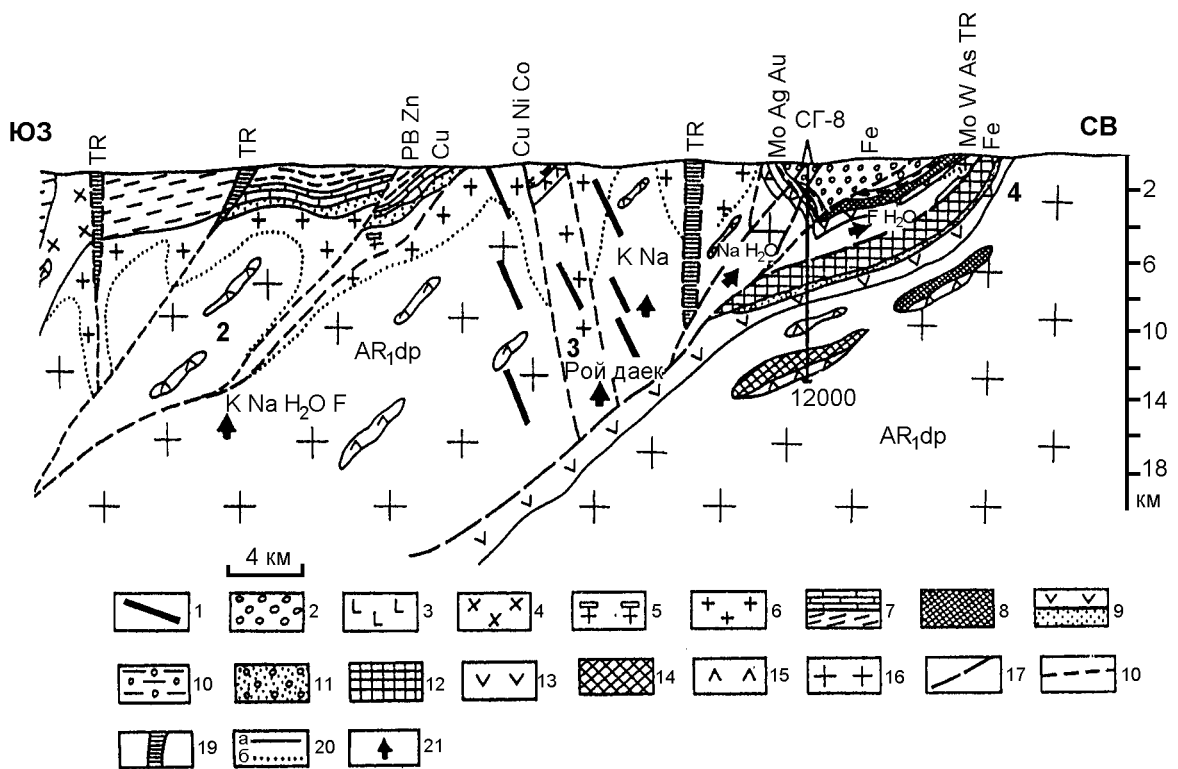


Рис. 1.10. Схематический разрез через Кривбасс и его западное обрамление (Н.С. Курлов, В.В. Решетняк, 1991)

Верхний протерозой: 1 - дайки диабазов; 2 - глеватская свита; нижний протерозой, кировоградско-житомирский комплекс гранитоидов: 3 - габбро, габбродиориты; 4 - гранодиориты, кварцевые диориты, 5 – микроклин-плагиоклазовые порфиробластовые граниты; 6 - микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые граниты средне- и мелкозернистые граниты; ингулецкая серия; 7 - карбонатные породы, графит-биотитовые гнейсы и сланцы (родионовская свита); 8 - железистые кварциты, кварц-биотитовые сланцы с гранитом (артемовская свита); 9 - амфиболовые сланцы, амфиболиты, белые слюдястые кварциты (зеленореченская свита); криворожская серия; 10 - карбонатные, графит-карбонатные породы, биотит-графитовые сланцы (гданцевская свита); 11 - железистые кварциты, кварц-биотитовые сланцы (саксаганская свита); 12 - тальковые сланцы, метапесчаники, метаконгломераты (скелеватская свита); 13 - амфиболиты, амфиболовые гнейсы, сланцы (новокриворожская свита); архей, аульская серия; 14 - железистые кварциты; 15 - амфиболиты, гранитизированные амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы; Днепропетровский гранитоидный комплекс; 16 - плагиограниты, гранодиориты; 17 - шарьяжная зона регионального заложения; 18 - разрывные тектонические зоны; 19 - проявления метасоматических процессов в зонах разломов; 20 - геологические границы: а - четкие, б - в пределах гранитоидных комплексов; 21 - привнос флюидов и растворенных элементов в пределах зоны ВЗБ; зоны разломов: 1 - Казанская, 2 - Западно-Ингулецкая, 3 - Реевская, 4 - Криворожско-Кременчугская шарьяжная зона.

Для Кировоградского блока характерно общее пониженное магнитное поле с редкими слабоинтенсивными положительными аномалиями. В поле силы тяжести южная часть блока выделяется повышенными значениями, а центральная и северная - интенсивными отрицательными аномалиями, обусловленными гранитами и рапакиви-гранитами. Вулканоогенно-осадочные породы слагают 15-20 % площади щита. Остальная его часть представлена гранитоидами.

В строении этой области принимают участие толщи нижнеархейского и нижнепротерозойского комплексов (рис. 1.11).

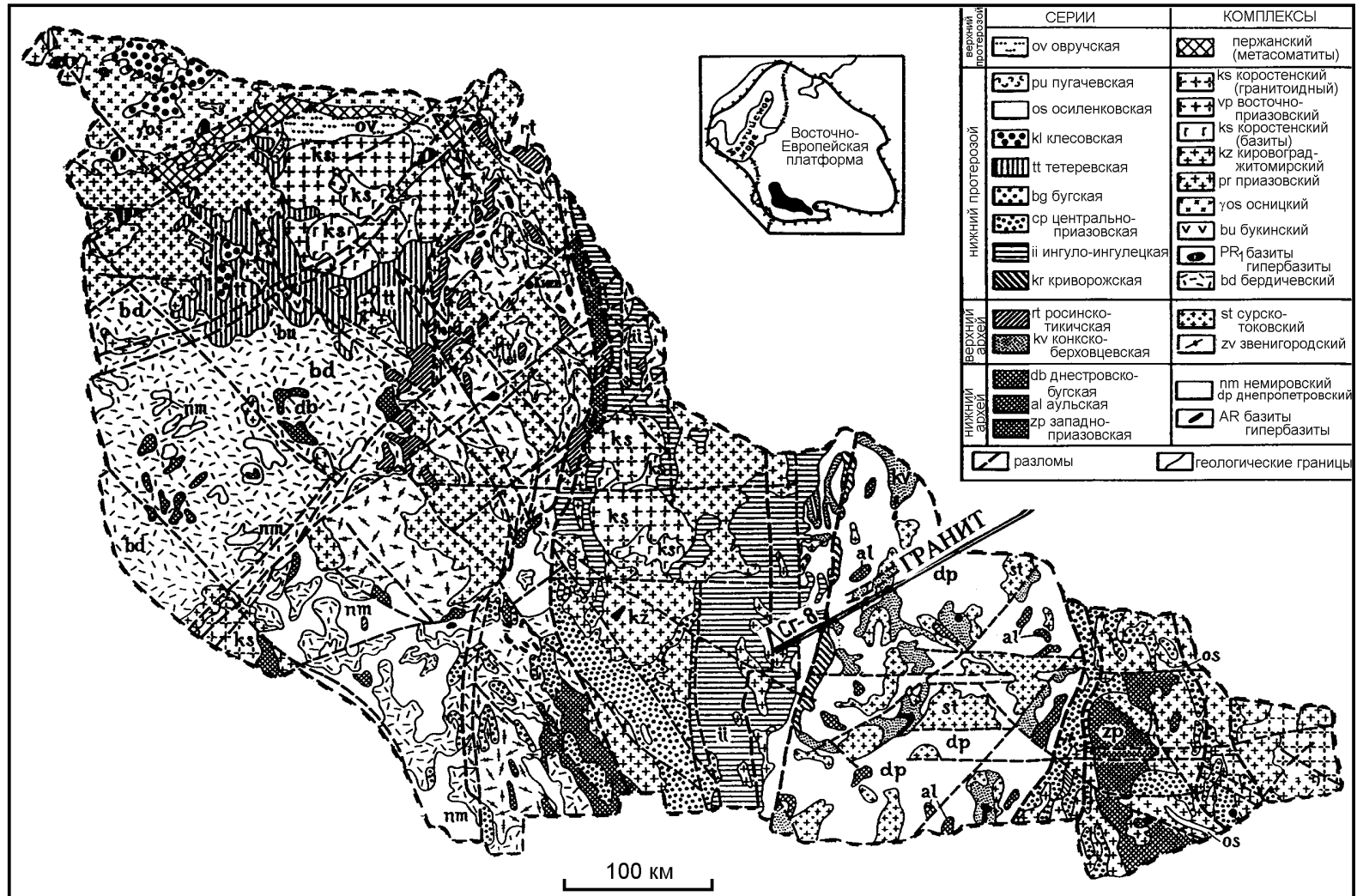


Рис. 1.11. Схематическая геологическая карта докембрийских образований Украинского щита (Докембрийская геология СССР, 1988)

Нижнеархейский комплекс. Аульская серия развита в Приднепровском блоке в виде небольших останцов пироксеновых и амфиболовых сланцев, амфиболитов, биотитовых, амфибол-биотитовых и гранатовых гнейсов, магнетит-амфибол-гранатовых кварцитов. Среди этой толщи встречаются пластовые тела метаморфизованных габброидов и ультрабазитов. Циркон из ультрабазитов зоны сочленения Приднепровского и Приазовского блоков, ассоциирующих с породами аульской серии, дает изотопные датировки 3700 ± 200 млн. лет. Наиболее древняя уран-свинцовая изохрона - 3810 млн. лет. Днепровский комплекс распространен в большей части Приднепровского блока, где образует куполовидные структуры, приуроченные к полям развития пород аульской серии в пределах Западно-Ингулецкой зоны. Комплекс представлен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, мигматитами, тоналитами, ассоциирующими с нижними частями аульской серии. В верхней части серии развиты в основном плагиограниты и плагиомигматиты. Возраст тоналит-гранодиоритовых пород по цирконам определен различными авторами в 2970 ± 200 млн. лет и 3090-3160 млн. лет.

Верхнеархейский комплекс. Супракрустальные породы этого комплекса объединяются в конкско-верховцевскую серию, которая слагает структуры, рассматриваемые как зеленокаменные пояса, и распространена преимущественно в Приднепровском блоке. Останцы пород этой серии отмечены в Западно-Ингулецкой зоне. Подразделяется серия на три свиты (снизу вверх): конкскую, белозерскую и тепловскую. Конкская свита сложена амфиболитами, метадиабазами, метаспилитами, гранат-биотитовыми, гранат-амфиболовыми сланцами с прослоями железистых кварцитов. Верхняя часть разреза свиты представлена метаморфизованными средними и кислыми эффузивами. Общая мощность свиты около 6700 м. Контакт с подстилающими нижнеархейскими породами преимущественно тектонический. Белозерская свита залегает на различных горизонтах конкской свиты с перерывом и структурным несогласием. В состав свиты входят метаморфизованные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, слюдистые кварциты, кварц-хлорит-серицитовые сланцы (нижняя подсвита), железистые кварциты, кварцево-слюдистые метапесчаники (верхняя подсвита). Мощность свиты около 2500 м. Тепловская свита представлена преимущественно вулканогенными породами, кварц-амфиболовыми и кварц-хлоритовыми сланцами и железистыми кварцитами. Возраст цирконов из верхней части конкско-верховцевской серии определен (уран-свинцовый метод) в 3250 ± 120 млн. лет и (самарий-неодимовый) 3300-3240 млн. лет.

Сурско-Токмовский комплекс гранитоидов распространен преимущественно в Приднепровском блоке. Автохтонная группа этих гранитоидов образует обширные поля, обрамленные породами конкско-верховцевской серии. Биотитовые и амфиболовые плагиограниты этого комплекса датированы по циркону 3090-2830 млн. лет.

Дайковый комплекс наиболее широко развит в Приднепровском блоке, где представлен диабазами, амфиболлизированными диабазами, габбро, габбро-диабазами и габбро-норитами.

Нижнепротерозойский комплекс. Этот комплекс представлен породами ингуло-ингулецкой серии, расчлененной на пять свит (снизу вверх): зеленореченская, артемовская, родионовская, спасовская и чечелевская. Протерозойский возраст пород серии определяется ее налеганием на коры выветривания архейских гранитоидов в обрамлении Ново-Украинского и Корсунь-Новомиргородского гранитоидных

массивов Кировоградского блока и в пределах Западно-Ингулецкой зоны. Ингуло-ингулецкая серия сложена биотитовыми, двуслюдяными, амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами, амфиболитами, метаморфизованными песчаниками, слюдяными сланцами с графитом, магнетитовым кварцитом и скарноидами. Общая мощность ингуло-ингулецкой серии достигает 5500-6000 м.

Криворожская серия является стратотипом нижнепротерозойских образований на Украинском щите и развита в западной части Приднепровского блока. Раннепротерозойский возраст серии оценивается по ее несогласному залеганию на коре выветривания архейских гранитоидов. В прерывистой полосе своего развития от Кривого Рога до Кременчуга она представлена пятью свитами (снизу вверх: новокриворожская, скелевская, саксаганская, гданцевская, гливатская), сложенными амфиболитами, метабазами, различными сланцами (амфиболитовые, биотитовые, серицитовые, хлоритовые двуслюдяные, хлоритовые и т. д.), аркозово-кварцитовыми породами, биотитовыми и биотит-хлоритовыми туфосланцами. Среди отложений гданцевской свиты в толще брекчий, метапесчаников, кварцитов хлоритовых и хлорит-магнетитовых сланцев и карбонатных осадков залегают железные руды. Общая мощность криворожской серии оценивается около 8000 м. В породах Кировоградского блока и в породах ингуло-ингулецкой серии установлены выходы пород с температурой метаморфизма 680-710 °С (гранулитовая фация), 630-680 °С (высокотемпературная амфиболитовая фация). В центральной и восточной частях Кировоградского блока присутствуют образования гранулитовой фации метаморфизма с температурами образования 650-680 °С. Общее давление при метаморфизме пород Кировоградского блока и Западно-Ингулецкой зоны оценивается в 5-6 кбар (Глубинное строение Криворожского..., 1989; Курлов, Решетняк, 1989).

Тектоническое развитие Украинского щита длительное время рассматривалось с фиксистских позиций. Однако в последние годы академиками А.Л. Яншиным и Л.П. Зоненшайном, Г.И. Каляевым, Л.С. Галецким, В.Г. Пастуховым, О.С. Ступкой и рядом других исследователей разработаны модели формирования щита с плито-тектонических позиций. Большое значение для активизации работ в этом направлении имели выделение пологопадающих зон на сейсмических разрезах Украинского щита (Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение..., 1993; Профиль ГСЗ..., 1992 и др.), развитие представлений о различии деформационных свойств разноглубинных слоев земной коры (Глубинные неоднородности..., 1990; Чекунов, 1992 и др.) и результаты бурения Криворожской сверхглубокой скважины (Зоненшайн, Натапов, 1991; Основные результаты..., 1991).

Полезные ископаемые. Общая характеристика металлогенической специализации геотектонических структур и основных рудоносных формаций Украинского щита приведена в табл. 1.1. В пределах полосы исследований на Украинском щите известны месторождения марганца (Никопольское), никеля (Девладовское и Сухохуторское), титана, талькомагнезита (Правдинское), гранита (Кудашевское), минеральных красителей (Криворожское), огнеупорных глин (Пятихатское); в северо-восточной части УЩ - ряд месторождений бурого угля, золота и урана (Сазонов, 1995).

Металлогеническая специализация геотектонических структур УЩ
(по Л.С. Галецкому, В.Г. Пастухову)

Металлогеническая область; основные металлогенические эпохи	Геологические серии и комплексы	Главнейшие рудоносные геологические формации или группы формаций	Рудные формации (месторождения и рудопроявления)
Кировоградская; раннепротерозойская	Бугская серия; Кировоградско-житомирский комплекс; Коростенский комплекс	Флишоидная; Гранитоидная субщелочная; Рапакиви-гранитная; Габбро-анортозитовая	Графитовая гнейсовая; Медно-молибденовая; Олово-вольфрамовая скарновая; Кварцевая; Вольфрам-молибденовая
Западно-Ингулецко-Криворожская зона; раннепротерозойская	Ингуло-ингулецкая серия	Кремнисто-сланцево-карбонатная; Кремнисто-железистая	Графитовая гнейсовая

Днепровско-Донецкий авлакоген

Эта линейная протяженная структура располагается между Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом. Под таким названием некоторые авторы понимают всю Припятско-Днепровско-Донецкую тектоническую систему. В других вариантах она известна как состоящая из Припятского прогиба, Днепровско-Донецкого прогиба и Донецкого складчатого сооружения (Донбасса), продолжением которого на юго-востоке служит погребенный кряж Карпинского. Эта структура имеет длину около 1300 км при ширине от 60 до 170 км (см. рис. 1.2, 1.5). Ряд исследователей употребляет название “Днепровско-Донецкий палеорифт”. Кроме того, в юго-восточной части ДДА под палеозойскими отложениями выделяется еще и додевонский рифтогенный прогиб (структура “грабен в грабене”).

Разрез рассматриваемой структуры представлен комплексом слоистых отложений, мощность которых возрастает с северо-запада на юго-восток от 1-5 до 20-25 км. В основном это терригенно-осадочные и осадочные породы от среднепалеозойского возраста до неогена, изучение которых интенсивно велось в связи с освоением Донецкого угольного бассейна.

Чаще всего в геологической литературе ДДА рассматривается как рифтовая структура, возникшая на своде Украинско-Воронежского щита и входящая в систему глобальных разрывных дислокаций Евразии (Хаин, 1977). По данным сейсморазведки, в разрезе прогиба предполагается существование нижнего структурного этажа. Исходя из общих геологических соображений и скоростной характеристики его толщ, этот этаж представлен, видимо, рифейскими осадочно-метаморфогенными породами. Бурением этот структурный этаж нигде не вскрыт. Ширина нижнего структурного этажа меньше, чем ширина Днепровско-Донецкого авлакогена на поверхности и на различных участках структура нижнего этажа тяготеет то к юго-западному, то к северо-восточному бортам авлакогена. Предполагается, что эта структура представляет собой рифейский грабен (Гутерман, Козленко, 1990).

Широкое развитие надвигов в пределах авлакогена и его асимметричное строение (Нагорный Ю.А., Нагорный В.А., 1972; Терентьев, 1987; Брагин, Калашник, 1988; Соловьев, 1991) позволили К.О. Соборнову, интерпретируя сейсмические данные, предложить иную модель формирования ДДА (рис. 1.12). Предполагается, что современное строение этой структуры могло сформироваться в процессе раздвижения двух блоков земной коры и последующего их сближения, в результате чего комплексы Украинского щита поддвигались под ВКМ. При этом породы межблокового пространства были смяты в складки и осложнены пологими надвигами. Надо отметить, что такая модель формирования Днепровско-Донецкого авлакогена удачно объясняет особенности его строения.

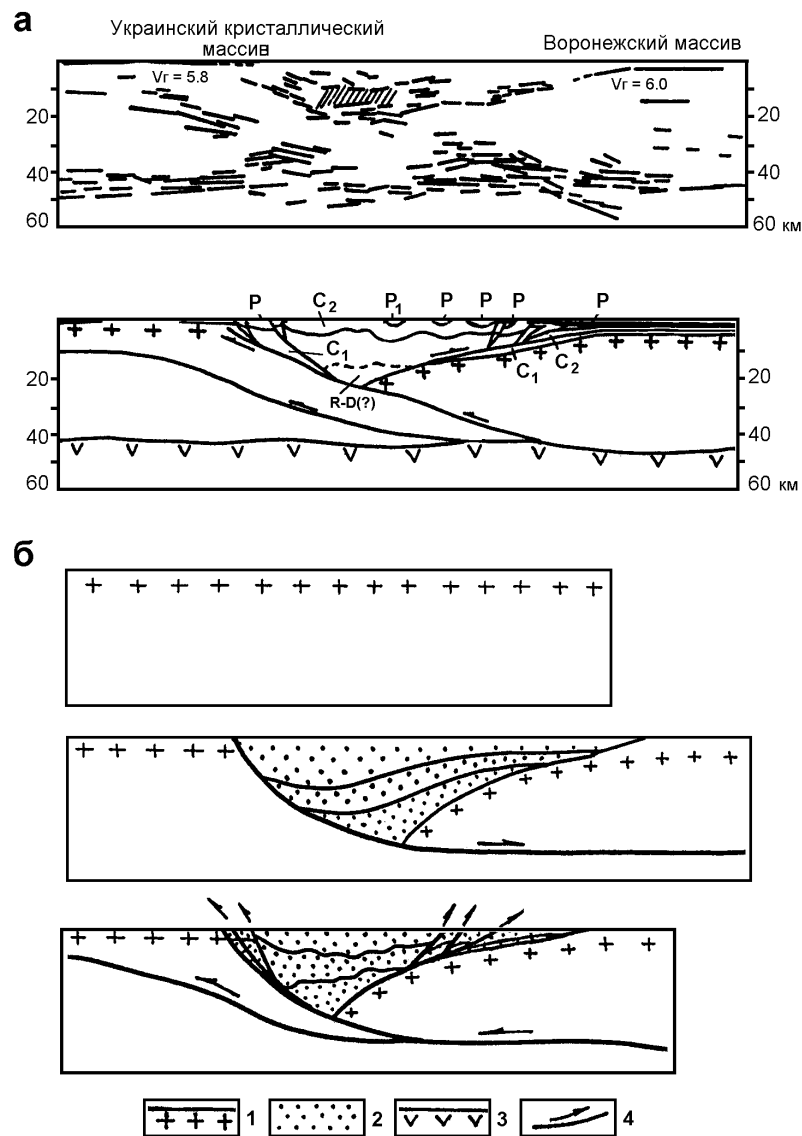


Рис. 1.12. Сейсмический и геолого-геофизический разрез Донбасса по материалам "Южукргеология" (а) и модель формирования Днепровско-Донецкого прогиба, по К.О. Соборнову (б)

1 - гранито-гнейсы; 2 - осадочные и вулканогенно-осадочные толщи; 3 - мантийные комплексы; 4 - тектонические нарушения и направление перемещения. Штриховкой на разрезе а показан волновод.

В начале 1990-х годов рядом исследователей (Глубинные неоднородности..., 1990; Смирнов, 1991; Ревердатто и др., 1993) предпринимались попытки смоделировать особенности развития Днепровско-Донецкого авлакогена, используя данные по тепловому потоку. При этом В.В. Ревердатто была взята за основу геодинамическая модель рифтинга, разработанная Д. Маккензи и Г. Джарвисом. По результатам этих исследований указывается, что развитие Днепровско-Донецкого авлакогена существенно отличалось от развития классических рифтов северной Европы. Все это, вслед за другими исследователями (Клушин и др., 1989; Отображение глубинного строения..., 1990), позволяет считать, что формирование глобального палеорифта, составной частью которого является ДДА, происходило под действием знакопеременных горизонтальных напряжений.

В общих чертах разрез Днепровско-Донецкого авлакогена вблизи геотраверса "ГРАНИТ" на основании предшествующих сейсмических исследований представляется следующим образом (рис. 1.13). Кайнозойские отложения имеют мощность до 200-400 м и залегают согласно на мезозойских отложениях мощностью до 2000-2400 м. Их подошва (граница с подстилающими каменноугольными отложениями) прослеживается на сейсмических разрезах достаточно четко. Залегающие глубже палеозойские отложения имеют мощность около 4200-4800 м и представлены осадочными породами девона и карбона. Их подошва прослеживается на глубине 7300-7600 м, а нижележащие отложения условно датируются вендом, рифеем, нижним протерозоем и археем. Нижняя граница этого комплекса с кристаллическим основанием, по разным данным, предполагается под Днепровско-Донецким авлакогеном на глубине от 10-12 до 16-18 км (Проблема додевонского рифтогенеза..., 1991; Глубинное строение восточной части..., 1977 и др.).

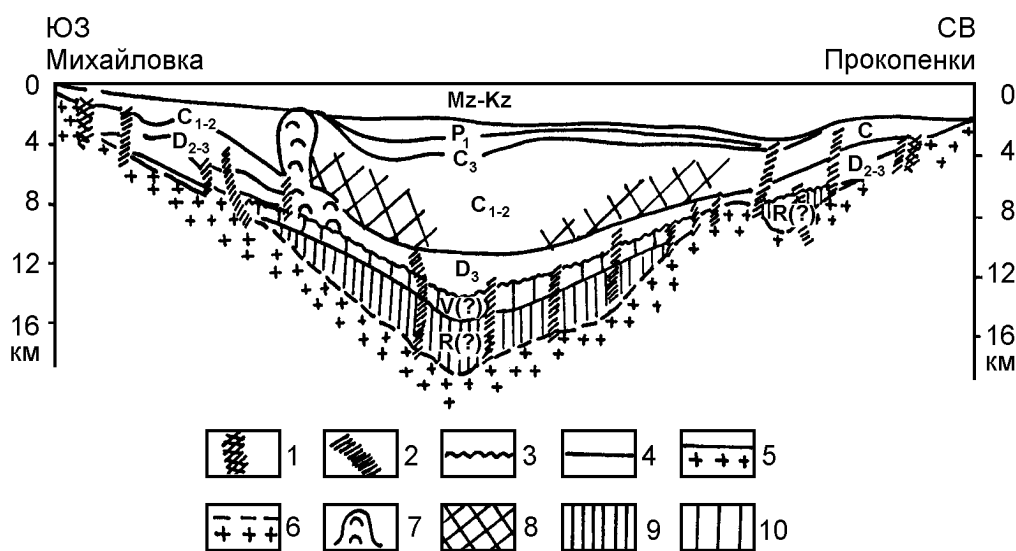


Рис. 1.13. Сейсмогеологический разрез ДДА (по А.Е. Лукину и др.)

1 - краевые нарушения; 2 - прочие нарушения; 3 - кровля промежуточного сейсмического комплекса; 4 - основные сейсмостратиграфические границы; 5 - поверхность кристаллического фундамента по данным бурения; 6 - предполагаемая граница промежуточного сейсмического комплекса и фундамента; 7 - солевые диапиры; 8 - зоны повышенных градиентов мощностей и межформационных переходов в каменноугольных отложениях; 9 - предполагаемые рифейские отложения; 10 - предполагаемые вендские и венднинеопалеозойские отложения.

Проблема додевонского рифтогенеза является одной из наиболее важных для Днепровско-Донецкого авлакогена. Суть ее в том, что, по современным представлениям, ДДА является относительно молодой структурой в отличие от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы, заложившихся в рифее. Наиболее древние осадочные породы чехла ДДА залегают на архейско-нижнепротерозойском фундаменте и, по данным бурения, представлены эйфельскими и живецкими отложениями. В связи с этим и возникает вопрос о промежуточном комплексе, не вскрытом бурением и залегающем в осевой части ДДА между чехлом и кристаллическим основанием (см. рис. 1.13).

Полезные ископаемые. Днепровско-Донецкий прогиб является одним из крупнейших каменноугольных бассейнов ВЕП. К тому же здесь давно проводятся поиски, разведка и добыча углеводородов. В пределах прогиба известны рудопроявления и месторождения фосфоритов, галита, мела, кварцевого песка и ряда других полезных ископаемых.

Воронежский кристаллический массив

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) является одной из наиболее крупных положительных структур Восточно-Европейской платформы. В его пределах располагается Курская Магнитная Аномалия (КМА), обусловленная залежами железных руд одного из крупнейших железорудных районов мира. Аномалии магнитного поля в этом районе были открыты еще в 1784 г. П.Б. Иноходцевым. Интенсивное изучение этого района привело к открытию крупных залежей железистых кварцитов с содержанием железа в них от 26 до 46 % и связанных с ними богатых железных руд с содержанием железа 48-68 %.

К середине 1970-х годов была составлена геологическая карта Воронежского кристаллического массива масштаба 1:1500000, которая является наиболее распространенной геологической основой до настоящего времени. Примерно в то же время (1977 г.) Н.Д. Кононовым была составлена тектоническая карта ВКМ масштаба 1:1000000. Во второй половине 1980-х годов геологами ПО "Центргеология" и Московского геологоразведочного института под руководством Ю.Н. Ермакова и Е.М. Крестина были составлены схематическая геологическая карта раннего докембрия Центральных районов Восточно-Европейской платформы (масштаб 1:1000000) и схема тектонического районирования раннего докембрия центральных районов ВЕП (масштаб 1:2500000), которые включают восточную часть ВКМ. В 1991 году геологами Воронежской геолого-геофизической экспедиции (И.И. Кривцов, С.Н. Молотков, Н.М. Чернышев и Д.С. Молотков) в рамках тематической работы по локальному прогнозу сульфидно-никелевого оруденения юго-восточной части ВКМ составлена схематическая карта докембрийских образований восточной части ВКМ (масштаб 1:500000) и схема геолого-геофизического районирования ВКМ (масштаб 1:2500000). В начале 1990-х годов вышла из печати геологическая карта ВКМ масштаба 1:500000 под редакцией Ю.Н. Ермакова и Н.Д. Кононова.

Длительное изучение ВКМ привело к тому, что в настоящее время имеется несколько геологических карт и схем тектонического районирования этого района, существенно отличающихся как по трактовке структурных форм выделяемых тектонических подразделений, так и их размерам, конфигурации и положению в про-

странстве. В целом просматривается такая закономерность, что более ранние схемы тектонического расчленения несут на себе четкие следы влияния геосинклинальной концепции: все структуры рассматриваются как синклинальные или антиклинальные различного размера и сложности. В более поздних схемах под влиянием геодинамической тектонической концепции в терминологическом ряду начинают появляться такие понятия, как блоки и мегаблоки, зеленокаменные пояса, шовные зоны, зоны протоактивизации (Чернышов, 1986; Мяснякин, Чернышов, 1992).

Изучение осадочных отложений ВКМ показало, что массив полностью перекрыт мезозойскими и кайнозойскими отложениями, мощность которых колеблется от первых десятков метров в центральных частях массива до нескольких сотен метров на его склонах. Как показали геоморфологические исследования, в течение новейшего времени рассматриваемая территория испытывала преобладающие поднятия, суммарная амплитуда которых достигала 200 и более метров. При этом характер движений западной и восточной частей массива существенно различаются (Карта новейшей тектоники..., 1984).

Что касается дизъюнктивных нарушений, то основная роль в формировании современного тектонического облика региона отводится глубинным разломам, которые ранжируются как по своей значимости (разделяющие мегаблоки, блоки I порядка, II порядка, внутриблоковые и т. д.), так и по их глубинности (мантийного заложения, коровые и т. д.). К сожалению, специальных исследований по определению углов падения глубинных разломов и крупных тектонических нарушений не проводилось, а их положение на разрезах, в условиях ограниченной обнаженности, определялось в основном по геофизическим данным.

В пределах Воронежского кристаллического массива различными авторами выделяется ряд зон, блоков и мегаблоков, которые имеют существенно отличающуюся конфигурацию и тектоническую позицию. Однако большинство исследователей сходятся на том, что ВКМ состоит из двух принципиально различающихся по строению блоков земной коры: западного - Курского и восточного - Воронежского, граница между которыми проходит по Лосевско-Мамонскому разлому северо-западного направления (рис. 1.14, 1.15).

В геологическом строении района принимают участие два резко различных комплекса пород. Нижний комплекс представлен интенсивно метаморфизованными породами архейского и протерозойского возраста: кристаллическими сланцами, гнейсами, железистыми кварцитами, вулканитами и прорывающими их интрузивами от ультраосновного до кислого составов. Верхний комплекс залегает почти горизонтально и трансгрессивно на породах докембрийского фундамента и представлен осадочными породами: глинами, известняками, песками и песчаниками от средне-верхнепалеозойского и мезозойского до четвертичного возраста. Мощность осадочных отложений изменяется от 30-180 м в центральной части ВКМ до 350-600 м в его южной части.

Нижний архей. Отложения этого возраста принимают участие в строении Курского блока и картируются в его западной части. Они представлены биотит-плагиоклазовыми, гранат-биотит-плагиоклазовыми, амфибол-биотит-плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми, часто мигматизированными гнейсами, реже апогаббровыми амфиболитами, биотитовыми, двупироксеновыми. Предполагается, что первичными породами, по которым образовались гнейсы обоянской серии, были вулканиты основного состава и терригенные осадки, подвергшиеся прогрессивно-

му метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой стадий метаморфизма. Абсолютный возраст этих отложений более 3 млрд. лет. Видимая мощность обоянских гнейсов до 2-3 км. Гранитизированные в различной степени биотит-плагиоклазовые гнейсы имеют плотность около 2.67 г/см^3 и слабую намагниченность ($0-500 \times 10^{-6}$ СГСМ). Плотность биотит-роговообманковых и пироксеновых гнейсов и амфиболитов достигает 2.77 г/см^3 , намагниченность до $500-1000 \times 10^{-6}$ СГСМ.

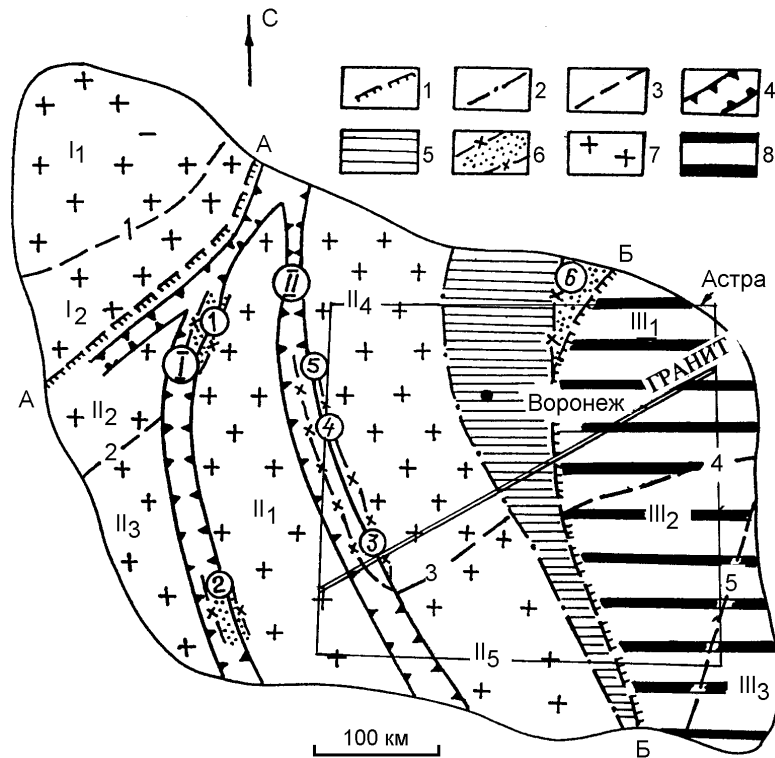


Рис. 1.14. Схема блокового строения Воронежского кристаллического массива (Н.М. Чернышов, 1986)

1 - зоны глубинных разломов, разделяющих мегаблоки (А-А - Белопольско-Павлинский, Б-Б - Лосевско-Мамонский); 2 - Липецко-Павловский глубинный разлом; 3 - главные внутриблоковые разломы мантийного заложения (1 - Новозыбковско-Почепский, 2 - Рыльский, 3 - Кодинцовский, 4 - Алексеевско-Александровский, 5 - Шумилинско-Новохоперский); 4 - зеленокаменные пояса (цифры в кружках: I - Белгородско-Михайловский, II - Орловско-Тимский); 5 - Усманская шовная зона; 6 - зоны протоактивизации (цифры в кружках: 1 - Михайловская, 2 - Белгородская, 3 - Волотовская, 4 - Тим-Ястребовская, 5 - Мантуровская, 6 - Грязинская); 7 - мегаблоки с "легкой" литосферой и блоки второго порядка; Брянский мегаблок: I₁ - Деснянский, I₂ - Трубчевско-Брянский; Курский мегаблок: II₁ - Курско-Бесединский, II₂ - Комаричский, II₃ - Шептуховский, II₄ - Касторненско-Ливенский, II₅ - Россошанский; 8 - Воронежский мегаблок с "тяжелой" литосферой: III₁ - Мичуринский, III₂ - Калачский, III₃ - Борисоглебско-Урюпинский.

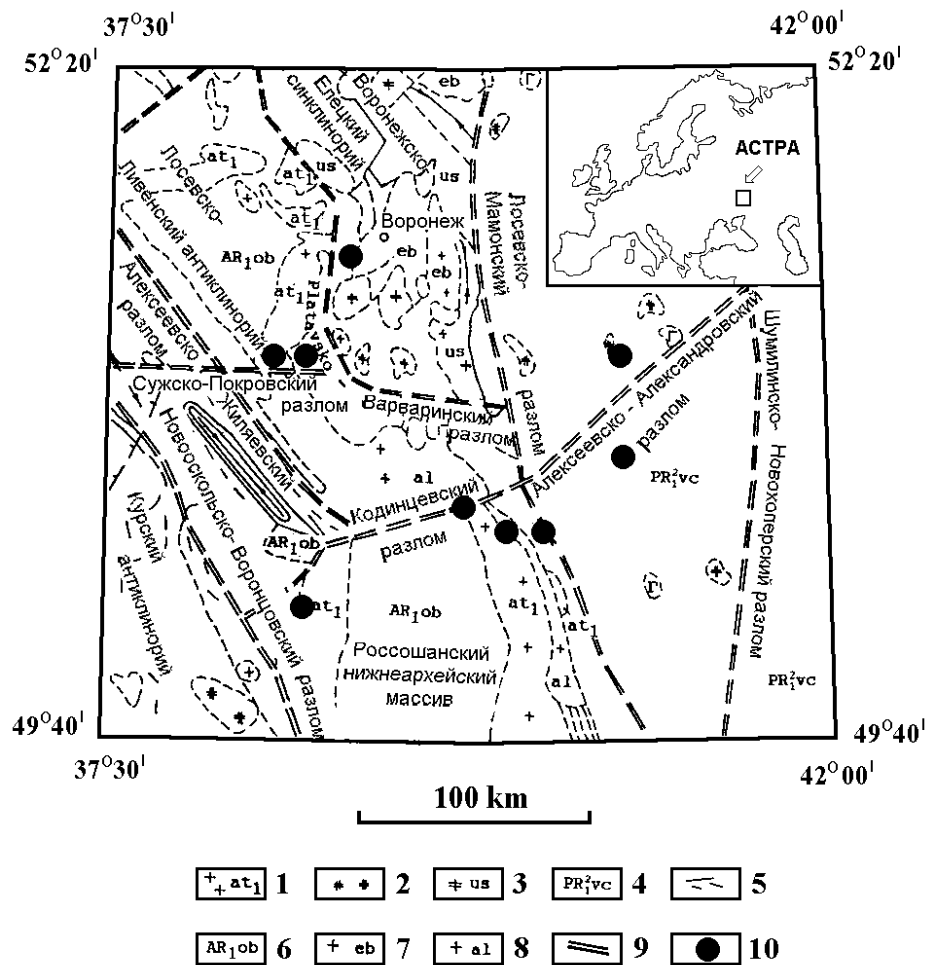


Рис. 1.15. Тектоническая карта Воронежского кристаллического массива (по Н.Д. Кононову)

1 - граниты субщелочные атаманского комплекса; 2 - метасоматические гранитоиды атаманского комплекса; 3 - граниты, гранодиориты бобровского комплекса; 4 - гранодиориты, диориты николаевского интрузивного комплекса; 5 - железистые кварциты курской серии; 6 - плагиограниты обоянской серии; 7 - вулканиты михайловской серии преимущественно основного состава (лебединская свита); 8 - вулканиты кислого состава (александровская свита); 9 - зоны разломов; 10 - эпицентры землетрясений.

Верхний архей представлен породами михайловской и лосевской серий. Михайловская серия слагает небольшие тела плагиоклазовых амфиболитов, актинолит-роговообманковых гнейсов, магнетит-амфиболовых и биотит-амфиболовых пород в юго-западной части района. Эти породы входят в состав Орловско-Тимского зеленокаменного пояса. Их возраст оценивается в 3.1-2.6 млрд. лет. Общая мощность серии достигает 3 км. Породы лосевской серии слагают крупный блок в районе г. Воронеж, ограниченный с запада Павловско-Варваринским, а с востока Лосевско-Мамонским нарушениями (см. рис. 1.15). На картах некоторых авторов эти образования отнесены к лебединской свите, входящей в состав михайловской серии или к байгоровской (грязинской) серии. Породы лосевской серии слагают субмеридиональную линейную структуру, располагающуюся между Лосевско-Мамонским разломом на западе и Павловско-Стрелецкой шовной зоной на юге. При этом последняя рассматривается рядом исследователей как граница между Курским и Воронежским блоками. Ранее

указывалось, что некоторыми исследователями такой границей между блоками считается Лосевско-Мамонский разлом. Образования лосевской серии представлены метаэффузивами основного и среднего состава, метадацитами и риодацитами, метадацитовыми порфиритами, вторичными кварцитами, туффитами, туфопесчаниками, кварц-биотитовыми, двуслюдяными и альбит-хлоритовыми сланцами, метабазальтовыми и метаандезитовыми вулканитами и амфиболитами. Возраст пород лосевской серии колеблется от 2.6 до 2.3 млрд. лет. К площади развития толщ этой серии приурочено большое количество массивов биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов, тоналитов и гранодиоритов усманского комплекса.

Нижний протерозой. Породы этого возраста входят в состав воронцовской серии и воронежской свиты. Они слагают в пределах района исследований большую часть Воронежского блока.

Воронцовская серия (нерасчлененная) сложена переслаивающимися метапесчаниками, филлитовидными, двуслюдяными и углесодержащими сланцами с тонкими прослоями метаэффузивов основного, среднего и кислого составов. Среди пород воронцовской серии достаточно широко развиты зоны гранитизации с дайками и жилами гранитов и пегматитов бобровского интрузивного комплекса. Существенная роль в строении нижней части разреза серии принадлежит продуктам метаморфизма амфиболитовой фации по породам воронцовской серии: двуслюдяным, биотитовым гнейсам с гранатом и силлиманитом, сланцам с сульфидной и углисто-графитовой минерализацией. Возраст пород воронцовской серии составляет 2.3-2.0 млрд. лет.

Воронежская свита развита в северной части Воронежского блока и представлена метаморфизованными песчаниками, алевролитами, туфами и туфопесчаниками. В пределах свиты выделяется два типа разрезов: существенно эффузивный и пирокластически-осадочный. Разрезы первого типа сложены метабазальтами, метаандезит-базальтами, их пиропластами. Второй тип разреза представлен туфоконгломератовой пачкой (туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты, туфоконгломераты с галькой метаморфизованных эффузивов, габбро-диабазов и плагиогранитов и туфогенной пачкой (агломератовые туфы, туффиты, туфопесчаники, метаандезитобазальты, метариодациты). Абсолютный возраст пород воронежской свиты составляет не менее 2 млрд. лет.

Следует отметить, что изложенные представления о стратиграфическом расчленении толщ не являются единственными. Существует значительное количество схем стратиграфического расчленения пород, в которых возраст, количество подразделений, их объем и распространение существенно различаются.

Интрузивный магматизм. Комплексы, слагающие изучаемый район, включают большое количество различных по составу и возрасту интрузивных массивов от пироксен-рибекитовых сиенитов артюшкинского комплекса (верхи нижнего протерозоя) до пироксенитов и габбро-амфиболитов сергеевского комплекса, датированного верхним археем. Обособленную позицию занимает крупный Россошанский массив плагиогранитов, слагающий большую часть крупного блока того же названия. Оценка возраста интрузивных комплексов является делом довольно сложным и требует достаточного количества определений абсолютного возраста или надежной стратиграфической привязки толщ, прорываемых интрузиями и перекрывающих их, а также возможности детальных наблюдений за характером взаимоотношений как между интрузивными и вмещающими, так и различными магматиче-

скими породами. Так как ни одно из этих условий в полной мере в данном районе невыполнимо, то в основу расчленения магматических пород докембрия положены представления о существовании определенных этапов геологического развития соответствующих регионов. Этим, видимо, и объясняется выделение большого количества комплексов интрузивных пород (артюшкинский, атаманский, мескинский, новогородский, ольховский, шуковский, бобровский, еланский, мамонский, подразделяющийся еще на 4 типа, усманский, рождественский и сергеевский). Эти комплексы интрузивных пород укладываются в достаточно большой временной интервал от верхнего архея до верхов нижнего протерозоя.

Тектоника. Как уже отмечалось, ВКМ состоит из двух резко отличающихся друг от друга блоков: западного Курского с “легкой” корой и Воронежского - с “тяжелой” (Афанасьев, Тарков, 1982 и др.). Обособленным образованием представляется зажатый между ними в северной части ВКМ Усманский блок (Усманская шовная зона (см. рис. 1.14) или Воронежско-Елецкий синклиниорий (см. рис. 1.15)), отличающийся по строению как от Курско-Брянского, так и от Воронежского блоков.

Сопоставление нескольких геологических и тектонических схем различных авторов указывает на существенное различие количества и положения тектонических нарушений, выделяемых в районе исследований. В этих условиях определенное представление об особенностях тектоники можно составить по характеру геофизических полей (рис. 1.16-1.18).

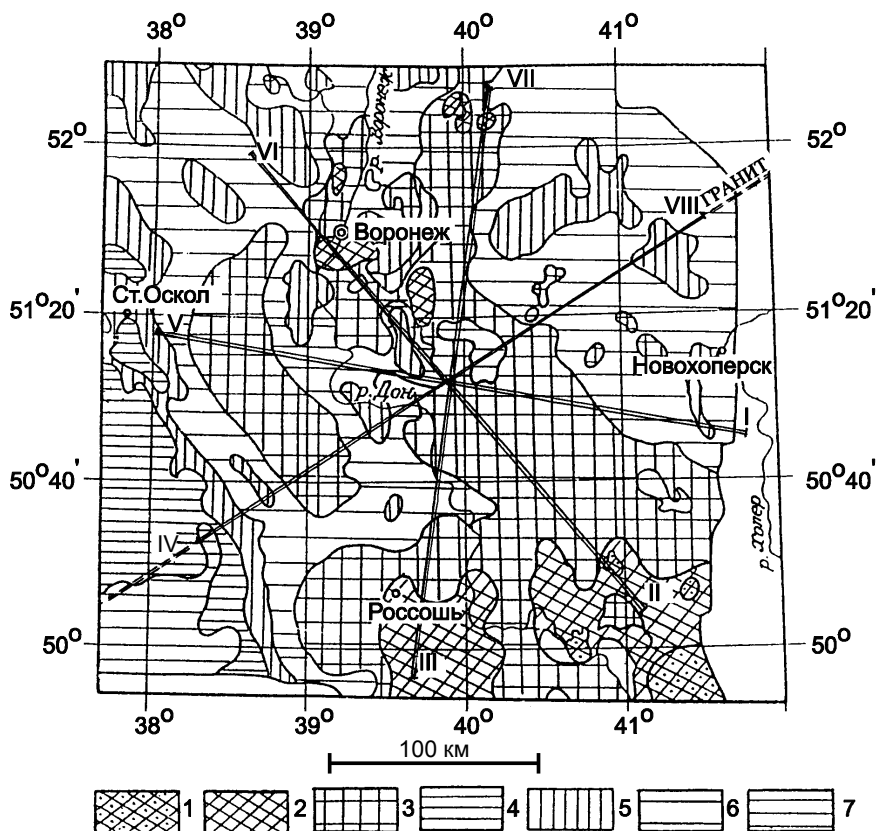


Рис. 1.16. Схема районирования поля силы тяжести ВКМ (по Н.М. Чернышову и др.)

Зоны аномального поля силы тяжести и их классификация по напряженности: 1 - максимальная; 2 - высокая; 3 - повышенная; 4 - средняя; 5 - пониженная; 6 - низкая; 7 - минимальная.

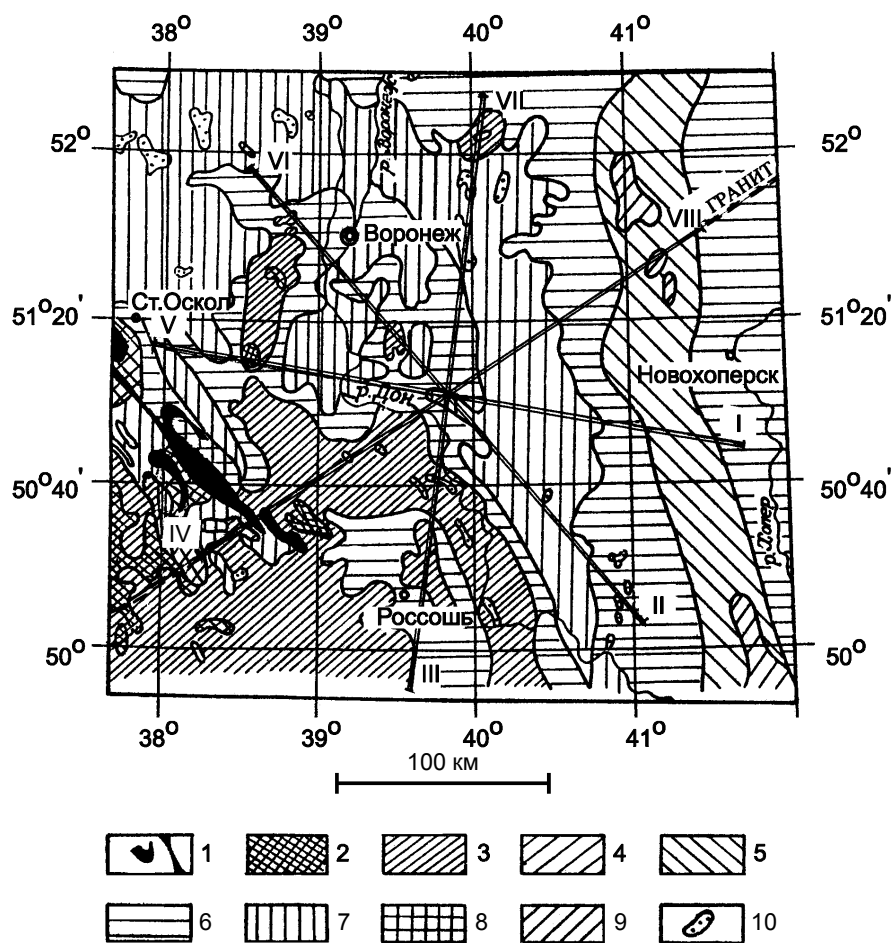


Рис. 1.17. Схема районирования геомагнитного поля ВКМ
(по Н.М. Чернышову и др.)

Интенсивность поля в нТл: положительные значения: 1 - более 5000; 2 - 1000-5000; 3 - 200-1000; 4 - 0-200; отрицательные значения: 5 - 200-0; 6 - 400-200; 7 - 1000-400; 8 - 2000-1000; 9 - менее 2000; 10 - локальные аномалии.

Однако обращает на себя внимание различие в рисунках разных геофизических полей. Так, для магнитного поля Воронежского блока характерно преимущественно субмеридиональное простираение аномалий (см. рис. 1.17), в то время как на схеме районирования гравитационного поля (см. рис. 1.16) и схеме геоэлектрического сопротивления пород докембрия (см. рис. 1.18) такая закономерность не просматривается. Для Курского блока для всех геофизических полей характерна северо-западная ориентировка аномальных зон. Во всех полях находит проявление Лосевско-Мамонский разлом. Тем не менее, нужно отметить, что никаких специальных исследований по изучению морфологии глубинных разломов на ВКМ не проводилось. Этим, видимо, и объясняется существенное различие в количестве и местоположении глубинных разломов, выделяемых различными авторами. Более того, представление о том, что блоки земной коры ограничиваются лишь вертикальными глубинными разломами, в настоящее время подвергается серьезной критике, что связано в основном с новыми данными о реологических свойствах различных горизонтов земной коры.

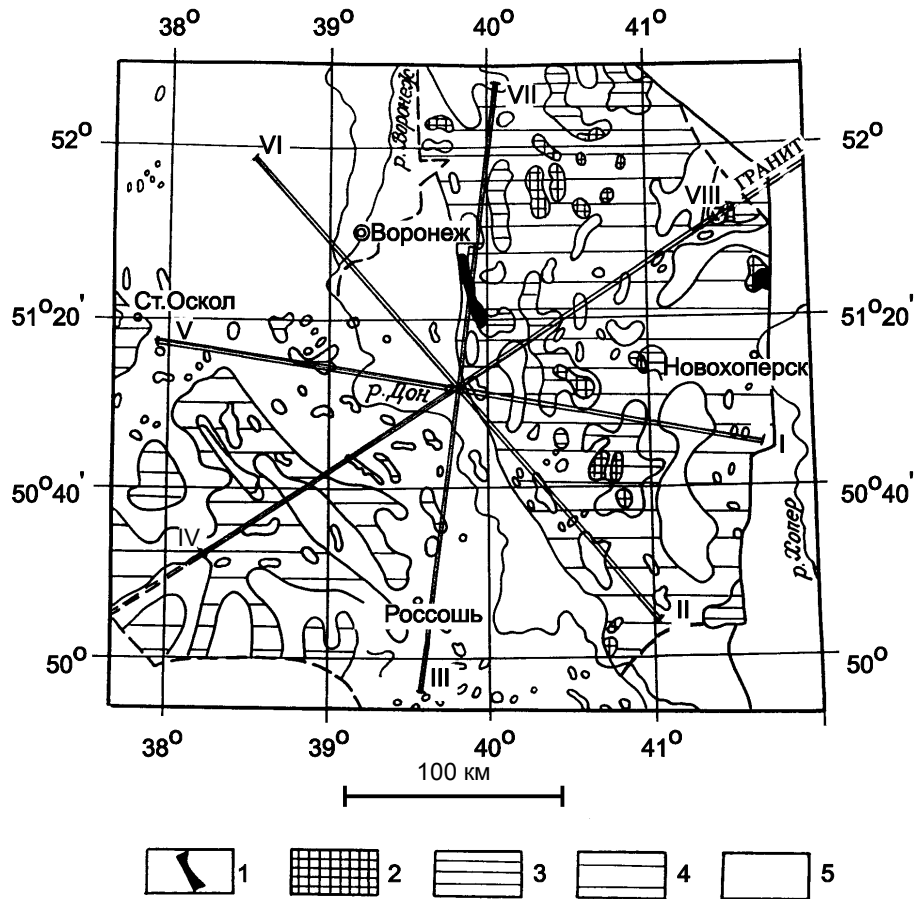


Рис. 1.18. Схема геоэлектрического сопротивления пород докембрия по данным ВЭЗ (по Н.М. Чернышову и др.)

Сопротивление в Ом·м: 1 - минимальное (50 и менее); 2 - низкое (50-100); 3 - пониженное (100-200); 4 - среднее (200-1000); 5 - высокое (1000-3000 и более).

Полезные ископаемые. Главным полезным ископаемым ВКМ являются железистые кварциты Курской Магнитной Аномалии. Однако месторождения КМА располагаются северо-западнее района, пересекаемого геотраверсом. В его же пределах наиболее значимым может считаться медно-никелевое и золотое оруденение, приуроченные соответственно к ультрамафитовым массивам Лосевско-Мамонского пояса (Нижнемамонское и Подколодненское медно-никелевые сульфидные месторождения) и Тим-Ястребовской структуре (бескварцевое золото-сульфидное оруденение) (Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1986; Мяснякин, Чернышов, 1992).

Касаясь общей геодинамической модели формирования юго-восточной части ВЕП, следует отметить один из широко дискутируемых вопросов региональной тектоники этого района - вопрос о взаимоотношении Украинского щита, Днепровско-Донецкого авлакогена и Воронежского кристаллического массива. Одни исследователи на основании близости абсолютных возрастов пород УЩ и ВКМ (Bogdanova et al., 1996), расположения обоих блоков в пределах одной спутниковой региональной магнитной аномалии (Каратаев, 1990) и прослеживания аномальных особенностей геофизических полей УЩ под ДДА считают, что Украинский щит и Воронежский кристаллический массив представляют собой единый блок ("Сар-

матия”), осложненный более поздними тектоническими событиями. При этом восточной границей геоблока служит Пачелмский авлакоген (Геотрансект..., 1990; Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская..., 1989; Докембрийская геология СССР, 1988 и др.). Другие - на основании палеомагнитных данных (см. рис. 1.8) (Михайлова и др., 1986) и различий в морфологии близповерхностных аномальных геофизических полей в пределах УЩ и ВКМ предполагают, что Украинский и Воронежский блоки сблизались при горизонтальной коллизии. Причем, учитывая асимметрию ДДА и широкое развитие надвигов в его пределах, предполагается, что комплексы Украинского щита поддвигались под ВКМ (см. рис. 1.12) (Соборнов, Хацкель, 1991).

Волго-Уральский регион

Восточная часть ВЕП, пересекаемая геотраверсом “ГРАНИТ”, от Пачелмского авлакогена на западе до Уральского складчатого пояса на востоке большинством исследователей относится к Волго-Уральской антеклизе (см. рис. 1.2, 1.5). В ее пределах обычно выделяются Токмовский свод на западе, Татарский свод в центральной части и Калтасинский авлакоген на востоке. Изучение чехла этой части ВЕП велось гораздо интенсивнее, чем фундамента, что объясняется поисками месторождений углеводородов. Толчком к этому послужила острая нехватка нефти в период Великой Отечественной войны и после нее. Поиски привели к открытию в восточной части Волго-Уральского региона новой нефтегазоносной провинции - так называемого “Второго Баку”.

В изучении фундамента рассматриваемого региона весьма условно выделяется два этапа. Началом первого можно считать 1943 г., когда проводилось геологическое изучение фундамента в Татарии и Заволжье. Ряд скважин вскрыли первые десятки метров кристаллических пород, частично с отбором из них керна. Полученная информация позволила составить первое представление о геологическом строении и морфологии поверхности кристаллического фундамента Волго-Уральского региона. Начало второго этапа было ознаменовано бурением скважин для изучения строения кристаллического фундамента, таких, как Минибаевская-20000, Туймазы-2000, и отдельных скважин в Среднем Заволжье и на Жигулевских дислокациях (рис. 1.19).

В начале 1970-х годов появились данные о наличии надвигов в осадочном чехле ВЕП, что было связано с интенсивными поисково-разведочными работами на углеводороды (Камалетдинов, 1974). В настоящее время имеется достаточно обширный материал о широком развитии надвиговых структур в осадочном чехле ВЕП, особенно в зоне ее сочленения с Уралом (Утопленников, Огарин, 1981; Казанцев, 1984; Шарьяжные и надвиговые структуры..., 1987; Скрипий, Юнусов, 1989; Ковалев, 1987; Проблема нефтегазоносности..., 1987; Степанов и др., 1990).

По мере изучения фундамента появились данные о существовании надвигов и в фундаменте ВЕП (Ларин, Руженцев, 1975; Гафаров, 1976; Жуков, 1988; Трофимов, 1994). В пределах изучаемого района надвиговое строение фундамента достаточно подробно рассмотрено в монографии “Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области” (Камалетдинов и др., 1990). Авторы на примере нескольких структур, достаточно детально изученных бурением, показывают связь структурообразования в осадочном чехле с надвигами в фундаменте. В качестве примера

рассмотрено строение Жигулевского надвига (Карловско-Сытовская структура), Туймазинского поднятия, Нурлат-Черемшанской покровно-надвиговой структуры с Нурлатским, Староподеевским, Залесным и Сотниковским выступами (рис. 1.20).

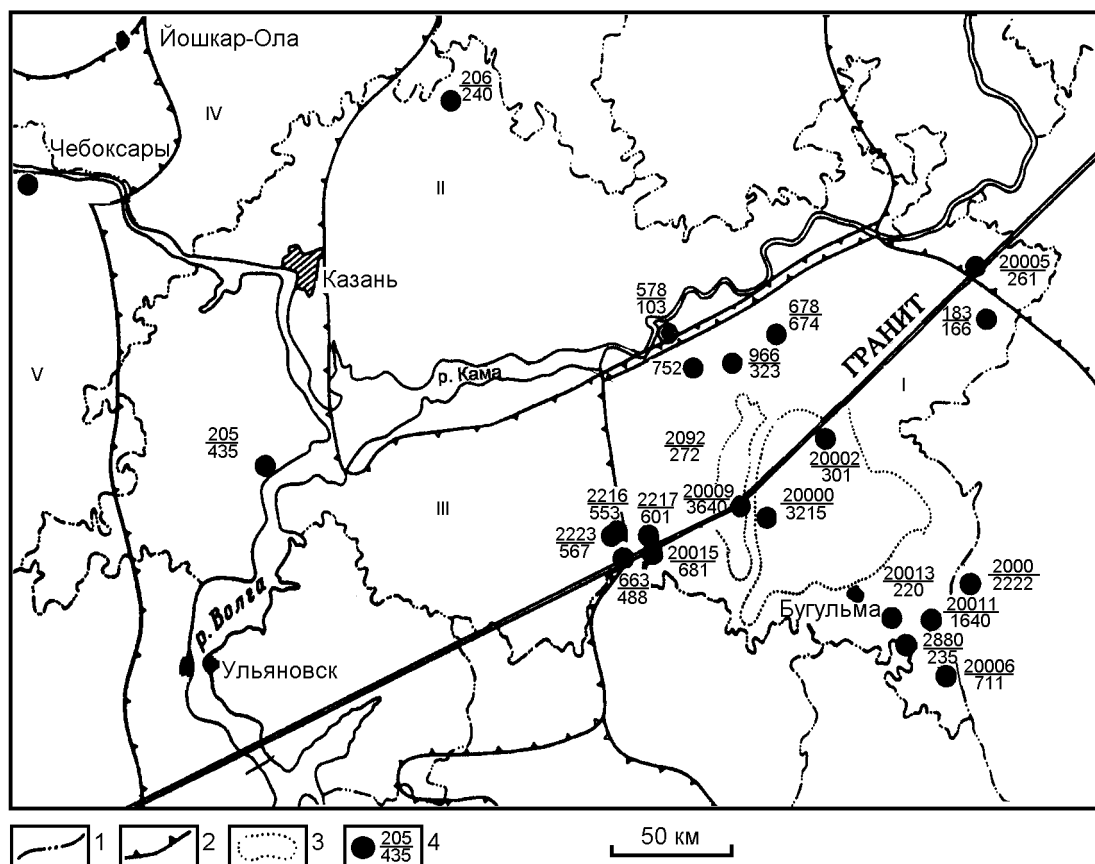


Рис. 1.19. Обзорная карта расположения скважин, вскрывших породы фундамента Татарстана на значительную глубину (В.А. Трофимов, 1994)

1 - границы республик и областей; 2 - границы тектонических элементов 1-го порядка (I - Южно-Татарский свод, II - Северо-Татарский свод, III - Мелекесская впадина, IV - Казанско-Кажимский прогиб, V - восточный склон Токмовского свода); 3 - контуры Ромашинского и Новоелховского нефтяных месторождений; 4 - в числителе - номер скважины, в знаменателе - проходка по породам фундамента, м.

Детальный анализ данных о структурах фундамента и осадочного чехла в пределах Татарского свода позволил Р.Х. Муслимову (Муслимов, 1989) показать достаточно отчетливую связь дизъюнктивной тектоники фундамента со структурами осадочных толщ, где над разломами кристаллического основания формируются зоны повышенной трещиноватости в осадочных породах. При этом установлено, что в случае пологих разломов и надвигов структуры чехла – “врезы”, заполненные более молодыми терригенными породами, смещаются в направлении падения дизъюнктивного нарушения. Кроме того, последующие надвиговые дислокации создают несоответствие структурных планов различных горизонтов осадочного чехла.

В 1993 году по результатам сейсмических исследований В.А. Трофимовым были выявлены надвиги в фундаменте Южно-Татарского свода и Казанско-Кировского прогиба.

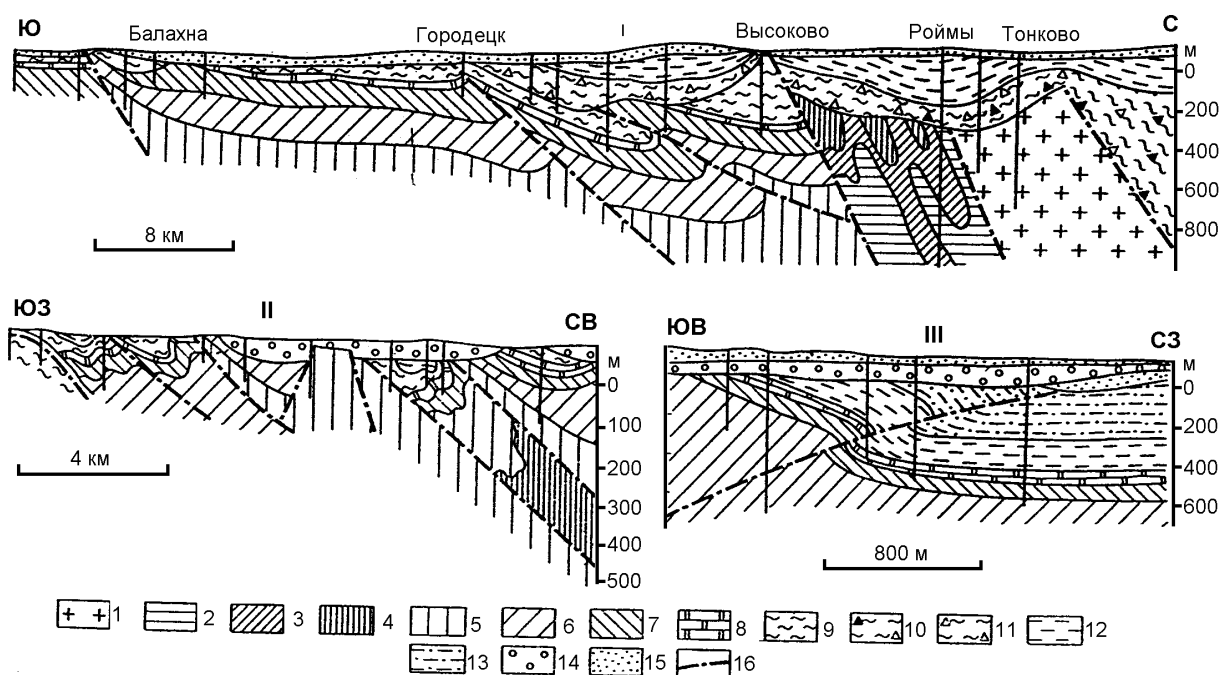


Рис. 1.20. Схемы строения характерных надвигов Восточно-Европейской платформы: I - Пучеж-Катунская зона надвигов (по материалам Р.М. Гарецкого и др.); II - Карлинская зона надвигов; III - Жигулевский региональный надвиг (по В.А. Лобову, И.Х. Кавееву)

1 - породы кристаллического фундамента; 2 - нижнефранские; 3 - верхнефранско-фаменские; 4 - нижнекаменноугольные; 5 - среднекаменноугольные; 6 - верхнекаменноугольные; 7 - нижнепермские; 8 - казанские; 9 - татарские; 10 - триасовые (тектоническая брекчия с обломками пород фундамента); 11 - триасовые (тектоническая брекчия с обломками осадочных пород); 12 - юрские; 13 - меловые; 14 - палеогеновые; 15 - четвертичные образования; 16 - надвиги.

В 1996 году вышла в свет монография “Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности”, где с учетом последних данных, в том числе результатов бурения Ново-Елховской скважины, с современных позиций были подробно рассмотрены вопросы геологии и тектоники кристаллического фундамента Татарского свода, тектоническая позиция территории Татарстана в пределах Восточно-Европейской платформы, разломно-блоковая тектоника фундамента, геология раннедокембрийских комплексов и эволюция докембрийских комплексов востока Русской плиты.

В пределах Волго-Уральского региона большинство исследователей выделяют: Пачелмский авлакоген (Рязанско-Саратовский прогиб), Токмовский и Татарский своды и Калтасинский (Камско-Бельский) авлакоген (см. рис. 1.2, 1.5). Вся территория перекрыта чехлом осадочных отложений, залегающих на различных по возрасту (преимущественно архейских и протерозойских) породах фундамента (см. рис. 1.3, 1.4).

Нижний архей рассматриваемого региона представлен гранулитовым комплексом, соответствующим западным районам плиты. Нижняя отрядненская серия в пределах изометричных массивов сложена двупироксеновыми кристаллосланцами, гиперстеновыми плагиогнейсами и глиноземистыми гнейсами. Вне массивов в состав серии входят ультраметагенные эндербитогнейсы, чарнокиты и аляскитовые граниты. По аксессуарному циркону из чарнокитов построена изохрона 2790 ± 10 млн. лет. Рас-

полагающаяся выше большечеремшанская серия, вскрытая бурением на Татарском своде, представлена высокоглиноземистыми гнейсами, биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами. С гнейсами часто ассоциируют крупные массивы плагиогранитов и гранат-кордиеритовых гранитоидов. К нижнему архею относится, видимо, и комплекс гранитизированных гнейсов Калтасинского авлакогена.

Верхнеархейские комплексы были выделены в разное время при изучении Татарского свода. В разных районах они развиты локально, коррелируются условно и имеют различные названия. Чаще всего они объединяются под названием сармановской серии. Породы этой серии приурочены к узким зонам переработки нижнеархейского субстрата или обширным зонам переработки гранулитовых массивов. Степень метаморфизма толщ, относимых к сармановской серии, никогда не достигает мигматизации и гранитизации. К нижнему архею относится, видимо, бакалинский (свияжский) комплекс гранитоидов.

Нижнепротерозойский комплекс (унийская толща) заметно отличается по характеру метаморфизма от образований сармановской серии. Унийская серия развита локально и в районе исследований встречается в Альметьевском блоке фундамента. Серия сложена тонкокристаллическими андалузит-биотитовыми, биотитовыми, актинолитовыми, кварц-биотит-хлоритовыми и другими сланцами. По литологическому составу и режиму метаморфизма отложения унийской толщи сопоставляются с породами воронцовской серии, принимающей участие в строении восточной части Воронежского кристаллического массива.

Металлогеническая специализация докембрийских комплексов Волго-Уральского региона практически не изучена.

Верхняя часть разреза сформирована слоистыми толщами терригенных и хемогенных пород, наиболее древние из которых имеют рифейский и вендский возрасты. Их мощность составляет около 3.5 км. На размытой поверхности вендских аргиллитов и алевролитов залегают среднедевонские осадочные породы. Надо иметь в виду, что эта стратиграфическая схема не является единственной, и кроме нее имеется несколько стратиграфических схем, в той или иной степени отличающихся друг от друга (Кристаллический фундамент Татарстана..., 1996).

Пачелмский авлакоген (Рязанско-Саратовский прогиб) принято считать рифейской структурой, разграничивающей Воронежский кристаллический массив и Токмовский свод. По геофизическим данным (сейсморазведка, электроразведка), фундамент в его приосевой части залегает на глубине 3-5 км, при этом мощность рифейских плитных отложений оценивается в 2.5 км, суммарная мощность терригенных отложений девона в 700-800 м и мезозойских кремнисто-терригенных пород в 500-700 м. В скважине 1-Лопатино кристаллический фундамент встречен на глубине 1800 м.

Токмовский свод - крупная геотектоническая структура, входящая в состав Волго-Уральской антеклизы. В наиболее приподнятой части фундамент встречен на глубине 800-850 м. Юго-западный склон свода гораздо круче северо-восточного. Максимальная глубина залегания фундамента на этих склонах достигает соответственно 3.0 и 1.8 км. Данные бурения показывают, что в строении фундамента принимают участие плагиоклазовые гнейсы, прорванные интрузиями гранитов. По данным К-Ar-метода, возраст гнейсов разными авторами оценивается от 1700 до 2240 млн. лет.

Мелекесская впадина - крупная отрицательная геотектоническая структура, приуроченная к зоне сочленения Токмовского и Татарского сводов. Характер геофизических полей позволяет предполагать интенсивную тектоническую раздробленность верхней части земной коры этой структуры. Мелекесская впадина приурочена к зоне пересечения крупных линейных структур - Вятского авлакогена (Вятская зона дислокаций), Серноводско-Самарской зоны дислокаций и Большого Кинельского пояса дислокаций, ограничивающего Татарский свод с юга. По результатам бурения величина прогибания кристаллического фундамента во впадине достигает 600-700 м при мощности осадочного чехла около 2200 м в центре впадины по сравнению с 1300 м в пределах обрамляющих ее сводов.

Татарский свод, или система сводовых поднятий, состоит из нескольких глыб фундамента, приподнятых на разную высоту и известных под названиями Альметьевского, Кукморского, Немского и Коми-Пермяцкого сводов. В наиболее приподнятых частях сводов поверхность фундамента, представленная широким набором петрографических разностей пород от биотитовых и двуслюдяных гнейсов и гранитов до диабазов и габбро-диабазов, залегает на глубине 1500-2000 м.

Калтасинский (Камско-Бельский) авлакоген прослеживается в северо-западном, а севернее г. Ижевска - в субмеридиональном направлении, ограничивая с востока Татарский свод. Строение фундамента Калтасинского авлакогена обычно представляется мозаичной системой блоков, расположенных на разной высоте. Предполагается, что в осевой части существует узкий субмеридиональный Очарско-Верещагинский грабен, глубина залегания фундамента в котором оценивается по комплексу геофизических данных в 6-7 км, достигая в наиболее опущенной части 12 км.

Рассматривая общие проблемы формирования Волго-Уральского блока, А.В. Постников (1982) считает, что блок обособился в структуре Восточно-Европейской платформы уже на ранних стадиях формирования земной коры как крупнейшая гранулитогнейсовая область архея, что определило специфику его последующей эволюции и нашло отражение в строении осадочного чехла. Геодинамический режим архея уникален по масштабам и интенсивности проявления геологических процессов. Ранние этапы фиксируются по широко развитым первичномагматическим образованиям, состав которых изменяется от основного до кислого, причем первые не превышают 10-20 % объема комплекса. Существенную его часть составляют первично вулканогенные образования, относящиеся к бимодальной известково-щелочной серии. С большой долей условности этот комплекс сопоставляется с вулканогенными сериями активных континентальных окраин. Реализация плитной геодинамики в раннем архее весьма проблематична, поскольку в разрезах отсутствуют образования, сопоставимые с океаническими, в частности офиолитовые ассоциации. Последующая относительная стабилизация геодинамического режима обусловила заложение обширных бассейнов, в которых накапливались мощные толщи граувакковых осадков. Седиментация сопровождалась редкими излияниями толеитовых базальтоидов. Архейский этап завершился интенсивным ареальным метаморфизмом (гранулитовая фация), внедрением интрузий габброидов и анортозитов, региональной гранитизацией стратифицированных комплексов. В режиме сжатия формирование линейной, чешуйчато-надвиговой складчатости сопровождается проявлением регио-

нального пластического течения пород. Наряду с этим, уже в архее намечается заложение протяженных линейных зон, нередко секущих складчатые системы общего северо-восточного простирания.

Геодинамический режим раннего протерозоя резко отличается от архейского, что прежде всего выражается в снижении интенсивности метаморфических процессов (амфиболитовая фация) и магматизма, приуроченных только к областям и зонам переработки архейского субстрата. На ранних стадиях в режиме растяжения происходит деструкция архейской протокры с заложением протяженных троговых структур, заполняющихся инициальными вулканогенными комплексами. Последующее накопление терригенных флишеидных осадков связано с заложением бассейнов седиментации в краевых частях Волго-Уральского сегмента и в пределах наиболее обширных областей переработки архейского фундамента.

Докембрийские комплексы платформенного чехла (рифей, нижний венд) почти всегда выполняют узкие протяженные рвы в кристаллическом фундаменте, именуемые прогибами, или авлакогенами. Отложения же верхнего венда (валдайская серия) распространены не в отдельных прогибах, а пластообразно и перекрывают всю северную половину ВЕП. В пределах полосы геотраверса “ГРАНИТ” эти отложения не установлены. В течение рифея, венда и особенно раннего протерозоя Волго-Уральский регион испытывал поднятие, за исключением авлакогенов и Приуральской зоны.

В среднем и позднем палеозое в связи с быстрым погружением региона накапливаются осадки мощностью около 1.5-3.0 км. В мезозое формирование и развитие Ульяновско-Саратовской впадины, открытой в сторону Прикаспийского прогиба, сопровождается образованием осадочных пород мощностью около 0.8 км.

Достаточно подробный анализ палеомагнитных и палеогеографических данных, приведенных в монографии “Русская платформа” (1985), приводит авторов к выводу, что Восточно-Европейская платформа за промежуток времени с рифея по мезозой испытывала значительные горизонтальные перемещения и повороты. Следствием значительных горизонтальных перемещений Восточно-Европейской платформы, обусловленных специфическим тектоническим режимом, при котором главенствуют горизонтальные напряжения, является возникновение в фундаменте платформы значительного числа надвигов и шарьяжей. С ними же связаны и деформации пород осадочного чехла (Камалетдинов, Постников, 1979; Камалетдинов и др., 1983; Шарьяжные и надвиговые структуры..., 1983; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990).

Полезные ископаемые. Основными полезными ископаемыми, приуроченными к породам осадочного чехла, в Волго-Уральском регионе являются нефть и газ (рис. 1.21). Известный как “Второе Баку”, этот регион в настоящее время относится к важнейшим нефтедобывающим районам России. Кроме того, здесь имеются месторождения агрохимического сырья: апатитов, фосфоритов, калийных солей и серы различной генетической принадлежности, а также месторождения строительных материалов: песков, известняка, бутового камня, глин, гипса, ангидрита.

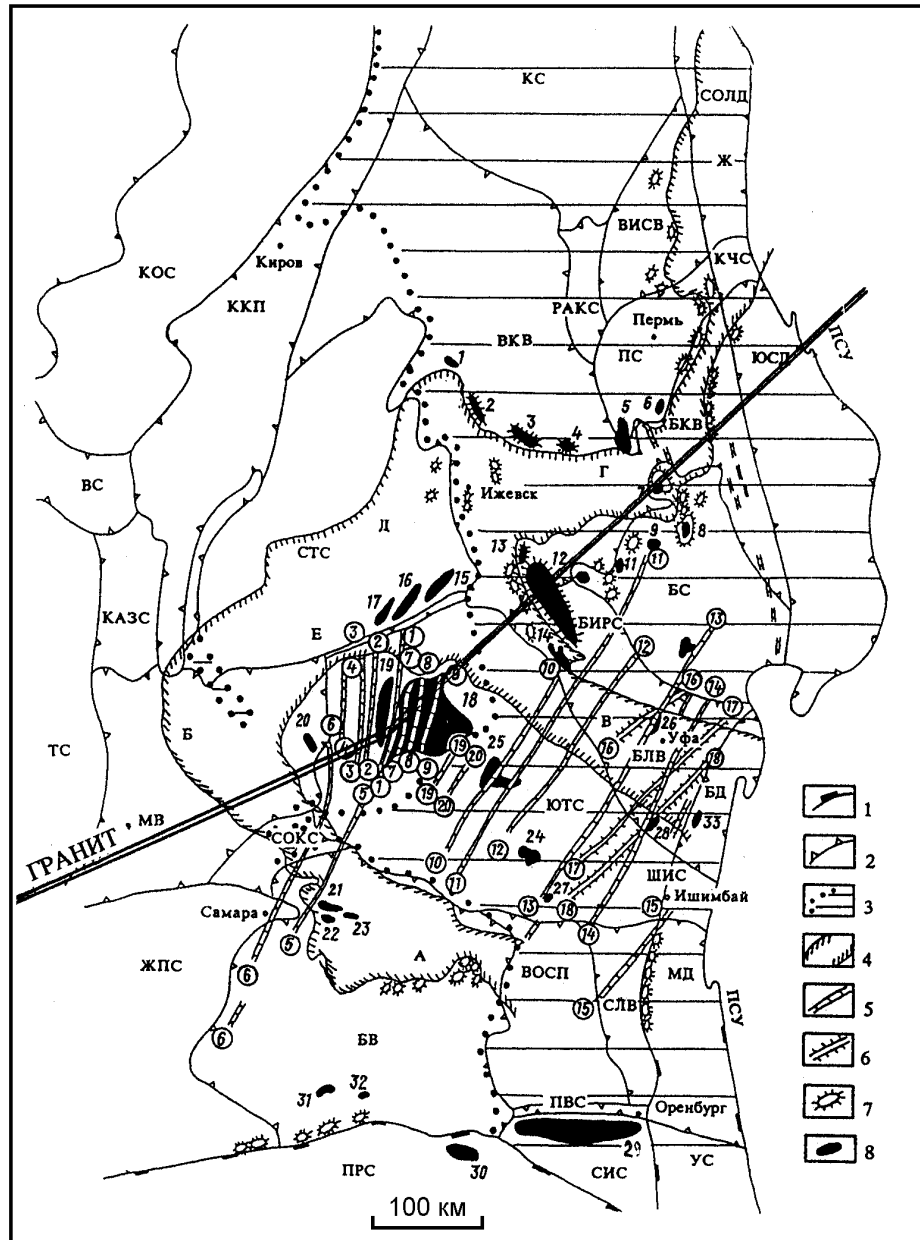


Рис. 1.21. Структурно-тектоническая схема и основные месторождения УВ Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (по А.А. Глотову и др.)

Границы: 1 - крупнейших структур; 2 - структур первого порядка; 3 - область развития рифейско-камбрийских отложений; 4 - прогибы Камско-Кинельской системы; 5 - грабенообразные прогибы; 6 - зоны горстовидных поднятий; 7 - рифогенные постройки; 8 - нефтяные и газовые месторождения. Крупнейшие структуры: Прикаспийская синеклиза (ПРС), передовые складки Урала (ПСУ). Своды: Камский (КС), Пермский (ПС), Башкирский (БС), Северо-Татарский (СТС), Южно-Татарский (ЮТС), Котельничский (КОС), Жигулевско-Пугачевский (ЖПС), Соль-Илецкий (СИС), Восточно-Оренбургское сводовое поднятие (ВОСП). Впадины: Висимская (ВИСВ), Бымско-Кунгурская (БКВ), Верхнекамская (ВКВ), Казанско-Кировский прогиб (ККП), Мелекесская (МВ), Бузулукская (БВ), Салмышская (СЛВ), Благовещенская (БЛВ). Седловины: Ракшинская (РАКС), Ветлужская (ВС), Казанская (КАЗС), Сокская (СОКС), Павловская (ПВС), Бирская (БИРС). Депрессии Предуралья: Соликамская (СОЛД), Юрюзано-Сылвенская (ЮСД), Бельская (БД), Мраковская (МД). Седловины Предуралья: Усольская (УС), Шихано-Ишимбайская (ШИС), Косьюинско-Чусовская (КЧС). Прогибы Камско-Кинельской системы: Мухано-Ероховский (А),

Усть-Черемшанский (Б), Актаныш-Чемшинский (В), Шалымский (Г), Можгинский (Д), Нижнекамский (Е), Добрянско-Кизеловский (Ж). Цифры в кружках - грабенообразные прогибы: 1 - Алтунино-Шунакский, 2 - Кузайкинский, 3 - Амировский, 4 - Баганинский, 5 - Валентиновско-Мальшевский, 6 - Горбуновско-Дзержинский, 7 - Стародрюжско-Миннибаевский, 8 - Жигаевско-Абдрахмановский, 9 - Сулюковско-Павловский, 10 - Шарано-Туймазинский, 11 - Серафимовско-Чекмагушевский, 12 - Петропавловско-Каргалинский, 13 - Сергиевско-Демский, 14 - Тавтимано-Уршакский, 15 - Ишимбайский, 19 - Сулинский, 20 - Шалтинский; зоны горстовидных поднятий: 16 - Волковско-Гуровская, 17 - Аксаровско-Бекетовская, 18 - Турбаслинско-Культюбинская. Нефтяные и газовые месторождения: 1 - Красногорское, 2 - Чутырско-Киенгопское, 3 - Мишкинское, 4 - Ножовское, 5 - Осинское, 6 - Баклановское, 7 - Батырбайское, 8 - Павловское, 9 - Красноярско-Куединское, 10 - Орьебашское, 11 - Югомашевское, 12 - Арланское, 13 - Вятское, 14 - Манчаровское, 15 - Бондюжское, 16 - Первомайское, 17 - Елабужское, 18 - Ромашкинское, 19 - Ново-Елховское, 20 - Нурлатское, 21 - Мухановское, 22 - Дмитровское, 23 - Михайловско-Коханское, 24 - Шкаповское, 25 - Туймазинское, 26 - Сергиевское, 27 - Демское, 28 - Бузовьязовское, 29 - Оренбургское, 30 - Карачаганакское, 31 - Зайкинское, 32 - Давыдовское, 33 - Табынское.

Глубокое и сверхглубокое бурение на ВЕП

Изученность ВЕП бурением крайне неравномерна и обусловлена прежде всего географией проведения поисковых и разведочных работ на различные полезные ископаемые (рис. 1.22).

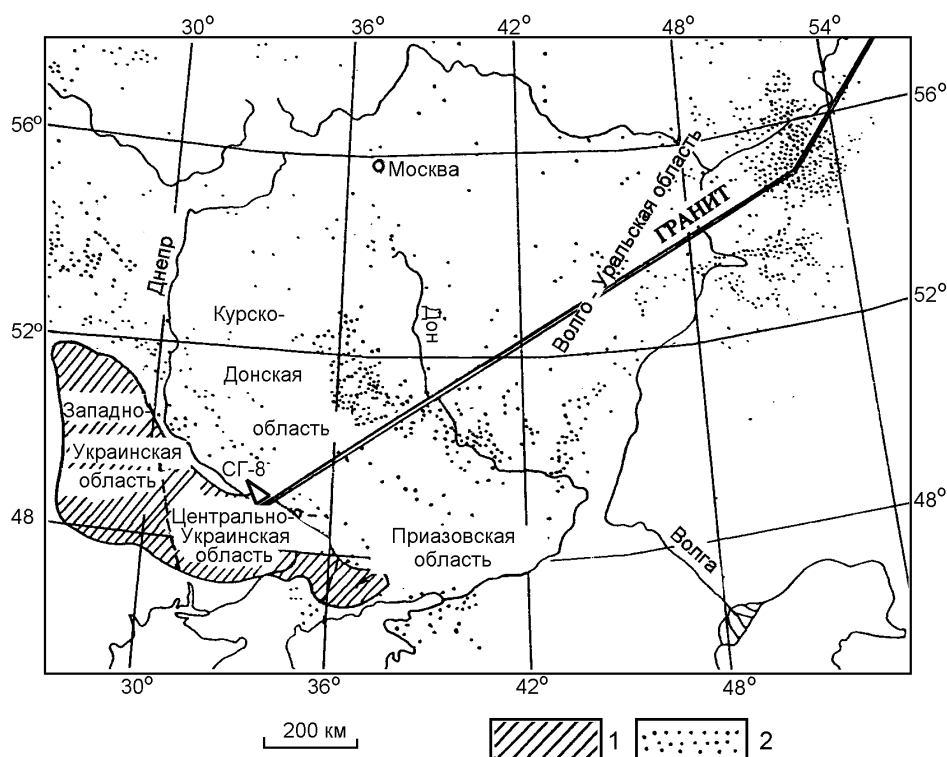


Рис. 1.22. Изученность кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы бурением

1 - Украинский щит; 2 - скважины.

В пределах Украинского щита основная часть буровых скважин сосредоточена в Криворожском железорудном районе. Здесь же расположена и Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Скважина заложена в железорудном районе, дававшим около половины объема добычи руд в бывшем СССР. В настоящее время бо-

лее 40 разведочных скважин подтвердили развитие железистых кварцитов до глубин 2500-2800 м. Глубина многих шахт Криворожского бассейна достигла 1000 м.

Кривбасс рассматривался как типичная синклиналильная зона, представляющая часть Криворожско-Кременчугского прогиба крупной раннепротерозойской геосинклинали. Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8 была забурена в сентябре 1984 г. с проектной глубиной 12000 м. Однако в связи с прекращением сверхглубокого бурения на Украине изучение скважины остановлено на глубине 3550 м (Сверхглубокие скважины..., 1995). Восточнее СГ-8 пройдена глубокая скважина 22350 (Спутник 2) глубиной 3044 м. Уже первые результаты бурения не подтвердили привычную синклиналильную модель (Глубинное строение Криворожского..., 1989), но позволяют рассматривать Кривбасс как надвигово-поддвиговую зону на стыке двух крупных блоков: Кировоградского (западного) и Приднепровского (восточного) с выделением области поглощения (субдукции) и развитием серии шарьяжных дизъюнктивов западного падения (Курлов, Решетняк, 1989) (см. рис. 1.9, 1.10). Результаты бурения СГ-8, как указывает большая группа ведущих геологов Кривбасса (Основные результаты бурения..., 1991), послужили значительным импульсом для кардинального пересмотра геологических, структурных и металлогенических построений в этом районе.

Большой объем бурения выполнен в пределах Днепровско-Донецкого прогиба и складчатого сооружения Донбасса. В пределах этих структур, являющихся составными частями Днепровско-Донецкого авлакогена, основной объем бурения связан с поисками и разведкой угля и углеводородов. В основном по данным этих работ было установлено асимметричное строение ДДА. В последние годы в зоне сочленения Донецкого складчатого сооружения с Ростовским сводом пробурено свыше 20 структурно-картировочных скважин глубиной от 600 до 1000 м, которые под горизонтально залегающими мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрыли дислоцированную вулканогенно-осадочную толщу (синявская серия), залегающую на эродированной поверхности интенсивно дислоцированных (углы падения до 80-90°) архейско-нижнепротерозойских гнейсов.

Для решения проблемы додевонского рифтогенного комплекса, перспективного на обнаружение углеводородов, предполагалось пробурить две сверхглубокие скважины: Южно-Сребневскую (проектная глубина 11150 м) на юге Сребневской депрессии и Котеловско-Березовскую (проектная глубина 10600 м) на Колонтайском выступе, а для выяснения основных закономерностей строения разреза Днепровско-Донецкого прогиба и вскрытия, по возможности, кристаллического фундамента в междуречье среднего течения рек Сула и Псел - Днепровско-Донецкую сверхглубокую скважину. Однако в последние годы реализация этих проектов была приостановлена.

Значительный объем буровых работ выполнен на Воронежском кристаллическом массиве в пределах КМА в связи с поисками и разведкой залежей железных руд. При этом большое внимание при изучении керна пород консолидированного фундамента уделялось изучению физических свойств при различных РТ-условиях (Исследование физических свойств..., 1977). Более подробно результаты этих исследований приведены в разделе "Физические свойства горных пород" электронного атласа.

В пределах восточной части Восточно-Европейской платформы основные объемы бурения связаны с поисками углеводородов в Волго-Уральском регионе, и

существенно меньший объем буровых работ приходится на остальную территорию - на запад от Волги до ВКМ (см. рис. 1.22).

Как показали результаты бурения в правобережье р. Волги (район г. Котово) скважин 2 - Восточно-Кудинской, 6 - Ивановской, 152 - Паниковско-Шляхтовской, 13 - Зеленовской, глубина залегания пород фундамента колеблется от скважины к скважине от 2875 (152-ПШ) до 4345 м (2-ВК). При этом в наиболее глубокой скважине 2-ВК на кристаллическом фундаменте залегают отложения ордовика и силура. На участках же, где фундамент наиболее приподнят (152-ПШ), эти породы отсутствуют, а разрез осадочного чехла начинается с силурийско-нижнедевонских образований (Цыганова, Манцурова, 1992), т. е. из разреза на небольшом расстоянии выпадает толща мощностью несколько сот метров.

В настоящее время в районе г. Нижний Новгород бурится Воротиловская глубокая скважина, заданная на одноименной кольцевой структуре. Одной из задач, поставленных перед этой скважиной, является проверка гипотезы о импактном происхождении этой структуры.

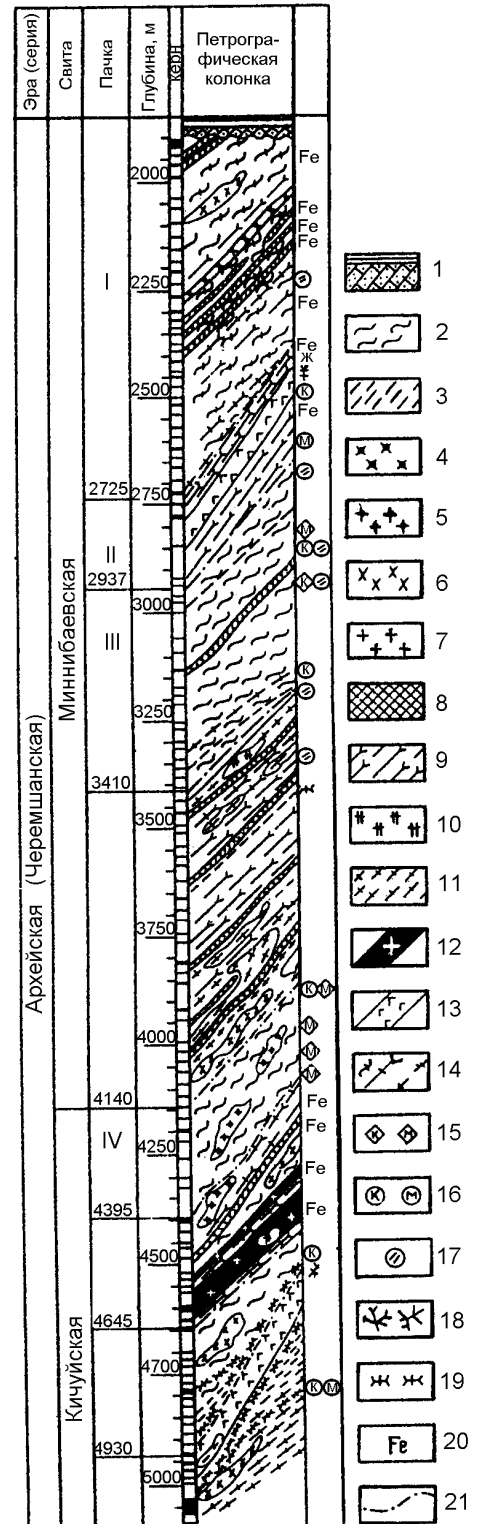
В связи с тем, что основной объем буровых работ в Волго-Уральском регионе был направлен на поиски, разведку и эксплуатацию месторождений углеводородов, подавляющее большинство скважин в этом районе бурилось лишь в пределах осадочного чехла. Скважины, вскрывающие кристаллический фундамент, здесь редки, что и обусловило схематичность всех геологических карт кристаллического основания. Наибольшее количество глубоких скважин пробурено на территории Башкортостана и Татарстана. Однако в Башкирии, за исключением сводов и поднятий, фундамент залегает на глубинах свыше 5 км. В связи с этим в 1960-1980 годах все глубокие параметрические скважины не достигли его поверхности. В Татарии, напротив, имеется ряд скважин, углубившихся в кристаллический фундамент. Бурение скважины Минибаевская-20000 было начато в апреле 1973 года в районе г. Альметьевска, практически в центре Южно-Татарского свода (Альметьевская вершина Татарского свода), где кристаллические породы фундамента залегают сравнительно неглубоко (1750-1850 м от дневной поверхности) в виде огромного выступа, к которому приурочены Ромашкинское и Ново-Елховские месторождения нефти. На склонах свода выявлено множество мелких нефтяных залежей. Все они приурочены к осадочным породам девона и карбона. Породы кристаллического фундамента с возрастом до 3 млрд. лет представлены преимущественно гранито-гнейсами с внедрившимися в них интрузиями габбро-диабазов. Проходка скважины остановлена на глубине 5099 м в катаклазированном гранито-гнейсовом комплексе (лейкократовые биотит-плагиоклазовые гнейсы, граниты) (рис. 1.23).

В марте 1988 года также недалеко от г. Альметьевска было начато бурение Ново-Елховской глубокой параметрической скважины 20009 с проектной глубиной проходки 7000 м. Перед скважиной были поставлены следующие задачи:

- изучение геологического строения, состава и возраста древнейших архейских образований Восточно-Европейской платформы;
- выявление природы геофизических глубинных границ;
- изучение разломов в глубокозалегающих толщах земной коры;
- изучение надвиговых процессов на Татарском своде;
- исследование теплового потока;
- поиски углеводородов в глубинных проницаемых зонах.

Рис. 1.23. Геолого-петрографический разрез докембрия в параметрической Миннибаевской скв. 20000 (В.А. Трофимов, 1994)

1 - среднедевонский осадочный комплекс; 2 - глиноземистые (гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые, биотит-гранатовые) плагиогнейсы и кристаллические сланцы; 3 - биотитовые плагиогнейсы; 4 - плагиограниты с пироп-альмандиновым гранатом; 5 - микропертитовые гранитоиды с гранатом и кордиеритом; 6 - плагиограниты, 7 - микроклиновые гранитоиды, в том числе пегматоидные; 8 - двупироксеновые основные кристаллические сланцы, амфиболиты, пироксениты и т. п.; 9 - гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы, включая и гранатсодержащие; 10 - чарнокитоиды; 11 - гранито-гнейсы; 12 - феррогиперстен-гранатовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы, магнетит-пироксеновые железистые породы, гранитизированные; 13 - дайки диабазов; 14 - мигматиты различных гнейсов; 15 - бластокатаклазиты и бластомилониты; 16 - катаклаз и милонитизация; 17 - глиноподобные образования ("тектонические глины"); 18 - интенсивная трещиноватость; 19 - диафториты (альбиты, пирит-кварц-хлоритовые, биотит-боулингит-уралитовые породы и др.); 20 - повышенные содержания магнетита в различных породах пачек I-VIII в разрезе черемшанской серии; 21 - границы выделенных пачек.



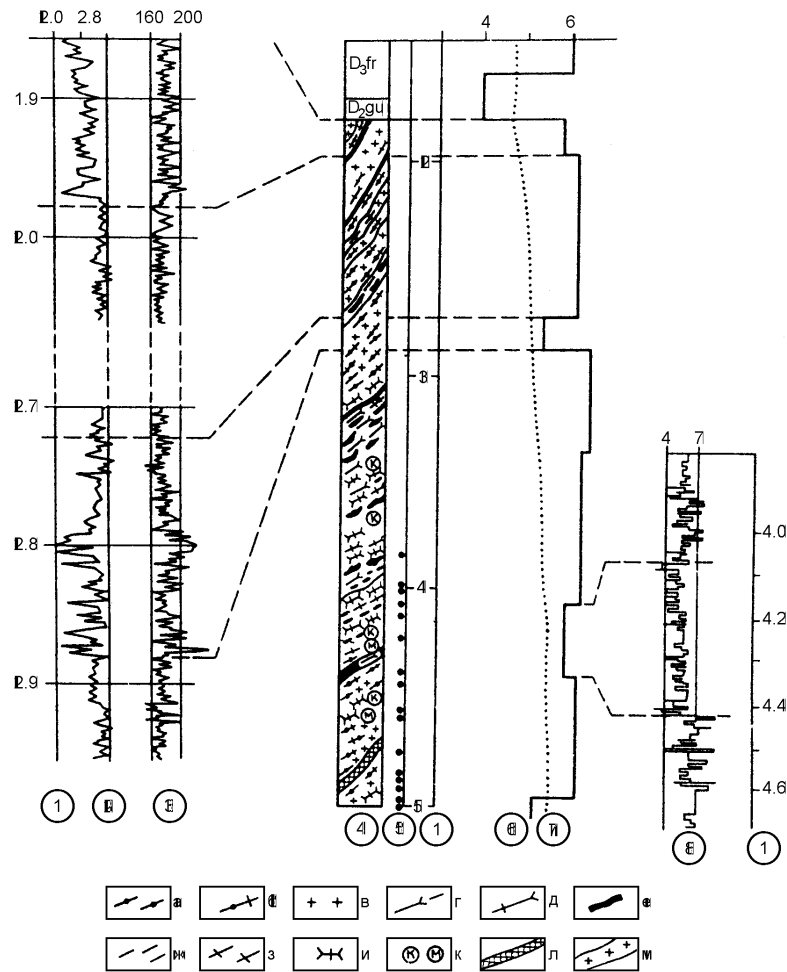


Рис. 1.24. Скорости распространения продольных волн в разрезе кристаллического фундамента. Ново-Елховская сверхглубокая скв. 20009 (В.А. Трофимов, 1994)

1 - глубина, км; 2 - плотность по ГГК-II, г/см³; 3 - интервальное время по АК мкс/м; 4 - литологическая колонка (по Н.Е. Галдину): а - гранат-биотит-плагиоклазовый, гранат-биотит-силлиманит-кордиерит-плагиоклазовые гнейсы и кристаллический сланец; б - те же породы, мигматизированные; в - граниты, гранитизация; г - биотит-гиперстен-плагиоклазовый, двупироксен-плагиоклазовый гнейс и кристаллический сланец; д - те же породы, мигматизированные; е - магнетит-биотит-пироксен-амфибол-плагиоклазовый гнейс и кристаллический сланец; ж - биотит-плагиоклазовый гнейс лейкократовый; з - те же породы, мигматизированные; и - диафорит, катаклазит, милонит; к - катаклиз, милонитизация; л - дайка перидотита; м - дайка габбро-диабазы; 5 - битумопроявления; 6 - график пластовой скорости по ВСП, км/с; 7 - график средней скорости, км/с; 8 - график детального распределения скорости по АК, км/с.

Кристаллический фундамент был вскрыт на глубине 1803.5 м. За первые 15 месяцев скважина достигла глубины 3789 м. Породы кристаллического фундамента: розовые массивные граниты, гранит-биотит-плагиоклазовые полосчатые гнейсы - имеют падение полосчатости 30-60°. Наиболее часто встречающиеся углы падения 40-50° (рис. 1.24). Как указывают геологи, Акташско-Ново-Елховский блок, в пределах которого бурится скважина, представляет собой аллохтонную структуру, фронтальная часть которой прослеживается вдоль западного борта Алтунино-Шунакского прогиба (Степанов, 1988). В процессе бурения этой и других глубоких скважин было установлено, что породы фундамента Южно-Татарского свода возвышаются по отношению к фундаменту окружающих его прогибов - Предуральского, Серноводско-Абдулинского и Калтасинского - на 3.5-7.0 тыс. м.

Одной из задач, поставленных перед Ново-Елховской скважиной, было изучение движения жидкости по разломам и проверка существования в фундаменте разуплотненных пористых зон, которые могли бы аккумулировать флюиды. Изучение пород фундамента по скважине показало, что они подвержены активной тектонической и гидротермальной переработке, что привело к формированию зон разуплотнения пород, которые могут рассматриваться как потенциальные коллекторы углеводородов. Так, в частности, габбро-диабазы, считавшиеся интрузивными массивами, оказались интенсивно раздроблены с образованием обломков пластинчатой формы, а их бурение сопровождалось возникновением крупных каверн в стволе скважины (интервалы 2779-2850 м и 3446-3567 м), что свидетельствует об интенсивной тектонической переработке этих комплексов.

Таким образом, бурение глубоких параметрических скважин в пределах Южно-Татарского свода позволило сделать вывод о возможности миграции, аккумуляции и даже генерации нефти в пределах фундамента (Муслимов и др., 1989). Кроме того, при бурении ряда скважин (Черемшанская-2092, Привятская-206 и др.) была установлена связь между подвижностью нефти в зонах с аномально низким пластовым давлением и новейшими тектоническими движениями. Это позволяет предположить, что подвижная нефть приурочена к участкам с высокой тектонической активностью. Причем последний вывод может быть справедлив для всего геологического разреза, в том числе и для кристаллического фундамента (Кристаллический фундамент..., 1996).

Еще одной из задач глубокого параметрического бурения в пределах ВЕП являлась оценка перспектив рифейско-вендских отложений. По результатам бурения был построен региональный профиль, опирающийся на глубокие скважины: Карачаевскую-20005 (забой 4029 м) и Арлан-7000 (забой 4514 м). Основные выводы, полученные в результате бурения этих скважин, заключаются в том, что разрезы докембрийских осадочных пород в них практически несопоставимы. Такое положение обусловлено, видимо, их приуроченностью к бортовой зоне, обрамляющей выступы и своды фундамента, что и определяет существенное различие состава. Отмечается, что общие перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений рассматриваемого района аналогичны среднестатистическим параметрам ВЕП, где 70 % всех выявленных проявлений приходится на отложения низов венда, около 20 % на верхний венд, а остальная часть достаточно равномерно распределена по всему разрезу осадочного докембрия (Ненароков, Баранов, 1989).

Достаточно много внимания в процессе глубокого бурения было уделено тектоническим факторам, контролирующим нефтегазонакопление и, в частности, надвигам и поднадвиговым зонам. Рядом исследователей, непосредственно занимающихся практическим изучением особенностей строения фундамента, отмечается достаточно широкое развитие надвигов, прослеживающихся также и в осадочных породах (Некоторые результаты..., 1989, Плотников, Краюшкин, 1989). Известен факт, когда предположение о возможности существования поднадвиговой нефти и газа в Сходницко-Урычском надвиге (В.С. Порфирьев, В.А. Краюшкин), высказанное в начале 1970-х годов, позднее подтвердилось открытием нефтегазового месторождения.

Из других результатов глубокого бурения можно отметить факт обнаружения высокожелезистых пород в пределах кристаллического фундамента. Высокожелезистые образования (пироксен-амфибол-магнетит-кварцевые породы с содержани-

ем железа до 30 % и более), чередующиеся с амфибол-диопсидовыми сланцами, были встречены в интервале 1957-1962 м при изучении фундамента, вскрытого на глубине 1829 м, в пределах Ромашкинского месторождения нефти скважиной 20002. Плотность этих пород колеблется от 3.55 до 3.68 г/см³, при магнитной восприимчивости свыше 50000·10⁻⁶ СГС.

Физические свойства горных пород ВЕП

Более 80 % площади исследований вдоль геотраверса “ГРАНИТ” покрывают осадочные горные породы различной степени литификации. Изучению и обобщению физических свойств осадочных пород ВЕП посвящены работы Г.М. Авчана, Б.Л. Дортман, М.Л. Озерской и др. (Авчан и др., 1979; Физические свойства..., 1984; Озерская, 1967 и др.). Наиболее изучены плотности осадочных горных пород. На рис. 1.25 приведена схематическая петроплотностная карта территории бывшего СССР, иллюстрирующая распространение и плотностные свойства основных осадочных формаций в полосе геотраверса.

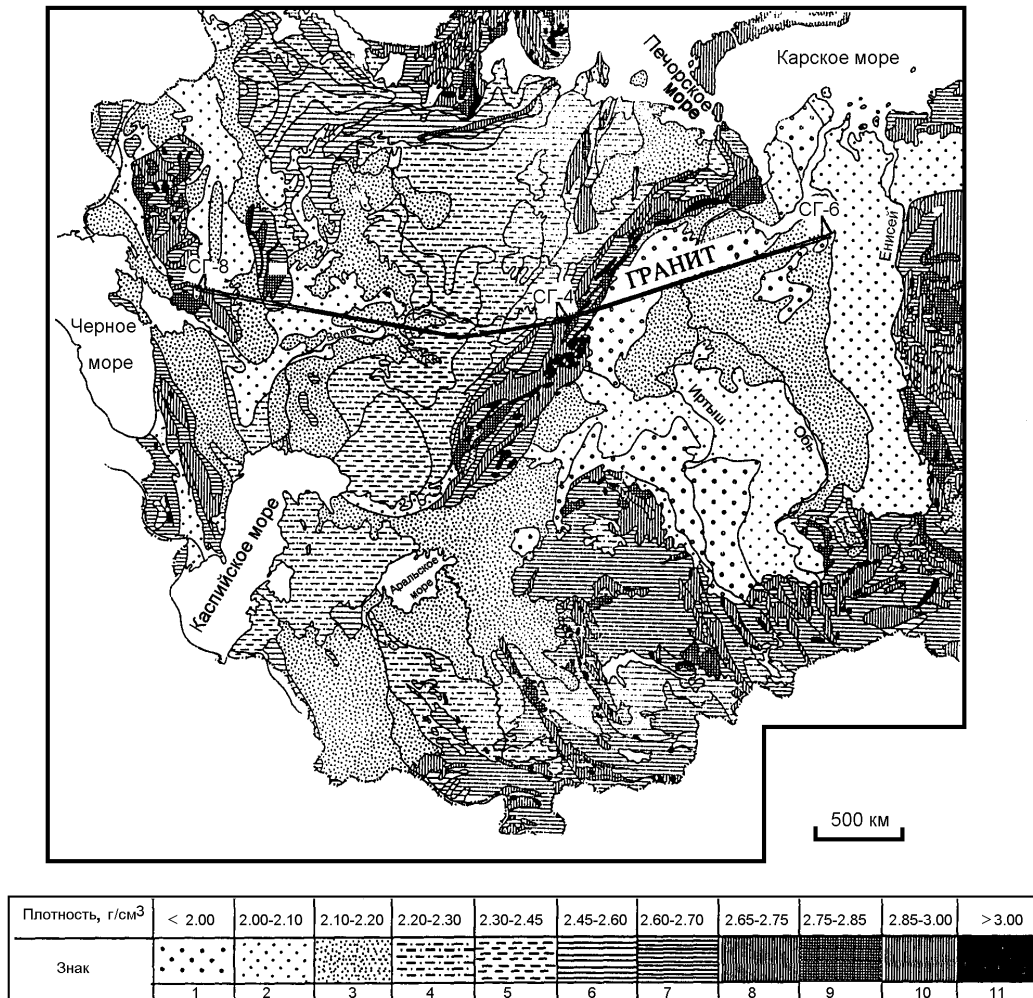


Рис. 1.25. Схематическая петроплотностная карта территории бывшего СССР (по Н.Б. Дортман и др.)

Осадочные формации: 1-3 - слаболитифицированные; 4-5 - литифицированные; 6-11 - формации осадочные, интенсивно-литифицированные, осадочно-вулканогенные, магматические, метаморфические.

Как видно из рисунка, большая часть ВЕП перекрыта осадками средней и низкой степени литификации с преобладающими значениями плотностей от 2.0 до 2.45 г/см³.

Сведения о других физических свойствах осадочных пород (скоростях распространения упругих волн, электропроводности, теплопроводности, магнитной восприимчивости и др.) и физических свойствах горных пород фундамента ВЕП, как правило, менее представительны. Часть из них для структур, описанных выше, приведена в таблицах раздела “Физические свойства горных пород” электронного атласа. В целом, приведенные в этих таблицах данные позволяют сделать следующие выводы.

1. С увеличением глубины залегания осадочных горных пород значения скоростей и плотностей в них возрастают, нередко достигая величин, типичных для некоторых кристаллических пород фундамента.

2. Сопоставление значений продольных средних скоростей по тектоническим структурам и скоростей, определенных по конкретным породам фундамента, показывает, что те и другие достаточно близки. Таким образом, для общей характеристики пород фундамента ВЕП могут быть приняты значения 5800-6200 м/с.

3. При увеличении давления до 10-15 кбар значения скоростей продольных волн для большинства кристаллических горных пород возрастают на 7-15 %, а плотностей на 3-7 %, что необходимо учитывать при петрофизической интерпретации глубинных геофизических разрезов (особенно при прогнозировании вещественного состава образований в низах земной коры, где давление может достигать указанных величин).

1.2. Уральский подвижный пояс

Урал является одним из наиболее старых горнопромышленных регионов России. Это определило его интенсивную геологическую изученность, которая началась с конца 70-х годов прошлого столетия. Первоначально геологические исследования носили характер поисковых работ для расширения сырьевой базы горнопромышленных предприятий. К настоящему времени на Урале выполнено огромное количество геолого-поисковых, геологосъемочных, геологических, геоморфологических, геофизических, тематических исследований различного масштаба.

Основы общих представлений об Уральской складчатой системе были заложены в начале XX века в классических работах А.П. Карпинского, Ф.Н. Чернышева, А.Н. Заварицкого, Д.В. Наливкина, Е.А. Кузнецова и развиты в сороковые-шестидесятые годы И.И. Горским, И.Д. Соболевым, Н.П. Херасковым, А.А. Прониным и др.

К концу 1960-х годов на значительной части “открытого” (не перекрытого чехлом осадочных пород) Урала была закончена геологическая съемка масштаба 1:50000, на основе данных которой под руководством И.Д. Соболева была создана геологическая карта масштаба 1:200000, а позднее и геологическая карта масштаба 1:1000000. В основу создания геологической карты Урала было положено представление о том, что восточная часть Урала представляет собой эвгеосинклинальную, а западная - миогеосинклинальную зоны, сформировавшиеся в рамках классической геосинклинальной концепции (Соболев, 1963; 1968).

Характерной особенностью строения Урала считалось чередование вытянутых меридионально положительных и отрицательных зон поднятий и прогибов, в строении которых принимали участие структуры более мелких порядков, в основном синклинорного и антиклинорного типов. Предполагалось, что для Урала характерно существование непрерывного стратиграфического разреза, сформировавшегося в течение нескольких последовательно сменявших друг друга тектономагматических циклов. Значительная роль в формировании структурно-тектонического облика Урала отводилась вертикальным и крутопадающим долгоживущим глубинным разломам, по которым происходило внедрение основной, ультраосновной, а затем и гранитной магмы (Геология СССР, 1969). Существование на Урале шарьяжей и значительных пологих надвигов отрицалось, несмотря на то, что еще в тридцатые годы на отдельные факты их проявления указывали Е.А. Кузнецов, Г.Н. Фредерикс, А.А. Блохин, А.Л. Яншин, О.Ф. Нейман-Пермякова, В.А. Варсонофьева, а в работах А.Д. Архангельского и О.С. Вялова обосновывалось общее покровное строение Урала, где каждая зона рассматривалась как самостоятельный тектонический покров (Хаин, 1977).

По мере распространения идей новой глобальной тектоники и накопления геологических данных о развитии надвигов и шарьяжей на западном склоне Урала, не укладывающихся в классическую геосинклинальную концепцию, на Урале стали появляться обобщающие работы, выполненные с иных геодинамических позиций. В 1977 году под редакцией А.В. Пейве была издана тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000, в основе которой лежал принцип районирования не по возрасту главной складчатости или тектономагматического цикла, а по смене тектонических ассоциаций пород в процессе формирования определенного типа земной коры. Большую роль в возрождении покровной концепции строения Урала, дополненной представлением о его заложении в раннем палеозое на океанической коре, в эти годы сыграли М.А. Камалетдинов, С.Н. Иванов, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, Н.А. Штрейс, Г.А. Смирнов, Л.П. Зоненшайн и др.

В восьмидесятые-девяностые годы это направление продолжает развиваться в работах В.А. Коротеева, К.С. Иванова, В.Н. Пучкова и др. Последним был предложен механизм косоугольной коллизии, в процессе которой сформировался современный облик земной коры Урала. По этим представлениям Восточно-Европейская и Сибирская плиты пришли в соприкосновение на Южном Урале в начале фанерозоя (Иванов и др., 1985; Пучков, 1996).

В последние годы предпринимаются попытки объяснить особенности глубинной геологии Урала с позиций плюм-тектоники, ротационной, рифтогенной, импактной гипотез, на основе малораспространенных и непопулярных пока концепций (например, признающей ведущую роль сдвиговых деформаций в палеозойской истории Урала и других) (Геологическое развитие..., 1981; Золотов, 1997; Плюснин, 1988; Попов, Рапопорт, 1996; Кузовков, 1998 и др.).

При выборе наиболее оптимального варианта интерпретации необходимо, по-видимому, учитывать такие особенности Урала, как: значительная латеральная неоднородность и поперечная сегментация литосферы; различная контрастность состава седиментогенной оболочки, с одной стороны, и земной коры и верхней мантии - с другой, в разных частях уральского региона; существенная, хотя и неодинаковая по интенсивности тектоническая нарушенность литосферы, значительная

роль сдвиговых деформаций и пологих нарушений типа надвигов и поддвигов; выдержанная по всему Уралу Ю-ЮЗ вергентность многих его структурных элементов; ведущая роль косо́й коллизии в формировании палеозойских структурно-вещественных комплексов; широкое развитие, наряду с линейными, разнообразных кольцевых, дуговых и вихревых структур, различающихся размерами, генезисом и временем формирования.

По современным геологическим представлениям Урал - четко выраженная субмеридиональная линейная складчатая система, возникшая в результате варисской складчатости и разделяющая древнюю Восточно-Европейскую и более молодую Западно-Сибирскую платформы. На западе Уральский складчатый пояс ограничен Предуральским краевым прогибом, на востоке перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. В целом Урал достаточно отчетливо подразделяется на ряд продольных мегазон, прослеживающихся почти на всем протяжении Уральского складчатого пояса и различающихся как с поверхности, так и по своему глубинному строению. Традиционно эти мегазоны рассматривались как "сквозные", т. е. устойчиво развивавшиеся на том же месте, как и разграничивающие их разломы, по крайней мере, в течение всего палеозоя. Согласно современным геодинамическим представлениям (Формирование..., 1986; Пучков, 1996а,б; 1997; Иванов, 1998 и др.), Урал представляет собой результат шарьирования и скупивания тектонических единиц различной геологической природы. С этих позиций современная тектоническая зональность Урала отражает структурный план лишь конца палеозоя и сложилась в таком виде уже после завершения основных горизонтальных перемещений. В полосе геотраверса "ГРАНИТ" с запада на восток обычно выделяются следующие субмеридиональные мегазоны (рис. 1.26).

Предуральский краевой прогиб, заполненный пермской молассой, мощностью до 6 км, под которой находится 3-7-километровая толща ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений. Последние в свою очередь перекрывают с несогласием докембрийские осадочные, метаморфические и магматические комплексы. Западная граница прогиба проводится по появлению формаций орогенного облика, восточная - по передовым сооружениям Урала с древними комплексами в эрозионном срезе. Внешняя зона прогиба, за некоторыми исключениями, характеризуется пологими структурами платформенного облика и на Южном и, частично, Среднем Урале маркирована полосой нижнепермских рифов. По мере приближения к Уралу Предуральская мегазона приобретает все более усложняющуюся складчато-надвиговую структуру. Для внутренней зоны характерны надвиги и складки, связанные с неглубокими срывами в осадочном чехле. На участках развития кунгурских солей широко развиты антиклинальные диапировые структуры типа соляных гребней.

Шельфовые отложения нижнего (платформенного) комплекса представлены рифейскими песчаниками и доломитами, вендскими и среднедевонскими аргиллитами, песчаниками, алевролитами, верхнедевонскими преимущественно карбонатными отложениями, сменяющимися к востоку карбонатно-терригенными нижне-среднекаменноугольными известняками и доломитами с маломощными горизонтами терригенных пород. Верхний (орогенный) комплекс представлен на западе карбонатными отложениями, переходящими к востоку в депрессионно-карбонатные, и далее - в терригенные осадки пестроцветной молассы. Депрессионные отложения сложены глинистыми известняками, мергелями и доломитами с

прослоями органогенных известняков. Образования молассы состоят из конгломератов, гравелито-песчаников, алевролитов с редкими горизонтами известняков. Мощности разновозрастных осадков увеличиваются в восточном направлении, достигая максимума в полосе геотраверса на предгорной окраине Юрюзано-Сылвенской депрессии.

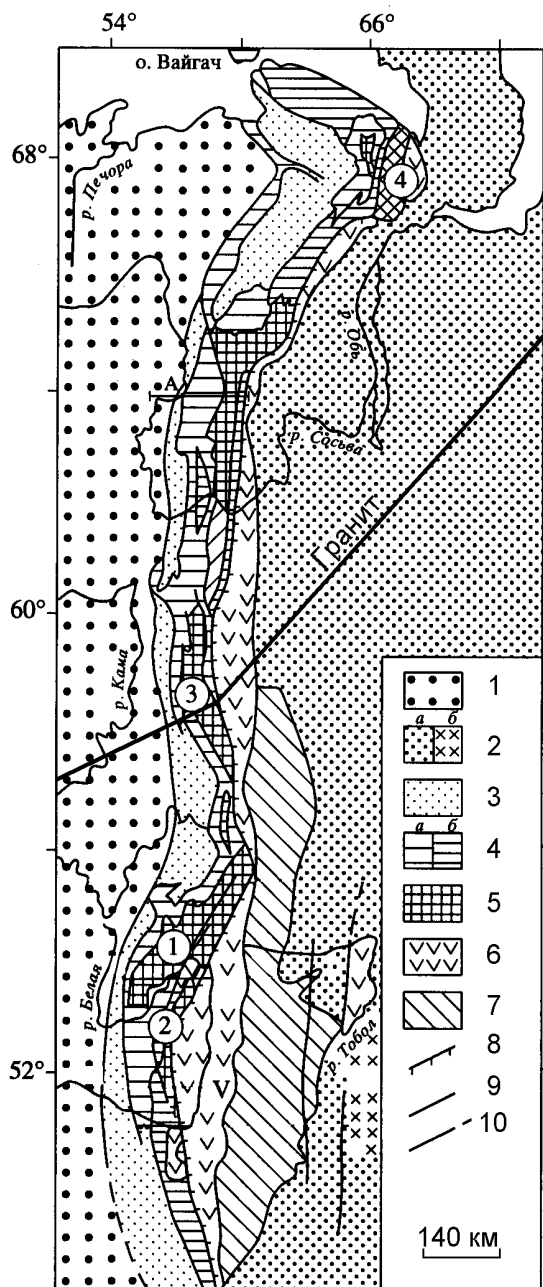


Рис. 1.26. Схема структурного районирования Урала (В.Н. Пучков, 1997)

1 - отложения чехла Русской платформы; 2 - Западно-Сибирская плита: а - чехол, б - палеозойские отложения Зауральской мегазоны под чехлом плиты; 3 - пермская моласса Предуралья под краевым прогибом; 4 - Западно-Уральская палеозойская мегазона: а - осадки Бельско-Елецкой зоны, б - Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 - Центрально-Уральская протерозойская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 - Башкирское, 2 - Уралтау, 3 - Кваркушское, 4 - Харбейское); б - Тагильско-Магнитогорская палеозойская мегазона; 7 - Восточно-Уральская мегазона протерозоя и палеозойских осадков; 8 - Главный Уральский разлом; 9 - границы мегазон; 10 - разломы.

Западно-Уральская мегазона с преобладающим развитием интенсивно смятых и надвинутых шельфовых и батинальных отложений палеозойского возраста, представленных карбонатами, переслаивающимися с песчанистыми и песчано-глинистыми образованиями. В формационно-фациальном отношении эти осадки сходны с разновозрастными отложениями восточной окраины Русской плиты, но отличаются гораздо большей суммарной мощностью и линейным, подчиненным уральскому меридиональному плану распределением фаций и мощностей. Здесь

также развита шарьяжная тектоника, связанная с несколькими уровнями срыва в осадочном чехле и по границе чехол-фундамент. При этом протерозойские комплексы смяты в более простые складки по сравнению с перекрывающими палеозойскими, а в целом мегазона надвинута на восточное крыло Предуральского передового прогиба.

Центрально-Уральская мегазона, с широко развитыми на поверхности докембрийскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами, слагающими наиболее гипсометрически приподнятую часть Уральских гор. На дневной поверхности здесь обнажены карбонатные, карбонатно-сланцевые толщи, кварциты и другие породы позднего протерозоя и терригенные слабометаморфизованные отложения нижнего палеозоя. Наряду с линейно-складчатыми структурами, нередко надвинутыми на породы Западно-Уральской мегазоны, здесь выделяются куполовидные структуры и блоки глубокометаморфизованных кристаллических пород архея и протерозоя (Тараташский, Уфалейский и др.). Складчато-надвиговые структуры этой мегазоны частично представлены только палеозойскими деформациями, но чаще являются результатом наложения двух складчатых деформаций: поздневендской и позднепалеозойской.

Первые три мегазоны представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, которая сформировалась в позднем кембрийском раннем ордовике, развивалась стабильно в ордовике, силуре и девоне, а в карбонеперми была деформирована и стала частью Уральского пояса. Разрезы и формационные ряды шельфовой области в пределах окраины современной Восточно-Европейской платформы и смежной части Урала однотипны; граница этих крупнейших структур в доорогенных формациях не выражена и определяется лишь наложенной позднепалеозойской складчатостью. Типично платформенная система Камско-Кинельских впадин проникает на территорию современного западного склона складчатого Урала и зачастую сечет ее под прямым углом. Формационная граница проходит восточнее, в пределах Западно-Уральской мегазоны, и связана с переходом от шельфовых, мелководных осадков к батинальным, глубоководным. Обращает на себя внимание смена западного источника сноса терригенного материала (ордовик-девон) восточным (поздний девон-пермь). По изотопным данным, признаки терригенного сноса с древнего архейского кратона не устанавливаются ни в составе обломочных пород, ни в составе терригенной взвеси кремнистых отложений. Источником сноса являлись вулканы островной дуги. Другой важной особенностью является то, что возраст и состав формаций меняется не только вкост континентальной окраины, но и вдоль нее. Первое связано с глубинным строением окраины и с общим наклоном шельфа в сторону океана, а второе - с косым характером континентальной коллизии.

Тагильско-Магнитогорская мегазона представлена на поверхности палеозойскими отложениями и кристаллическими породами, сопоставляемыми с комплексами океанических бассейнов (офиолиты), островных дуг, поясов андского типа, флишевых трогов и мелководных осадков, их перекрывающих. Разрезы офиолитов, как правило, восстанавливаемые по их фрагментам, представлены в низах гипербазитовым комплексом, выше залегает "полосчатый" дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, затем - альпинотипные габбро, базальтовый комплекс "даек в дайках" и подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов.

Возраст офиолитов условно определяется по возрасту толеитовых лав верхних разрезов и в последнее время довольно хорошо известен благодаря изучению конodontов. Выяснилось, что даже в пределах Тагильско-Магнитогорской мегазоны этот возраст различен и есть, по крайней мере, два пика их формирования: ордовикский и силурийско(?)-раннедевонский. Более молодые офиолиты занимают преимущественно осевую часть орогена, вероятно, в соответствии с более молодым возрастом уральского палеоокеана.

Офиолиты перекрываются мощными островодужными комплексами, пик образования которых зависит от возраста офиолитов: над ордовикскими, как правило, преобладают силурийские комплексы, над раннедевонскими - средневерхнедевонские.

С востока и запада Тагильско-Магнитогорская мегазона ограничена сутурами встречного падения с серпентинитовым меланжем. По сейсмическим данным, полученным на профиле ESRU-93 (Пилот-проект, выполненный как составная часть Среднеуральского трансекта по программе ЕВРОПРОБА), западная граница мегазоны - зона Главного уральского глубинного разлома падает на восток под углом около 45° и прослеживается практически без выполаживания, по крайней мере, до глубины 35 км. Центральные части Тагильско-Магнитогорской мегазоны сравнительно слабо деформированы; имеются даже блоки практически с горизонтальным залеганием.

Особое место в Тагильско-Магнитогорской мегазоне занимает протягивающийся в ее западной части близ ГУГРа Платиноносный пояс, состоящий из вытянутых, структурно и вещественно асимметричных массивов, включающих дуниты, расслоенный габбро-гипербазитовый комплекс, полосчатые габброиды, а также габбро-нориты и плагиограниты.

Восточно-Уральская мегазона. Отличается присутствием на поверхности сиалических комплексов, первично принадлежавших микроконтинентам и представляющих собою фрагменты докембрийской континентальной коры (Мурзинско-Адуйский, Селянкинский, Салдинский). Эти блоки имеют свой осадочный, преимущественно карбонатно-терригенный чехол, хотя и слабо сохранившийся и идентифицируемый с большим трудом. Вместе с тем в этой мегазоне развиты палеозойские океанические и островодужные комплексы, приуроченные к сутурам или залегающие в аллохтонах и, возможно, в аккреционных зонах.

В целом для этой мегазоны характерно широкое распространение гранитоидов и гнейсов (Главная уральская гранитная ось), здесь гораздо больше свит и формаций, представленных преимущественно аркозовыми и кварцевыми песчаниками, вулканиты обычно более щелочные, чем в Зеленокаменной зоне, а тектоника более разнообразна. В связи со слабой обнаженностью эта мегазона является существенно менее геологически изученной, чем все западные.

По геофизическим данным консолидированная земная кора Уральского складчатого пояса существенно отличается от коры соседних регионов. Уральский складчатый пояс имеет увеличенную мощность земной коры (в осевой части до 55-60 км), повышенные плотность и основность, пониженные намагниченность и тепловой поток, специфический рисунок распределения линеаментов, дешифрируемых по материалам телевизионных космических съемок. Под Уралом отсутствует сплошной проводящий астеносферный слой. В пределах всего складчатого пояса

отмечается повышенное естественное электрическое поле (Региональные геофизические..., 1997).

Полезные ископаемые. Складчатый Урал располагает крупными минерально-сырьевыми ресурсами, а по некоторым видам минерального сырья занимает ведущее место в мире. Здесь сосредоточены месторождения черных, цветных, редких, благородных металлов и алмазов, неметаллических полезных ископаемых, пресных и минеральных подземных вод. Основу составляет фемический профиль минерализации с преобладанием месторождений с сидерофильным и халькофильным оруденением (элементы платиновой группы, хрома, меди, железа, марганца, никеля, кобальта). В полосе геотраверса "ГРАНИТ" главные из них - железные руды Гороблагодатского рудного узла; медные руды Красноуральской зоны, россыпное золото и платина.

Глубокое и сверхглубокое бурение на Урале

Геотраверс "ГРАНИТ" проходит через Уральскую сверхглубокую скважину СГ-4, бурение которой начато в середине 1985 г. Первые 4000 м пройдены буровым станком Уралмаш 4Э-76, после чего была смонтирована установка УЗТМ-15000, так как проектная глубина скважины составляет 15000 м. В настоящее время скважина достигла глубины 5720 м.

Среди элементов обоснования Уральской сверхглубокой скважины на первое место выступала уникальность места заложения и соответственно уникальность ожидаемых результатов, поскольку Урал является общепризнанным эталоном палеозойских подвижных поясов и выдающейся рудной провинцией с классическими месторождениями черных и цветных металлов (Башта, Горбачев, 1992). Главная цель скважины - изучение строения земной коры и рудоносных комплексов подвижных поясов на примере Среднего Урала. Перед скважиной были поставлены следующие основные задачи:

- изучить геологический разрез Тагильского прогиба и выяснить особенности его геотектонического развития;
- установить состав, строение, возраст и природу фундамента, на котором заложен прогиб;
- исследовать глубинные процессы рудообразования;
- получить параметрическую информацию о физических свойствах пород на глубине, особенностях флюидного режима и природе сейсмических границ, выяснить связь геофизических полей с глубинным строением;
- выяснить положение, морфологию стратиграфических и других границ раздела различных вещественных комплексов и структурных этажей Урала.

Результаты бурения первых пяти тысяч метров показали, что породы в скважине моноклинально падают на восток (рис. 1.27). Геологические границы между свитами, толщами и подтолщами в большинстве случаев условны и не носят признаков четкого физического раздела (Башта, Горбунов, 1992). Большинство сейсмических отражателей внутри контуров толщ и подтолщ более или менее подчиняются общей структуре разреза. При этом выяснить, за какие конкретные литолого-структурные особенности разреза они отвечают, часто не представляется возможным. Обращает на себя внимание тот факт, что целый ряд фиксируемых по

стволу скважины достаточно контрастных геологических явлений (лавовые потоки, силлы диоритов и др.) не находят адекватного отражения в волновом поле.

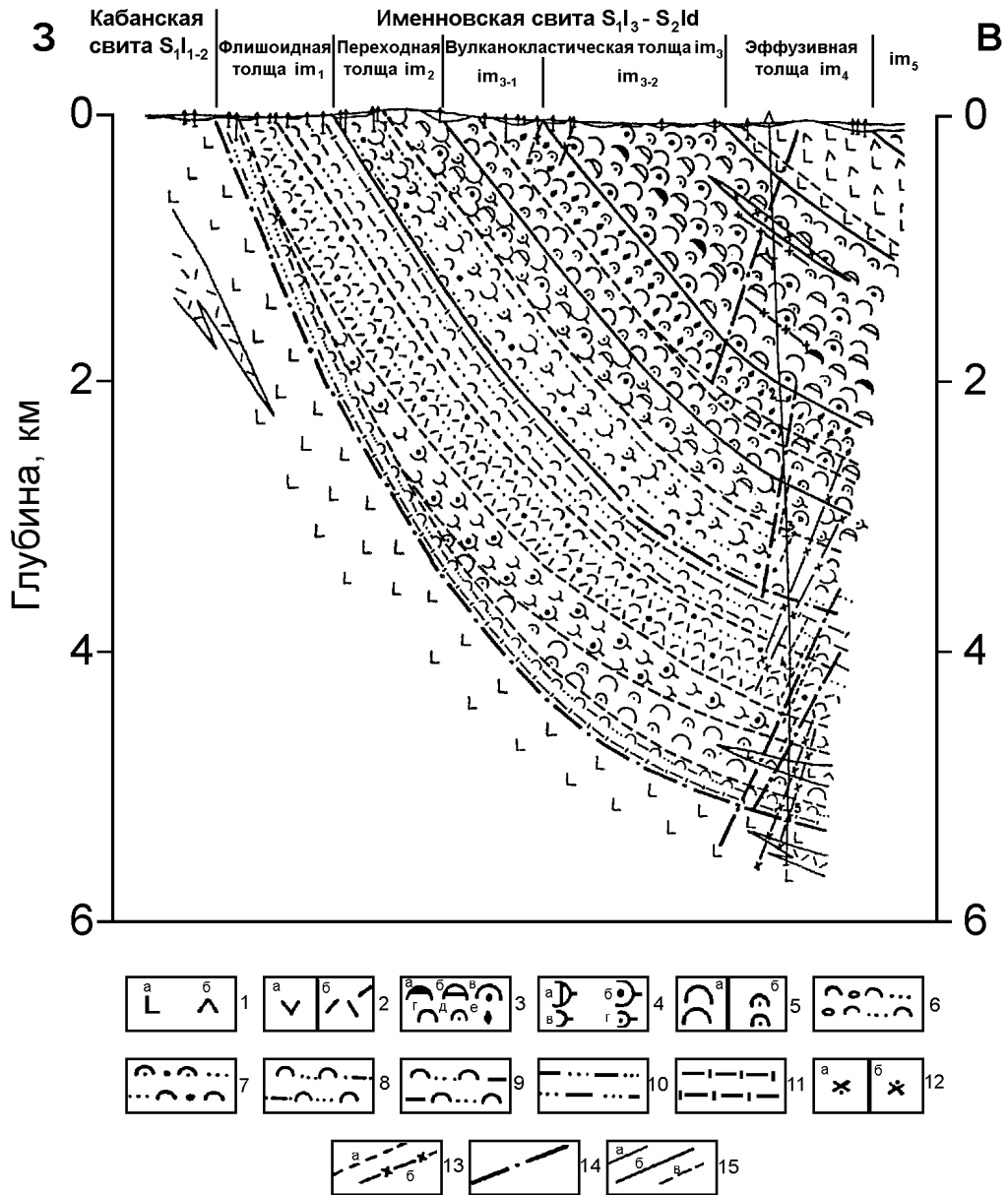


Рис. 1.27. Результаты бурения Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 (по К.Г. Баште, Л.Н. Шахториной)

1 - базальты плагиофировые, пироксен-плагиофировые (а), андезибазальты (б); 2 - андезиты (а), дациты, риодациты (б); 3 - туфы глыбовые (а), агломератовые (б), крупнопсефитовые (в), мелкопсефитовые (г), псаммитовые (д), кристаллолитотуфы (е); 4 - туффиты агломератовые (а), крупнопсефитовые (б), мелкопсефитовые (в), псаммитовые (г); 5 - тefроиды мелкопсефитовые (а), псаммитовые (б); 6 - туфоконгломераты, туфопесчаники; 7 - туфогравелиты, туфопесчаники; 8 - туфопесчаники, туфоалевропесчаники; 9 - туфопесчаники, туфоалевролиты; 10 - песчаники, алевропесчаники, алевролиты; 11 - кремнистые, углисто-кремнистые алевролиты, алевропелиты; 12 - диориты (а), кварцевые диориты (б); 13 - внемасштабный знак даек основного (а) и среднего (б) составов; 14 - тектонические нарушения; 15 - границы: геологических тел (а), толщ и подтолщ (б), пачек (в).

Однако в большинстве случаев устанавливается предпочтительная связь сейсмических границ с тектоническими разрывами и зонами трещиноватости. Сопоставление результатов сейсмических исследований, в том числе данных ВСП, с геологическими и петрофизическими данными по стволу СГ-4 позволяет рассматривать в качестве одного из возможных источников сейсмических отражений также напряженное состояние. В частности, это касается сильной отражающей границы, пересекающей проекцию ствола скважины на глубине около 2900 м.

Из других результатов, полученных при бурении, можно отметить следующие:

- установлено увеличение в 1.5 раза мощности вулканогенно-осадочных образований западного крыла прогиба по сравнению с проектной;

- изучена цикличность формирования вулканогенно-осадочных отложений в геодинамической обстановке, отвечающей режиму островной дуги;

- на основе изучения конодонтов и хитинозой получен твердый возрастной репер для нижней части вскрытого разреза (Д₃-V). В верхней части разреза, в интервале 1918-1980 м, выявлены комплексы спор, характерные для франского яруса верхнего девона, что пока не получило однозначного объяснения;

- установлены закономерности распределения в разрезе сульфидной минерализации, и получены свидетельства в пользу расширения пространственных и временных рамок процессов колчеданообразования;

- установлен малоградиентный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации;

- установлено проникновение по зонам трещиноватости на большую глубину (до 2.5-3.0 км) слабо минерализованных метеорных вод;

- установлены низкие значения теплового потока, отвечающие геотермальному градиенту 1.5 °С на 100 м.

Полученные результаты позволяют говорить о достаточно высокой эффективности исследований на данном этапе проходки скважины. Вместе с тем выявился ряд разночтений в понимании и оценке полученных скважиной результатов. Основные противоречия касаются ранга выделенных единиц разреза (толщи, свиты, комплексы, пачки); их границ; возрастной и формационной принадлежности отдельных частей разреза; стратиграфической непрерывности или тектонической разобщенности разреза; фациальной характеристики и номенклатуры отдельных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований; оценки существования проявленной в разрезе рудной минерализации и др. (Башта, Горбунов, 1992).

В разное время на Урале было пройдено несколько скважин глубиной от 800 до 2000 м. В 1960-е годы было осуществлено бурение ряда скважин (№№ 1, 3, 4, 5, 7) на Уральском пересечении, две из которых имели глубину около 1200 м. Результаты этих работ были изложены Б.П. Козиным в 1966 г. Бурение этих скважин позволило получить первое представление о строении верхней части земной коры в районе заложения Уральской сверхглубокой скважины. Впервые здесь в скважине № 7 был установлен пологий тектонический контакт между кабанской и флишоидной толщами.

На Среднем Урале в районе Дегтярского рудного поля в начале 80-х годов было пробурено 3 скважины глубиной около 2000 м. Скважины задавались под идею поисков “второго рудного этажа” Дегтярского медноколчеданного месторождения. Одновременно решались вопросы геологического строения этого района. “Второй этаж” Дегтярского месторождения в результате бурения этих скважин обнаружить не удалось. В то же время данные бурения показали, что вулканогенные толщи в

районе месторождения моноклинально и круто падают на восток. Согласно с ними падает и Серовско-Маукский разлом, который представляет собой поверхность надвига, по которому сочленяются два существенно различных по строению блока. При этом восточный блок надвинут на западный, а сама плоскость надвига представлена меланжем, где встречаются экзотические обломки самых разнообразных по составу и генезису пород.

В 1959-1962 годах на Среднем Урале с целью прослеживания уральских структур под чехлом осадочных пород Восточного Зауралья был разбурен широтный Тюменский опорный профиль, показавший существование комплекса “уральских” пород под горизонтально залегающими породами осадочного чехла.

Интересные данные по строению пород осадочного чехла в Предуралье были получены при бурении скважины № 1 Верхняя Сочь (1988-1992 гг.), расположенной в зоне сочленения осадочных толщ Предуральского прогиба и древних пород Центрально-Уральского поднятия. Хотя скважина и находится на значительном удалении от геотраверса, но полученные по ней результаты имеют принципиальное значение. Скважина прошла по осадочным породам 5700 м. Было установлено неоднократное повторение разреза, при котором под более древними породами залегали более молодые толщи. При этом все границы таких несогласий имели отчетливо выраженный тектонический облик и пологие углы падения. Скважина остановлена в переслаивающихся песчаниках, алевролитах и аргиллитах бобриковского горизонта нижнего карбона.

В целом же следует отметить, что подавляющее большинство скважин в рассматриваемом районе имеют глубину до 800 м. В результате этого при решении многих вопросов геологического строения и тектонического развития используются либо геофизические данные, интерпретация которых неоднозначна, либо геологические представления различной степени обоснованности.

Физические свойства горных пород Уральского складчатого пояса

Большой объем геологосъемочных работ масштабов 1:200000 и 1:50000, выполненных на Урале, обусловил высокую степень изученности физических свойств горных пород этого региона, поскольку определение физических свойств выполнялось для значительной части образцов, отобранных в ходе съемки. В основном определялись значения плотности и магнитной восприимчивости, реже - скоростей продольных волн, еще реже - скоростей поперечных волн и других свойств (электропроводности, теплопроводности и др.). Обширные сводки физических свойств горных пород Уральского региона можно найти как в многочисленных фондовых, так и в опубликованных работах (Методические рекомендации по интерпретации..., 1983; Петрофизические методы..., 1988; Уральская сверхглубокая..., 1992 и др.).

Региональные обобщения физических свойств горных пород (прежде всего путем построения карт изоплотностей в масштабах 1:200000 - 1:1000000) для Среднего Урала были выполнены В.М. Рыбалкой, а в последующие годы С.Н. Кашубиным и М.В. Лясик. На рис. 1.28 приводится пример такой карты для полосы геотраверса “ГРАНИТ”. Отмечается отчетливая приуроченность пород средней плотности и слабой намагниченности к Восточно-Уральской и Центрально-Уральской зонам и пород различной, преимущественно высокой плотности и намагниченности, к Тагильской зоне.

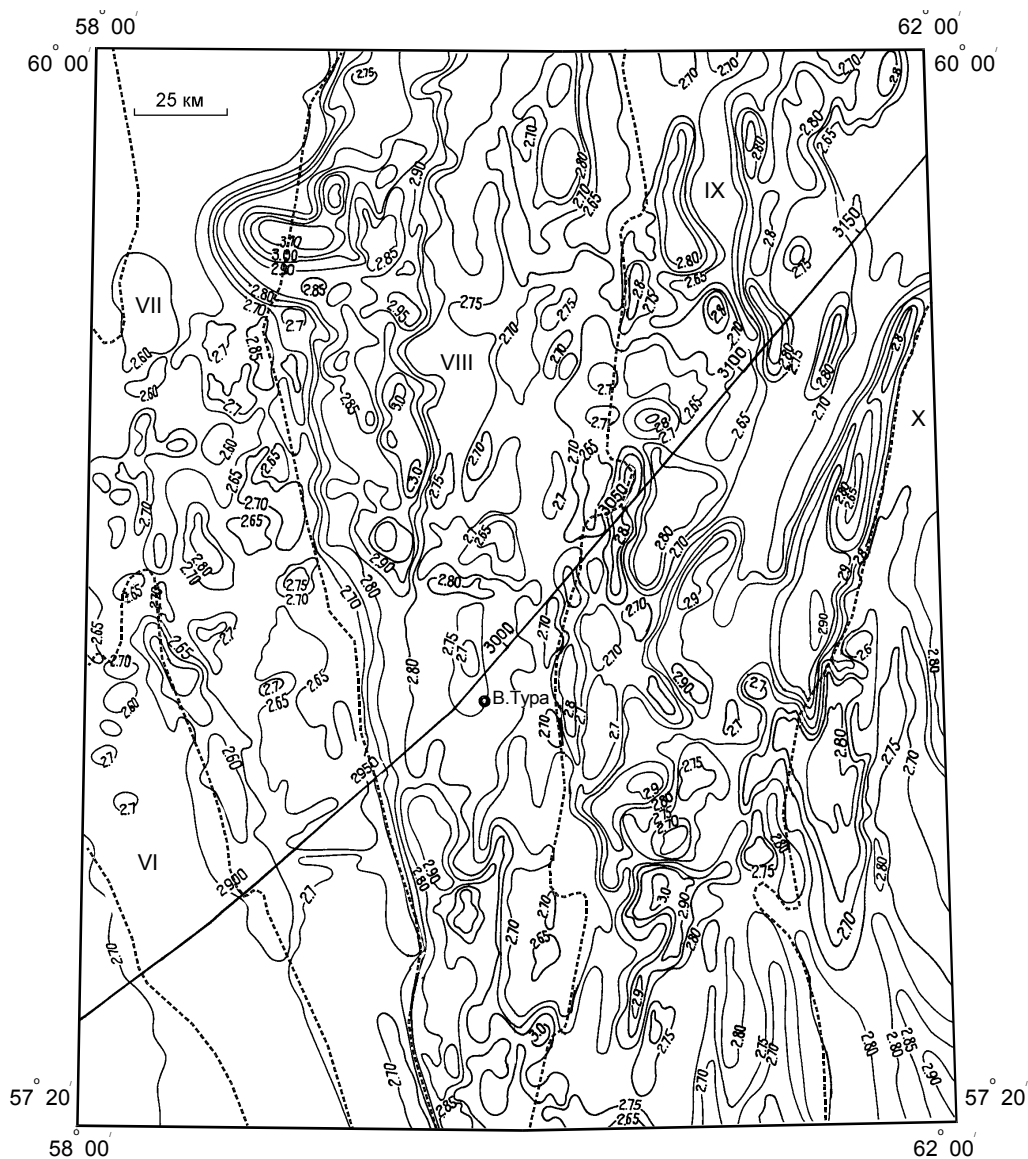


Рис. 1.28. Плотностная карта пород фундамента Уральского региона

Структуры I порядка, по И.Д. Соболеву, С.В. Автонееву: VI - Западно-Уральская внешняя зона складчатости; VII - Центрально-Уральское поднятие; VIII - Тагильско-Магнитогорский прогиб; IX - Восточно-Уральское поднятие; X - Восточно-Уральский прогиб.

Нужно отметить, что физические свойства кристаллических горных пород, изучавшихся на Урале, полностью соответствуют свойствам аналогичных породных групп из других регионов, что позволяет использовать закономерности изменений различных свойств консолидированной земной коры, установленные в этих регионах, на Урале и, наоборот, распространять уральский опыт на консолидированную кору других областей (Семенов, 1983; Семенова, 1978; Красовский, 1981; Кашубин, 1984 и др.). Прежде всего это касается широко применяемых в настоящее время при региональных сейсмических исследованиях корреляционных зависимостей между осредненными значениями скоростей продольных и поперечных волн, с одной стороны, и значениями плотности и суммарного содержания основных породообразующих окислов, с другой - для крупных блоков консолидированной земной коры (Алейников и др., 1990, 1991; Крылов, Тен, 1994, 1995).

В таблицах раздела “Физические свойства горных пород” электронного атласа приведены сводки основных физических свойств для наиболее распространенных горных пород Среднего Урала, а в табл. 1.2 - корреляционные уравнения, чаще всего используемые для прогноза одних свойств на основании других при комплексной интерпретации геофизических данных.

Таблица 1.2

Корреляционные зависимости между значениями скоростей Р- и S-волн, плотностью и содержаниями основных породообразующих окислов
(по А.Л. Алейникову и др. 1991; С.Н. Кашубину, 1984)

Определяемый параметр	Корреляционное уравнение	Коэффициент корреляции	Интервал изменения
Плотность, г/см ³	$\rho = 0.18V_p + 0.40(V_p/V_s) + 1.02$	0.93	2.56-3.15
Содержание кремнезема, %	$\Sigma SiO_2 = 152.4 - 20.82(V_p/V_s) - 2.58(K/\rho)$	0.97	44-76
Содержание окиси магния, %	$\Sigma MgO = 0.0109(K/\rho)^2 + 0.6588(K/\rho) + 18.01(V_p/V_s)^2 - 77.5(V_p/V_s) + 55.28$	0.94	1.0-11.5
Содержание окиси кальция, %	$\Sigma CaO = 1.122(K/\rho) - 0.89(V_p/V_s) - 17.98$	0.94	0.3-14.6
Суммарное содержание окислов железа, %	$\Sigma FeO = 33.225(V_p/V_s)^2 - 106.8(V_p/V_s) - 0.0759(K/\rho)^2 + 4.343(K/\rho) + 33.59$	0.88	2.0-15.0

Примечания: Значения V_p и V_s в км/с; $K/\rho = (V_p)^2 - 4/3(V_s)^2$.

В целом можно констатировать следующее.

1. Выходящие на дневную поверхность в пределах Уральского складчатого пояса формации преимущественно вулканогенно-осадочных и кристаллических (интрузивных и метаморфических) горных пород характеризуются существенно более высокими значениями плотности, скорости продольных волн и магнитной восприимчивости по сравнению с осадочными формациями соседних платформ.

2. В распределении значений физических свойств в пределах складчатого пояса отмечается зональность, соответствующая простиранию основных структурных элементов, что, по-видимому, является следствием приуроченности к ним определенных геологических формаций, образованных в идентичных геодинамических обстановках.

3. Значения физических параметров кристаллических горных пород Уральского складчатого пояса и основные статистические закономерности изменения скоростных и плотностных характеристик в связи с изменением состава (прежде всего силичности) горных пород типичны для аналогичных образований, слагающих консолидированную земную кору в других регионах.

1.3. Западно-Сибирская плита

В 1930-х годах началось изучение палеозойских образований Зауралья, которое проводилось преимущественно силами Уральского геологического управления. Эти исследования осуществлялись на небольших участках, примыкающих к обнаженному Уралу. В конце 50-х - начале 60-х годов по результатам геологических и геофизических исследований под руководством Н.Б. Малютина были составлены геологическая и тектоническая карты масштаба 1:500000, показывающие

общность геологического строения складчатого фундамента Зауралья и обнаженной части Урала, в связи с чем впоследствии появляется интенсивно обсуждаемая проблема восточной границы Урала. Поиски и, позднее, интенсивное освоение нефтегазоносного комплекса Западной Сибири привели к участию в геологическом изучении ЗСП большого числа организаций. Это обусловило появление огромного объема публикаций и фондовых работ. Ниже мы остановимся лишь на наиболее крупных обобщающих исследованиях этого региона.

В 1954 году была завершена геологическая съемка в масштабе 1:1000000 листов Р-42 и Р-43, которая проводилась с привлечением материалов бурения и геофизики. Завершившееся в 1954 г. бурение Уватской опорной скважины позволило изучить разрез мезо-кайнозойских отложений. К сожалению, фундамент скважина не вскрыла. Результатом проведенных геологосъемочных работ была разработка стратиграфического расчленения мезо-кайнозойских отложений и установление основных литолого-формационных особенностей разреза углеводородных коллекторов и их покрышек.

В 1968 г. П.К. Куликов и В.С. Бочкарев описали геологическое строение Сибирского Приуралья с приложением карты фундамента масштаба 1:1000000. В пределах фундамента было выделено три комплекса: рифейский, раннепалеозойский и средне-верхнепалеозойский, соответствовавшие, по мнению авторов, байкальскому, каледонскому и герцинскому тектоно-магматическим этапам развития. Подробно рассмотрен трапповый комплекс, представленный туринской и челябинской сериями. По мнению авторов, складчатые структуры Урала прослеживаются на восток до линии Обская губа и р. Ишим.

В 1973 году П.К. Куликовым была составлена модель земной коры Западной Сибири, в пределах которой выделены нижний и верхний структурно-вещественные комплексы. Нижний, типично геосинклиальный комплекс, распадается в плане на несколько складчатых систем различного возраста и ориентировки их преобладающих простираний. Сам комплекс по вертикали расчленен на несколько ярусов, нижний из которых является геосинклиальным, а верхний, резко отличный по строению от остальных, - орогенным. Верхний комплекс сложен породами различного фациального состава палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Общая их особенность - слабая дислоцированность и метаморфизм.

Рассматривая процессы формирования структур чехла и их взаимоотношения со структурами фундамента, П.К. Куликов обращает внимание на то, что унаследованность связана с неоднородностями (геофизическими, структурными), сформировавшимися в фундаменте. При этом установлены как прямое, так и обратное соотношения структурных форм чехла и фундамента, что не позволяет предполагать их образование в результате вертикального перемещения блоков.

В 1975 году А.П. Белоусов и В.С. Бочкарев высказали точку зрения о герцинском возрасте практически всего фундамента ЗСП. Исключение делалось лишь для ее Приенисейской части. Это предположение основывалось на данных глубокого бурения, в большом объеме проводимого в центральных районах плиты. Касаясь строения Урала, авторы отметили, что уральская складчатость развита примерно до меридиана города Сургута, что совпадало с ранее высказанной точкой зрения П.К. Куликова.

В этом же 1975 году была издана монография “Геология нефти и газа Западной Сибири”, где была дана подробная характеристика этого региона, детально рассмотрены стратиграфия, тектоническое строение платформенного мезо-кайнозойского чехла, его геохимия и гидрогеология. Большая часть монографии посвящена вопросам нефтегазоносности. Рассматривая глубинное строение Западной Сибири, авторы указывают, что она вместе с окружающими ее складчатыми сооружениями Урала, Енисейского кряжа, Казахстана и другими является северной частью Урало-Сибирской молодой платформы. В ее развитии выделялись геосинклинальный, протоорогенный, дейтероорогенный и платформенный этапы развития. При этом в каждый из трех первых этапов формировались зоны, характеризующиеся своей собственной специфической структурой.

В 1979 г. большим коллективом авторов под редакцией И.И. Нестерова была составлена Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты масштаба 1:2500000. Позднее эта карта корректировалась с учетом данных, получаемых при буровых и геофизических работах, что привело к созданию в 1985 году Г.К. Боярских, Г.Г. Новожиловой и Г.А. Боярских аналогичной тектонической карты мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы масштаба 1:5000000.

В 80-е годы на основании анализа данных по более чем 2.5 тысячам скважин, результатов геофизических исследований (сейсморазведка, гравиразведка, магниторазведка), а также материалов спутниковых съемок Л.Л. Подсосовой была построена карта строения домезозойского фундамента. Было показано, что на большей части ЗСП отложения, подстилающие мезозойско-кайнозойский чехольный комплекс, деформированы слабо, а их подошва имеет четкую субгоризонтальную границу с породами складчатого фундамента. Лишь в узких отдельных зонах эти отложения, относимые к палеозою, по сейсмическим данным имеют сложное строение разреза. Таким образом, автором была определена своя позиция по одной из наиболее спорных и интенсивно обсуждаемой проблеме - проблеме так называемого “промежуточного (переходного) комплекса”. Эти отложения, вскрытые скважинами в центральной части плиты, охватывают по возрасту интервал от силура до раннего карбона и представлены спокойно залегающими толщами карбонатных и терригенно-карбонатных образований.

Рассматривая тектоническое развитие ЗСП, Л.Л. Подсопова высказала мнение о том, что рифейский или байкальский возраст фундамента распространен не повсеместно и, видимо, существовали зоны с геосинклинальными условиями развития, завершившегося герцинской складчатостью. В то же время в северной части плиты по сейсмическим данным выделяются районы со спокойным залеганием мезозойских и палеозойских отложений, которые, как считает автор, представляют собой крупные блоки с добайкальским возрастом консолидации.

В 1982 г. под редакцией Н.Н. Ростовцева построена Геологическая карта Западно-Сибирской равнины и прилегающих территорий (без четвертичных отложений) масштаба 1:1500000, а под редакцией В.В. Семеновича, Л.И. Ровнина и Н.В. Неволлина составлена Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР масштабов 1:2500000 и 1:5000000, где проведено расчленение фундамента по времени его образования, указано его гипсометрическое положение и выделены основные разломы фундамента.

В 1984 году под руководством И.И. Нестерова была завершена большая тематическая работа, в рамках которой составлены карта месторождений нефти, газа и конденсата Западной Сибири; карта распространения нефтегазоносных комплексов и горизонтов Западной Сибири и ряд других карт и схем масштаба 1:5000000, а в 1985 г. под редакцией И.И. Нестерова и В.И. Шпильмана была издана Карта нефтегеологического районирования Западной Сибири масштаба 1:2000000, на которой указано 402 месторождения.

В 1985 году В.С. Бочкарев и В.Г. Криночкин составили отчет по разработке геолого-экономического обоснования подготовки запасов нефти в палеозойских отложениях Западной Сибири. К первому тому отчета авторами приложена Карта геологических средне-верхнепалеозойских формаций Западной Сибири в масштабе 1:2500000. В частности, авторами объединяются в одну структуру Шаимский антиклинорий и Красноленинский свод, которые попадают в полосу исследований геотраверса “ГРАНИТ”. В этой работе подтверждено высказанное ранее В.С. Бочкаревым предположение об отсутствии Уват-Ханты-Мансийского срединного массива, на месте которого выделяются протерозойско-рифейские “структурные элементы основания”. Предполагалось, что к району развития этих структур могут быть приурочены нефтегазоносные участки. Рассматривая развитие палеозойских тектонических мегакомплексов, авторы указывают на условность их выделения, так как они фациально (постепенно) переходят один в другой, и их границы проводились условно, приспособлявая последние к контурам геофизических аномалий.

В 1986 году большим коллективом специалистов под редакцией В.С. Суркова была опубликована монография “Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты”, которая завершала цикл из трех монографий (“Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты” (1971 г.), “Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты” (1981 г.)), посвященных строению Западно-Сибирского нефтегазоносного региона и снабженных комплектом разнообразных геологических и геофизических карт и схем.

Следует отметить, что одна из ранних схематических карт фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления была составлена В.С. Сурковым, О.Г. Жеро, Л.В. Смирновым и Д.Ф. Уманцевым еще в 1967 году. Формирование ЗСП с начала рифейской эпохи рассматривалось как следствие деструкции континентальной коры Евроазиатской протоплатформы, ее раскола на плиты и их раздвига и образования новой океанической коры в зоне спрединга. На деструктивном же этапе предполагалось также и образование Урало-Монгольского подвижного пояса. Рифейский тектоно-магматический мегацикл протяженностью 1 млрд. лет завершился к концу венда образованием пояса байкалид с новой континентальной корой. В конце рифея начинается новый позднерифейско-палеозойский тектоно-магматический цикл, к деструктивной стадии которого относится возникновение Уральской рифтовой системы со спредингом в пределах современной Тагильско-Магнитогорской зоны. Сформировавшийся при этом палеоокеан в раннем палеозое занимал всю территорию современного Евразийского континента. Окончательное оформление Урало-Монгольского складчатого пояса авторами монографии связывается с герцинским (силур - поздний палеозой) циклом тектогенеза. В пределах Уральской системы, в основании которой располагались догерцинские рифтовые зоны, “...главными структурными элементами являются унаследованные

синклинии”. Таким образом, авторы, предполагая горизонтальные перемещения при спрединге и позднее, на конструктивном этапе развития всего Сибирского региона, почему-то исключают такие перемещения в пределах Урала.

В целом в рассматриваемой монографии была предпринята попытка представить формирование ЗСП с позиции современной геодинамической концепции. На основе анализа палеотектонических структурных карт показано, что структурный план более поздних тектонических структур не унаследует структурно-тектонический облик предыдущего этапа развития, а современный структурно-тектонический облик фундамента ЗСП определяют, видимо, триасовые рифтовые зоны субмеридиональной ориентировки, которые являются частью Арктико-Североатлантической мировой системы рифтов. Касаясь вопросов нефтегазоносности ЗСП, авторы подробно рассмотрели перспективы триас-нижне-среднеюрских и палеозойских отложений. При этом последние, выделяемые в так называемые “промежуточные” (переходные) комплексы, по мнению авторов монографии, представляют большой интерес для поисков углеводородов.

Вообще проблема “переходного” (промежуточного) комплекса, расположенного между кристаллическим фундаментом плиты и субгоризонтально залегающими породами мезозойско-кайнозойского чехла, стала приобретать большое практическое значение по мере того, как наметилось сокращение открываемых месторождений в чехле мезозойско-кайнозойских пород. Суть проблемы заключается в том, что рядом исследователей на основании данных сейсморазведки выделяется относительно спокойно построенный комплекс пород рифейско-нижнемезозойского возраста, залегающий на складчатом основании и перекрывающийся мезозойско-кайнозойскими плитными отложениями. Существует и другая точка зрения, базирующаяся на геологических данных и заключающаяся в том, что весь комплекс геосинклинальных пород входит в состав фундамента, а пермско-триасовые отложения ЗСП относятся к плитным комплексам, слагая нижнюю часть их разреза. Следует отметить неопределенность самого предмета исследований, обусловленную тем, что разными авторами по-разному оценивается объем промежуточного комплекса и площади его развития. Выделение или отрицание его существования сразу же ставит вопрос о перспективности этой части разреза на поиски углеводородов (Шаблинская, 1985).

В целом Западно-Сибирская плита рассматривается в настоящее время как крупнейшая отрицательная структура Северной Евразии, мощный чехол платформенных мезозойско-кайнозойских отложений которой сформировался на месте рифейско-палеозойских складчатых сооружений, входящих в состав Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) складчатого пояса. Складчатый фундамент ЗСП вскрыт скважинами преимущественно в краевой ее части и значительно реже, практически, единичными скважинами в прицентральной зоне. Наиболее древние образования фундамента установлены бурением в пределах Шаимского и Красноленинского сводов и, по аналогии с Уралом, относятся к верхнему протерозою. Они представлены магматитами преимущественно основного состава, всевозможными сланцами, терригенными и карбонатными породами, фаунистически документированными и обеспеченными радиометрическими датировками. Практически все эти породы в той или иной степени метаморфизованы и дислоцированы, а на ряде площадей прорваны интрузивными телами кислого состава (Мегакомплексы и глубинная структура..., 1986).

Представление о рельефе поверхности складчатого основания ЗСП дает Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР (1982). Согласно этим построениям, в пределах плиты выделяется зона внешнего моноклинального пояса шириной до 250-300 км и глубиной от 0 до 3 км и внутренняя опущенная область с глубиной залегания фундамента более 3 км.

Платформенный чехол Западной Сибири сложен в основном терригенными отложениями триаса, юры, мела и палеоген-четвертичного возраста. Они подразделяются на девять серий, формирование которых происходило в течение трех циклов осадконакопления: триас-аптского, апт-олигоценового и олигоцен-четвертичного. Нижняя часть разреза каждого цикла представлена континентальными отложениями, верхняя - морскими или прибрежно-морскими (Геология нефти и газа..., 1975).

В самостоятельный тафрогенный комплекс выделяются иногда эффузивно-осадочные образования туринской серии (и ее аналогов) триасового возраста. Представлена она преимущественно вулканитами основного состава, перемежающимися в разрезе с пачками осадочных пород. Развиты эти толщи в грабенообразных структурах типа рифтов и вскрыты многочисленными скважинами. Некоторые исследователи рассматривают этот комплекс совместно с палеозойским и относят к промежуточному структурному этажу (ПСЭ), другие - к катаплатформенным образованиям осадочного чехла. В соответствии с этим оценивается и суммарная мощность осадочного чехла в изучаемой части Западной Сибири, которая изменяется от 0 до 5-6 км в прогибах.

Согласно существующему тектоническому районированию (Сурков, Жеро, 1981), по совокупности геологических и геофизических данных в составе фундамента ЗСП выделяется ряд разновозрастных складчатых систем и срединных массивов (вероятно, докембрийской консолидации), образующих погребенную под чехлом гетерогенную складчатую область (рис. 1.29).

1 - граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла ЗСП; *платформы добайкальские*: 1 - Восточно-Европейская, 2 - Сибирская; *срединные и устойчивые массивы*: 3 - Уват-Хантымансийский, 4 - Межовский, 5 - Усть-Тымский, 6 - Няояхский, 7 - Верхнекетский, 8 - Барнаульский, 9 - Рудно-Алтайский, 10 - Теректинский, 11 - Бийский; *складчатые системы*: 12 - Уральская, 13 - Центрально-Западносибирская, 14 - Таймырская, 15 - Салымская, 16 - Центрально-Казахстанская, 17 - Салаирско-Кузнецкоалатаусская, 18 - Енисейская, 19 - Восточно-Саянская.

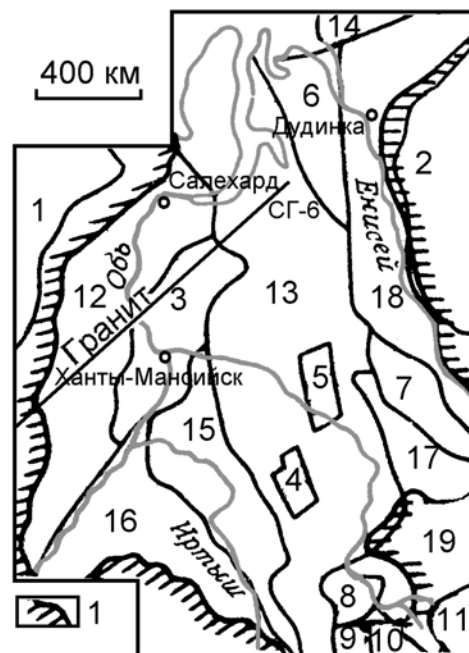


Рис. 1.29. Схема тектонического районирования ЗСП (В.С. Сурков, О.Г. Жеро, 1981)

Геотраверс “ГРАНИТ” с юго-запада на северо-восток пересекает перекрытую платформенным чехлом Уральскую складчатую систему (Зауральскую складчатую зону), Уват-Хантымансийский срединный массив и Центрально-Западносибирскую складчатую систему. Восточная граница Уральской складчатой системы проводится авторами по геофизическим данным по глубинному разлому, отделяющему Уральскую складчатую систему от каледонид Центрального Казахстана. Предполагается, что над этим разломом в конце палеозоя развился краевой прогиб, который протягивается от Аральского моря на юге до широты г. Ханты-Мансийска на севере. Севернее Ханты-Мансийска вопрос о восточной границе Урала остается открытым и сторонниками различных геодинамических школ трактуется по-разному.

Уват-Хантымансийский срединный массив байкальского возраста складчатости, переработанный герцинским тектогенезом, располагается между Уральской и Центрально-Западносибирской складчатыми системами герцинского возраста консолидации. Ему соответствуют гравитационные и магнитные аномалии разного знака, интенсивности и ориентировки. На юге массива аномалии силы тяжести имеют более повышенную напряженность и субширотное простирание, а на севере - северо-западное.

Осадочный покров на срединном массиве имеет не повсеместное развитие, а выполняет только наиболее прогнутые участки. По данным расчетов, максимальная мощность этих отложений достигает 3 км. Эти отложения в большинстве случаев, вероятно, одновозрастны комплексам Урала. Об этом свидетельствуют девонские известняки, вскрытые Фроловской скважиной. Особенностью строения срединного массива является раздробленность его на блоки, возникшая под воздействием движений в соседних складчатых системах и гранитизации некоторых из них. По данным бурения и характеру отрицательных аномалий гравитационного поля гранитные интрузии присутствуют на Красноленинском, Ляминском, Ныдовском выступах. Причем, по-видимому, гранитные интрузии позднепалеозойского возраста находятся в тесной связи с докембрийскими. Докембрийские гранитоиды в поле силы тяжести отражаются отрицательными аномалиями северо-западного простирания, а верхнепалеозойские, по аналогии с Уралом, имеют северо-восточную ориентировку. Рассмотрение геологических и геофизических материалов показывает, что на юге массива в районе пос. Увата складчатые комплексы основания имеют, вероятно, ранне-среднепротерозойский возраст, а на севере возраст основания срединного массива - рифейско-вендский. Выделяемые в пределах срединного массива Надымская и Ханты-Мансийская впадины выполнены отложениями среднего палеозоя.

Центрально-Западносибирская складчатая система занимает всю центральную часть плиты, пересекая ее с юга на север. Ее отличие от Уральской складчатой системы заключается в том, что здесь вместо широко развитых на Урале вулканогенно-осадочных и магматических комплексов преобладают осадочные, преимущественно терригенные комплексы пород и метасоматические гранитоиды. Герцинский возраст центральной части плиты подтверждается не только типом структурных зон, развитых в фундаменте, но и составом пород, вскрываемых скважинами, их возрастом. Глубокие скважины вскрывают дислоцированные метаморфизованные породы среднего палеозоя, а также осадочные и вулканогенно-осадочные образования позднего палеозоя, составляющие протоорогенные молассы. Южнее полосы геотраверса “ГРАНИТ” скважинами “Нижневартовская 22”, “Соснинская 16” и “Советская 26”

вскрыты наиболее древние, вероятно, позднедокембрийские толщи кремнистых сланцев, а юго-восточнее на Ломовой и Пионерской площадях - гранитоиды и Ледовой скважиной - зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава.

Сложное блоковое строение Центрально-Западносибирской складчатой системы устанавливается в основном по геофизическим данным. При этом в ее центральной части выделяются специфические узкие линейные отрицательные структурные зоны большой протяженности, простирающиеся часто не согласуясь с простираем большинства других структурных зон. Они интерпретируются как система рифтов в фундаменте ЗСП (рис. 1.30).

Грабен-рифты: I - Колтогорско-Уренгойский, II - Худосейский, III - Худуттейский, IV - Аганский, V - Усть-Тымский, VI - Чузиковский, VII - Ямальский; разведочные площадки, на которых скважинами были вскрыты рифтовые образования: 1 - Саймовская, 2 - Игльская, 3 - Никольская, 4 - Локосовская, 5 - Федоровская.

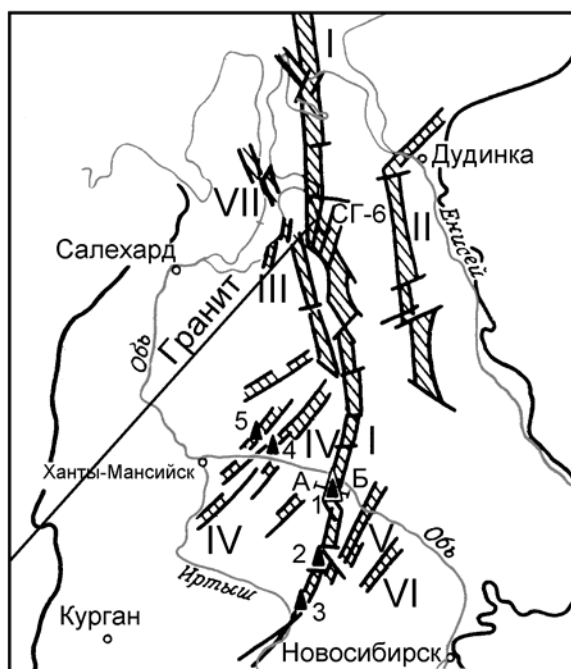


Рис. 1.30. Схема рифтовой системы фундамента ЗСП (В.С. Сурков, О.Г. Жеро, 1981)

Триасовые грабен-рифты отражаются в наблюдаемых гравитационном и магнитном полях интенсивными положительными аномалиями. Особенно большой интенсивности положительными аномалиями эти зоны характеризуются в остаточном гравитационном поле после исключения из наблюдаемого поля влияния рельефа поверхности Мохоровичича и мезозойско-кайнозойского чехла. В рельефе поверхности фундамента зоны выражены глубокими грабенами, в основании которых складчатый комплекс практически отсутствует и здесь развиты интрузивные образования основного состава. Интрузивный комплекс грабенов погружен относительно поверхности складчатых образований бортов на 3-5 км. Над зонами отмечается увеличение плотности современного теплового потока. Именно по указанным особенностям строения земной коры, морфологии структур, характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей, вещественному составу пород, интенсивности теплового потока данные зоны интерпретируются как грабен-рифты. Время формирования грабен-рифтов устанавливается как триасовое, поскольку они пересекают позднепалеозойские (пермские) структурно-формационные зоны фундамента и перекрываются нижней-средней юрой платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Сурков, Жеро, 1981).

В строении грабен-рифтов участвуют два структурно-вещественных комплекса: комплекс основания или собственно рифтовый, представленный интрузивными базитовыми образованиями, и грабеновый комплекс, представленный преимущественно вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями. Между комплексами, по-видимому, нет четко выраженной границы: рифтовый комплекс постепенно сменяется грабеновым, а последний без существенных изменений тектонического плана сменяется комплексом платформенного чехла. Интрузивный рифтовый комплекс и вулканогенно-осадочная часть грабенового комплекса могут быть сопоставлены с ниже-среднетриасовой туринской серией Зауралья, верхняя часть грабенового комплекса существенно осадочная, развитая в северных районах плиты, может быть датирована средним-поздним триасом и сопоставлена с тампейской серией.

Крупнейшей структурой данного типа является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт (см. рис. 1.30). Он простирается почти меридионально на 1800 км от Омска на юге до побережья Карского моря. Далее в акватории Северного Ледовитого океана на его продолжении расположен желоб Святой Анны, открывающийся в глубоководную котловину Нансена. Ширина грабен-рифта увеличивается от первых километров на юге до 80 км на севере и около 200 км в районе желоба Святой Анны. В пределах его южной части пробурено несколько глубоких скважин, вскрывших гидротермально измененные вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, представленные переслаивающимися лавами, лаво-брекчиями, туфами, габбро-диабазами и пластовыми интрузиями базальтоидного состава. Предполагается (Сурков, Жеро, 1981), что Колтогорско-Уренгойский и другие грабен-рифты Западной Сибири относятся к межконтинентальному типу (по Е.Е. Милановскому). Они образовались в результате раскола и раздвига литосферной плиты в начале триаса. Рифтогенез раннетриасовой эпохи как частный случай спрединга литосферных плит был кратковременным. Процесс раздвига сопровождался излиянием в большом объеме базальтоидной магмы не только в Западной Сибири. Громадное количество базальтов излилось и в пределах Сибирской платформы, где в связи с широким развитием мощного осадочного покрова и выдержанностью слоев, кроме покровных излияний, имелась широкая возможность послойного внедрения базальтов. Увеличение поперечных размеров и глубины Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта на севере, наличие там других крупных грабен-рифтовых зон - Худуттейской и Худосейской (см. рис. 1.30) - позволяют предположить, что именно здесь раздвиг литосферных плит был наибольшим. С процессом дальнейшего развития рифтогенеза связывается также общее погружение территории и формирование Западно-Сибирской плиты, причем наиболее интенсивное прогибание характерно для северной ее части.

Прогнозный разрез земной коры ЗСП по линии геотраверса "ГРАНИТ", построенный до начала работ и опирающийся на изложенные выше представления, приведен на рис. 1.31. Однако в последние годы рядом исследователей на основании более современных геофизических исследований, показывающих существенные различия в глубинном строении западной и восточной частей плиты (Павлов, 1995) и представлений о разрушении гетерогенных твердых тел (Милановский, 1984, 1991; Рамберг, Морган, 1984 и др.) предполагается иная геотектоническая интерпретация развития этой территории. В частности, отрицая возможность раскола единой плиты и формирование на этом месте системы рифтов, Ю.А. Павлов обосновывает шовную природу Колтогорско-Уренгойской аномальной зоны.

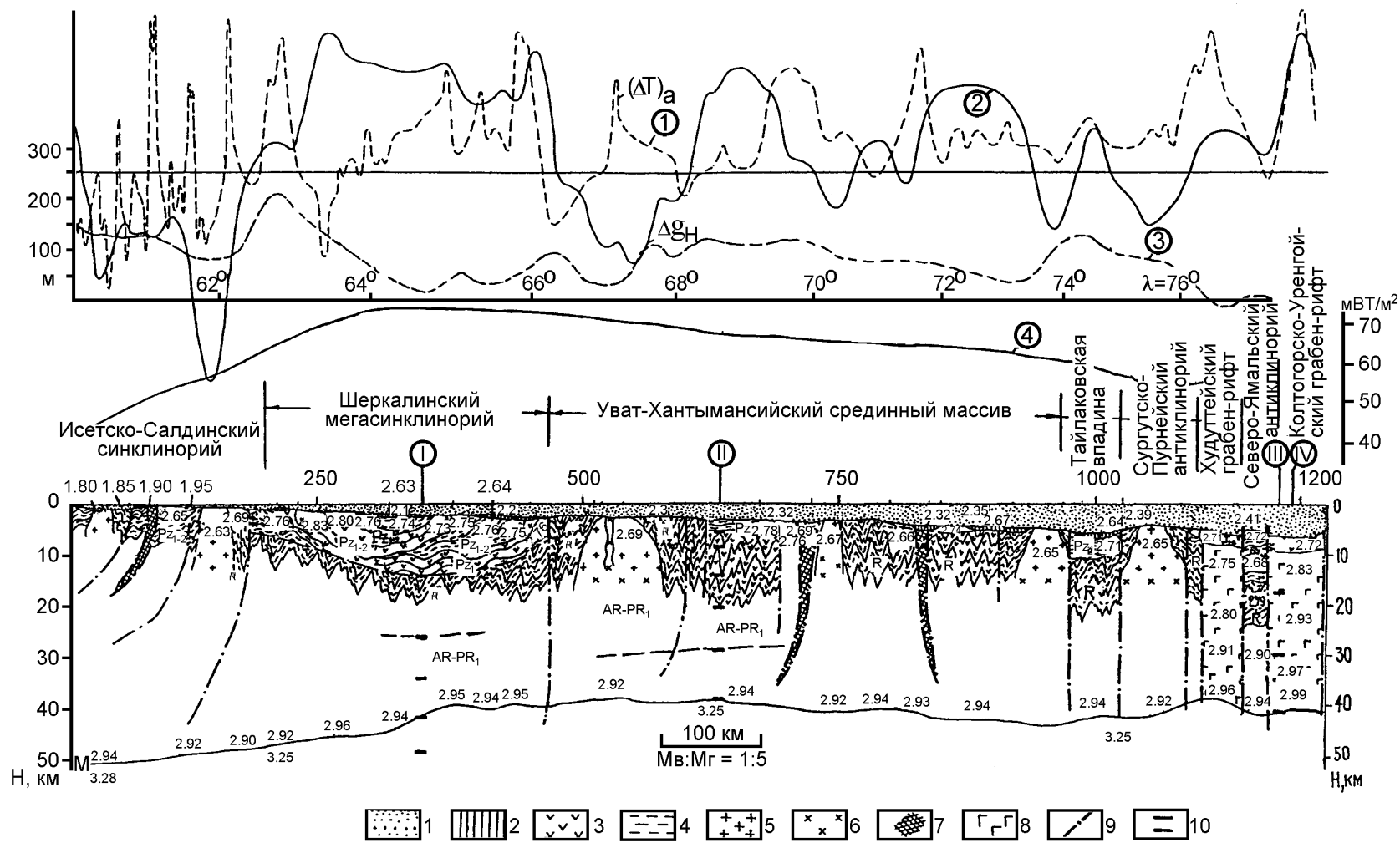


Рис. 1.31. Прогнозный разрез земной коры по линии геотраверса "ГРАНИТ"

(по В.С. Суркову, В.Н. Крамнику, О.Г. Жеро, Л.В. Смирнову)

(Условные обозначения см. на обороте)

Условные обозначения к рис. 1.31

1 - мезозойско-кайнозойский плитный комплекс; 2 - средне-верхнепалеозойский эпигеосинклинальный комплекс (промежуточный структурный этаж); 3 - глинисто-сланцевые, хлорито-сланцевые, углисто-хлорито-сланцевые комплексы среднего-нижнего палеозоя и рифея; 4 - преимущественно спилит-диабазовый инициально геосинклинальный комплекс рифея и палеозоя и базальтовый комплекс рифтовых зон раннего триаса; 5 - гранитоидный комплекс рифея, палеозоя; 6 - гнейсовый комплекс; 7 - крупнейшие базит-гипербазитовые пояса; 8 - базитовый интрузивный комплекс раннетриасовых рифтовых зон; 9 - крупнейшие разломы; 10 - местоположение плотностных границ по профилям ГСЗ, пересекающим линию разреза “ГРАНИТ”. *Графики:* 1 - $(\Delta T)_a$; 2 - Δg_n ; 3 - суммарные амплитуды новейших тектонических поднятий (по И.П. Варламову); 4 - плотность теплового потока (по А.Д. Дучкову). *Пересечения с профилями ГСЗ:* I - Сев. Сосьва - Ялуторовск; II - Мурманск - Кызыл; III - Березово - Усть-Мая; IV - Уренгойский профиль. Числа на разрезе обозначают плотности комплексов пород в $г/см^3$, градусы вдоль профиля – географическую долготу.

Полезные ископаемые. Западная Сибирь является крупнейшим в России регионом по запасам углеводородного сырья. Подавляющая часть его содержится в отложениях платформенного чехла. В пределах Западно-Сибирского нефтегазонального мегабассейна установлено 11 нефтегазоносных областей (НГО), подразделяющихся на нефтегазоносные районы (НГР) (Геологический атлас..., 1996). Геотраверс “ГРАНИТ” пересекает территории Приуральской, Фроловской, Надым-Пуровской и Пур-Тазовской НГО. Приуральская НГО располагается в зауральской части ЗСП. В разрезе осадочной толщи мощностью 1.5-2.0 км выявляются преимущественно однозалежные газовые месторождения, связанные с юрскими отложениями. Фроловская НГО располагается к востоку от Приуральской и характеризуется большей (2.0-3.0 км) мощностью осадочного чехла. Здесь выделяются семь НГР, в трех из которых выявлены одно-двухзалежные месторождения нефти и газа. Они сосредоточены в юрских, неокомских и альбских отложениях. Надым-Пурская НГО размещается в прицентральной части ЗСП. В области выделяется три НГР с многочисленными газовыми и газонефтяными месторождениями. Все они многозалежны (до 46) и рассредоточены в осадках верхней юры, валанжин-баррема и сеномана общей мощностью более 3.5 км. Пур-Тазовская НГО характеризуется очень мощным развитием осадочного чехла (до 7-9 км), сложенного преимущественно континентальными прибрежно-морскими отложениями. В области выделяется три НГР, в двух из которых выявлены газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи в отложениях юры и мела.

Глубокое и сверхглубокое бурение в пределах ЗСП

В пределах изучаемой части ЗСП различными организациями выполнен большой объем поискового и разведочного бурения, который был приурочен в основном к перспективным нефтегазоносным районам. Практически все эти скважины бурились без отбора керна, и в большинстве случаев их проходка заканчивалась после подсечения скважиной доюрских пород. В разные годы на исследуемой площади пробурено несколько опорных скважин: Тюменская - глубиной 1986 м; Кузнецовская - глубиной 950 м; Леушинская - глубиной 2482 м; Ханты-Мансийская - глубиной 2180 м; Малая Атлымская – глубиной 2909 м; Березовская - глубиной 1344 м и др. По этим скважинам сделаны геохронологические, петрографи-

ческие, литологические, геофизические и другие исследования, по результатам которых написаны отчеты и статьи (Алферов, Пуртова, 1961; Боярских, 1962; Козлов, Ястребова, 1961; Физические свойства горных пород Западно-Сибирской..., 1975 и др.). Однако количество скважин, вскрывавших комплекс палеозойских пород, не велико. (Березовская, Уватская, Лужинская, Леушинская, Туринская). Из-за трудоемкости бурения опорных скважин и высокой стоимости бурения их проходка с 1982 г. была практически прекращена. С 1979 года на Ловинской, Яхлинской, Талинской разведочных площадях Белорусской нефтеразведочной экспедицией, работающей в Западной Сибири вахтовым способом, начато бурение глубоких скважин с целью изучения палеозойских образований и выяснения перспектив их нефтегазоносности.

По мере накопления каменного материала началось его изучение, которое в большей степени коснулось доюрских образований. Основной объем при этом составляли петрографические исследования (Куликов, 1973 и др.). Наиболее существенные обобщения были выполнены Б.С. Погореловым (1977), которым был обработан большой объем данных более чем по 700 скважинам. По результатам этих исследований автором были рассмотрены вопросы петрографии, стратиграфии и нефтегазоносности. Была предложена также схема регионального тектонического расчленения.

Часть скважин была пробурена для картирования уральских структур под покровом мезозойско-кайнозойских пород. На Среднем Урале в 1959-1962 годах пробурен региональный Тюменский опорный профиль, целью которого было определить, как далеко на восток прослеживаются породы Уральского складчатого пояса. При бурении были вскрыты комплексы интрузивных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, характерных для открытой части Урала. Основная часть бурения в изучаемой геотраверсом полосе сосредоточена в пределах Шаимского, Красноленинского, Губкинского, Уренгойского и Тазовского нефтегазоносных районов, где были вскрыты зеленые и кварц-эпидот-хлорит-серицитовые разности сланцев, эффузивы основного и кислого составов, терригенные, карбонатные породы, широкий набор интрузивных пород от гранитов до габбро и гипербазитов. Таким образом, практически весь комплекс палеозойских пород, вскрытый бурением, может быть охарактеризован как в структурном, так и в вещественном отношении "уральскими" понятиями.

В конце 1987 года в районе пос. Новый Уренгой была заложена Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6), бурение которой до глубины около 3700 м проводилось без отбора керна. Глубже со сплошным отбором керна проходились потенциально нефтегазоносные пачки (ачимовская, баженовская, георгиевская, верхняя часть тюменской свиты и пограничные слои между триасовой и юрской системами). Граница между триасом и юрой в скважине с учетом палеонтологических данных установлена на глубине 5608 м. Около 6400 м скважина вошла в темные базальты и вышла из них на глубине около 7200 метров и вошла в вулканические туфы и углистые туфоаргиллиты (рис. 1.32). Разрез пород, залегающий выше базальтов, представлен переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. Наиболее высоким нефтематеринским потенциалом обладает баженовская свита (J_3), а газоматеринским - тюменская (J_2) и часть котухгинской (J_1) свиты.

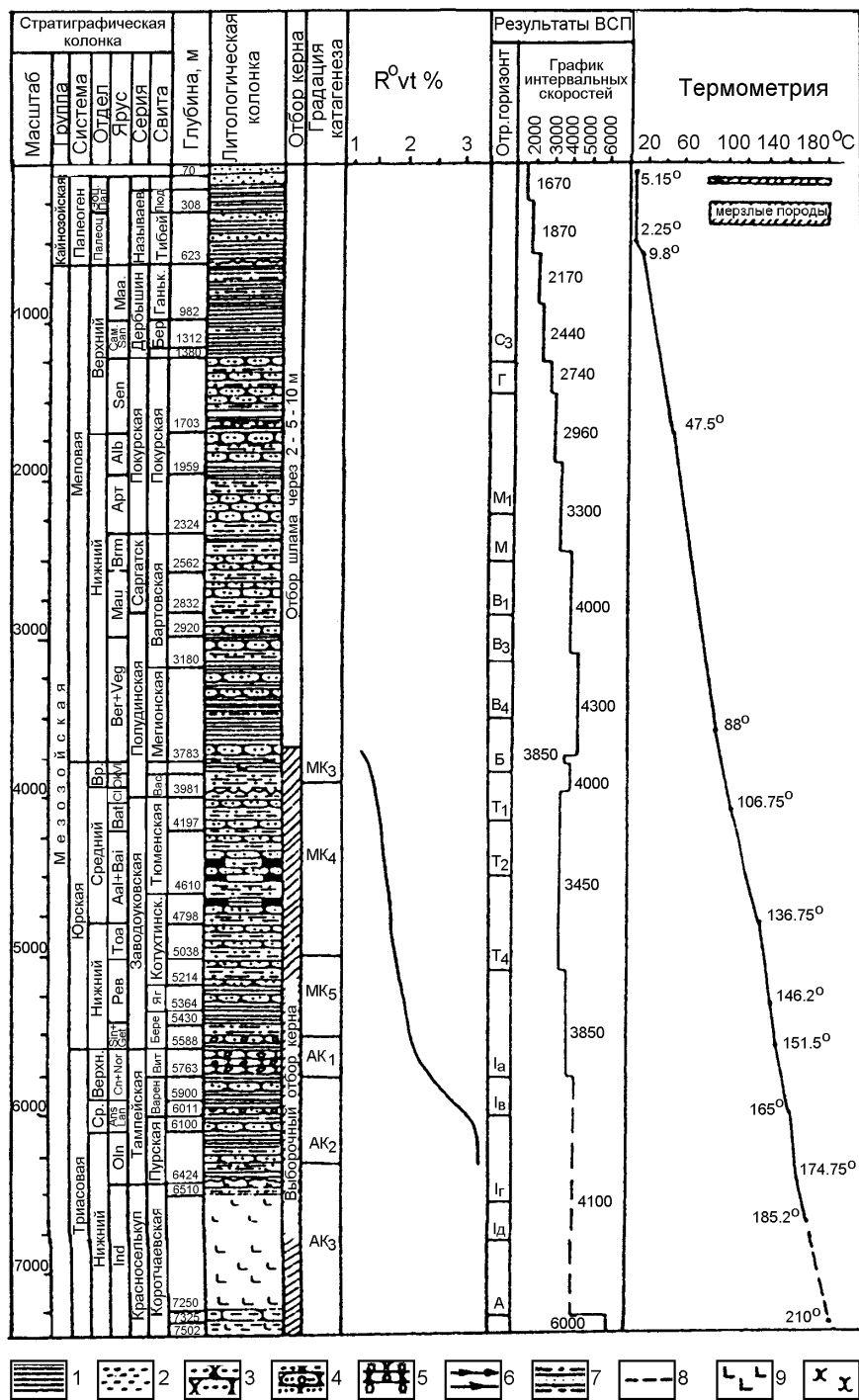


Рис. 1.32. Геолого-геофизический разрез Тюменской сверхглубокой скважины (по Т.В. Белоконь, В.И. Горбачеву, Л.А. Певзнеру и др.)

1-5 - осадочные отложения: 1 - аргиллиты, глины; 2 - пески; 3 - песчаники; 4 - песчаники с прослоями конгломератов; 5 - песчаники с прослоями гравелитов; 6 - битуминозность; 7 - углистость; 8, 9 - вулканогенные отложения: 8 - базальты, андезиты, андезито-базальты, 9 - базальты с прослоями туфов, туффитов, метааргиллитов; 10 - субвулканические интрузии: долериты, базальты, диабазы, порфириты.

Высокая перспективность юрских и триасовых отложений подтверждается выделением в разрезе зон аккумуляции жидких и газообразных углеводородов (Осо-

бенности глубокозалегающих..., 1991; Ехлаков, 1995; Ехлаков, Угрюмов, 1995). Бурение Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) имеет большое значение для решения принципиальных вопросов о строении и развитии Западно-Сибирской плиты. Оно должно было подтвердить или отвергнуть точку зрения о существовании Тюменско-Колтогорской системы рифтов. Сторонники этой точки зрения считают, что данные, полученные при бурении СГ-6, подтверждают правильность их представлений о строении фундамента осевой части ЗСП (рис. 1.33).

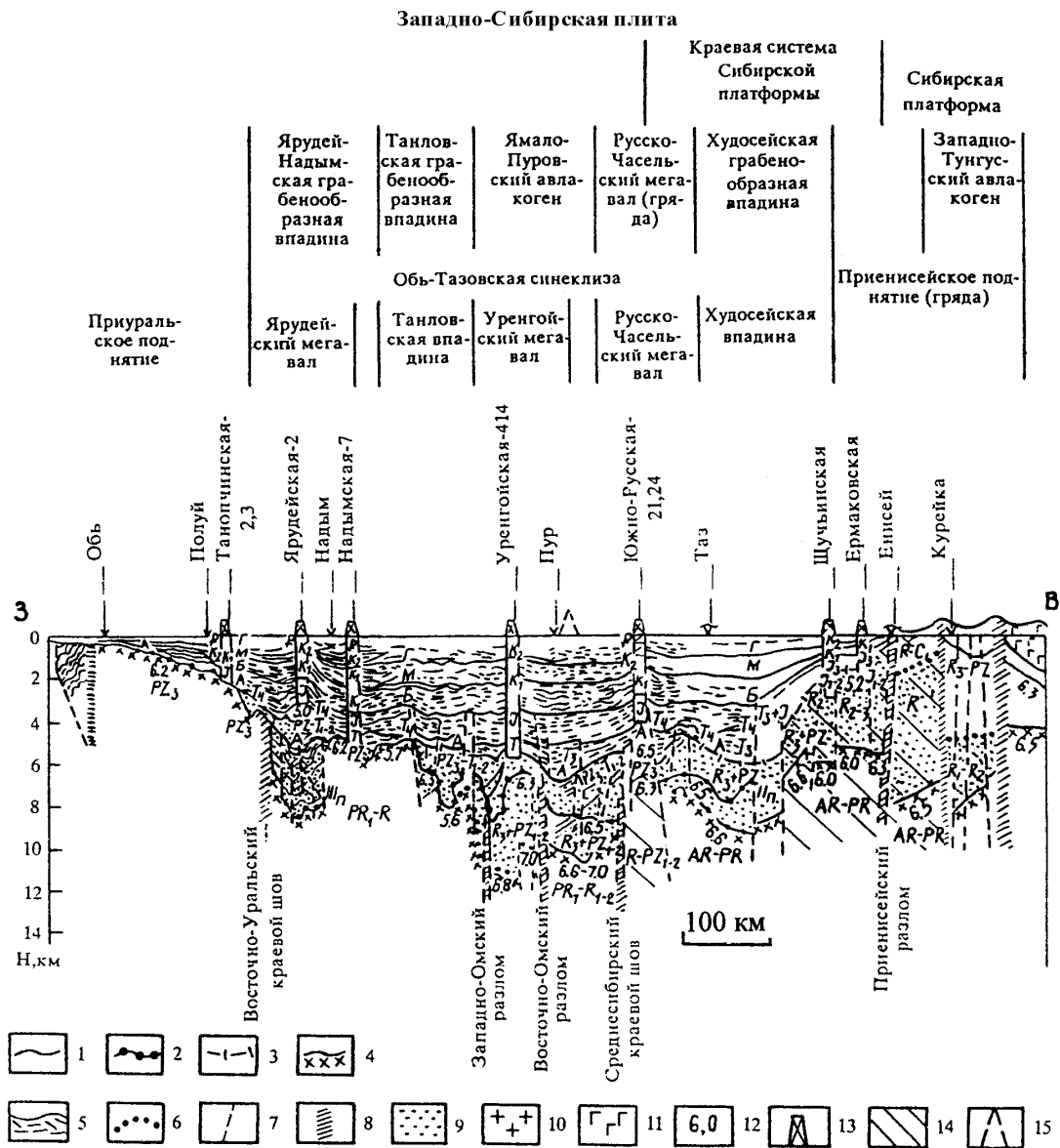


Рис. 1.33. Сейсмогеологический разрез северной части Западно-Сибирской плиты (по Н.В. Шаблинской)

1 - опорные сейсмические горизонты МОГТ; 2 - преломляющие горизонты КМПВ; преломляющие горизонты ГСЗ; 4 - поверхность кристаллического фундамента; 5 - отражающие горизонты и площадки; 6 - условные горизонты; 7 - разломы по сейсмическим данным; 8 - крупные региональные разломы; 9 - промежуточные комплексы платформы; 10 - кристаллические щиты; 11 - траппы сибирской платформы; 12 - граничные скорости в км/с; 13 - скважины и проекции соседних с профилем скважин; 14 - инверсионные гряды; 15 - примерное положение СГ-6.

Физические свойства горных пород ЗСП

Изучение каменного материала по параметрическим скважинам и скважинам, пробуренным в процессе поисково-разведочных работ, проведено большим числом исследователей (Озерская, 1967; Физические свойства горных пород Западно-Сибирской..., 1975; Фотиади, Сурков, 1971 и др.). Наиболее полно физические свойства горных пород в пределах площади исследований рассмотрены Ю.А. Никишевым в 1980-х годах. Им же на основе анализа большого количества опубликованных и фондовых материалов по ЗСП составлены сводные таблицы физических свойств горных пород кристаллического фундамента, триасовых тафrogenных и платформенных образований (см. электронный атлас).

Породы кристаллического фундамента по своим физическим свойствам практически не отличаются от аналогичных образований складчатого Урала (рис. 1.34).

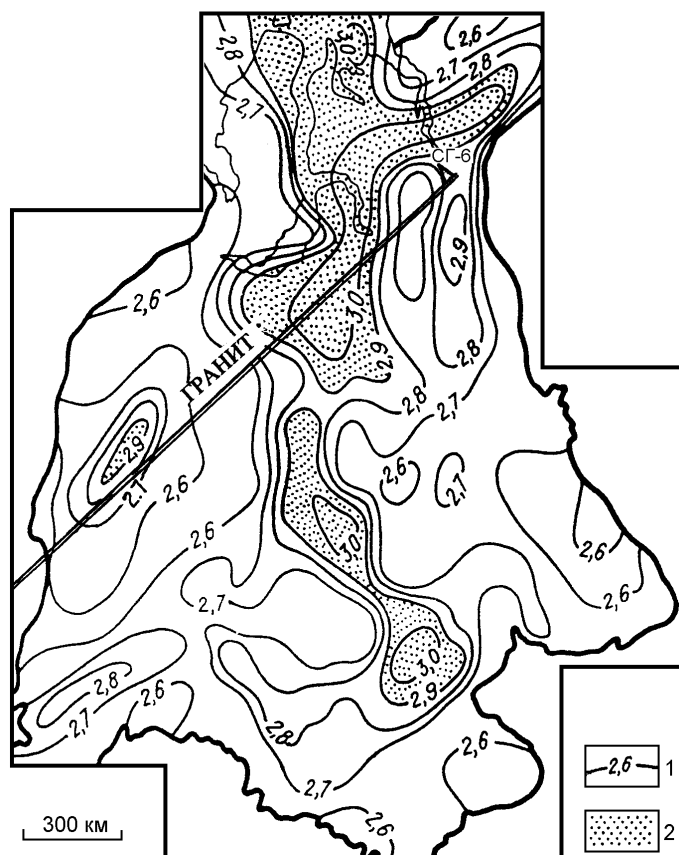


Рис. 1.34. Схема плотностных характеристик фундамента Западно-Сибирской плиты (по С.В. Аплонову)

1 - изолинии плотности, в г/см^3 ; 2 - области "безгранитного" фундамента.

Осадочные породы триасового возраста, объединяемые в тафrogenный комплекс, как правило, слабо дифференцированы по плотности и немагнитны. Эффузивные образования отличаются повышенной плотностью, хотя она и значительно ниже, чем у аналогичных пород складчатого фундамента. Высокую магнитную восприимчивость имеют базальтоиды, которые в ряде случаев слагают до 80-90 % эффузивного разреза.

Залегающий над тафрогенным осадочный “чехольный” комплекс представлен слоистыми осадочными породами от средней юры до четвертичного возраста. Имеется большое количество определений плотности и магнитной восприимчивости этих пород, сгруппированных по литологическому, стратиграфическому и структурно-тектоническому принципу. Кроме того, проводились исследования сухих и увлажненных образцов, изучалось изменение плотности и пористости образцов в зависимости от глубины их залегания (Озерская, 1967; Физические свойства горных пород Западно-Сибирской..., 1975 и др.). Средняя плотность платформенных отложений составляет 2.16 г/см^3 . Анализ данных, приведенных в таблицах электронного атласа, выявляет общую тенденцию возрастания плотности свит вниз по разрезу. Магнитная восприимчивость мезо-кайнозойских платформенных отложений очень мала и колеблется от нуля до нескольких десятков единиц, т. е. все они практически немагнитные.

В целом можно отметить следующее.

1. Плотность осадочных пород чехольного комплекса ЗСП заметно ниже, чем осадочных образований ВЕП.

2. Физические свойства горных пород фундамента ЗСП не отличаются от соответствующих физических свойств горных пород Уральского складчатого пояса и фундамента ВЕП.

1.4. Некоторые общие представления о глубинном строении и региональных особенностях геофизических полей территории исследований

Основные представления о глубинном строении территории, пересекаемой геотраверсом, сформировались в результате многолетних региональных геолого-геофизических исследований, выполнявшихся различными организациями. Наибольший вклад в понимание глубинного строения внесли результаты интерпретации глубинных сейсмических исследований и обобщение результатов гравиметрических и магнитных съемок. Ниже приводится краткая характеристика изученности этими методами полосы геотраверса и основные наиболее общие представления о глубинном строении, сформировавшиеся в результате этих исследований.

Сейсмометрия

Основные профили ГСЗ, КМПВ, МОВЗ, выполненные вблизи трассы геотраверса “ГРАНИТ”, показаны на рис. 1.35, из которого видно, что наиболее изученными являются территории на западе (Украинский щит, Днепровско-Донецкий авлакоген и Воронежский кристаллический массив) и на востоке (Западная Сибирь и Урал с прилегающими областями). Практически совсем не изучена территория центральной части геотраверса (восточная часть ВЕП).

Исследования методом ГСЗ указанных территорий начались в 1950-1960 гг. Одними из первых были выполнены региональные профили ГСЗ в юго-восточной части ВЕП в 1956-1959 гг. Туймазинской геофизической экспедицией ВНИИГеофизики под руководством Ю.Н. Година. Институтом геофизики АН УССР подобные работы были начаты на Украинском щите в 1960 г. и Днепровско-Донецкой впадине в 1965 г. под руководством В.Б. Соллогуба, а Баженовской геофизической экспедицией ПГО “Уралгеология” - на Урале и в Западной Сибири в 1962 г. под руководством В.С. Дружинина и В.М. Рыбалки.

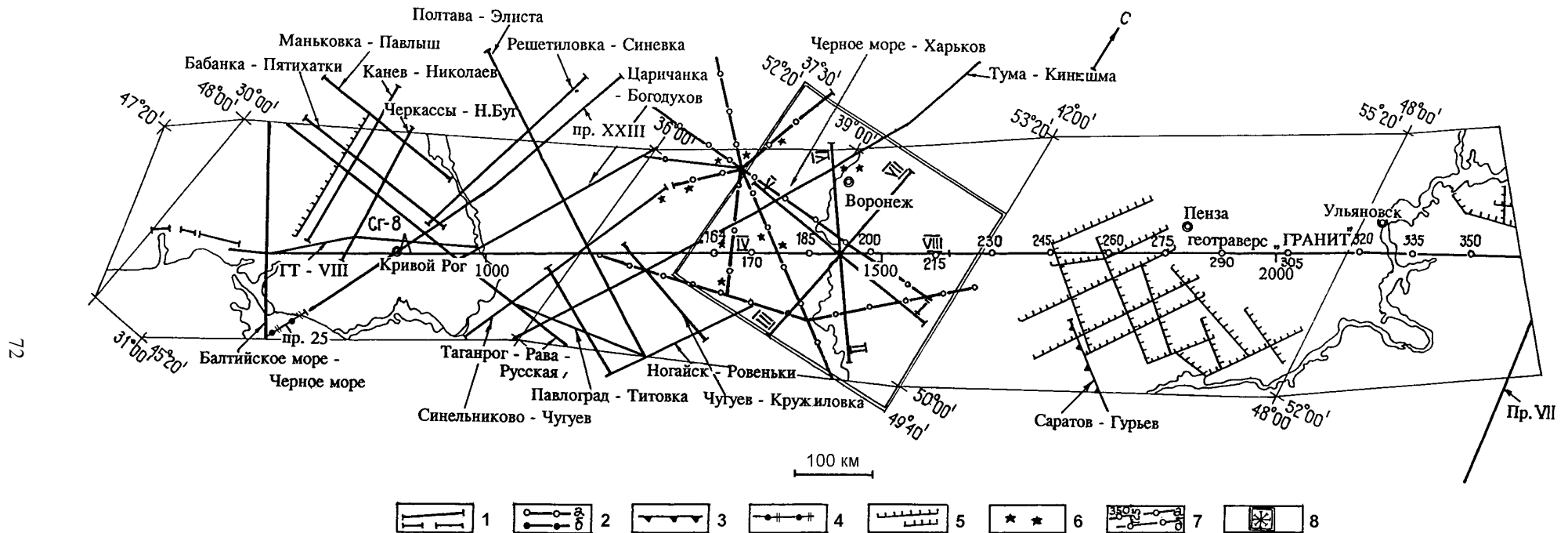


Рис. 1.35 (начало). Схема изученности земной коры и верхней мантии по геотраверсу "ГРАНИТ" сейсмическими методами

1 - ГСЗ-МОВ, КМПВ - непрерывное профилирование; 2 - ГСЗ-МОВ, МПВ - дифференциальное зондирование на суше с пространственной (а) и с точечной (б) регистрацией волн; 3 - ГСЗ, точечное зондирование с использованием ядерных взрывов; 4 - ГСЗ-МОВ, КМПВ - точечное зондирование на море; 5 - МОВЗ профильные наблюдения; 6 - точечные определения глубин залегания поверхности М по материалам регистраций промышленных взрывов; 7 - положение геотраверса "ГРАНИТ" (а) и "РУБИН-II" (б); 8 - эксперимент "АСТРА" на Воронежском массиве.

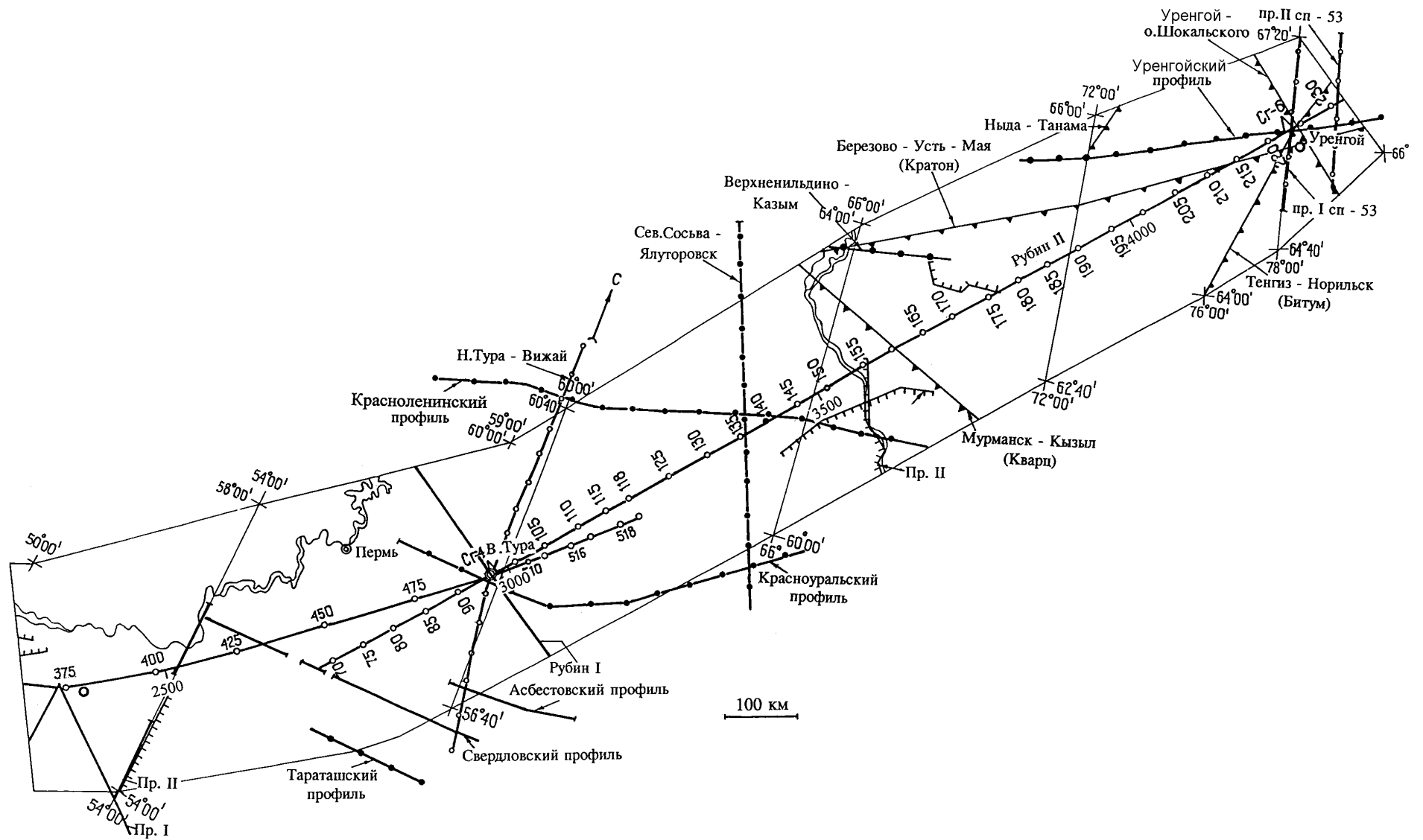


Рис. 1.35 (окончание).

К концу семидесятых годов полевые работы на профилях, входивших в Международную программу по изучению литосферы Центральной и Восточной Европы, выполненные Институтом геофизики АН УССР, были закончены и в дальнейшем только осмысливались при проведении тематических работ по различным проблемам, связанным и с изучением литосферы Земли. Результаты изучения глубинного строения литосферы по всем региональным профилям опубликованы в периодической научной печати (Геофизические сборники АН УССР, Советская геология и др.) и в ряде монографий (Структура земной коры Центральной..., 1980; Глубинное строение литосферы..., 1993; Литосфера Центральной и Восточной Европы..., 1980, 1989, 1993).

На Урале полевые работы ГСЗ продолжались до конца 1990-х годов, совершенствуясь в технологической схеме полевых наблюдений и методике интерпретации. Основные результаты по изучению литосферы Урала и сопредельных областей были опубликованы в периодической печати (Автонеев и др., 1988; Глубинное строение Урала по меридиональному..., 1985; Дружинин и др., 1990; Новые данные о глубинном строении..., 1990; Опыт глубинных..., 1982; Опыт непродольного..., 1996; Особенности методики..., 1981; Строение земной коры..., 1968; Халевин, 1975; Хрычев и др., 1973 и др.), а по обобщению и переинтерпретации материалов Свердловского профиля издана монография (Дружинин и др., 1976). Более детальные сведения о методике и результатах на основных региональных профилях приведены в таблице раздела “Изученность” электронного атласа.

В изучении территорий можно выделить ряд периодов, которые характеризуются в основном аппаратным и методическим обеспечением полевых наблюдений, а также технологической схемой интерпретации.

Первый период (1956-1974 гг.). На этом этапе выполнены работы на Урале - Свердловский и Асбестовский профили, в юго-восточной части ВЕП - пр. I-XV (район в треугольнике Гуймазы – Оренбург - Уральск); на Украине - пр. Белогорск - Ново-Алексеевка, Шевченко - Близнецы, Царичанка - Богодухов, Полтава - Элиста, Рава Русская - Таганрог, Тума - Кинешма, а также сеть профилей в районе Днепровско-Донецкого авлакогена (X – Ногайск – Константиновка - Сватово, XI - Ново-Азовск – Ворошиловград - Титовка, XII – Мечебилово – Артемовск - Свердловск, XIII - Гуляй-Поле - Горловка и др.) (см. рис. 1.35).

Работы выполнены преимущественно аппаратурой с осциллографической и только в конце периода с магнитной записью с/с “Поиск-48-КМПВ-ОВ”.

В 1950-1960-е годы основной моделью являлась однородно-слоистая среда с “толстыми” слоями и, следовательно, главными интерпретируемыми волнами были закритические отраженные и головные волны. Соответственно строились системы наблюдений, которые предусматривали непрерывную корреляцию взаимно увязанных годографов опорных волн. Длина годографов для систем КМПВ, рассчитанная на регистрацию волн от верхней части земной коры, на Свердловском профиле была 45-50 км; в Днепровско-Донецкой впадине - 60-80 км; на отдельных геотраверсах на Украинском щите и в юго-восточной части ВЕП - до 140-200 км. Как правило, наблюдения МПВ выполнялись с 2-3-кратным перекрытием по встречным системам. При наблюдениях ГСЗ база регистрации в большинстве регионов составляла 240-320 км, лишь на Украине - 300-400 км. В отдельных случаях длина годографа достигала 500 км и больше (например, наблюдения с промышленного пункта взрыва “Асбест” на Свердловском профиле).

В этот же период начался поиск новых более эффективных путей и методов изучения земной коры и мантии. В 1962 г. выполнены первые работы с аппаратурой “Земля”, разработанной во ВНИИГеофизике (Померанцева, Мозженко, 1977).

При геологическом истолковании результатов рассматривались в основном границы I рода. По существовавшим тогда взглядам, земная кора представлялась преимущественно трехслойной моделью с выделением “осадочного”, “гранитного” и “базальтового” слоев. При попытке обобщить наработанный к 1970-м годам материал по ГСЗ (Вольвовский, 1973; Рябой, 1979; Беляевский, 1981 и др.) обнаружилось много дискуссионных вопросов, неувязок с геологической точки зрения, ошибок, связанных с идеологией интерпретации. В это время рассмотрение экспериментальных материалов по ГСЗ и КМПВ с позиций динамической теории показало, что волны в первых вступлениях являются в основном рефрагированными, а в последующих - отраженными (К вопросу о физической природе..., 1963, 1964 и др.). Все это потребовало переинтерпретации и пересмотра первичных материалов, выполненных до 1974 г. уже с новых единых методических позиций. По результатам переинтерпретации было опубликовано несколько монографий (Глубинное строение литосферы..., 1993; Литосфера Центральной и Восточной Европы..., 1980, 1989, 1993 и др.) и большое количество статей в периодической печати.

Второй период (1975 - начало 1990-х гг.). Этот период характеризуется аппаратным перевооружением сейсморазведки - переходом на магнитную и цифровую запись, а также на автономную и телеуправляемую регистрацию (АСС-3/12, Тайга-2 и др.). Изменилась и технология полевых работ: внедряются системы более детальных наблюдений для глубинных исследований - МОВ-ОГТ, регистрация обменных волн от больших взрывов и землетрясений. Первые наблюдения МОВ-ОГТ и МОВЗ проведены на территории Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины как детализационные к международным ГТ IV и VIII. Работы проводили Киевская геофизическая экспедиция и Институт геофизики АН УССР (Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы..., 1980).

На Урале и в Зауралье глубинные исследования в этот период выполнялись Баженовской геофизической экспедицией по разработанной в ней методике дифференциальных профильно-площадных зондирований в варианте многократных перекрытий с использованием поляризационных наблюдений. Внедрение этой методики началось с Красноуральского профиля в 1975 году. Все последующие профили, включая основные наблюдения на геотраверсе “ГРАНИТ”, были отработаны по этой технологии (Опыт глубинных..., 1982).

Значительный объем региональных профилей в Западной Сибири был выполнен Специализированной региональной экспедицией НПО “Нефтегеофизика” (ныне Центр ГЕОН). За основу была принята система дискретного профилирования с использованием химических и ядерных взрывов, а также сейсмологических наблюдений с автономными регистраторами. Расстояние между регистраторами в среднем 10 км, между пунктами взрыва 50-100 км, длина годографов до 240-360 км, 2-3 ядерных взрыва на каждом профиле принимались на базах до 1500-2000 км.

Большую роль для развития работ ГСЗ в этот период сыграло принятие в 1984 г. Министерством геологии СССР Программы сверхглубокого бурения и системы регионального изучения земной коры и верхней мантии территории СССР. В соответствии с концепцией, изложенной в этой программе, геофизическую основу

при изучении литосферы Земли должны составить опорные профили ГСЗ-МОВЗ I класса, опирающиеся в узлах пересечения на глубокие и сверхглубокие скважины. Каркасную сеть профилей I класса предполагалось в дальнейшем дополнять детальными наблюдениями по сети профилей II класса в пределах основных рудных и нефтегазоносных регионов и районов очагов сильных землетрясений.

В эти годы, благодаря накопленным материалам, совершенствованию способов интерпретации и развитию теоретических основ глубинной сейсмологии, произошла замена двухслойной модели кристаллической коры (“гранито-гнейсовый” и “базальтовый” слои) на более сложную - неоднородно-слоисто-блоковую с присутствием мегакомплексов с повышенными и пониженными значениями скорости, а также наличием наряду с границами I рода границ II рода и переходных зон. Большое внимание уделяется докритическим и вертикальным отражениям, по которым выявляется степень расслоенности земной коры (Егоркин и др., 1984; Дружинин и др., 1990; Использование результатов..., 1985; Методика и результаты..., 1993; Опыт глубинных..., 1982; Шаров, 1987; и др.).

Третий период (с начала 1990-х годов по настоящее время). Современный период глубинных сейсмических исследований, как и два предыдущих, связан с появлением новых аппаратных возможностей в сейсморазведке, а также началом реализации ряда крупных проектов на территории России в рамках международной программы ЕВРОПРОБА. Глубинные сейсмические исследования в настоящее время выполняются, как правило, с применением цифровой многоканальной телеметрической аппаратуры по системам многократных перекрытий (ОГТ-ГСЗ) с участием в работах специалистов из нескольких стран. В полосе геотраверса “ГРАНИТ” в этот период Баженовской геофизической экспедицией были выполнены сейсмические наблюдения на Пилот-профиле в районе СГ-4, Басьяновском профиле и профиле Моршинино-Санкино, составляющих Среднеуральское пересечение ЕВРОПРОБЫ (ESRU-93-96) (Juhlin et al., 1996 и др.); непродольные широкоугольные наблюдения с многоканальными станциями и автономными регистраторами на Среднем Урале (UWARS) (Опыт непродольного..., 1996; Thouvenot et al., 1995); Центром ГЕОН - томографические работы МОВЗ-ГСЗ через Уральскую сверхглубокую скважину (Томографический разрез..., 1996). В 1995 году на Южном Урале международным консорциумом под эгидой ЕВРОПРОБЫ был реализован масштабный геофизический проект URSEIS-95 (Глубинное строение и геодинамика Южного Урала..., 2001). С западной стороны в различные годы в работах принимали участие Германия, Швеция, Франция, США, Испания, Швейцария.

Полученные в эти годы материалы позволили с высокой степенью детальности построить временные и глубинные сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии через Средний и Южный Урал. Геологическая интерпретация этих данных выполняется согласно геодинамической концепции формирования современной структуры Урала в условиях сжатия верхней части земной коры под действием субширотных сжимающих напряжений (Knapp et al., 1996, 1998; Пучков, 1997; Соколов, 1992; Глубинное строение и геодинамика Южного Урала..., 2001 и др.).

Непосредственно перед началом работ на геотраверсе “ГРАНИТ” Г.В. Краснопевцевой по материалам предшествующих сейсмических исследований был составлен прогнозный разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса (Краснопевцева, 1992) (рис. 1.36).

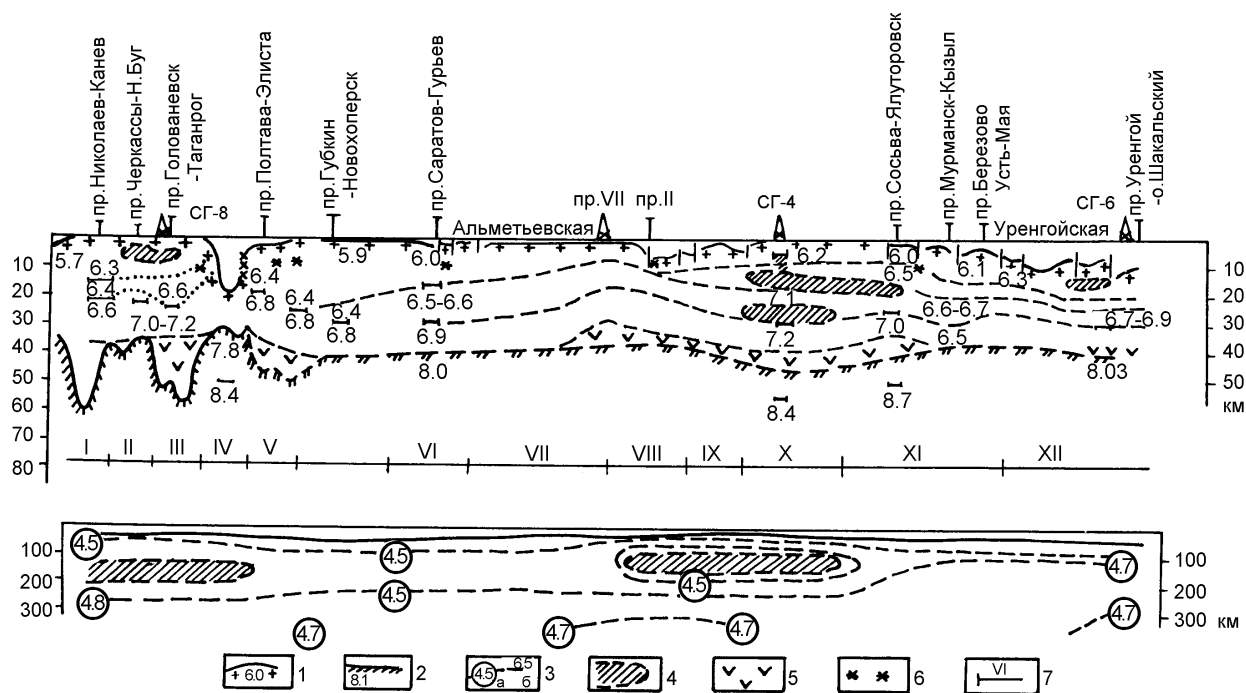


Рис. 1.36. Прогнозный разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса "ГРАНИТ" (по Г.В. Краснопевцевой, М.А. Бородулину)

1 - поверхность кристаллического фундамента и значение граничной скорости на нем; 2 - граница Мохоровичича и скорость в верхней мантии; 3 - значения пластовых скоростей: а) S-волн, б) Р-волн; 4 - слои с пониженными скоростями Р- и S-волн; 5 - слои с повышенными скоростями Р-волн; 6 - очаги землетрясений; 7 - структуры: I - Одесско-Ядловская геосинклинальная зона; II - Кировоградский мегаблок; III - Приднепровский мегаблок; IV - Днепровско-Донецкая впадина; V - Воронежский массив; VI - Пачелмский авлакоген; VII - Токмовский свод; VIII - Калтасинский авлакоген; IX - Уфимский свод; X - складчатый Урал; XI - Зауральская система поднятий и прогибов; XII - Назым-Тазовская синеклиза.

На уровне верхней мантии выделено четыре крупных блока, соответствующих Украинскому щиту, Воронежскому массиву и прилегающей части Московской синеклизы, Предуральскому и Уральскому участку и Западно-Сибирской плите. Литосфера Украинского щита сравнительно низкоскоростная, в ней возможно наличие на глубинах 130-200 км слабого волновода. Литосфера блока Воронежского массива и Московской синеклизы, наоборот, высокоскоростная. Наиболее сложное строение верхней мантии отмечается в пределах Уральского блока. В ее составе возможно существование на глубинах от 100 до 200 км локализованного низкоскоростного слоя. В пределах Западно-Сибирской плиты в литосфере отмечаются наибольшие сейсмические скорости. На участках контактов литосферных блоков в земной коре развиты сложные тектонические структуры: Днепровско-Донецкий авлакоген, Предуральский прогиб, Зауральская зона поднятий и прогибов. Наиболее контрастно сочленение Уральского и Зауральского блоков литосферы. Выделенные крупные литосферные блоки легко прослеживаются в структуре земной коры, что, по-видимому, отражает генетическую связь мантии и коры. Обращает на себя внимание интересная особенность приведенного разреза: низкоскоростным блокам литосферы с развитием внутри них волноводов отвечает высокая мощность консолидированной коры и развитие в низах коры высокоскоростных (7.4-7.8 км/с) образований.

Глубина до поверхности кристаллического фундамента вдоль профиля изменяется от 0 до 18-20 км, скорость сейсмических волн на его поверхности - от 5.7-5.8 до 6.3-6.4 км/с. Предполагается сильная раздробленность этой поверхности со смещением ее по тектоническим нарушениям.

Таким образом, в результате предшествующих глубинных сейсмических исследований в полосе геотраверса “ГРАНИТ” установлено следующее:

1. Имеются очевидные различия в строении коры и мантии для различных типов структурных элементов - платформ, орогенов, рифтовых зон и т. д.

2. На большинстве разрезов отмечается четкая выдержанность двух границ в земной коре - кровли и подошвы (раздел Мохоровичича) консолидированной ее части. На некоторых разрезах (в основном на Урале и в Западной Сибири) установлена более сложная структура раздела Мохоровичича не как поверхности, разделяющей кору и мантию, а как переходной зоны, имеющей тонкослоистую структуру с инверсией скорости, общей мощностью от нескольких километров до 10 км и более.

3. При проверке прямой задачей упрощенной двухслойной модели консолидированной части земной коры многими исследователями получены значительные расхождения между теоретическими и наблюдаемыми годографами основных типов волн, что свидетельствует о необходимости введения в рассмотрение более сложных моделей (неоднородно-блоковых и неоднородно-слоисто-блоковых), лучше отвечающих наблюдаемым волновым полям.

4. Установлено несоответствие морфологии структурных форм низов коры и верхов мантии, а также средней части коры по отношению к ее верхам и низам, а также несоответствие сети разрывных нарушений в средней части коры и на поверхности структур складчатых поясов.

5. Отмечено существование в земной коре “мерцающих” (исчезающих) границ, связанных с пространственно-временными вариациями состояния и свойств среды.

6. Отмечается связь между минерагенической специализацией и типом земной коры.

7. Предполагается, что соотношение структурных форм литосферы на разных глубинных уровнях определяется не только вещественным составом, но, что не менее важно, и различным динамическим состоянием среды.

Гравиметрия

Стокилометровая полоса вдоль геотраверса “ГРАНИТ” охватывает более 160 листов гравиметрических карт масштаба 1:200000. Первые гравиразведочные работы в районе геотраверса проводились в конце 1940-х годов трестом “Моснефтегеофизика” в районе Пачелмского авлакогена. Основной же объем гравиразведочных работ в этой полосе был выполнен в 1950-1960-е годы.

Съемки 1950-х и начала 1960-х годов проводились в основном с гравиметрами СН-3 и НОРГАРД, реже в эти годы использовались гравиметры ГАК-3М, ГАК-4М, ГКА. С середины 1960-х годов при гравиметровой съемке преимущественно использовались приборы ГАК-7Т (до середины 1970-х годов) и Дельта (до начала 1980-х годов). С конца 1970-х годов применялись гравиметры ГНУ/К1 и ГНУ/К2, а в 1980-е годы - ГНУ/К и ГНУК-В.

На площадях, относящихся к Украинскому щиту и Днепровско-Донецкой депрессии, работы проводились организациями: “Укргеофизразведка”, “Днепрогео-

физика” и “Киевгеология”. Здесь на девятнадцати листах масштаба 1:200000, принадлежащих миллионным листам L-36 и M-36, выполнялись съемки в основном в 1960-х годах, а часть площадей была доснята в 1970-е годы (5 листов). Причем примерно половина упомянутой территории покрыта съемками масштаба 1:200000, а на остальной части выполнены съемки масштабов 1:100000 и 1:50000. Рассматриваемая здесь часть Воронежского кристаллического массива расположена на четырнадцати листах масштаба 1:200000, входящих в состав миллионных листов N-37 и M-37. Организациями Главного управления центральных районов здесь проводились гравиразведочные работы в основном масштаба 1:200000, только около 10 % площадей покрыто съемками масштабов 1:100000 и 1:50000. Все эти работы были выполнены в 1950-1960-е годы. В пределах Пачелмского прогиба и Токмовского свода велись съемки силами Нижневолжского разведочного геофизического треста. Эти работы выполнялись на четырнадцати листах масштаба 1:200000 миллионных листов N-38, M-38 и N-39, расположенных в основном южнее геотраверса, севернее на тех же структурах на двенадцати листах масштаба 1:200000 работал трест “Моснефтегеофизика”. Все названные работы были выполнены с 1948 по 1959 годы. В основном это гравиметрические съемки масштаба 1:200000, и только около 10 % работ московскими организациями выполнено в масштабе 1:100000. Территории Татарского и Башкирского сводов покрывали гравиметрической съемкой тресты “Татнефтегеофизика” и “Башнефтегеофизика”, соответственно. Эти территории охватывают двадцать листов масштаба 1:200000, входящих в состав миллионных листов N-39, N-40 и O-40. Все гравиметрические съемки были проведены этими организациями в конце 1950-х и в 1960-е годы. Причем, трест “Башнефтегеофизика” выполнял только работы масштаба 1:200000, а трест “Татнефтегеофизика” проводил съемки масштабов 1:100000 и 1:50000. В 1972 году на этих площадях силами Центрального геофизического треста были выполнены ревизионные гравиметрические работы масштаба 1:200000.

В Предуралье в пределах миллионного листа O-40 на девяти листах масштаба 1:200000 в 1950-е годы работали организации треста “Пермнефтегеофизика”. Были выполнены съемки масштаба 1:200000. На тридцати двух листах масштаба 1:200000, принадлежащих миллионным листам O-40, P-40 и P-41, охватывающих территорию Урала и частично Западной Сибири, выполнялись гравиметрические съемки Уральским территориальным геологическим управлением в 1960-1970-е годы. В основном это были работы масштаба 1:200000, и около 15 % площадей было покрыто съемками масштаба 1:50000.

В пределах Западно-Сибирской плиты на территории рассматриваемых листов съемки масштаба 1:200000 проводились Тюменским территориальным геологическим управлением с 1955 по 1962 годы. В эти годы были выполнены работы на одиннадцати листах масштаба 1:200000, миллионного листа P-42. Начиная с 1978 года гравиразведка масштаба 1:200000 выполняется полностью на всей территории Западной Сибири. На площадях, принадлежащих миллионным листам P-42, P-43, Q-42, Q-43 и Q-44, съемки проводились Главтюменьгеологией (заснято 7 листов масштаба 1:200000), Печорагеофизикой (8 листов) и Центрgeoфизикой (16 листов).

В 1963 году Е.М. Ананьевой была построена сводная гравиметрическая карта масштаба 1:500000 с сечением изоаномал 5 мГал на территорию Урала и прилегающие площади Западной Сибири, а в настоящее время в Баженовской геофизической

экспедиции подготовлена к изданию сводная гравиметрическая карта масштаба 1:500000 с сечением изоаномал 2 мГал на территорию листов О-40-А,Б,В,Г; О-41-А,Б,В; Р-41-А,Б,В,Г. В 1992 году в Ленинградской геофизической экспедиции построена сводная гравиметрическая карта масштаба 1:1500000 с сечением изоаномал 2 мГал на всю европейскую часть России и Урал.

Таким образом, в настоящее время все площади в стокилометровой полосе вдоль геотраверса “ГРАНИТ” обеспечены гравиметровой съемкой масштаба 1:200000 или крупнее, а на большую часть геотраверса имеются сводные гравиметрические карты масштабов 1:500000 и 1:1500000.

Магнитометрия

Планомерные аэромагнитные исследования территории Советского Союза начались в 1949 г. с появлением отечественных феррозондовых аэромагнитометров. За сравнительно короткий срок с 1949 по 1962 гг. вся территория СССР была покрыта аэромагнитной съемкой среднего масштаба (Геологический атлас..., 1996).

Первая сводная карта напряженности магнитного поля для территории СССР была опубликована в 1957 г. под редакцией В.П. Орлова. Эта карта дала очень сглаженную картину распределения магнитного поля, так как были использованы в основном материалы генеральной магнитной съемки.

Одним из недостатков выполненных ΔT -аэромагнитных съемок тех лет является неудовлетворительная привязка относительных наблюдений к абсолютным значениям напряженности геомагнитного поля. Переход от измеренных приращений ΔT к значениям $(\Delta T)_a$ осуществлялся путем использования наземных определений величин H и Z в магнитных обсерваториях и пунктах векового хода, а также по замерам на полигонах ИЗМИРАНа или по материалам генеральной магнитной съемки. Этих пунктов было немного, а их распределение - неравномерным. Привязка ΔT -съемок к абсолютным значениям осуществлялась с точностью до ± 100 нТл для европейской части СССР и ± 200 нТл - для остальной территории. Систематические ошибки, связанные с дрейфом нуля феррозондовых приборов, послужили причиной невязок и перекосов между отдельными съемочными участками. Все эти недостатки ΔT -аэромагнитных съемок, а также выполнение съемок многочисленными организациями с различными методиками обработки результатов привели к появлению разнородных по содержанию и не увязанных между собой карт.

В 1960-1961 гг. во ВСЕГЕИ была выполнена работа по обобщению разрозненных картографических материалов ΔT -аэромагнитных съемок, а в 1964 г. издана Карта аномального магнитного поля (АМП) масштаба 1:5000000 под редакцией Т.Н. Симоненко. Несмотря на то, что карта была построена в относительном уровне, при отсутствии опорной сети, она позволила составить общее представление о положении аномалий, их ориентировочной величине и некоторых закономерностях распределения.

С появлением высокоточной аппаратуры, обеспечившей выполнение по всей территории съемок опорной аэромагнитной сети, с завершением среднемасштабных аэромагнитных исследований возникли условия для создания сводной кондиционной карты, приведенной к единому уровню, с выполнением основных существующих требований магнитной картографии.

Такая карта в масштабе 1:2500000 была составлена во ВСЕГЕИ с широким привлечением производственных организаций в 1974 г. под редакцией З.А. Макаровой.

При составлении карты были использованы:

1) материалы опорных сетей, обеспечившие увязку разрозненных материалов разных аэромагнитных съемок, выполненных за 20 лет;

2) карта нормального поля эпохи 1964.5 г., построенная во ВСЕГЕИ по равноточным измерениям ΔT вдоль маршрутов опорной сети;

3) единая методика картосоставительских работ. Кроме того, в нее вошли новые фактические материалы аэромагнитных исследований среднего масштаба.

Аэромагнитные исследования среднего масштаба производились феррозондовыми приборами АЭМ-49 на средней высоте полета 200-500 м. Съемки крупного масштаба выполнялись приборами АСГМ-25, 38, 45, 46, АММ-13 на средней высоте полета 75-100 м. С 1963 г. станция АММ-13 стала применяться с ядерной приставкой ЯП-1 с записью полных значений модуля вектора геомагнитного поля.

В первые годы аэромагнитных исследований использовалась визуальная топографическая привязка маршрутов. С 1960 г. в практику организаций, проводивших аэромагнитные исследования, вошла методика применения фотопривязки характерных ориентиров при визуальной прокладке маршрутов. В последние годы для съемки использовалась более точная радиогеодезическая привязка.

Увязка разнородных съемок ΔT стала возможной после создания Всесоюзной опорной сети (ВОС) измерений полных значений модуля вектора магнитного поля. При составлении карты использовались материалы опорной полигонометрической сети СССР, выполненной ВНИИГеофизикой (Р.Т. Васильев и др.) в 1963-1964 гг., и материалы картографической опорной сети, выполненной ВИТРОм (В.С. Цирель и др.) и рядом производственных организаций в 1960-1974 гг. (Магниторазведка..., 1990).

Полигонометрическая сеть ВНИИГеофизики выполнялась по системе замкнутых полигонов, охватывающих всю территорию Союза, при помощи феррозондового аэромагнитометра АММ-13 с ядерной приставкой ЯП-1. По отношению к ранее проведенным аэромагнитным съемкам эта сеть расположена произвольно, без учета характера магнитного поля и направлений маршрутов. Погрешность этой сети $\pm 20-25$ нТл. Достоинство опорной сети ВНИИГеофизики состоит в том, что по всей территории она выполнена за два года и весь материал приведен к одному моменту времени, к 01.01.64. Это снижает ошибку при введении поправок на вековой ход при переходе к другим эпохам.

Параллельно с работой по созданию полигонометрической сети, начиная с 1961 г., ВИТРОм совместно с рядом производственных организаций велась съемка опорной сети картографического типа, создание которой исходило из требований проведения достаточно густой сети, способной обеспечить составление магнитных карт среднего и крупного масштабов. Съемка картографической сети осуществлялась протонными магнитометрами АЯАМ-6, а с 1967 г. - АМП-7, имеющими погрешность измерений до ± 2 нТл. Полеты проводились с применением фотопривязки, на средней высоте 200-300 м. Опорные маршруты задавались с учетом ортогонального пересечения рядовых маршрутов съемки преимущественно в спокойном поле на высоте площадных съемок. Материалы наблюдений приводились к середине года съемки. Эту опорную сеть называют картографической (КОС).

Сопоставлением результатов съемок картографической опорной сети с полигонометрической опорной сетью занимались как производственные организации, выполнявшие съемку картографической сети, так и научно-исследовательские институты (ВИТР, ВНИИГеофизика, ВСЕГЕИ), где были поставлены специальные тематические работы, целью которых было выявить величину расхождений между обеими сетями, произвести анализ полученных разностей и по возможности выработать рекомендации по их совмещению.

В результате сопоставления материалов выявлено, что поле сети ВНИИГеофизики систематически завышено по сравнению с полем картографической сети на 27 нТл при среднем квадратичном отклонении $\pm 10-40$ нТл. Анализ разностей, полученных при сравнении опорной сети ВНИИГеофизики с картографической сетью, выявил как случайные ошибки, достигавшие $\pm 30-70$ нТл, так и систематические (для отдельных маршрутов). Причина невязок кроется в различных методиках съемок и принципах обработки опорных сетей, ошибках плановой привязки (узлы пересечений не фотографировались, они получены графически), в чертежно-вычислительных ошибках, допущенных при ручной обработке материалов, а также ошибках, полученных за счет неточности учета векового хода при переводе замеренных значений по обеим сетям к эпохе 1964.5 г.

Практически при составлении изданных сводных карт $(\Delta T)_a$ использовалась картографическая опорная сеть (Глебовский, 1990). Составленная таким образом в 1974 г. во ВСЕГЕИ карта метрологически однородна, она позволяет судить о характере изменений поля на больших площадях, величине аномалий, дает возможность более обоснованно сопоставлять поля удаленных друг от друга регионов, выявлять общие закономерности распределения, сравнивать характер аномального поля с особенностями геологического строения.

При приведении измерений T опорных сетей к эпохе 1964.5 г. использовались карты изопор, построенные в ИЗМИРАНе за периоды 1960-1965 и 1965-1970 гг., на которых в виде изолиний даны средние значения векового хода за пятилетие. Для определения уровня поля во ВСЕГЕИ М.С. Рябковой и З.А. Макаровой по данным опорных сетей была составлена карта нормального поля эпохи 1964.5 г. Осреднение полных значений модуля вектора T проводилось методом скользящего среднего с базой осреднения 300 и шагом 10 км. Средняя квадратичная ошибка построения карты нормального поля ± 45 нТл.

Составление карты нормального поля по однородным высокоточным измерениям модуля полного вектора магнитного поля вдоль опорных маршрутов вызвано тем, что существующие модели полей T_n (международное аналитическое поле Кейна, поле ИЗМИРАНа и др.) лишь частично отвечают условиям картосоставления, они в основном дают глобальное представление о пространственной структуре геомагнитного поля и нуждаются в коррекции для отдельных регионов.

Сравнение карт нормального поля эпохи 1964.5 г., построенных во ВСЕГЕИ и ЛО ИЗМИРАНе (1968 г.), показало наличие систематических отклонений между ними. Для европейской части полосы геотраверса "ГРАНИТ" карты ВСЕГЕИ и ЛО ИЗМИРАНа в основном совпадают, для востока Западной Сибири поле ЛО ИЗМИРАНа меньше на 170 нТл. Сравнение обеих карт T_n с картой синтезированного поля по модели Кейна (при $n=9$) показало, что карты ВСЕГЕИ и ЛО ИЗМИРАНа по значениям T_n близки к карте синтезированного поля. Карта ВСЕГЕИ при этом имеет меньшие по величине систематические ошибки, чем карта ЛО ИЗМИРАНа.

Таким образом, несмотря на то, что полоса исследований геотраверса “ГРАНИТ” обеспечена метрологически однородной картой (ΔT)_a масштаба 1:2500000, использовать эту карту для количественных расчетов при геологической интерпретации нецелесообразно, так как возможные перекосы нормального поля, использованного при ее составлении, могут существенно исказить результаты количественной интерпретации.

Некоторые общие представления о глубинном строении территории исследований, исходя из региональных особенностей геофизических полей

Огромная территория, пересекаемая геотраверсом “ГРАНИТ” и охватывающая три крупные геотектонические провинции Северной Евразии (ВЕР, Урал и ЗСП), характеризуется существенно различными региональными особенностями основных физических полей (прежде всего аномального гравитационного, теплового и аномального магнитного).

Так, рассмотрение отклонений высот поверхности квазигеоида от общего земного эллипсоида в пределах Северной Евразии показывает, что западная часть геотраверса располагается в пределах области с положительными отклонениями, а восточная - с отрицательными отклонениями поверхности современного геоида. Граница между этими областями прослеживается в субмеридиональном направлении несколько западнее Урала (рис. 1.37).

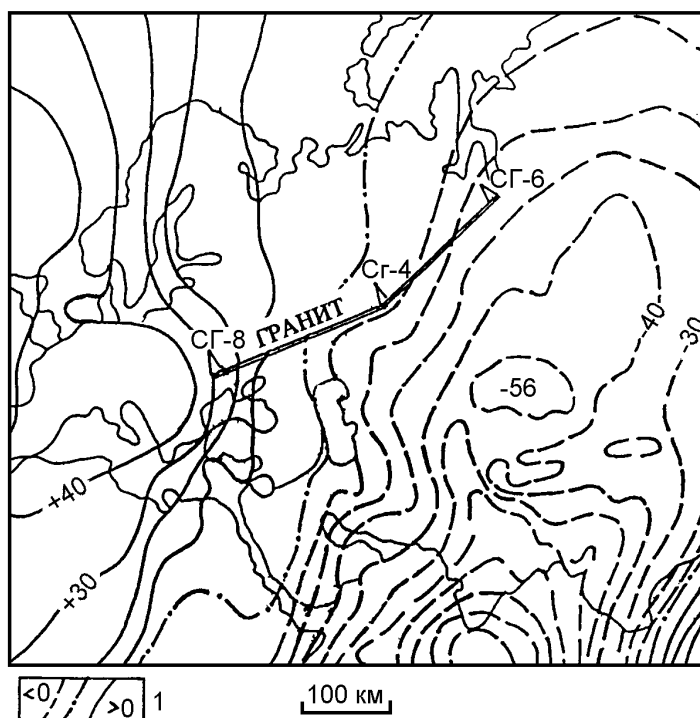


Рис. 1.37. Отклонение высот поверхности современного геоида от общего земного эллипсоида (в метрах) (по К.Ф. Тяпкину)

Поскольку высоты квазигеоида над общим земным эллипсоидом характеризуют собой, как известно, аномальный гравитационный потенциал Земли, тогда как

сами аномалии силы тяжести являются его вертикальной производной, это приводит к тому, что высоты квазигеоида несут в себе более полные сведения о наиболее глубинных плотностных неоднородностях Земли. Согласно расчетам (Страхов, Романюк, 1984), аномалии высот квазигеоида обуславливаются латеральными плотностными неоднородностями, располагающимися на глубинах до 700-900 км, что соответствует, учитывая точность расчетов, астеносферным глубинам.

Информацию о вышележающих (преимущественно литосферных) плотностных неоднородностях несут в себе региональные гравитационные аномалии, полученные после исключения из аномалий Буге аномалий осадочного чехла и аномалий, обусловленных рельефом поверхности Мохорвичича (рис. 1.38). Отчетливо видны различия гравитационного влияния неизвестных масс в пределах ВЕП, Урала и ЗСП, причем интенсивность этих аномалий в пределах юго-восточной части Восточно-Европейской платформы существенно выше, чем в Волго-Уральской области и в северо-западной части Западно-Сибирской плиты.

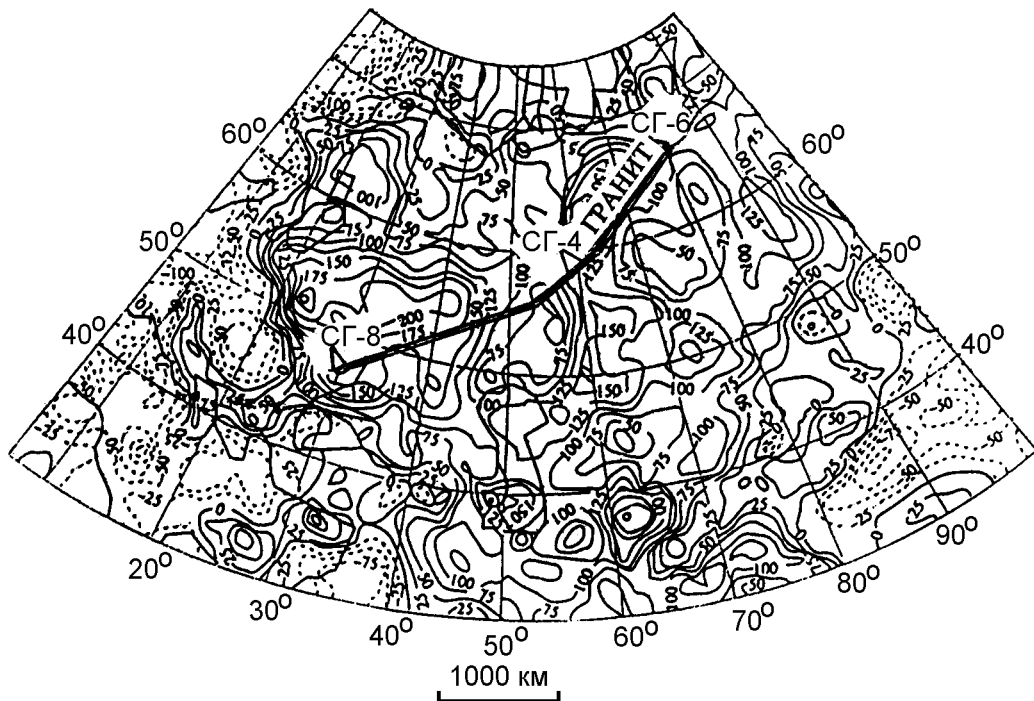


Рис. 1.38. Схема гравитационного влияния неизвестных масс в мГал (исключены аномалии от осадочного слоя и от Мох) (по М.Е. Артемьеву и др.)

На схеме районирования аномального гравитационного поля, составленной Л.Э. Левиным (рис. 1.39), достаточно уверенно просматриваются линейные аномалии северо-западного направления, соответствующие Днепровско-Донецкому и Пачелмскому прогибам, здесь же выделяется и линейная аномалия, фиксирующая Уральский подвижный пояс.

Таким образом, на всех уровнях плотностной дифференциации земных недр от верхнекорового до астеносферного видны четкие отличия Восточно-Европейского и Западно-Сибирского сегментов друг от друга и от разделяющего их Уральского шва (рис. 1.40).

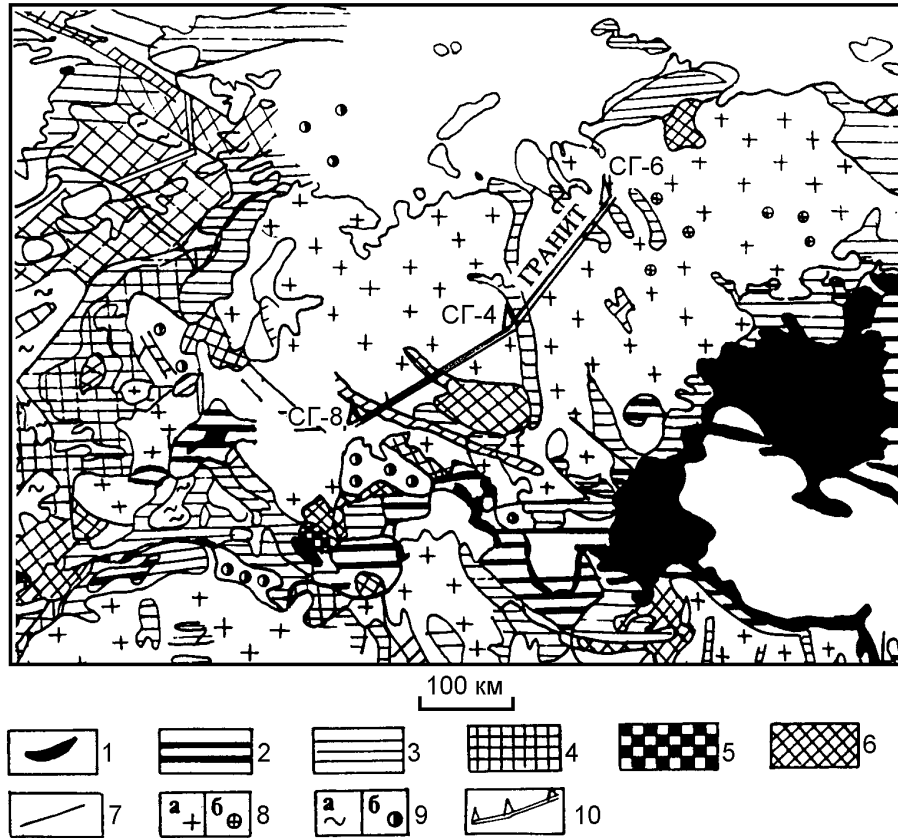


Рис. 1.39. Схема районирования аномального гравитационного поля океанов (в свободном воздухе) и континентов (в редукции Буге) (по Л.Э. Левину)

Линейные отрицательные аномалии с дифференциацией по интенсивности: 1 - крайне высокой, 2 - высокой, 3 - низкой; линейные положительные, порой близкие по конфигурации к изометрическим аномалиям с дифференциацией по интенсивности: 4 - крайне высокой, 5 - высокой, 6 - низкой; 7 - зоны резких градиентов аномалий, отвечающие трансформным и другим разломам; 8 - изометрические аномалии: а - отрицательные пониженной интенсивности в пределах континентальной коры, б - то же, но с элементами линейности в области траппов; 9 - знакопеременные крайне низкой интенсивности в пределах коры: а - океанической, б - субокеанической; 10 - геотраверс "ГРАНИТ".

Существенно отличаются эти три области и по их геотермическому режиму (рис. 1.41). Так, Восточно-Европейская платформа в среднем характеризуется значениями плотности теплового потока $40-50 \text{ мВт/м}^2$ и геотермическим градиентом $20-30 \text{ }^\circ\text{C/км}$, что позволяет относить ее к литосферным блокам с нормальным (средневзвешенным по континентам) распределением температуры. Западно-Сибирская платформа относится к нагретому (теплому) блоку литосферы. Плотность теплового потока в ее пределах достигает $60-70 \text{ мВт/м}^2$ при геотермическом градиенте $30-50 \text{ }^\circ\text{C/км}$. И, наконец, Урал характеризуется наиболее низким тепловым потоком - $30-40 \text{ мВт/м}^2$ и геотермическим градиентом $15-25 \text{ }^\circ\text{C/км}$, то есть относится к холодным блокам.

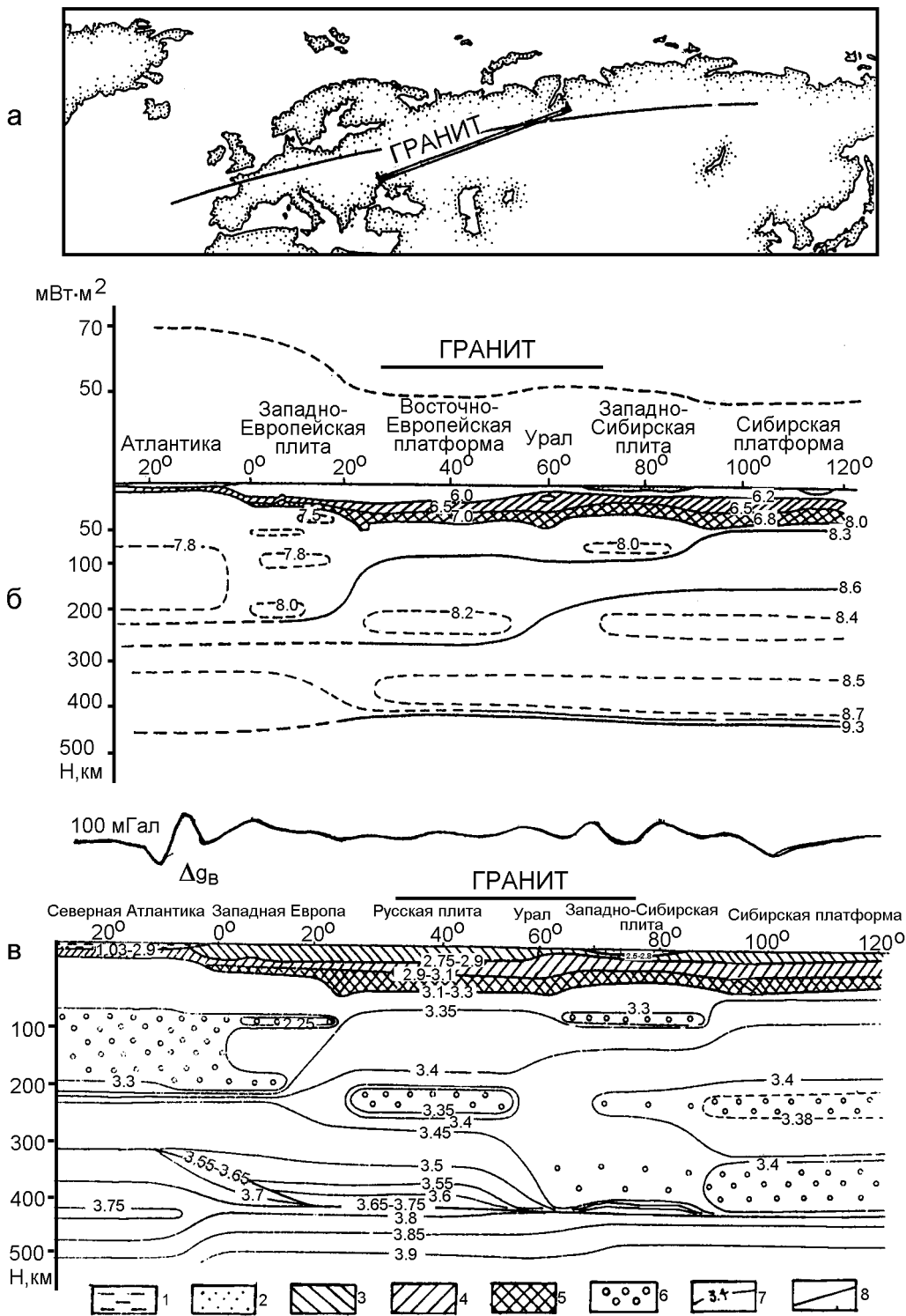


Рис. 1.40. Скоростной и плотностной разрезы по линии Северная Атлантика - Сибирь (по Т.П. Егоровой и др.)

а - положение линии трансекта; б - скоростной разрез и аномалии теплового потока; в - плотностной разрез и расчетное гравитационное поле. 1 - слой морской воды; слои земной коры: 2 - осадочный; 3 - верхний; 4 - промежуточный; 5 - нижний слой консолидированной коры; 6 - область разуплотнения верхней мантии (астеносфера); 7 - изолинии плотности, г/см^3 ; 8 - плотностные границы.

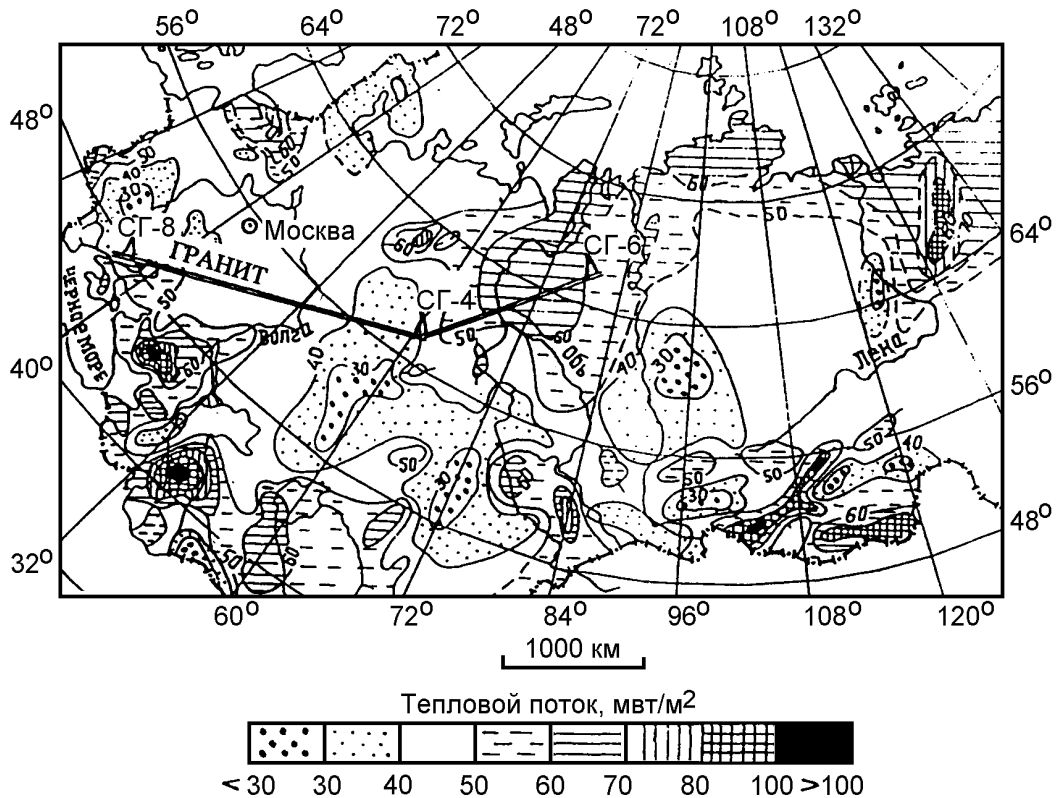


Рис. 1.41. Карта плотности теплового потока
(У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов, 1986)

По существующим представлениям (Моисеенко, Смыслов, 1986), перенос мантийного и корового (радиогенного) тепла в областях с таким низким тепловым потоком, как на Урале и ВЕП, осуществляется исключительно кондуктивным путем за счет молекулярной теплопроводности горных пород. В пределах ЗСП существенное значение имеют процессы конвективного переноса тепла нагретыми газами, водами, возможно, глубинными магматическими расплавами. Кроме того, наблюдаемая гетерогенность теплового потока, по-видимому, обусловлена различным уровнем проницаемости литосферы, за счет которой происходит конвективный перенос тепла.

В целом геотермические характеристики ВЕП и ЗСП соответствуют представлениям об уменьшении континентального теплового потока с увеличением тектонического возраста земной коры (Поляк, 1990). Однако нужно отметить, что понижение теплового потока на Урале и в Предуралье не укладывается в эту схему.

Пересекаемые геотраверсом структуры отличаются характером распределения аномалий магнитного поля. В пределах Восточно-Европейской платформы геотраверс "ГРАНИТ" пересекает эпицентры двух крупных магнитных аномалий, установленных при спутниковых съемках (МАГСАТ): Камский максимум (6.0 нТл) Камско-Эмбинской аномалии и Курский максимум (22.0 нТл) Курско-Балтийской аномалии (рис. 1.42). В целом морфология аномального магнитного поля ВЕП, Урала и ЗСП отличается как при спутниковых наблюдениях, так и при районировании аномалий, фиксируемых при близповерхностных съемках (рис. 1.43).

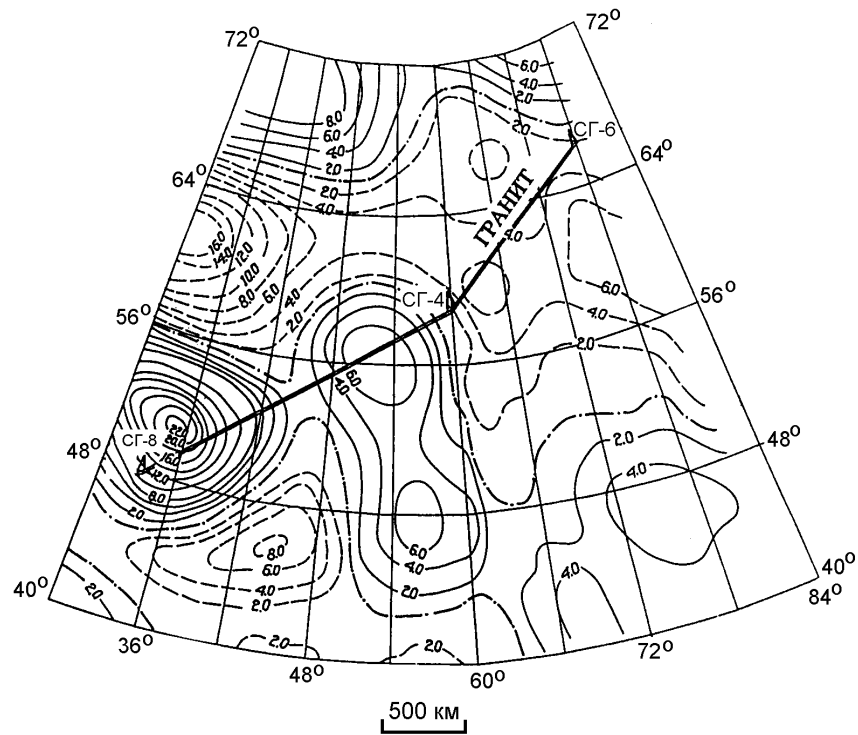


Рис. 1.42. Аномалии МАГСАТ (по В.А. Шапиро и др.)

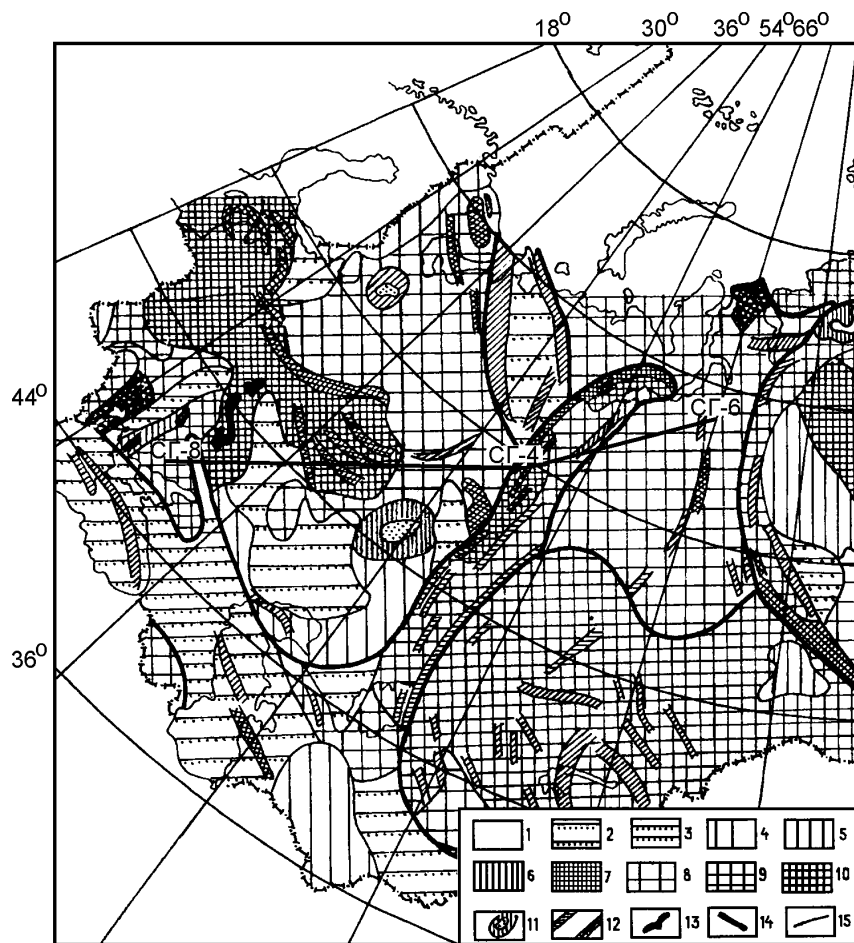


Рис. 1.43. Схема районирования аномального магнитного поля территории Северной Евразии (по Т.П. Литвиновой)

Региональные аномалии магнитного поля отражают неоднородную степень намагниченности горных пород, залегающих на различной глубине, и связаны в основном с образованиями консолидированной земной коры. Магнитные свойства пород обусловлены остаточной и индуктивной намагниченностью и зависят от многих факторов: величины намагничивающего поля, температуры, давления, вещественного состава (прежде всего содержания ферромагнитной фракции), способа и времени намагничивания (Физические свойства..., 1984). Считается, что остаточная намагниченность горных пород отличается значительной неоднородностью как по направлению, так и по величине, по сравнению с индуктивной, обусловленной главным магнитным полем, поэтому чаще всего региональные аномалии магнитного поля связывают с отражением индуктивной намагниченности. Исходя из этого, можно признать, что земная кора Восточно-Европейской платформы обладает существенно большей гетерогенностью, чем кора Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1.43).

Таким образом, целый ряд особенностей региональных геофизических полей и глубинного строения литосферы свидетельствуют о том, что Восточно-Европейская платформа и Западно-Сибирская плита вряд ли представляли собой единое целое. Следовательно, мало вероятно, что Уральский складчатый пояс образовался в современном виде на месте раскола единого континента.

Условные обозначения к рис. 1.43

Аномальные области, зоны и участки магнитного поля: 1 - близкого к нормальному; слабодифференцированного: 2 - отрицательного, 4 - положительного, 8 - знакопеременного; среднедифференцированного: 3 - отрицательного, 5 - положительного, 9 - знакопеременного; сильнодифференцированного: 6 - положительного, 10 - знакопеременного; 7 - крупные положительные интенсивные аномалии (от 100 км и более в поперечнике); 11 - кольцевые аномалии; 12 - зоны положительных аномалий (слабоинтенсивных и интенсивных); 13 - аномалии, связанные с железистыми кварцитами; 14 - границы аномальных областей; 15 - границы аномальных зон и участков.

2. ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ГЕОТРАВЕРСЕ “ГРАНИТ”

Как уже отмечалось, работы в полосе геотраверса выполнялись в соответствии с Программой глубинных геолого-геофизических и геохимических исследований земной коры и верхней мантии по геотраверсу Уренгой - Верхняя Тура - Кривой Рог (“ГРАНИТ”) (Геотраверс “ГРАНИТ”..., 1992) целым рядом производственных и научно-исследовательских организаций России и Украины по нескольким самостоятельно финансируемым проектам. На рис. 2.1 даны схемы размещения полевых геофизических и геохимических исследований, выполненных в процессе реализации Программы. В настоящем разделе приводятся результаты исследований, выполненных Баженовской геофизической экспедицией и организациями-соисполнителями по договорам с БГЭ. Информация о работах по другим проектам (сейсмических исследованиях Центра ГЕОН в Западной Сибири и разновысотных аэромагнитных съемках в западной части геотраверса, выполненных Днепровской геолого-геофизической экспедицией) содержится в соответствующих отчетах этих организаций.

2.1. Сейсмические исследования

Сейсмические методы исследований занимают ведущее место среди полевых работ на геотраверсе. Баженовской геофизической экспедицией были выполнены наблюдения по комбинированной системе МОВ, МПВ, ГСЗ и наблюдения МОВЗ на 1800-километровом участке профиля от границы с Украиной на западе до г. Верхотурье на востоке; профильно-площадные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ на площади около 60 тыс. км² на Воронежском кристаллическом массиве (сейсмический эксперимент “АСТРА”) и детализационные наблюдения МОВ по системе многократных перекрытий с общими базами возбуждения на широтном профиле протяженностью 16.5 км в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 (см. рис. 2.1).

2.1.1. Полевые наблюдения

Полевые работы выполнялись серийной сейсморазведочной аппаратурой: 48-канальными сейсмостанциями “Прогресс-2”, автономными сейсмическими станциями АСС-6/12 (“Черепаша”) и АСС-3/12 (“КАРС”) и телевключаемыми сейсмическими регистраторами “Тайга-2”. В качестве источника упругих волн использовались химические взрывы в скважинах.

Возбуждение упругих волн

Для возбуждения колебаний использовались взрывы зарядов гранулолота, алюмотола или граммонита. Величина заряда варьировала, в зависимости от удаления, от 10 кг (при записи близвертикальных отражений) до 100-500 кг (при регистрации колебаний в диапазоне удалений от 15 до 75 км) и до 1.5-5.0 т (при записи колебаний на удалениях от 100 до 380 км). Заряды менее 100 кг располагались в одиночных скважинах, а свыше 100 кг - в группе (до 20) скважин глубиной от 15 до 45 м. Момент взрыва фиксировался с дискретностью в 1 мс кварцевыми часами, устанавливаемыми перед началом работ по сигналам точного времени радиостанции “Маяк”, и запуском передаваемого по радио кодированного сигнала от специального отметчика момента взрыва.

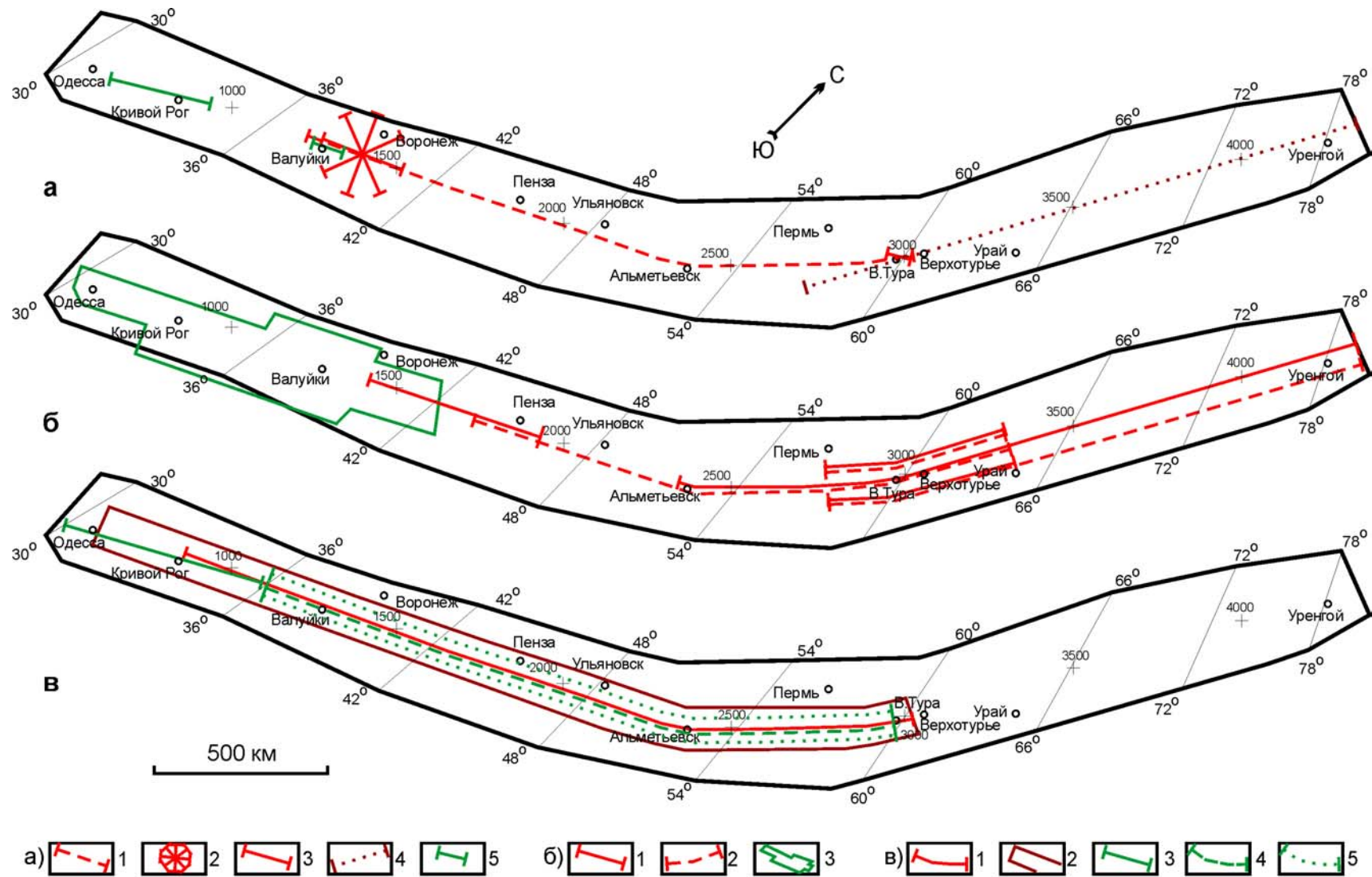


Рис.2.1. Схема выполненных полевых исследований на геотраверсе "ГРАНИТ"

(Условные обозначения см. на обороте)

Условные обозначения к рис. 2.1

а) сейсмические исследования: 1-3 - работы БГЭ: 1 - наблюдения по комбинированной системе МОВ, МПВ, ГСЗ и МОВЗ; 2 - профильно-площадные наблюдения "АСТРА"; 3 - детализационные наблюдения МОВ по системе многократных перекрытий с общими базами возбуждения в районе СГ-4; 4 - работы Центра ГЕОН по системе ГСЗ; 5 - работы ЦГЭ по системе глубинного ОГТ; б) разновысотные аэромагнитные наблюдения: 1, 2 - работы УГЭ: 1 - линия полета на высоте 150 м; 2 - линия полета на высоте 2000 м; 3 - работы ДГГЭ по 21 параллельному маршруту на высоте 200 м, по 5 маршрутам на высоте 1000 м, по 11 маршрутам на высоте 2000 м и по линии сейсмического профиля ЦГЭ на высотах 200, 500, 1000 и 2000 м; в) геоэлектрохимические и гелиметрические исследования: 1 - работы ВИРГ-Рудгеофизика методами ЕП, МПФ и ТМГМ; 2 - водногелиевая съемка (работы ГЕОТЕХ ВИМС); 3 - наблюдения МТЗ с шагом 10 км (работы ЦГЭ); 4, 5 - работы ДГГЭ: 4 - МТЗ с шагом 25 км; 5 - МТЗ с шагом 50 км. Градусная сетка - восточная долгота; числа в полосе геотраверса - разбивка линии профиля в километрах.

Регистрация колебаний

В качестве записывающей аппаратуры использовались сейсмостанции "Прогресс" и сейсмические регистраторы "Черепаша", "КАРС" и "Тайга".

На каждой стоянке сейсмостанции была организована площадная расстановка вертикальных геофонов в виде креста с длиной луча 1100 м, с линейным группированием четырех сейсмоприемников СВ-5 на базе 75 м при шаге между каналами 100 м. С 1 по 12 каналы располагались вдоль луча, ориентированного в направлении запад - восток, с 13 по 24 - в направлении юг - север. В центре креста устанавливалась 12-канальная коническая симметричная азимутальная установка с сейсмоприемниками СВ-10Ц (угол наклона приборов 45° , 1-й канал ориентирован по магнитному азимуту на север) и один 3-компонентный прибор СК-1П с собственной частотой 1.5 Гц, регистрирующий одну вертикальную (Z) и две горизонтальные (X-север-юг, Y-запад-восток) составляющие (рис. 2.2).

Длина записи в зависимости от удаления взрыв - прием составляла от 30 до 60 с. Шаг дискретизации 4 мс. Полоса пропускания 0-62.5 Гц. Режекторный фильтр настроен на промышленную помеху с частотой 50 Гц.

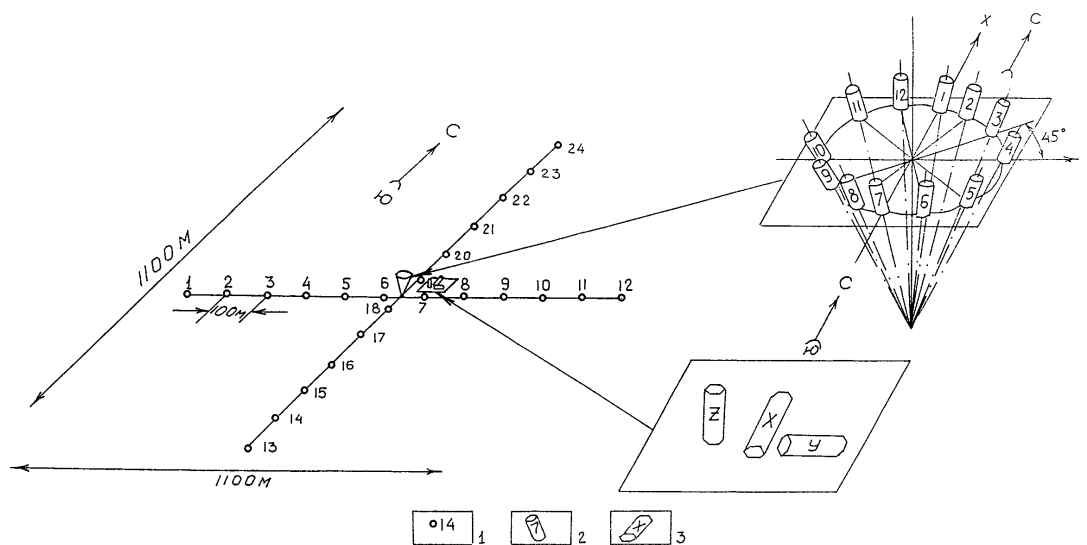


Рис. 2.2. Схема площадной расстановки сейсмоприемников

1 - СВ-5; 2 - СВ-10Ц; 3 - СК-1П.

Автономные регистраторы были оснащены 3-компонентными приборами СК-1П. На каждой стоянке регистратора использовалось по одному прибору, ориентированному по странам света точно так же, как и на стоянках сейсмостанций. Автономные регистраторы “Черепаша” и “КАРС” работали круглосуточно в режиме непрерывной записи, а телеуправляемые регистраторы “Тайга” включались по радио перед началом работы. Скорость магнитной ленты на автономных регистраторах была установлена 1 мм/с, что обеспечивало возможность регистрации сигналов в той же полосе пропускания, что и на “Тайге”, - 0-30 Гц.

Регистрация отметки момента взрыва на сейсмостанциях “Прогресс” осуществлялась путем записи на вспомогательный канал кодированного радиосигнала от отметчика момента взрыва, а на автономных регистраторах - по внутренним часам, устанавливаемым по сигналам точного времени радиостанции “Маяк”.

Комбинированные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ

Комбинированные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ по системе дифференциальных зондирований с многократными перекрытиями по линии геотраверса “ГРАНИТ” были выполнены на 1800-километровом участке (от границы с Украиной на западе до г. Верхотурье на востоке).

Наблюдения осуществлялись по схеме, показанной на рис. 2.3. Пять сейсмостанций “Прогресс” и десять регистраторов “Черепаша”, “КАРС” или “Тайга” располагались вдоль профиля на базе 70 км с шагом 5 км (I позиция). После регистрации запланированной серии взрывов одна сейсмостанция и два регистратора перемещались вперед по профилю, образуя очередную позицию (II, III и последующие позиции).

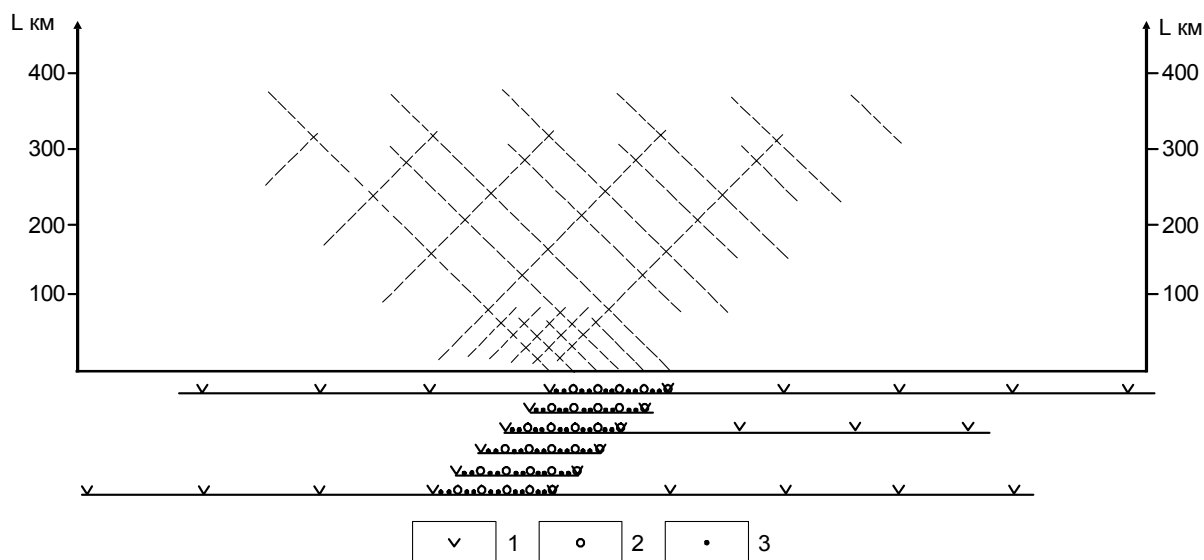


Рис. 2.3. Схема отработки комбинированной системы наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ

1 - пункты взрыва; 2 - многоканальные сейсмостанции; 3 - автономные регистраторы.

В результате последовательной отработки ряда позиций вдоль профиля была сформирована система наблюдений, приведенная на рис. 2.4.

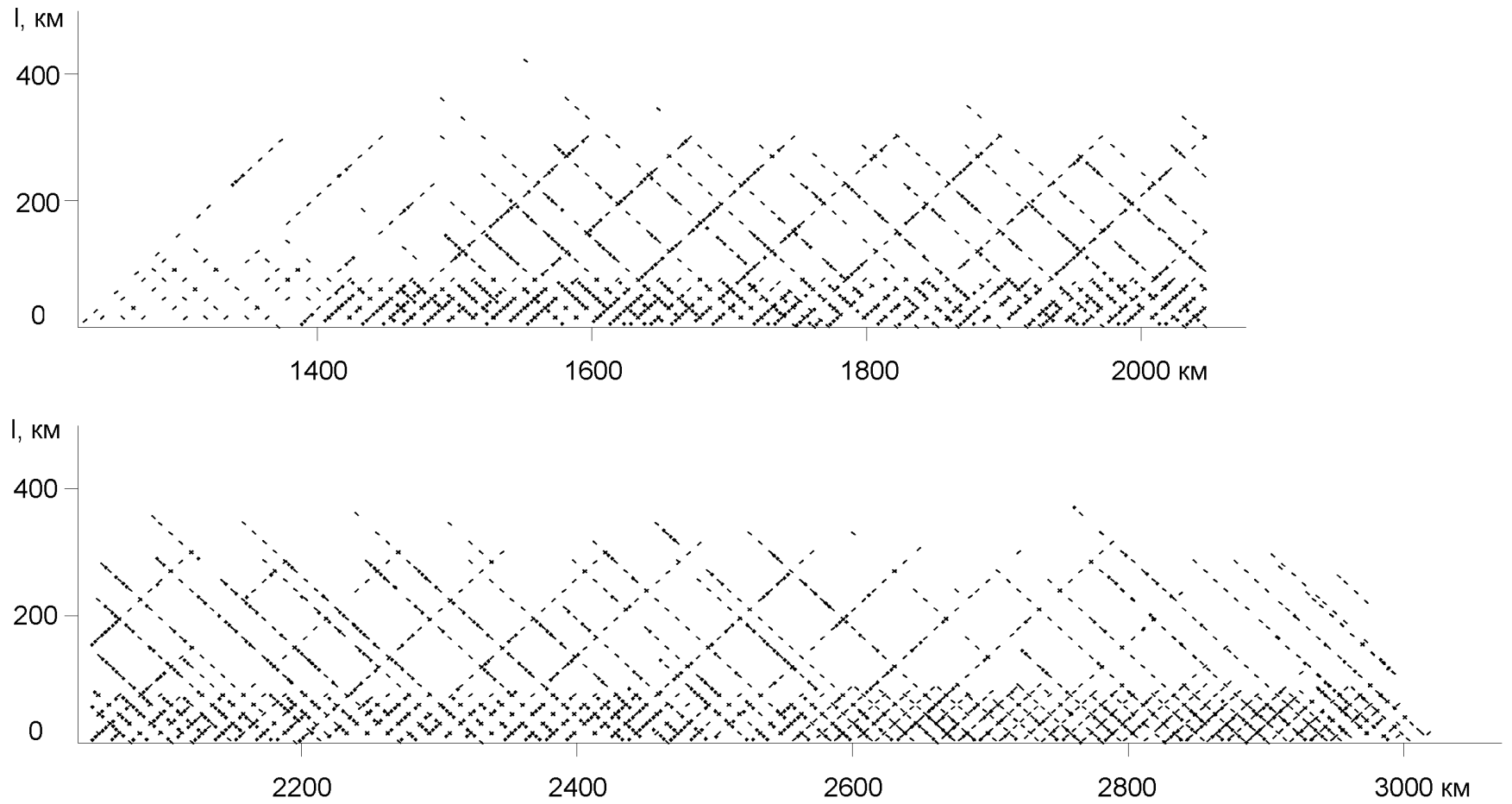


Рис. 2.4. Комбинированная система наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ на геотраверсе “ГРАНИТ”

Полученный по такой системе наблюдений сейсмический материал обеспечивает реализацию следующих возможностей.

1. Используя дифференциальную симметричную систему многократных наблюдений с площадными позиционными расстановками сейсмостанций “Прогресс” (шаг между стоянками 7.5-15 км, взрывной интервал 15 км, диапазон удалений при регистрации 0-75 км), осуществить обработку штрихового поля докритических отраженных волн по методике РНП с учетом пространственного положения отражающих элементов и построить глубинный разрез МОВ-РНП на всю мощность земной коры.

2. Используя симметричную систему прямых и встречных точечных 3-компонентных наблюдений (шаг между точками наблюдений 5-7 км, взрывной интервал 15 км, диапазон удалений при регистрации 0-75 км), построить специальные двумерные поля времен первых вступлений P_0 - и S_0 -волн, допускающие последующую двумерную кинематическую интерпретацию этих волн и построение независимых скоростных разрезов V_p и V_s верхней части земной коры до глубин 6-8 км.

3. Используя систему прямых и встречных точечных 3-компонентных наблюдений (шаг между точками наблюдений 5-7 км, взрывной интервал 30-45 км, диапазон удалений при регистрации 0-380 км), построить взаимоувязанные годографы головных^{*)}, отраженных продольных и поперечных волн от поверхности Мохоровичича и некоторых границ в консолидированной коре и верхней части верхней мантии, допускающие последующую двумерную кинематическую интерпретацию этих волн и построение соответствующих глубинных разрезов.

Наблюдения МОВЗ

Наблюдения методом обменных волн землетрясений были выполнены на том же 1800-километровом участке геотраверса, что и комбинированные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ. Регистрация землетрясений производилась автономными сейсмическими станциями “Черепаша” и “КАРС”, оснащенными 3-компонентными приборами СК-1П, со скоростью записи на магнитную ленту 0.5 мм/с. Регистрация производилась на двух уровнях усиления. Шаг наблюдений по профилю 15 км. Как правило, пункты наблюдения МОВЗ совмещались с пунктами наблюдения взрывной сейсмометрии. При наличии локальных источников помех точки наблюдений смещались от проектных на расстояние от первых сотен метров до нескольких километров. К сожалению, это не всегда помогало, так как радиус интенсивного воздействия некоторых источников (например, железных дорог) достигает 10-15 км и более. В процессе наблюдений одновременно выставлялось от 8-10 до 13-15 комплектов аппаратуры, т. е. длина одновременно обрабатываемого отрезка профиля составляла 120-180 км. Время наблюдений на точке 16-24 суток. За это время регистрировалось до 30-50 и более событий, из них принималось к обработке 14-40 событий. В основном это землетрясения с магнитудами от 4.5 до 7.3 в диапазоне эпицентральных расстояний от 10 до 140°, произошедшие в Тихоокеанском поясе, а также землетрясения с очагами в Турции, Афганистане, Средней Азии и на Кавказе.

^{*)} Фактически на удалениях до 380 км следились продольные, поперечные и обменные волны последующих вступлений. Первые вступления, как правило, удавалось проследить до удалений 300-320 км.

Сейсмический эксперимент “АСТРА”

Профильно-площадные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ в пределах Воронежско-го кристаллического массива (сейсмический эксперимент “АСТРА”) были выполнены при участии специалистов Института геофизики Университета г. Карлсруэ (Германия). Площадь исследований составила свыше 60 тыс. км² и охватила значительные части Воронежского и Курского блоков ВКМ (см. рис. 1.14, 1.15, 2.5).

Целью работ было построение объемной модели и изучение сейсмической анизотропии земной коры и верхней мантии ВКМ по комплексу отраженных, рефрагированных и головных Р- и S-волн (Кашубин, 1992; Kashubin et al., 1992; Luschen, 1992).

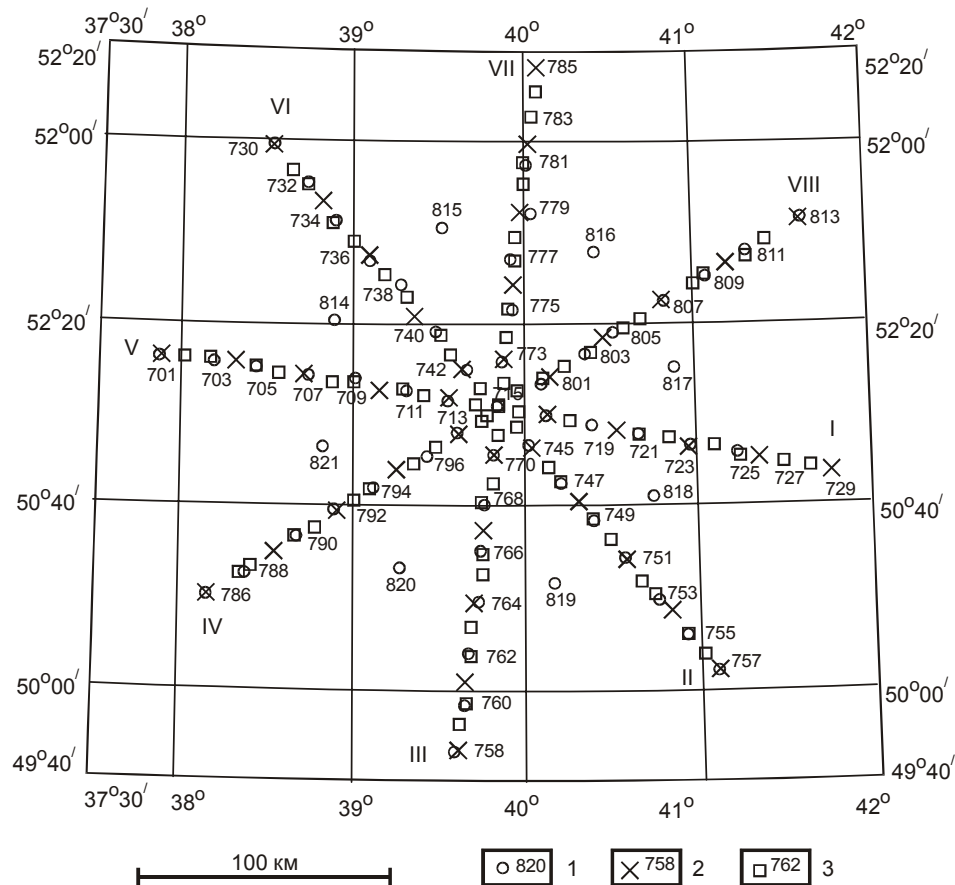


Рис. 2.5. Схема расположения пунктов взрыва и стоянок регистрирующей аппаратуры в эксперименте “АСТРА”

1 - пункты взрыва; 2 - сейсмостанции “Прогресс”; 3 - автономные регистраторы “Черепаха”, “КАРС”, “Тайга”. Границы площади исследований те же, что на рис. 1.15.

В качестве объекта исследования Воронежский кристаллический массив был выбран не случайно. Дело в том, что почти четверть всех землетрясений, произошедших на Восточно-Европейской платформе за последние 200 лет (около 30 событий из 125), приходится на ВКМ (Ананьин, 1977; Сейсмологический каталог, 1989; Сейсмологический бюллетень, 1988-1996 и др.). При этом более 70 % гипоцентров сосредоточено в интервале глубин от 5 до 10 км, который достаточно эффективно может быть изучен рефрагированными Р- и S-волнами. Поскольку в результате предшествующих исследований сейсмической анизотропии в консолиди-

рованной земной коре наметилась связь между азимутальными аномалиями анизотропии и горизонтальными тектоническими напряжениями (Crampin, 1987; Crampin et al., 1984, 1991; Кашубин, 1991; 1996 и др.), представлялось целесообразным в качестве одной из задач попытаться выявить такие аномалии в пределах ВКМ, где относительно повышенная сейсмическая активность свидетельствовала о наличии современных тектонических напряжений.

Наблюдения были организованы на четырех пересекающихся профилях длиной по 280 км с использованием пунктов возбуждения, расположенных как вдоль каждой из линий приема, так и на площади, равномерно покрывающей центральную часть участка работ (см. рис. 2.5). Регистрация осуществлялась многоканальными сейсмостанциями на расстановку сейсмоприемников, показанную на рис. 2.2, и автономными сейсмическими регистраторами, оснащенными 3-компонентными приборами. Сейсмостанции и регистраторы располагались вдоль профилей с шагом 10 км, пункты взрыва с шагом 20 км. Кроме того, параллельно с одной из сейсмостанций “Прогресс” в полевом эксперименте использовались 48-канальная сейсмостанция “DFS-V” и 3-канальный автономный регистратор “PDAS”, которые обслуживались бригадой из Германии под руководством доктора Э. Люшена (E. Luschen). Линия приема “DFS-V” состояла из 16-ти 3-компонентных геофонов, расположенных на базе 1.5 км через 100 м. 3-компонентные приборы, близкие по своим характеристикам к сейсмоприемникам СК-1П, ориентировались точно так же, как и российские 3-компонентные установки.

Отработка площади выполнялась по позициям в соответствии со схемой, приведенной на рис. 2.6.

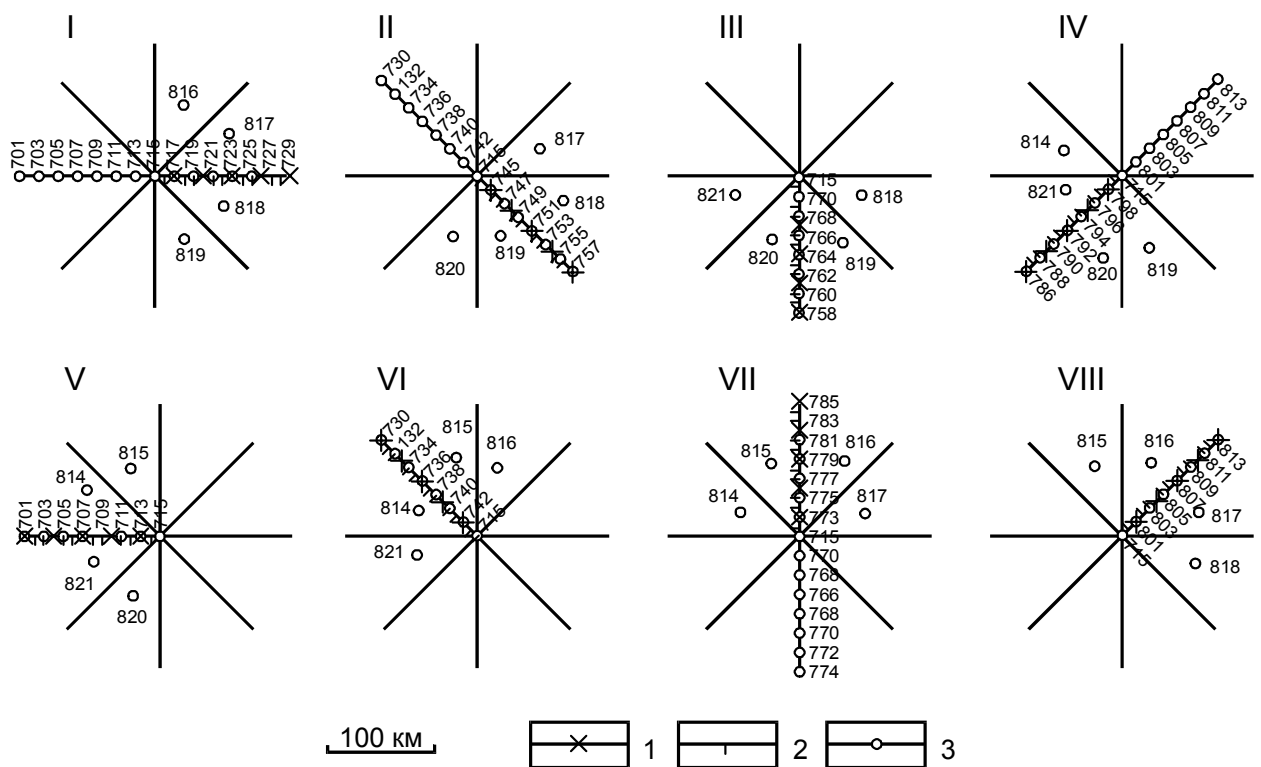


Рис. 2.6. Схема отработки позиций профильно-площадной системы наблюдений в эксперименте “АСТРА”

1 - многоканальные сейсмостанции; 2 - автономные регистраторы; 3 - пункты взрыва.

Позиция системы наблюдений включала расстановку пяти сеймостанций “Прогресс” и десяти регистраторов “Черепаша”, “КАРС” или “Тайга” вдоль одного из лучей, образующих четыре пересекающихся профиля. На каждом пункте расстановки регистрировалось от 11 до 19 взрывов. После записи предусмотренной серии взрывов все сеймостанции и 9 регистраторов перемещались на следующую линию наблюдения. Регистратор, расположенный в центре площади (ПК 715), осуществлял непрерывную запись в течение всего эксперимента. Такая последовательность наблюдений позволила сравнительно равномерно “осветить” центральную часть исследуемой площади по всем направлениям в диапазоне удалений взрыв - прием от 0 до 280 км (рис. 2.7) и реализовать на каждом из пересекающихся профилей системы наблюдений, приведенные на рис. 2.8. Всего в процессе полевых работ на площади исследований в 60 тыс. км² было получено более 1800 3-компонентных сейсмозаписей в 121 точке наблюдения.

Рис. 2.7. Сводная схема наблюдений сейсмического эксперимента “АСТРА”

1 - пункты взрыва; 2 - стоянки регистраторов и многоканальных сеймостанций.

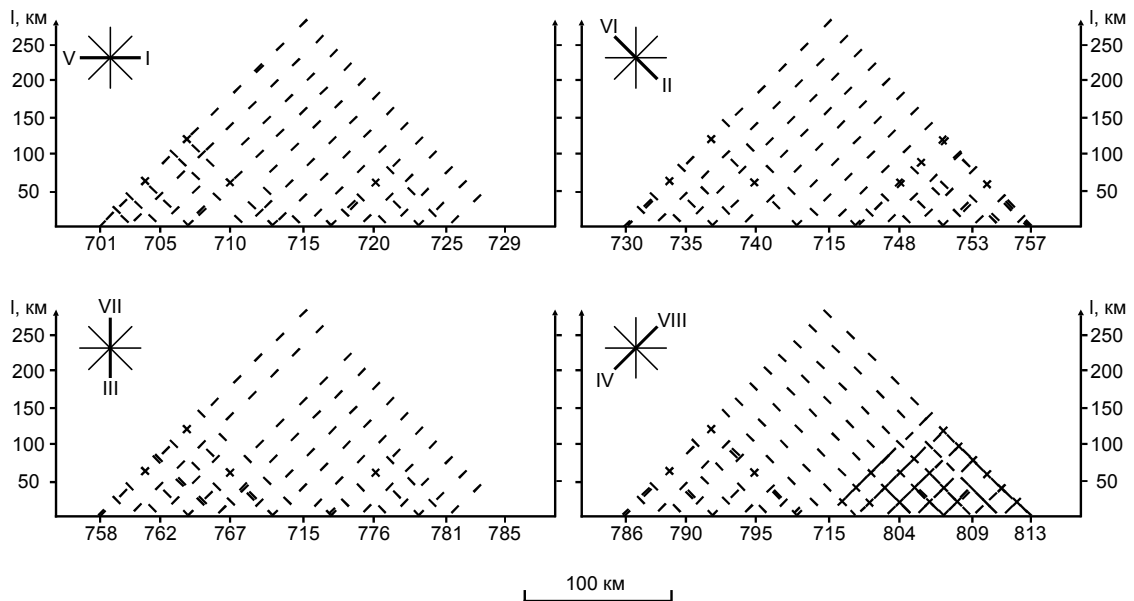
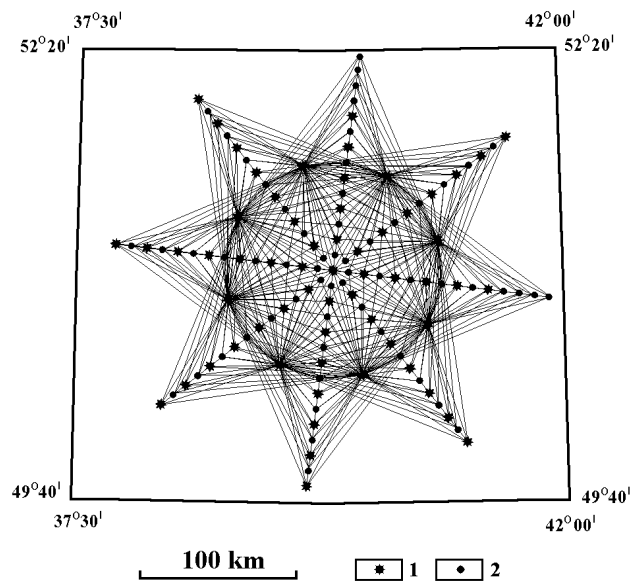


Рис. 2.8. Системы наблюдений на пересекающихся профилях сейсмического эксперимента “АСТРА”

Полученные сейсмические материалы позволяют, во-первых, реализовать на каждом из четырех пересекающихся профилей те же возможности комбинированной системы наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ, что и на основной линии геотраверса; во-вторых, построить 3-мерные томографические модели среды по рефрагированным Р- и S-волнам для верхней части земной коры на значительную часть исследуемой площади; в-третьих, количественно оценить параметры азимутальной сейсмической анизотропии земной коры и верхней мантии в точке пересечения профилей и изучить эффекты проявления сейсмической анизотропии в волновых полях продольных и поперечных волн в пределах площади исследований.

Детализационные наблюдения МОВ-ОБВ в районе СГ-4

Детализационные сейсмические наблюдения по субширотному профилю протяженностью 16.5 км в непосредственной близости от места бурящейся на Урале сверхглубокой скважины СГ-4 были выполнены при участии специалистов сектора скважинной сейсморазведки КамНИИКИГС.

Перед исследователями стояли следующие основные задачи:

- изучение структурно-тектонических (и возможно скоростных) особенностей строения разреза Уральской сверхглубокой скважины в интервале глубин от 4 до 10-15 км, с целью уточнения прогнозной модели СГ-4;
- увязка материалов бурения и геолого-геофизического изучения сверхглубокой скважины с результатами наземных исследований по геотраверсу;
- совершенствование методики глубинных сейсмических исследований методом отраженных волн.

Нужно отметить, что сложно построенный разрез в районе заложения Уральской сверхглубокой скважины относится к объектам, на которых геологическая эффективность традиционных технологий сейсморазведки крайне низка. Поэтому, несмотря на то, что к настоящему времени участок непосредственного бурения и значительная территория вокруг скважины исследованы такими модификациями сейсмического метода, как ГСЗ, МПВ, МОВ в профильном и площадном вариантах (Глубинное строение Урала по меридиональному..., 1985; Дружинин и др., 1990; Особенности методики..., 1981 и др.), МОВ-РНП и МОВ-ОГТ (Соколов и др., 1983; Juhlin, 1992 и др.), полного удовлетворения от полученных результатов у сейсморазведчиков и геологов нет. В основном это связано с двумя факторами. Первый состоит в том, что регистрируемое на сейсмограммах волновое поле представляет собой суммарный эффект отражений от различно ориентированных в пространстве отражающих элементов, часто расположенных в стороне от профиля. Отражения, приходящиеся примерно на одно время регистрации, разрушают друг друга и делают невозможным применение традиционных технологий сейсморазведки как для построения разреза, так и для определения скоростей упругих волн. Вторая особенность заключается в том, что вулканогенные образования основного состава, обладающие высокими скоростями распространения упругих волн, формируют разрез, начиная с дневной поверхности. Изучение скоростей в таких средах возможно лишь по протяженным, соизмеримым с глубиной исследования годографам отраженных волн. Причем, такие достаточно протяженные для кинематического

анализа годографы могут формироваться и при отражениях от не очень протяженных границ, особенно если эти границы имеют крутое падение.

Неоднократные попытки разделения волн в зонах интерференции путем регулируемого направленного приема (РНП) при сейсмических исследованиях в районе скважины не привели к получению протяженных годографов отраженных волн. В рамках проекта “ГРАНИТ” была предпринята попытка решить эту задачу путем синтеза специальной системы наблюдений, позволяющей реализовать помимо регулируемого направленного приема (РНП) регулируемое направленное возбуждение (РНВ) сейсмических волн. Теоретическими предпосылками, стимулировавшими создание системы наблюдения, приведенной на рис. 2.9, были работы украинских геофизиков по развитию способов сейсмической разведки, получивших в начале 60-х годов название способов плоского (Сейсморазведка с применением..., 1965), а затем управляемого фронтов (Бендерский и др., 1973) и опытные работы по разделению отраженных волн с использованием общей базы возбуждения на Урале при работах МОВ (Близнецов, 1987, 1988) и МОВ, МПВ (Близнецов и др., 1989). Отличие системы наблюдения, представленной на рис. 2.9, от систем наблюдения способами управляемого фронта состоит прежде всего в том, что возбуждение колебаний при наблюдениях по способу РНВ производится одновременно, а направленность излучения синтезируется на этапе обработки материалов путем введения соответствующих задержек перед суммированием. Это существенно упрощает технологию полевого эксперимента и открывает возможность варьировать направленностью источника в широких пределах без дополнительных затрат.

Узловым элементом предложенной системы наблюдений явилось сочетание линейных баз возбуждения на каждом пункте взрыва с площадной (крестовой) регистрацией упругих колебаний в том же частотном диапазоне и на тех же технических средствах, что и при региональных сейсмических исследованиях МОВ-РНП на основной части геотраверса. Наблюдения велись по методике непрерывного многократного профилирования по прямой и встречной системам (см. рис. 2.9, а). Для возбуждения упругих колебаний производились взрывы зарядов тротила весом 46.5 кг в скважинах глубиной 15-25 м. База возбуждения на каждом пункте взрыва составляла 400 м с интервалом между скважинами с отдельными зарядами 50 м и числом пунктов возбуждения в общей базе, равным 9. Базы возбуждения располагались в среднем через 2.2 км и ориентировались вдоль профиля наблюдений. На двух пикетах (7 и 10 на рис. 2.9, б, в) помимо продольных баз возбуждения были организованы поперечные базы, ориентированные перпендикулярно профилю. Регистрация сейсмических волн производилась четырьмя сейсмостанциями “Прогресс” на рабочую расстановку сейсмографов, которая на каждом пикете включала 24-канальную крестообразную позиционную расстановку вертикальных сеймоприемников и расположенную в центре креста 12-канальную коническую азимутальную установку (см. рис. 2.2). Диапазон регистрации 1.5-16.5 км, кратность наблюдений в центральной части 72, длина полезной записи 25-30 с, шаг дискретизации 4 мс. Примерно в центре профиля (см. рис. 2.9, г) в течение всего эксперимента дополнительная сейсмостанция “Прогресс” КамНИИКИГС выполняла регистрацию всех взрывов, произведенных на профиле.

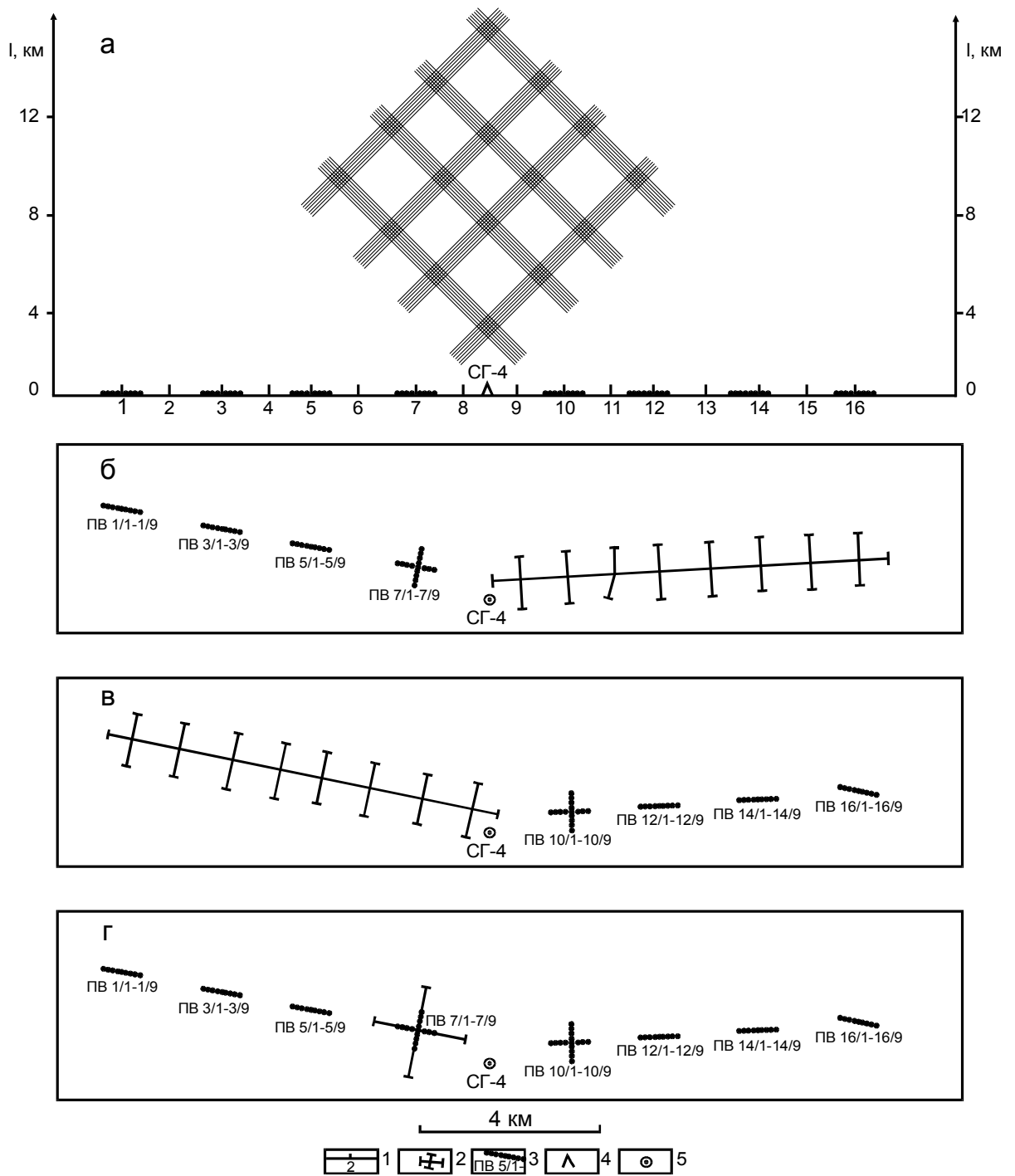


Рис. 2.9. Система наблюдений (а) и геометрия стадий отработки профиля детализационных наблюдений (б-г) в районе СГ-4

б, в - плановое положение сейсмостанций и пунктов взрывов БГЭ; г - плановое положение стационарной сейсмостанции КамНИИКИГС; 1, 2 - линия профиля с нумерацией центров крестовых расстановок сейсмоприемников; 3 - пункты взрыва и их нумерация; 4, 5 - место положения СГ-4.

Материалы, полученные в результате полевых наблюдений, на участке детализации позволяют реализовать при обработке на ЭВМ следующие возможности системы наблюдений:

- разделить интерференционное волновое поле путем суммирования по схемам регулируемого направленного возбуждения (РНВ) и приема (РПП);
- учесть непродольное направление подхода волн;
- осуществить селекцию волн по их поляризации;
- в случае выделения и прослеживания в интерференционном волновом поле опорных отраженных волн определить эффективную скоростную модель разреза СГ-4 и пространственное положение соответствующих этим отражениям границ.

Отметим, что, несмотря на большой объем сейсмических исследований, выполненных в районе СГ-4 за последние годы, наблюдений по системе, сочетающей такой набор возможностей, до сих пор поставлено не было.

2.1.2. Обработка и интерпретация материалов

Процесс обработки и интерпретации сейсмических данных на геотраверсе “ГРАНИТ” можно представить в виде нескольких этапов.

1. Обработка материалов с целью формирования монтажей 3-компонентных сейсмограмм для последующего анализа и интерпретации (МПВ, ГСЗ, МОВЗ) и массивов цифровых данных на магнитных носителях для последующего автоматизированного построения сейсмического разреза (МОВ).

2. Анализ волновых полей и формирование качественных представлений о сейсмической модели земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

3. Количественная интерпретация и построение разрезов земной коры и верхней мантии в рамках принятой модели.

Многообразие применяемой аппаратуры и систем наблюдений, ориентированных на изучение по возможности большего класса волн при сейсмических исследованиях, обусловило соответствующие различия при интерпретации этих данных, но значительная часть обрабатываемых процедур, особенно на первом этапе, являлась общей для всех видов наблюдений.

Основная обработка материалов была выполнена на ЭГВК ПС-2000 в системе СОС-ПС. Общая схема цифровой обработки сейсмических материалов, полученных при наблюдениях по комбинированной системе наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ, приведена на рис. 2.10. Обработка включала три последовательных шага: препроцессинг с формированием цифровых магнитных лент (ЦМЛ), предварительную обработку с формированием рабочих магнитных лент (РМЛ) и собственно обработку данных с визуализацией результатов на бумажных носителях для дальнейшей интерпретации.

Задачами препроцессинга (рис. 2.11) являлись: перевод аналоговых данных, полученных на регистраторах, в цифровой вид; демультимплексирование данных цифровых сейсмостанций; предварительная редакция записей и введение в сейсмограммы поправок за момент взрыва. Оцифровка полевых аналоговых магнитных лент регистраторов “Черепаша” и “КАРС” осуществлялась через блок оцифровки узла воспроизведения спецкомплекса “КАРС”, а материалы, полученные с аппаратурой “Тайга”, оцифровывались в центре ГЕОН (г. Москва) на ЭВМ СМ-3 через

блок оцифровки “АВСИ”. Дискретизация 3-компонентных записей осуществлялась с шагом 20 мс.

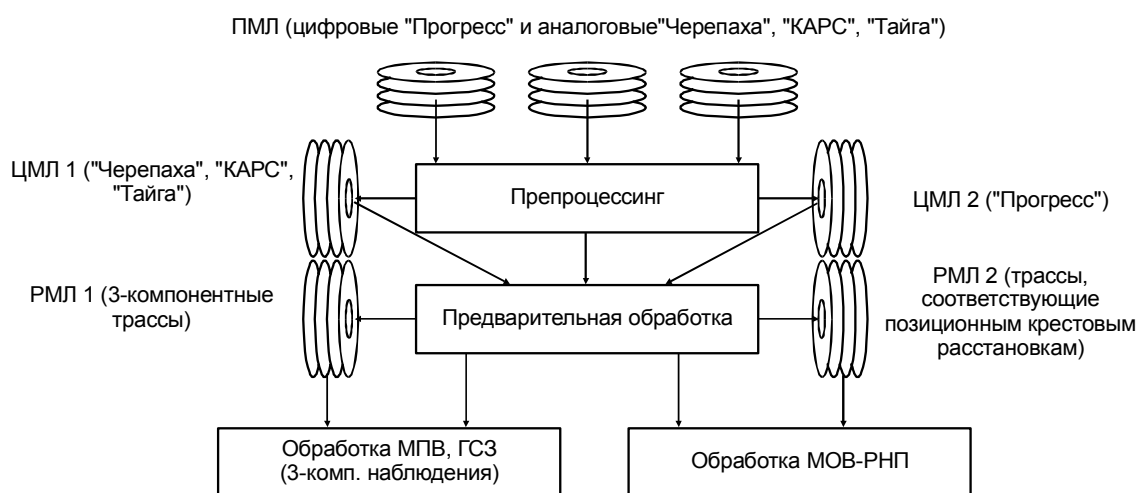


Рис. 2.10. Общая схема цифровой обработки сейсмических материалов

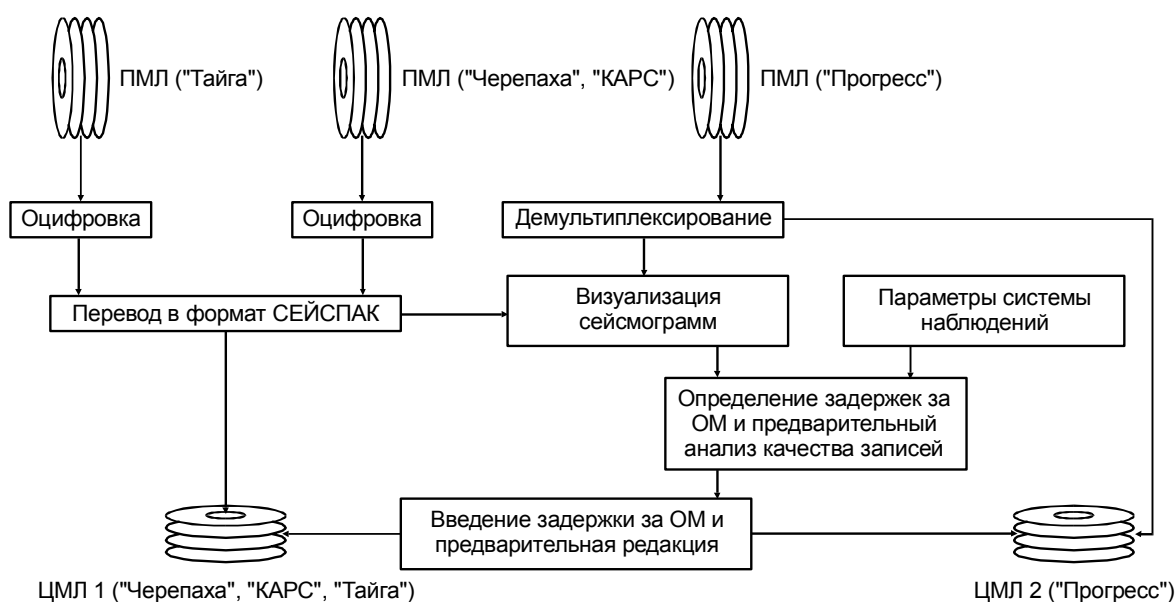


Рис. 2.11. Препроцессинг

Предварительная обработка (рис. 2.12) заключалась в сортировке сейсмограмм в соответствии с системами наблюдений и вводе редуцирующих задержек, позволяющих исключить часть записи перед первыми вступлениями из массивов цифровых данных, вовлекаемых в дальнейшую обработку.

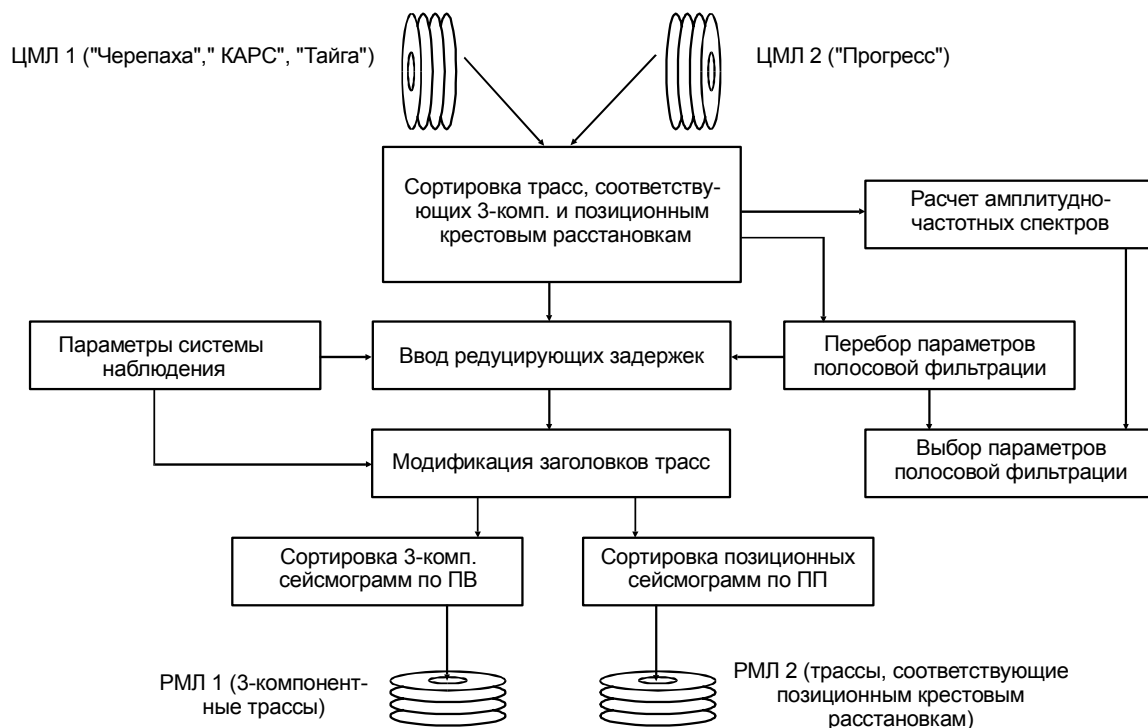


Рис. 2.12. Предварительная цифровая обработка

Сформированные после предварительной обработки рабочие магнитные ленты с соответствующими наборами 3-компонентных (РМЛ1) и позиционных (РМЛ2) сейсмограмм составили исходную базу для последующей обработки и интерпретации.

Первые вступления продольных и поперечных волн (МПВ)

Для выделения и корреляции первых вступлений продольных и поперечных волн использовались позиционные сейсмограммы. Вступления P_0 -волн определялись по записям вертикальных сейсмоприемников, визуализированных на открытом канале или после частотной фильтрации сейсмограмм в полосе пропускания 0.5-1-12-16 Гц, а вступления S_0 -волн - по записям, визуализированным после частотной фильтрации в полосе пропускания 1-2-4-8 Гц.

Анализ кинематических особенностей годографов и специальных двумерных полей времен первых вступлений (рис. 2.13) показывает, что до удалений 80-100 км в первых вступлениях, как правило, следятся рефрагированные волны. Об этом свидетельствуют непараллельность нагоняющих годографов, возрастание кажущейся скорости с увеличением базы зондирования, отсутствие протяженных интервалов с постоянной или уменьшающейся кажущейся скоростью при прямых и встречных наблюдениях. В диапазоне удалений от 100 до 160-180 км первые вступления, по всей вероятности, представлены фрагментами закритических отраженных и рефрагированных волн. Для этих удалений характерна изменчивость динамической выразительности вступлений, чередование интервалов с уменьшающейся и возрастающей кажущейся скоростью. После 180-200 км до 300-320 км в первых вступлениях чаще всего следятся головные волны от раздела М. На этих удалениях нагоняющие годографы, как правило, параллельны, а кажущаяся скорость волн в первых вступлениях при прямых и встречных наблюдениях достаточно выдержана и варьирует в интервале от 8.0-8.1 до 8.3-8.4 км/с.

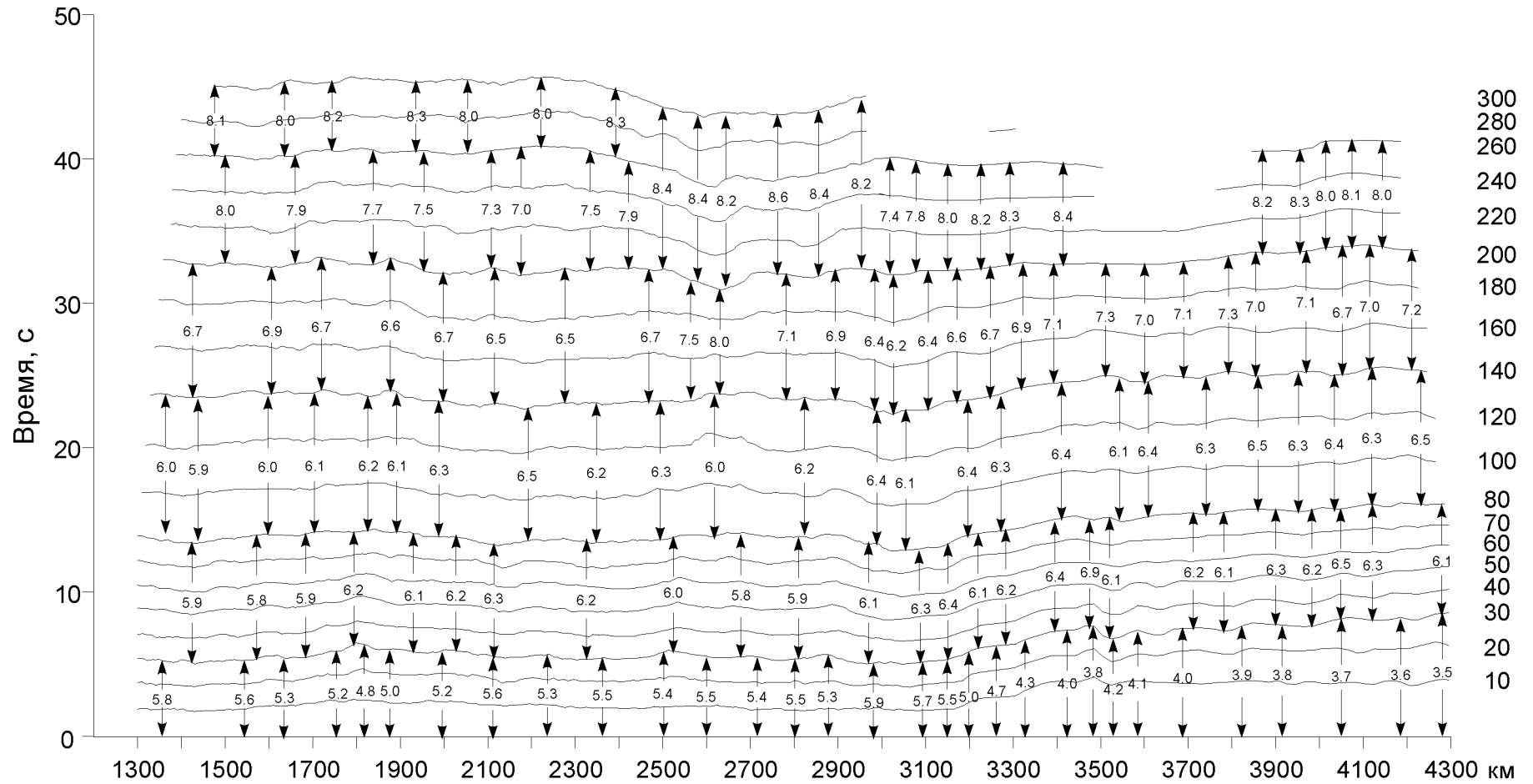


Рис. 2.13. Поле времен P_0 -волн по геотраверсу "ГРАНИТ"

Цифрами справа (от 10 до 300) обозначены базы изолиний равных удалений в км; цифрами со стрелками - значения скорости в км/с.

Кинематические особенности первых вступлений поперечных волн в целом такие же, как и продольных. Однако в связи с тем, что их выделение на фоне продольных и обменных волн сопряжено с большей неопределенностью, чем P_0 -волн, проследить динамически невыразительные головные волны от раздела М по отдельным монтажам чаще всего не удается.

Вариации времен первых вступлений вдоль геотраверса “ГРАНИТ” (по отклонениям наблюдаемого времени вступления от базового годографа P_0 -волн) иллюстрирует рис. 2.14. Здесь в качестве базового годографа первых вступлений взят годограф, полученный Г.В. Краснопевцевой при осреднении данных по профилям ГСЗ, пройденным в пределах ВЕП до начала работ на геотраверсе “ГРАНИТ”. В основном это данные по юго-западной и южной частям платформы. Представленное распределение временных отклонений характеризует качественное отличие скоростных моделей крупных блоков земной коры вдоль линии профиля. Отрицательные аномалии соответствуют участкам с более высокоскоростной корой, положительные - низкоскоростной, по отношению к коре, для которой был получен базовый годограф. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что практически в пределах всего геотраверса разность $\Delta t = t_{\text{набл}} - t_{\text{ср}}$ является отрицательной, что свидетельствует о повышенных скоростях в районе геотраверса по сравнению с юго-западной частью ВЕП. На этом фоне максимальными значениями выделяется Урал, существенно меньшими - большая часть ЗСП.

Расчет подобных отклонений времен был сделан также для средних годографов P_0 - и S_0 -волн, полученных на геотраверсе “ГРАНИТ”. На рис. 2.15 приведены соответствующие отклонения для удалений до 80 км. Урал и ВКМ проявляются как более высокоскоростные области, а ЗСП - как более низкоскоростная. Характер вариаций Δt для обоих типов волн достаточно близок.

На рис. 2.16, а приведены отклонения от среднего годографа наблюдаемых времен вступлений P_0 -волн до удалений 250-300 км, а на рис. 2.16, б - отклонения времен вступлений тех же волн, пересчитанных на поверхность консолидированного фундамента, снятого со структурной карты поверхности фундамента платформенных территорий СССР масштаба 1:2500000 (Семенович и др., 1982). Как видно из рисунков, после учета влияния верхней низкоскоростной части разреза, особенно значительной в пределах ЗСП, характер районирования по этому параметру вдоль геотраверса становится существенно иным, а именно: различия между консолидированной земной корой Урала и ЗСП в значительной степени сглаживаются и в целом становятся менее контрастными по сравнению с вариациями в пределах ВЕП.

Количественная интерпретация первых вступлений до удалений 80-100 км, соответствующих рефрагированным волнам, заключалась в преобразовании двухмерных полей времен P_0 - и S_0 -волн в скоростные разрезы с использованием программы INVERS, реализующей решение двухмерной обратной задачи для рефрагированных волн в линеаризованной постановке (Мишенькина и др., 1983). В результате получались два независимых скоростных разреза (V_p и V_s) верхней части земной коры до глубин 8-12 км, которые использовались как нулевые приближения при дальнейшем построении скоростных разрезов на всю мощность земной коры по опорным отраженным и головным волнам.

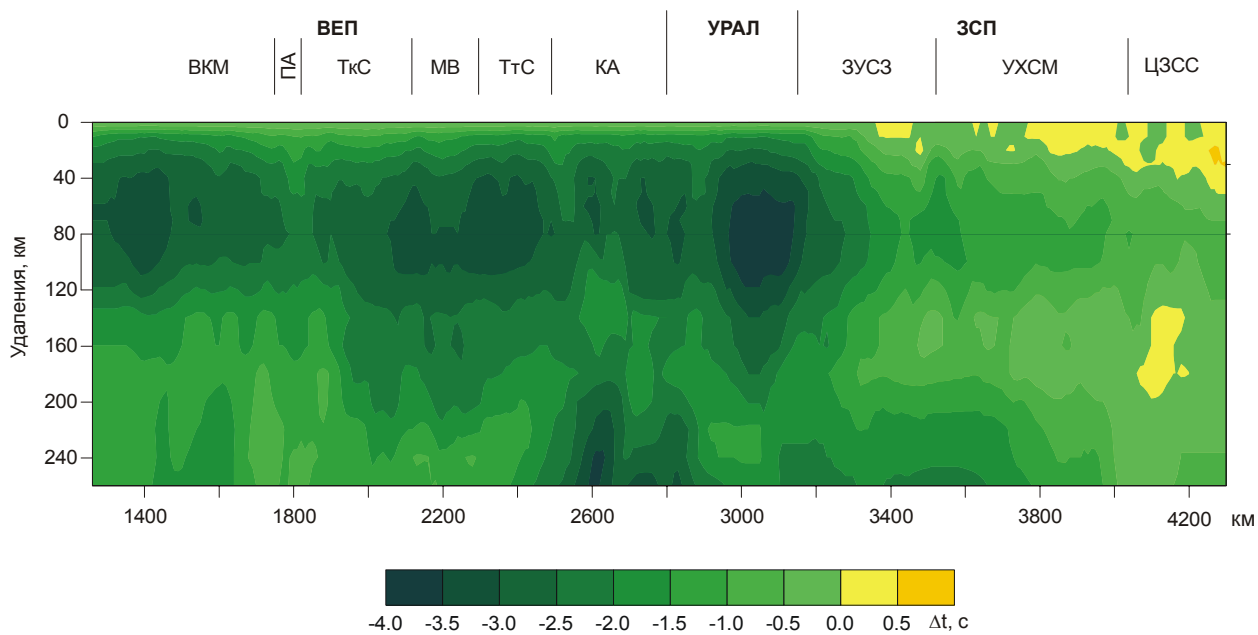


Рис. 2.14. Отклонения наблюдаемых времен вступлений P_0 -волн от базового годографа Г.В. Краснопевцевой

ВЕП - Восточно-Европейская платформа; ЗСП – Западно-Сибирская плита; ВКМ - Воронежский кристаллический массив; ПА - Пачелмский авлакоген; ТкС - Токмовский свод; МВ - Мелекесская впадина; ТтС - Татарский свод; КА – Калтасинский авлакоген; ЗУСЗ - Зауральская складчатая зона; УХСМ - Уват-Хантымансийский срединный массив; ЦЗСС - Центрально-Западносибирская складчатая система.

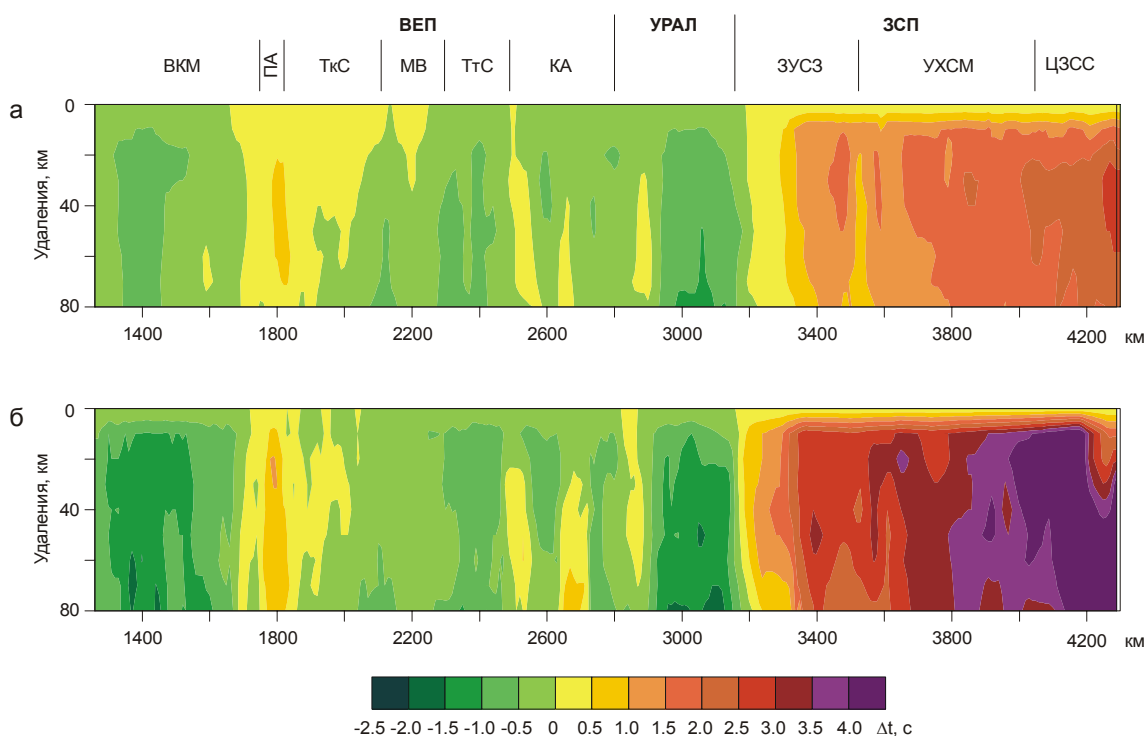


Рис. 2.15. Отклонения наблюдаемых времен P_0 -волн (а) и S_0 -волн (б) от соответствующих средних годографов по геотраверсу “ГРАНИТ”

Обозначения геологических структур см. на рис. 2.14.

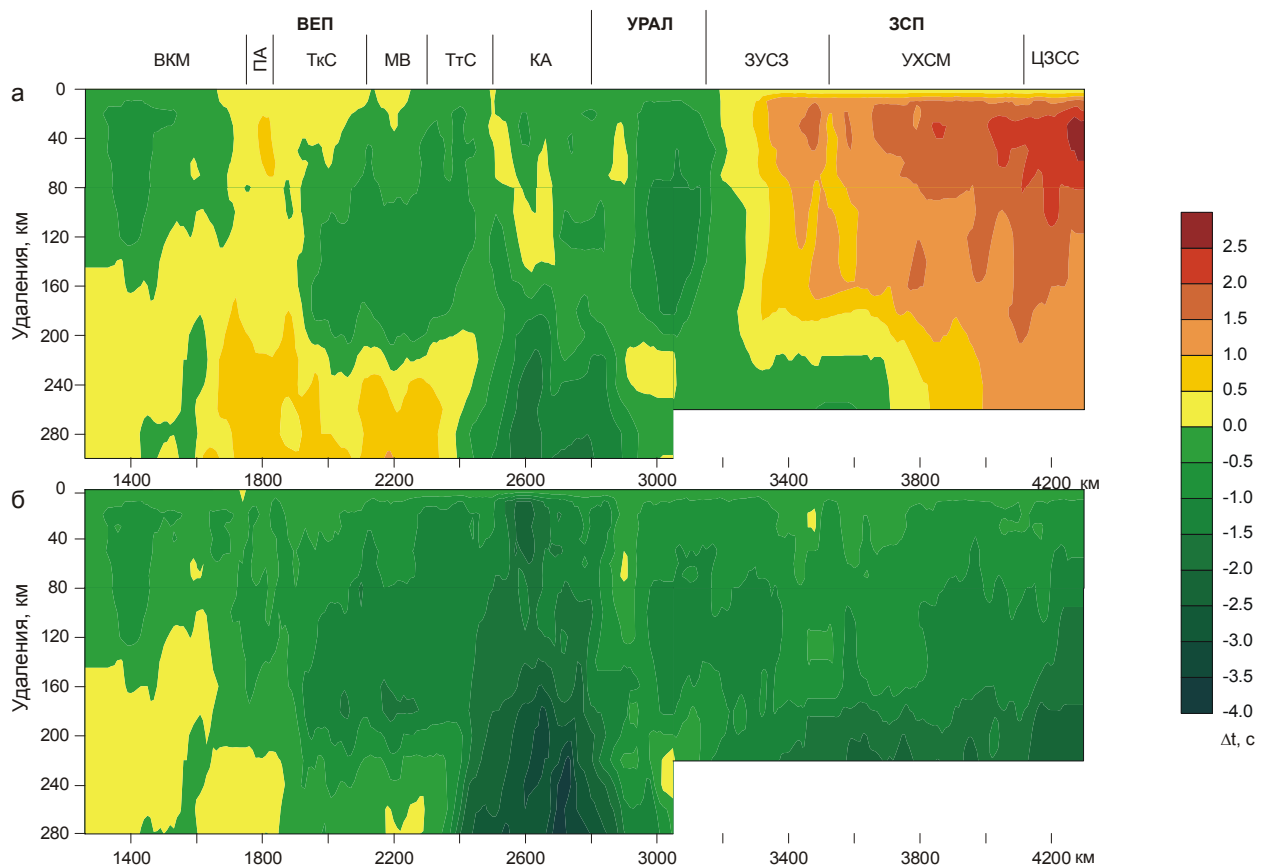


Рис. 2.16. Отклонения наблюдаемых времен вступлений P_0 -волн от среднего годографа по геотраверсу “ГРАНИТ”(а); то же после приведения значений вступлений P_0 -волн к поверхности консолидированного фундамента (б)

Обозначения геологических структур см. на рис. 2.14.

Докритические отраженные волны (МОВ)

Схема цифровой обработки штрихового поля докритических отраженных волн и построения разреза отражающих площадок по технологии РНП приведена на рис. 2.17. Исходные данные - трассы, соответствующие позиционным крестовым расстановкам (РМЛ2).

Параметры полосового фильтра выбирались исходя из результатов спектрального анализа записей последующих вступлений и перебора операторов полосовых фильтров. В качестве оптимального фильтра был выбран фильтр с параметрами: 5-10-20-25 Гц и длиной оператора 800 мс.

После фильтрации выбранным фильтром в крупном масштабе была визуализирована область первых вступлений, по которым проводилось определение статистических поправок за пункт приема. Для этого по полю времен первых вступлений были рассчитаны градиенты прихода волн для каждой отдельной сейсмограммы и в виде отрезка прямой наложены на первые вступления относительно центра размотки. Искажения осей синфазности связывались с криволинейностью размотки и неоднородностью среды непосредственно вблизи пункта приема и корректировались путем введения потрассовых статпоправок.

Дальнейшая обработка по методике РНП выполнялась с использованием пакета программ, разработанного А.В. Рыбалкой, на ЭГВК ПС-2000.

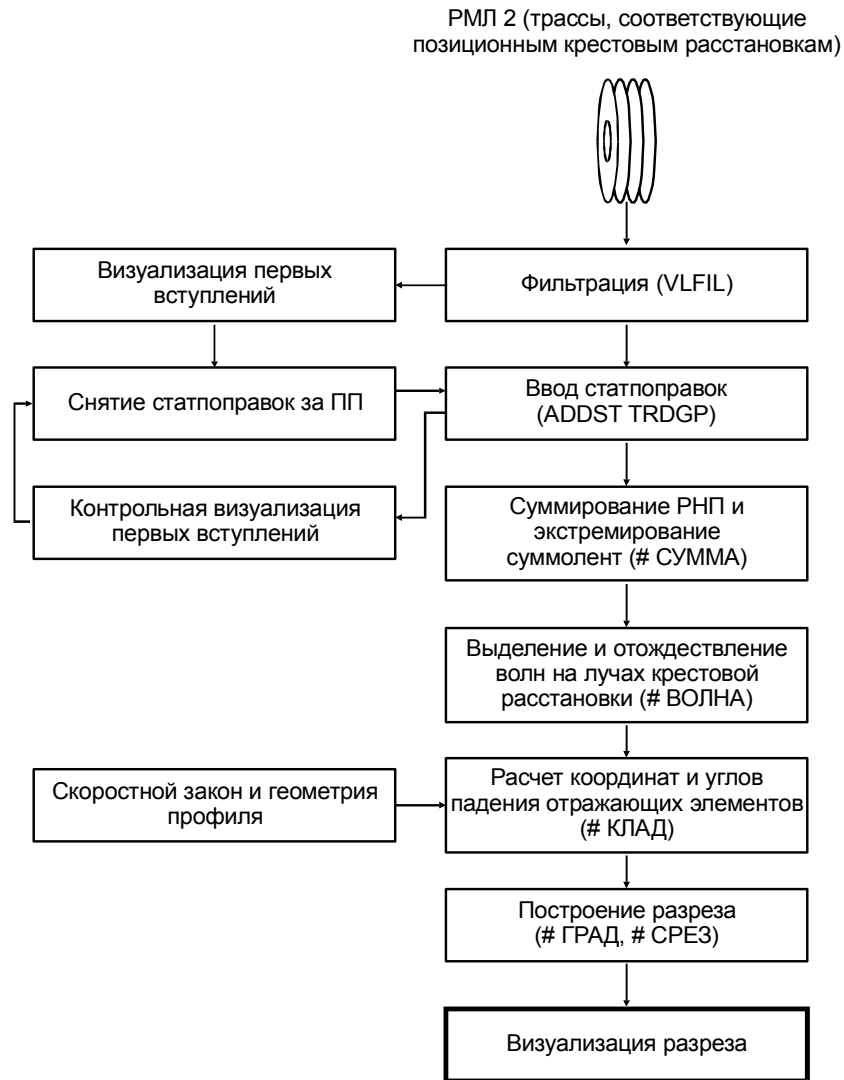


Рис. 2.17. Цифровая обработка МОВ-РНП

Суммотрассы рассчитывались с шагом 30 мс/км для интервала градиентов от -180 до +180 мс/км, соответствующего значениям кажущихся скоростей отраженных волн. Волны выделялись по разрастаниям на трех суммотрассах независимо для каждого из лучей позиционной расстановки и отождествлялись по кажущейся частоте и амплитуде в пределах двух видимых периодов на обеих косах крестовой расстановки.

Координаты отражающих элементов в пространстве и их проекции на плоскость разреза рассчитывались по элементам поверхностного годографа (Богданов, 1960). Априорный скоростной закон задавался в виде набора слоев, в каждом из которых средняя скорость была постоянна. На разрез выносились площадки, попадающие в створ профиля^{*)}. Амплитудная выразительность волн отражалась толщиной и длиной изображаемого на разрезе элемента. Разрезы, построенные таким образом, приведены в прил_7, 9-11 электронного атласа.

^{*)} Под створом понималось положение отражающих элементов в объеме не далее ± 5 км вблизи дневной поверхности и ± 20 км на глубине 100 км от плоскости разреза.

Закритические отраженные и головные волны (ГСЗ)

Корреляция отраженных продольных и поперечных волн, фиксируемых при наблюдениях ГСЗ, осуществлялась по монтажажам 3-компонентных сейсмограмм, сгруппированным по пунктам взрыва. Обработка исходных записей, позволяющая существенно повысить отношение сигнал/помеха при выделении отраженных волн, осуществлялась с использованием пакета прикладных программ, разработанного в Центре ГЕОН. Последовательность обрабатывающих процедур приведена на рис. 2.18.

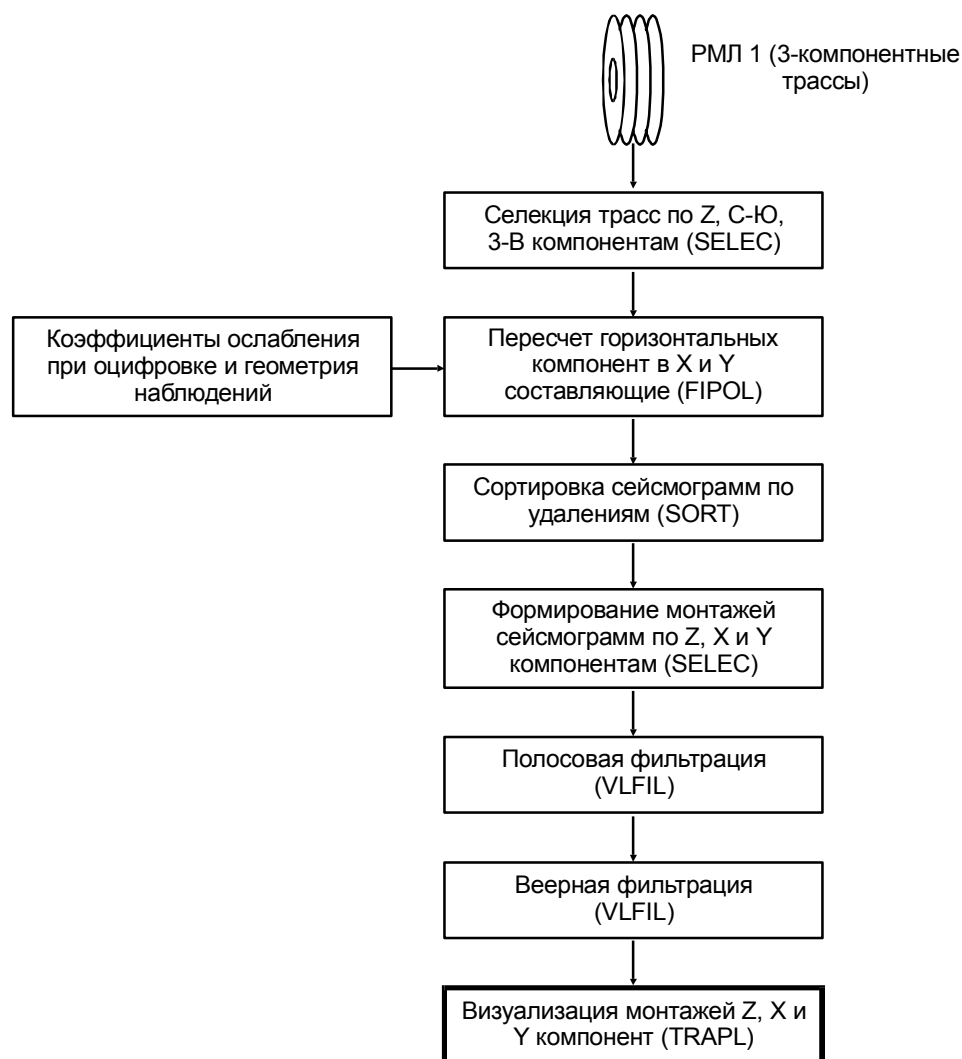


Рис. 2.18. Цифровая обработка МПВ, ГСЗ (3-компонентные наблюдения)

Содержательная часть обработки заключалась в пересчете горизонтальных компонент, ориентированных при наблюдениях по странам света, в составляющие, ориентированные вдоль и поперек линии профиля, и адаптивной скоростной фильтрации монтажей соответствующих компонент.

Алгоритм процедуры адаптивной скоростной фильтрации сводится к последовательному суммированию в скользящем окне группы трасс по гиперболическому закону с отнесением суммотрассы к центру базы суммирования.

При обработке Z-компонент с целью выделения отраженных продольных волн суммирование выполнялось после полосовой фильтрации 1.5-6-9-12 Гц по 5 трассам (на базе 25-40 км) для десяти скоростных интервалов: 5.4-5.7, 5.6-5.9, 5.8-6.1, 6.0-6.3, 6.2-6.5, 6.4-6.7, 6.6-6.9, 6.8-7.1, 7.0-7.3, 7.2-7.5 км/с - с визуализацией монтажей в редукации 8.0 км/с (примеры таких монтажей приведены на рис. 2.19 и 2.20). При обработке горизонтальных и вертикальной компонент с целью выделения отраженных поперечных волн - после полосовой фильтрации 1-2-4-8 Гц на тех же базах для скоростных интервалов: 3.2-3.5, 3.4-3.7, 3.6-3.9, 3.8-4.1, 4.0-4.3, 4.2-4.5 км/с - с визуализацией монтажей в редукации 5.0 км/с.

Сравнительный анализ монтажей исходных сейсмограмм и монтажей суммотрасс, полученных после адаптивной скоростной фильтрации, показывает существенно большую информативность последних для прослеживания отраженных волн. На исходных сейсмограммах повсеместно выделяются только закритические отраженные волны от подошвы земной коры $P_M P$ и $S_M S$ ($P_{отр}^M$ и $S_{отр}^M$), а временной интервал от первых вступлений рефрагированных волн до этих динамически выраженных отражений занимает малоразрешенная невыразительная запись. Для подавляющей части монтажей суммотрасс характерно наличие во всем интервале регистрации динамически выраженных волн с осями синфазности разной протяженности, а также во многих случаях увеличение областей прослеживания волн $P_M P$ и $S_M S$ в докритической области. При этом волны поперечного типа часто выделяются не только на горизонтальных, но и на вертикальной компоненте.

Как уже отмечалось, повсеместно удалось выделить и прокоррелировать вдоль всего профиля только отраженные волны от раздела Мохоровичича. По этим волнам по известной методике (Пузырев и др., 1975) были построены специальные двумерные поля времен, определены глубины залегания границы М и средние скорости в земной коре. Большинство других выделенных на монтажах отраженных волн ($P_{2-4} P$ и $S_{2-4} S$ - от одной до четырех на различных участках (см. рис. 2.19, 2.20)) следятся не повсеместно, поэтому принятая для них единая индексация в значительной степени условна и отражает лишь порядок их регистрации и последовательность залегания в разрезе соответствующих отражающих границ. Фрагменты отражающих границ, построенные по этим волнам, использовались в качестве первого приближения при построении сводного сейсмического разреза, корректировка которого осуществлялась на основе решения прямой задачи для рефрагированных, головных и отраженных волн продольного и поперечного типов (см. раздел "Результаты подбора скоростного разреза прямой задачей сейсморазведки" в электронном атласе).

Продольные головные волны от раздела М выделялись и коррелировались только в первых вступлениях. В последующих вступлениях попытки отождествить головные волны не предпринимались из-за большой неоднозначности их выделения на фоне других волн. По этой же причине, как правило, не выделялись поперечные головные волны от М. Однако уже на этапе корреляции контроль за правильностью отождествления головных и отраженных волн от границы Мохоровичича осуществлялся косвенно по продолжению звеньев, следящихся в первых вступлениях, до точки касания с отраженной волной. Интерпретация головных волн выполнялась совместно с отраженными волнами на этапе подбора сводного сейсмического разреза прямой задачей.

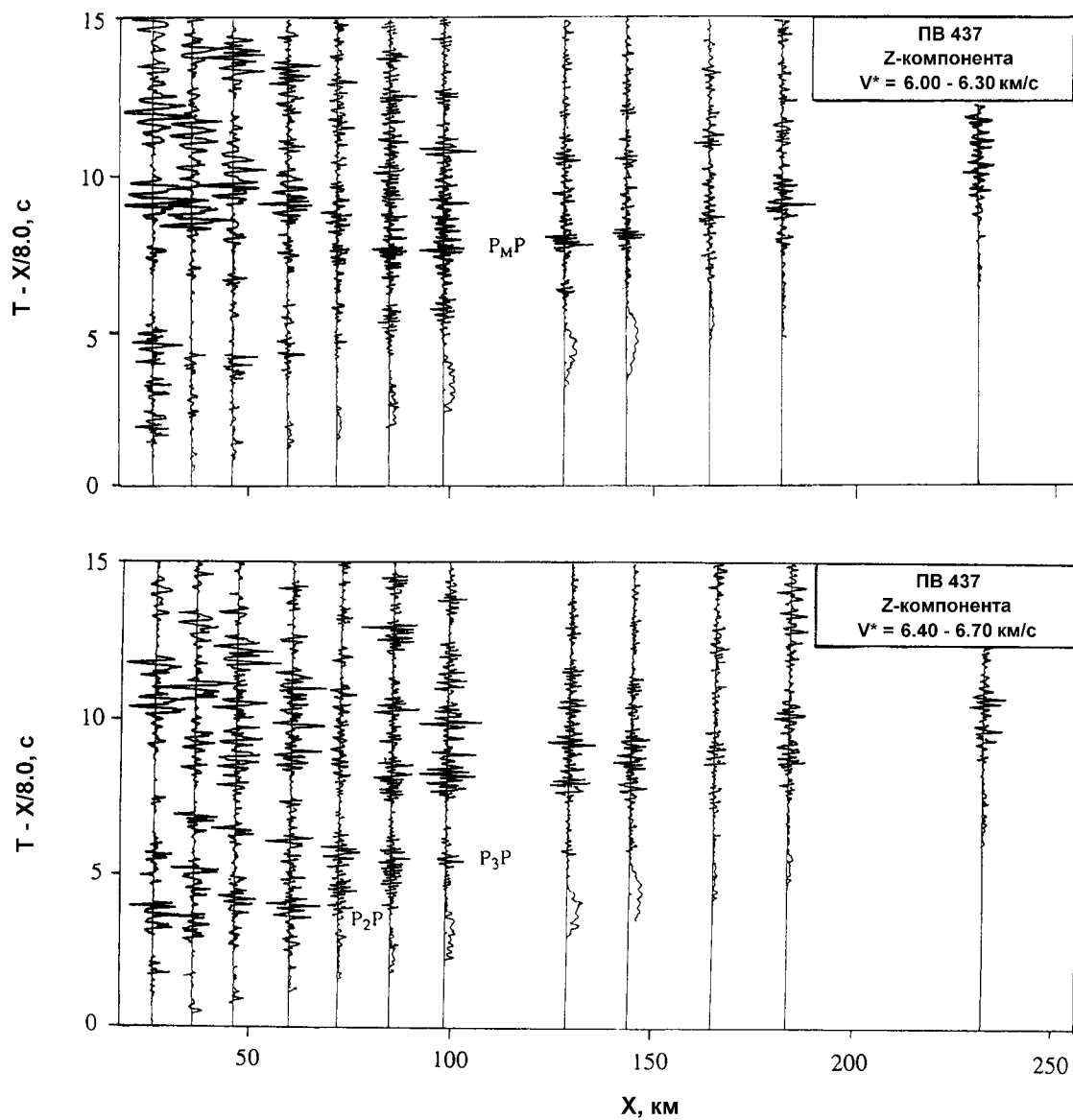


Рис. 2.19. Пример выделения $P_M P$ -волн и внутрикоровых отражений на монтажах Z-компонент после применения процедуры адаптивной скоростной фильтрации

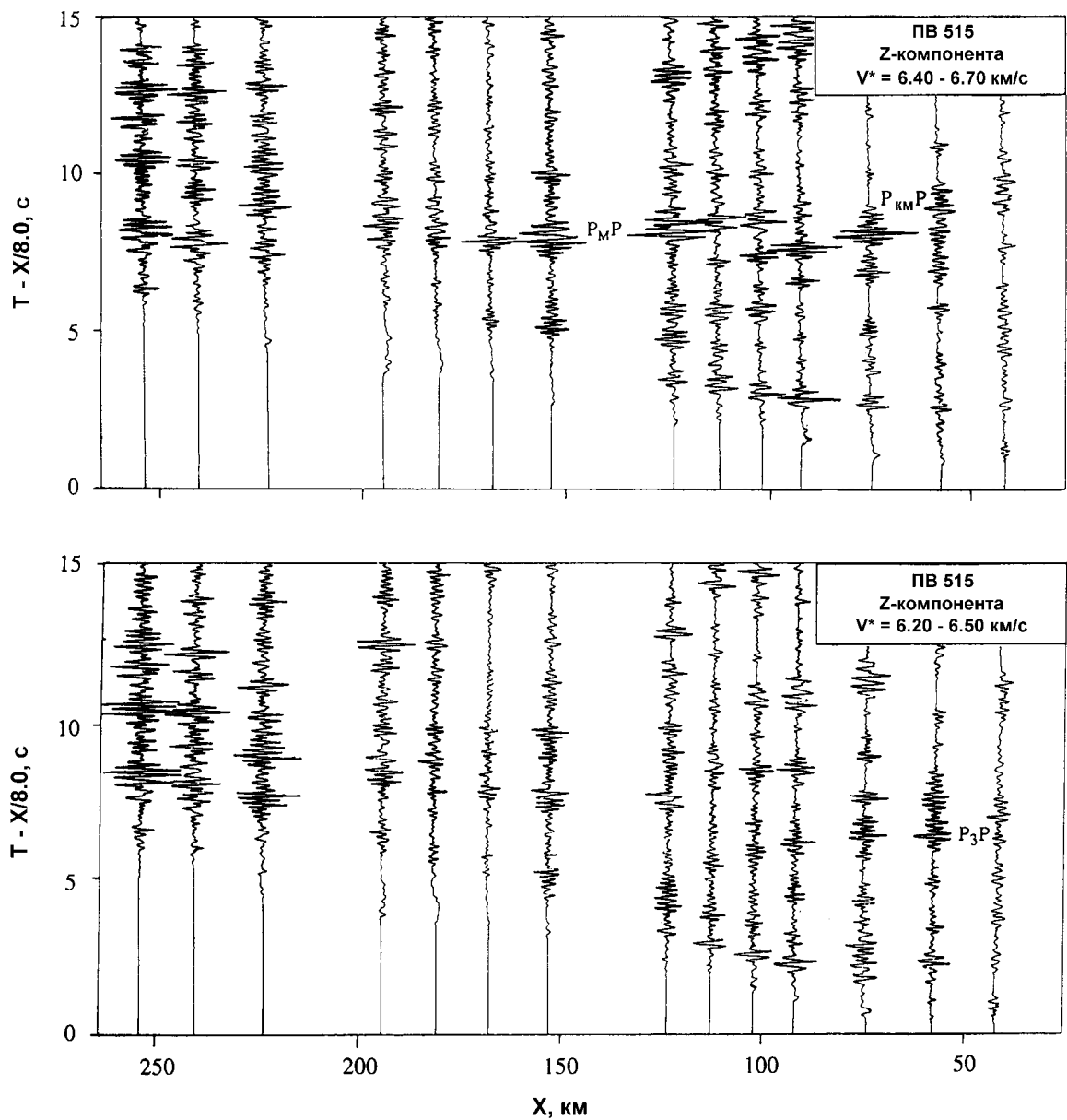


Рис. 2.20. Пример выделения $P_M P$ -, $P_{KM} P$ -волн и внутрикоровых отражений на монтажах Z-компонента после применения процедуры адаптивной скоростной фильтрации

Обменные волны землетрясений (МОВЗ)

Особенности волновых полей, наблюдаемых при исследованиях МОВЗ, подробно рассмотрены в ряде опубликованных работ, в том числе имеющих обобщающий характер (Померанцева, Мозженко, 1977; Булин, 1984 и др.). Характеристики полей, наблюдаемых на геотраверсе "ГРАНИТ", в общем соответствуют рассмотренным в этих работах. На записях от далеких землетрясений регистрируются продольные Р-, обменные PS- и, при определенных условиях, поперечные S-волны. Очаги зарегистрированных землетрясений распределены относительно точек наблюдений неравномерно (рис. 2.21).

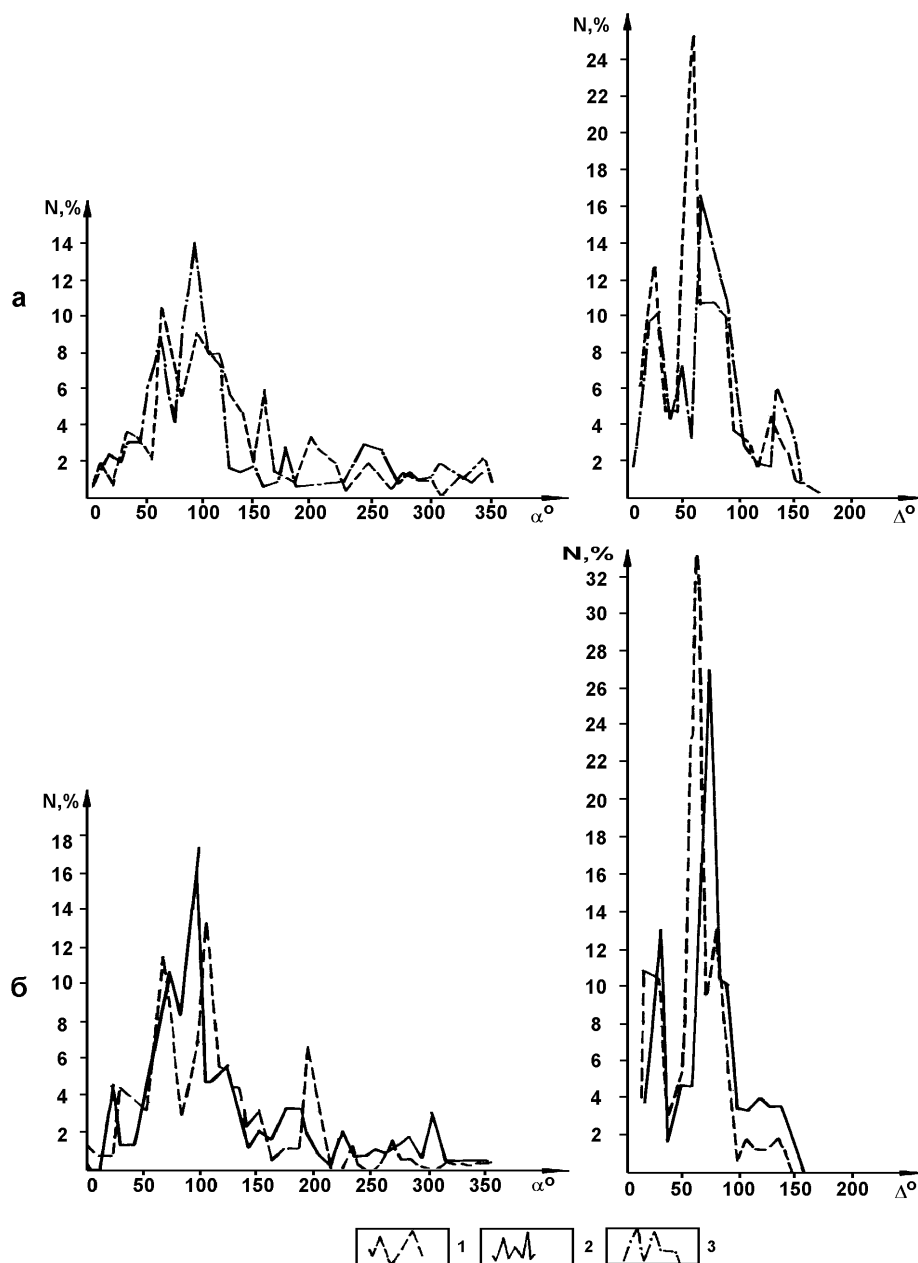


Рис. 2.21. Распределение количества зарегистрированных землетрясений (N) по азимутам (α) и эпицентральному расстояниям (Δ)

а - все события; б - события, принятые к обработке; 1 - 1989 г.; 2 - 1990 г.; 3 - 1991 г.

В относительно малом секторе азимутальных углов от 50 до 125° расположено порядка 60 % всех регистрируемых землетрясений, 30 % рассредоточено в направлениях от 126 до 359°, 10 % приходится на азимуты от 0 до 49°. По эпицентральных расстояниям: 61 % событий приходится на интервал удалений от 45 до 90°, 22 % - на интервал от 10 до 35°, 14 % - на интервал от 91 до 150°. Таким образом, преобладают события, имевшие место в секторе азимутов $\alpha = 50-125^\circ$ на эпицентральных расстояниях $\Delta = 45-90^\circ$. Пропорционально приведенным данным расположены и принятые к обработке записи, имевшие наилучшее качество. Значительная часть записей землетрясений получена из очагов, расположенных на Японских островах, островах Курильской гряды, на Камчатке и Аляске. В относительно небольших количествах, но высокого качества получены сейсмограммы из эпицентров, расположенных в пределах островов Кермадек, Тонго, Фиджи, Северных островов Индонезии.

Продольные волны первых вступлений. Динамические характеристики Р-волн зависят от параметров очагов и в какой-то степени от положения землетрясений относительно точек наблюдений. Одним из наиболее важных параметров Р-волн и образуемых ими PS-волн является длительность колебаний. Наиболее информативными являются волны, имеющие один-три периода или серия таких волн, разнесенных по времени на 10 с и более. Подобные волны регистрируются от глубоководных землетрясений, расположенных чаще всего в пределах Камчатки и Курильской гряды. Число их не превышает 15-25 % от общего числа зарегистрированных событий. Порядка 10-20 % Р-волн имеют протяженность в 5-6 периодов, и, наконец, имеется значительное число Р-волн, регистрируемых в виде протяженных цугов колебаний. Последние могут быть использованы лишь для изучения первой сверху границы обмена. Чаще всего вступления Р-волн прослеживаются надежно, однако встречаются многофазные записи с постепенно нарастающей интенсивностью колебаний. В этих случаях первые вступления обычно выделить не удастся. По форме записи Р-волны, в особенности первые их фазы, обладают хорошей повторяемостью на соседних точках, исключения редки. Считается, что последние чаще всего обусловлены наличием зон тектонических нарушений. Характерной особенностью регистрируемых при МОВЗ Р- и соответствующих им PS-волн является узкий диапазон их видимых частот. При воспроизведении записи с использованием полосовых фильтров 1-2 Гц и 1-4 Гц практически все Р-волны укладываются в диапазоне 1.0-2.0 Гц; преобладают частоты 1.0-1.5 Гц.

Обменные PS-волны. По трассе геотраверса PS-волны наблюдаются обычно на записях горизонтальных компонент. Исключение составляют участки, где осадочный чехол отсутствует, например, в пределах “открытого” Урала. Здесь (при относительно больших углах выхода сейсмического луча) PS-волны регистрируются и на вертикальной компоненте. Здесь же в первых вступлениях повсеместно наблюдаются на горизонтальных компонентах Р-волны. Интенсивность PS-волн, наблюдаемых на горизонтальных компонентах, относительно Р-волн, зарегистрированных на вертикальной компоненте, меняется в широких пределах. Отношение их амплитуд $A_{PS}^{гор.} / A_P^{верт.}$ обычно равно 0.1-1.0, а иногда и больше единицы. Среди выделенных на записях PS-волн преобладают значения отношений 0.4-0.7.

Обменные волны при регистрации их вне зон интерференции по форме идентичны исходной Р-волне. Соответственно PS-волны, образующиеся на разных границах, могут различаться по интенсивности, но не по форме. Интерференция PS-волн с регулярными волнами или нерегулярным фоном в разной степени может искажать эту форму вплоть до полной потери подобия Р-волне. Вне зон интерференции PS-волны поляризованы линейно. В области последующих вступлений поляризация их, определяемая по графикам движения частиц почвы в горизонтальной плоскости, эллиптическая с разными соотношениями осей эллипсов или даже круговая. Часто наблюдается сдвиг PS-волны во времени между X и Y компонентами, обычно он не превышает 0.1-0.2 с, но может достигать (на временах записи более 4-6 с) 0.4-0.5 с.

Зачастую азимуты лучей PS-волн, определяемые по соотношению амплитуд горизонтальных компонент, не совпадают с направлением “эпицентр землетрясения - стоянка сейсмостанции”. По И.В. Померанцевой, эти волны, как и большинство других PS-волн, поляризованы преимущественно линейно, но образованы на “боковых” относительно направления на эпицентр границах. Следует отметить, что, по крайней мере, часть волн, принимаемых за боковые, таковыми могут и не быть, поскольку видимое отклонение направления луча PS-волны от ожидаемого может быть объяснено как интерференционными эффектами, так и влиянием анизотропии, приводящей к образованию помимо PSV-волн также PSH-волн (Keith, Crampin, 1977).

На статистических временных разрезах (графиках $N = f(\Delta t_{PS-P})$) волновые поля отображаются в виде распределений количества PS-волн, попадающих в выбранное временное окно. С увеличением времени регистрации, как правило, количество выделяемых PS-волн уменьшается. Обычно это происходит или по линейному (рис. 2.22, а), или по экспоненциальному (рис. 2.22, б) законам. При этом в ряде случаев наблюдается скачкообразное изменение количества выделяемых волн - чередование интервалов с повышенной и пониженной обменонасыщенностью. Характерно, что чаще всего последнее происходит в интервале $\Delta t_{PS-P} = 4.5-5.5$ с, соответствующем глубине залегания подошвы земной коры (см. рис. 2.22, б). Количество обменных волн на уровне 7-8 с обычно меньше, чем на уровне 2-3 с, в 3-4 раза, а на временах, больших 10 с, что соответствует глубине около 80 км, - в 5-6 раз. Уменьшение количества выделяемых обменных волн с ростом глубины, по-видимому, нельзя объяснить только уменьшением числа границ обмена, существенную роль в этом играют увеличивающиеся сложности в выделении PS-волн с увеличением времени записи.

Известно, что радиус корреляции глубинных обменных волн зависит как от особенностей границ обмена (их протяженности, ориентировки в пространстве, физических параметров, геометрии и др.), так и от строения залегающей над границами обмена среды (наличие или отсутствие осадочного чехла, наклонных границ обмена, высокоскоростных слоев-экранов и т. д.). Считается, что более благоприятными для корреляции обменных волн являются платформенные условия: наличие осадочного чехла, сравнительно простое строение кристаллической части земной коры, субгоризонтальное залегание основных границ раздела. В определенной степени это подтверждается и данными по геотраверсу “ГРАНИТ”. В пределах Восточно-Европейской платформы на отдельных участках, преимущественно в верхней и средней частях земной коры, выделяются границы обмена протяженностью до 100-150 км и более, в пределах же Уральской складчатой системы протяженных границ нет. Однако

при 15-километровом шаге наблюдений даже при сравнительно благоприятных геологических условиях корреляция границ обмена часто затруднительна. Фазовая корреляция по монтажажам сейсмозаписей возможна сравнительно в редких случаях. При прослеживании же границ по статистическим временным разрезам получаемые на соседних точках наблюдения группы волн чаще всего не обладают какими-либо характерными особенностями, позволяющими их идентифицировать.

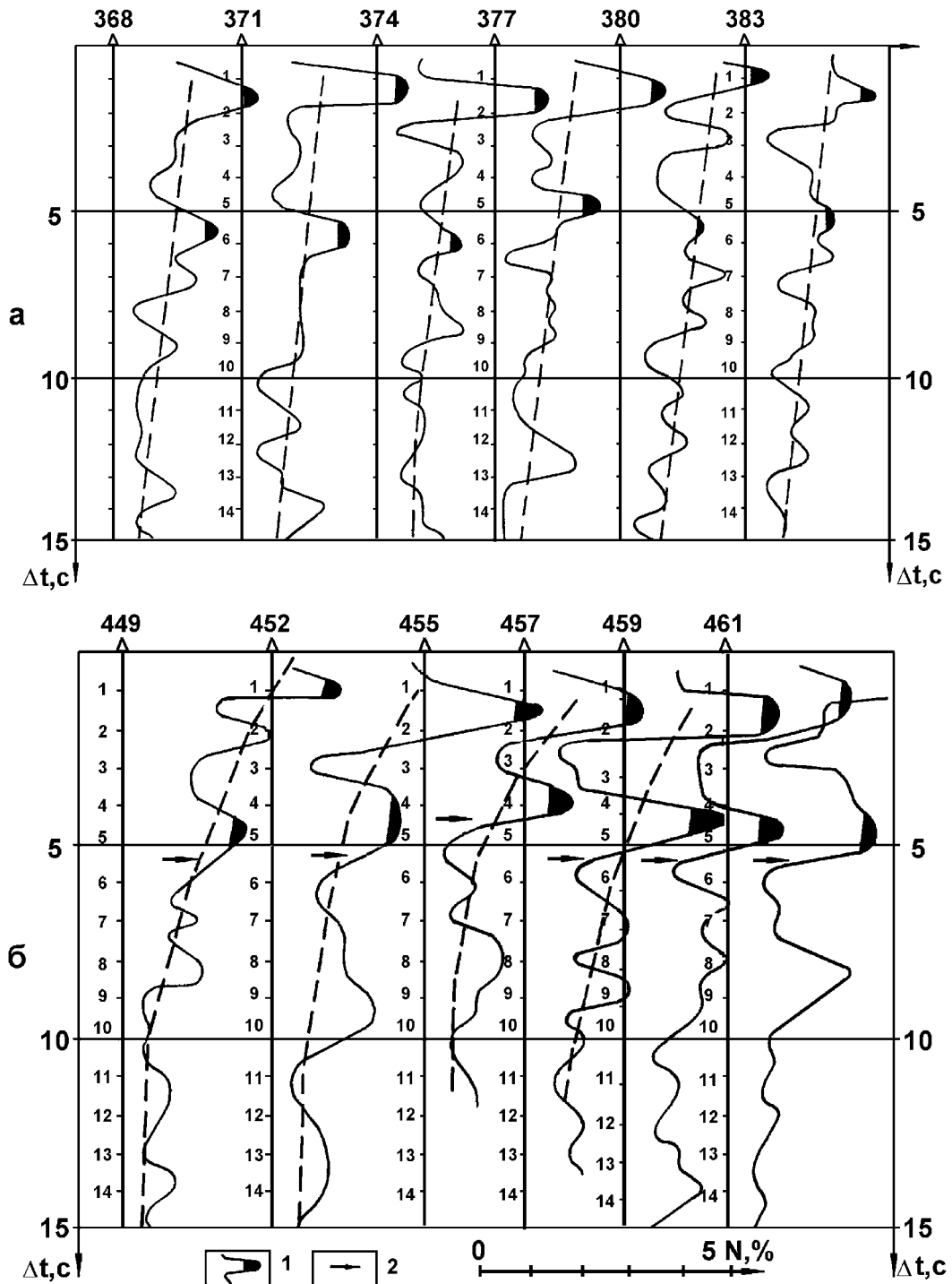


Рис. 2.22. Фрагменты статистических временных разрезов

1 - зоны повышенной обменонасыщенности; 2 - уровень резкого уменьшения количества выделяемых PS-волн. База осреднения 1.0 с, шаг осреднения 0.5 с. Цифры над разрезом соответствуют номерам точек наблюдения.

Из сказанного следует, что одним из способов повышения надежности корреляции обменных волн является уменьшение шага наблюдений. Другим способом является увеличение длительности регистрации волн землетрясений на стоянке, причем, чем сложнее изучаемая среда и больше требуемая глубина исследований, тем больше требуется времени для получения достаточной информации. Действительно, если в среде имеется лишь одна горизонтальная граница, то при благоприятном соотношении сигнал/помеха количество зарегистрированных и выделенных волн, претерпевших обмен на этой границе, будет равно числу имевших место землетрясений. При этом потребуются минимальное время для надежного освещения этой границы. При горизонтальном залегании нескольких границ, разнесенных по глубине, может возникнуть интерференция многофазных PS-волн, затрудняющих выделение более глубокозалегающих границ. По мере увеличения числа границ в пределах исследуемого интервала глубин интерференционные явления усугубляются, и все реже будут создаваться условия для регистрации волн в относительно чистом виде.

По И.В. Померанцевой, вероятность выделения обменных волн от глубоких границ связана с эпицентральной расстоянием до источника - по мере увеличения Δ вероятность выделения волн, претерпевших обмен на больших глубинах, возрастает. Волны, претерпевшие обмен на глубинах порядка 35-45 км, наиболее надежно выделяются на эпицентральных расстояниях 70-75°. Из общего числа принятых к обработке записей землетрясений число событий, имеющих $\Delta > 75^\circ$, не превышает 20 %, (см. рис. 2.21), то есть вероятность получения PS-волн в относительно “чистом” виде с глубин, превышающих мощность земной коры, уменьшается в несколько раз. В области же последующих вступлений будут выделяться не все регистрируемые PS-волны, а лишь наиболее динамически выраженные. Этими факторами, по-видимому, в значительной степени объясняется уменьшение числа обменов на временах записи, превышающих 4.5-5.5 с, наблюдаемое на статистических временных разрезах.

Дальнейшее сокращение доли надежно отождествляемых PS-волн происходит при наличии в среде наклонных и криволинейных границ. Построение наклонной границы по обменным волнам связано с необходимостью получения дополнительной информации по различным азимутам и более широкому диапазону эпицентральных расстояний (Померанцева, Мозженко, 1977), что также требует увеличения времени наблюдений.

Исходя из отмеченного выше можно сделать следующие выводы.

1. Характер распределения очагов удаленных землетрясений относительно точек наблюдения на геотраверсе “ГРАНИТ” не позволяет оптимальным образом изучать особенности строения глубинных границ обмена и восстанавливать их геометрию.

2. Острая избирательность метода обменных волн землетрясений по отношению к углам падения границ, усиливающаяся по мере увеличения глубины исследования, сравнительно редкий шаг наблюдений в 15 км и относительно короткое время наблюдений на точках, не позволившее собрать информацию со всех направлений, существенно ограничивают возможности метода при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

3. Дальнейшее увеличение информативности МОВЗ при аналогичных исследованиях в этой части Северной Евразии, по нашему мнению, может быть достигнуто лишь при существенном увеличении длительности наблюдений удаленных земле-

трясений, уменьшении шага исследований и одновременном использовании как можно большего количества регистраторов.

Поэтому результаты наблюдений МОВЗ на геотраверсе “ГРАНИТ” использовались как вспомогательная информация при интерпретации данных других сейсмических методов, прежде всего ГСЗ и МОВ.

Площадные наблюдения (“АСТРА”)

Профильно-площадные наблюдения на Воронежском кристаллическом массиве были выполнены по системе наблюдений, позволяющей выполнить обработку данных как по четырем профилям, пересекающимся в центре района исследований, так и в площадном варианте. Обработка и интерпретация наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ на пересекающихся профилях выполнялась так же, как и по основной линии геотраверса. Ниже мы лишь кратко остановимся на построении объемной скоростной модели и изучении сейсмической анизотропии. Более подробно эти вопросы рассмотрены в недавно вышедшей монографии (Кашубин, 2001).

Построение объемной скоростной модели верхней части земной коры в рамках изотропной модели. Расчет объемной скоростной модели осуществлялся по программе DOGSTOMO (авторы: П.Г. Дитмар и Ю.В. Рослов, 1992). Программа реализует метод сейсмической томографии для рефрагированных волн в 3-мерном варианте. Исходными данными для решения являются времена вступления первых волн, координаты и высотные отметки пунктов взрывов и пунктов наблюдений. В качестве нулевого приближения задается априорная одномерная скоростная модель.

Первые вступления продольных и поперечных волн выделялись и обрабатывались независимо, что обеспечило построение двух независимых скоростных моделей. В нашем случае для освещения верхней части земной коры использовано свыше 1200 зондирований, равномерно покрывающих всю площадь исследований, на которых были выделены первые вступления Р- и S-волн. Одномерные скоростные модели для Р- и S-волн находились по осредненным годографам с использованием всех наблюдений. 3-мерные модели строились путем подбора значений скоростей в ячейках заданного размера, обеспечивающих минимальную невязку наблюдаемых и расчетных времен вступлений. Исходя из детальности наблюдений, горизонтальные размеры ячеек были выбраны 15×15 км, вертикальные, в зависимости от глубины исследований, составляли от 1 до 3 км. Результаты расчетов были представлены в виде горизонтальных сечений скоростных моделей на глубинах: 0.5, 1.5, 2.5, 4.5, 7.5 и 10.5 км, что соответствует слоям: 0-1, 1-2, 2-3, 3-6, 6-9 и 9-12 км (рис. 2.23, а, б).

Для полной характеристики упругих свойств идеально упругой изотропной среды нам недостает лишь знания распределения плотности в исследуемом объеме. Однако, как показано в работе (Кашубин, 1984), для кристаллических горных пород плотность может быть оценена по двумерному эмпирическому корреляционному уравнению, связывающему значения плотности со скоростями продольных и поперечных волн:

$$\rho = 0.18V_p + 0.40 \frac{V_p}{V_s} + 1.02, \quad (2.1)$$

где ρ - плотность, г/см³; V_p и V_s - скорости продольных и поперечных волн, км/с.

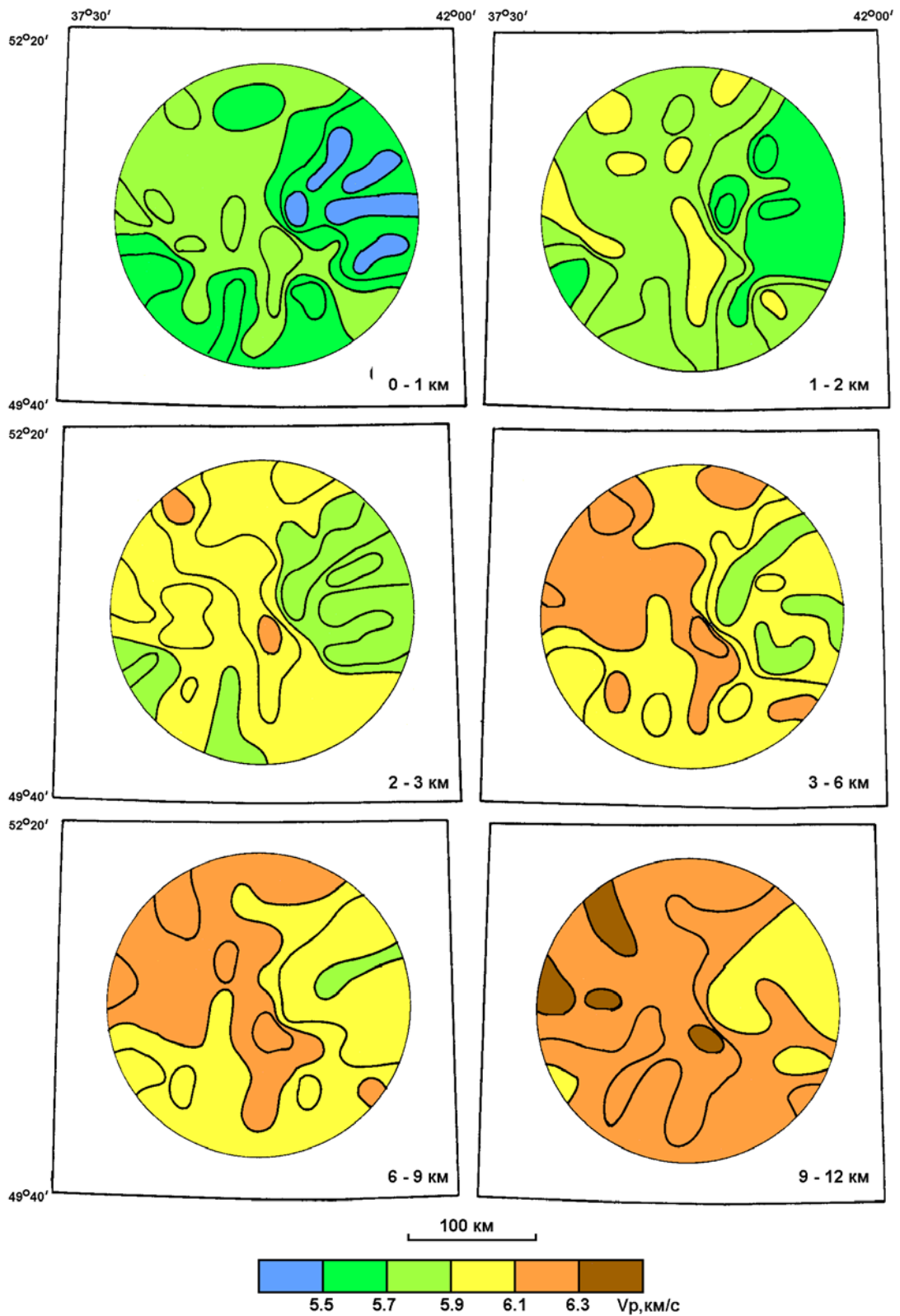


Рис. 2.23, а

Рис. 2.23. Объемная модель восточной части ВКМ

а - скорость продольных волн; б - скорость поперечных волн; в - коэффициент всестороннего сжатия; г - коэффициент анизотропии продольных волн; д - коэффициент анизотропии поперечных волн.

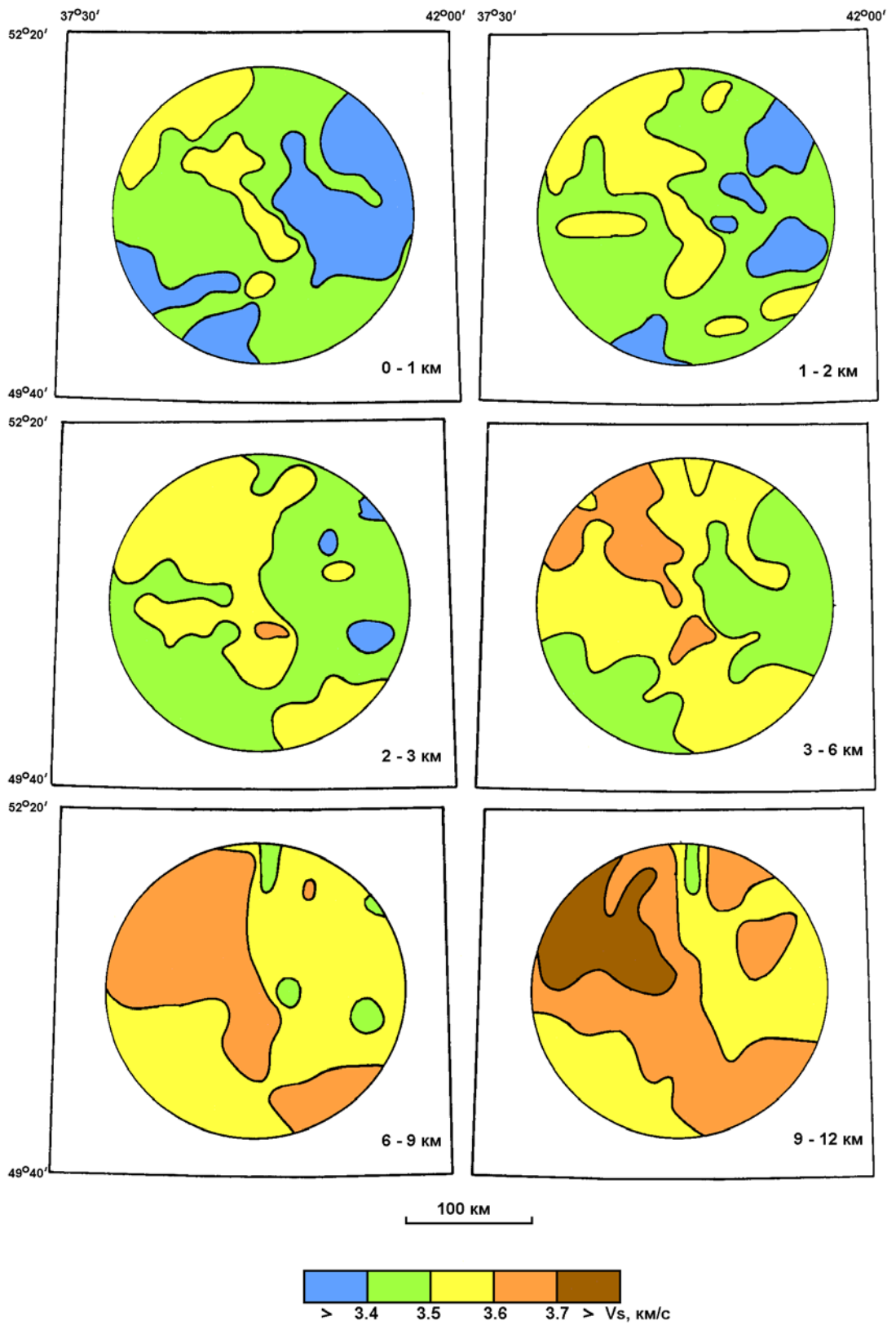


Рис. 2.23, б

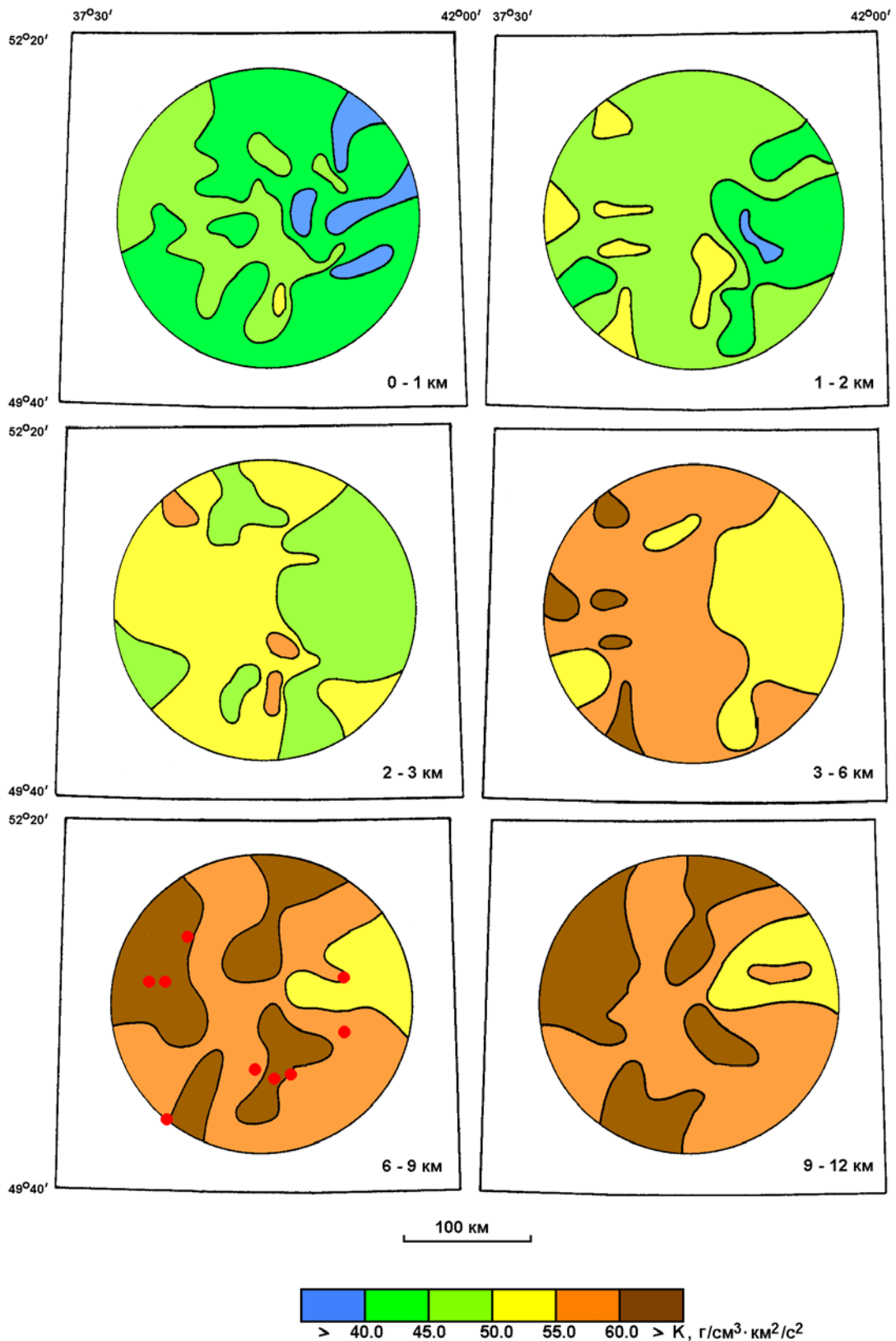


Рис. 2.23, в

Кружками в интервале глубин 6-9 км обозначены эпицентры землетрясений.

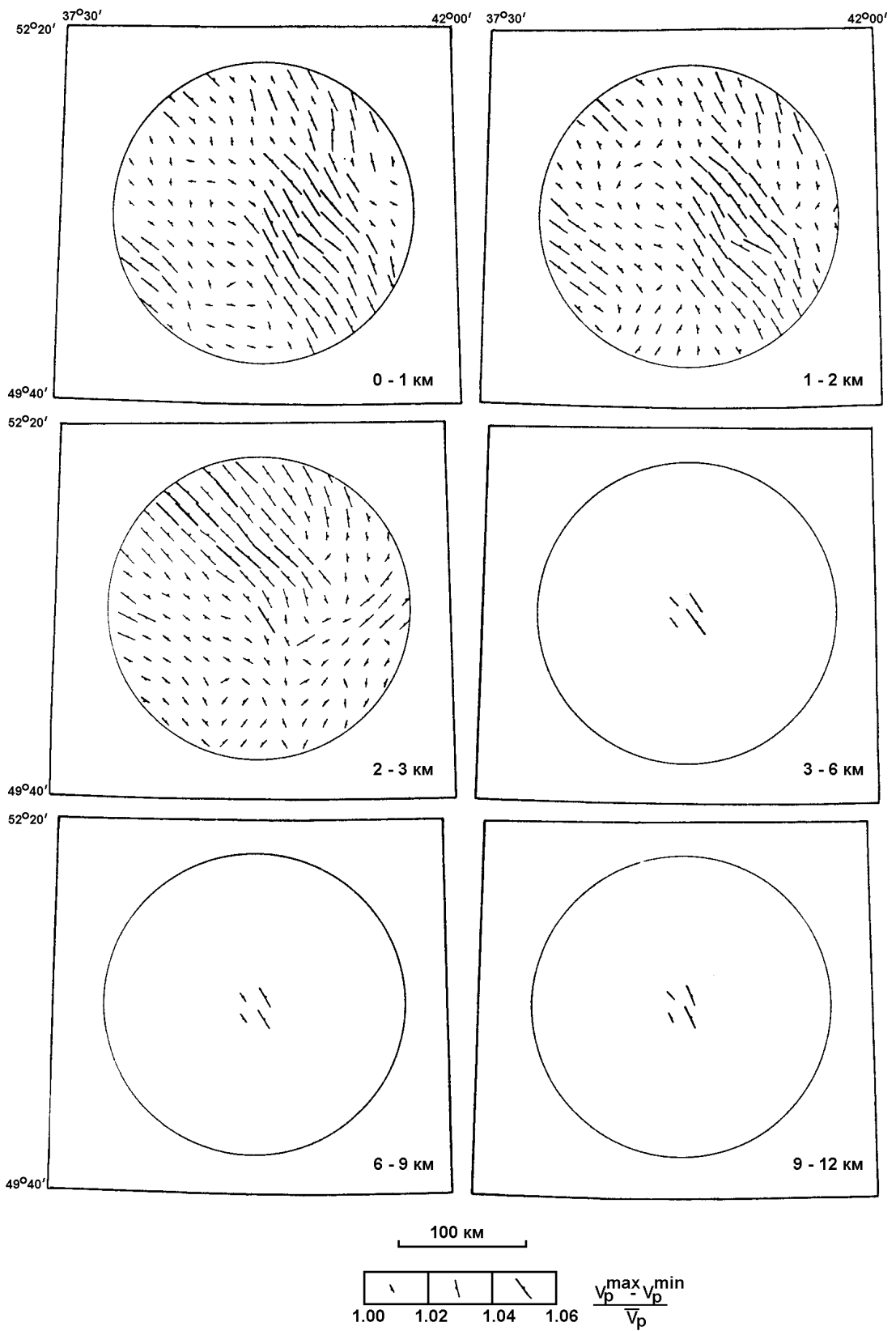


Рис. 2.23, г

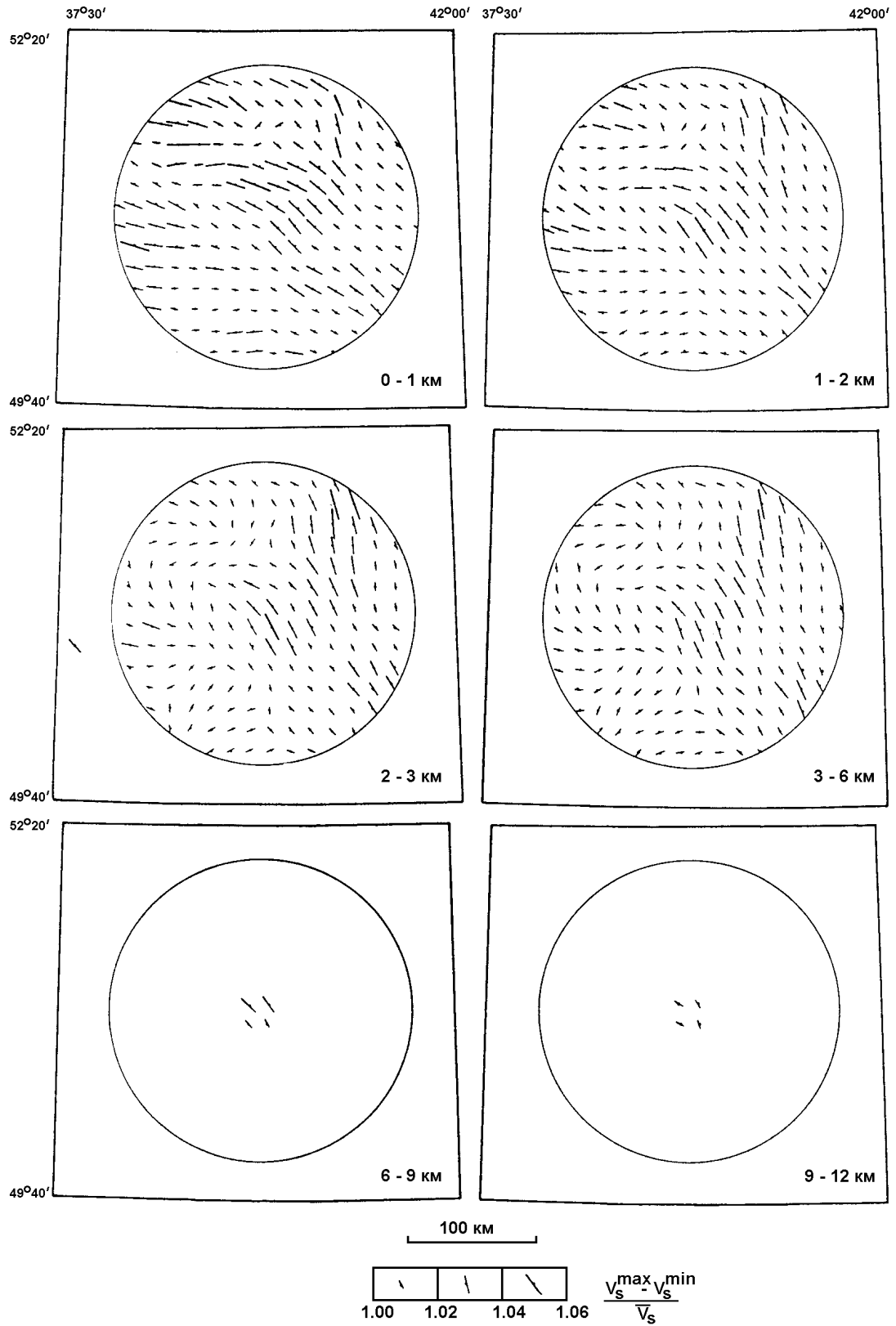


Рис. 2.23, д

После того, как с помощью уравнения (2.1) были рассчитаны плотности для исследуемого объема среды, появилась возможность оценить упругие модули образований, слагающих разрез земной коры. На рис. 2.23, в приведено распределение коэффициента всестороннего сжатия (K), рассчитанного по известному выражению (Сейсморазведка, 1981)

$$K = \rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2). \quad (2.2)$$

Коэффициент всестороннего сжатия не единственный параметр среды, который может быть при этом вычислен (Бондарев, 1974), однако он, как показал анализ распределения гипоцентров известных землетрясений, оказался наиболее информативным с точки зрения локализации сейсмических событий в пределах области исследований. Подавляющее большинство известных гипоцентров локализовалось в пределах участков, характеризующихся максимальными значениями K (рис. 2.23, в). Если принять во внимание тот факт, что значения коэффициента всестороннего сжатия характеризуют сопротивляемость среды изменению объема под действием приложенных нормальных напряжений и непосредственно связаны с удельной упругой энергоемкостью (способностью единичного объема среды накапливать потенциальную энергию в процессе упругой деформации под действием нормальных напряжений, не выходящих за пределы упругости: $p_n = K/2$ (Крылов, Дучков, 1996; Крылов, Тен, 1994, 1995 и др.), то такой характер распределения гипоцентров представляется вполне закономерным. Иными словами, землетрясения происходят чаще всего в блоках, максимально сопротивляющихся изменению объема под воздействием приложенных напряжений и соответственно аккумулирующих упругую энергию в своих пределах.

Оценка параметров и интерпретация азимутальной скоростной анизотропии в верхней части консолидированной земной коры ВКМ. Приведенная выше интерпретация, выполненная в рамках изотропной модели среды, не может считаться окончательной. Как показал анализ азимутальной изменчивости времен вступления P - и S -волн, и особенно анализ поляризации S -волн (Kashubin et al., 1992; Luschen, 1992), земная кора в районе исследований обладает существенной азимутальной анизотропией. Для ее количественной оценки были выполнены независимые построения скоростных моделей для различных азимутов наблюдений. Вся совокупность наблюдений была разбита на 4 группы, соответствующие азимутам взрыв-прием: $0^\circ(180^\circ) \pm 22.5^\circ$, $45^\circ(225^\circ) \pm 22.5^\circ$, $90^\circ(270^\circ) \pm 22.5^\circ$ и $135^\circ(315^\circ) \pm 22.5^\circ$. В результате для каждой ячейки размером 15×15 км мы получили 4 независимых значения скорости, которые аппроксимировали выражением

$$V = A \sin 2\omega + B \cos 2\omega + C \quad (2.3)$$

(здесь V - скорости продольных или поперечных волн, ω - азимут наблюдения).

С использованием метода наименьших квадратов сначала были найдены коэффициенты A , B и C в выражении (2.3), а затем определены ориентировка и величина максимального и минимального значений скорости (Кашубин, 2001).

Количественно скоростную анизотропию можно охарактеризовать величиной

$$\lambda = 1 + \frac{V^{\max} - V^{\min}}{\bar{V}} \quad (\text{или } \lambda' = \frac{V^{\max} - V^{\min}}{\bar{V}} \times 100 \%). \quad (2.4)$$

На рис. 2.23, г и д приведены соответствующие распределения значений λ_p и λ_s , при этом ориентировка отрезка соответствует ориентировке V^{\max} . Не останавливаясь подробно на анализе полученных распределений, отметим, что в среднем ориентировка максимальных значений скоростей соответствует СЗ-ЮВ направлению.

Если предположить, что причиной анизотропии являются тектонические напряжения (о наличии которых свидетельствует сейсмичность этого района), то, по гипотезе экстенсивно-дилатансионной анизотропии (Crampin, 1987; Crampin et al., 1984 и др.), направление максимальной скорости соответствует направлению преобладающего напряжения сжатия. В нашем случае это СЗ-ЮВ направление с азимутом примерно 145-165°.

Сопоставляя полученный результат с распределением эпицентров землетрясений в районе исследований (рис. 2.24), мы видим, что их расположение подчиняется вполне определенным закономерностям, а именно: практически все землетрясения происходят вблизи разломов, перпендикулярных (с точностью до $\pm 30^\circ$) направлению максимального сжатия, а в зоне разлома - на участках, где фиксируются максимальные значения модуля всестороннего сжатия.

Такая связь распределения гипоцентров землетрясений с особенностями глубинного строения представляется весьма закономерной: упругая энергия в земной коре, высвобождаемая в процессе землетрясений, предварительно аккумулируется в блоках, максимально сопротивляющихся изменению объема под действием приложенных напряжений, и в тектонических зонах, перпендикулярных направлению сжатия, и не накапливается в блоках с относительно низкими упругими свойствами и тектонических зонах, соосных действующим напряжениям.

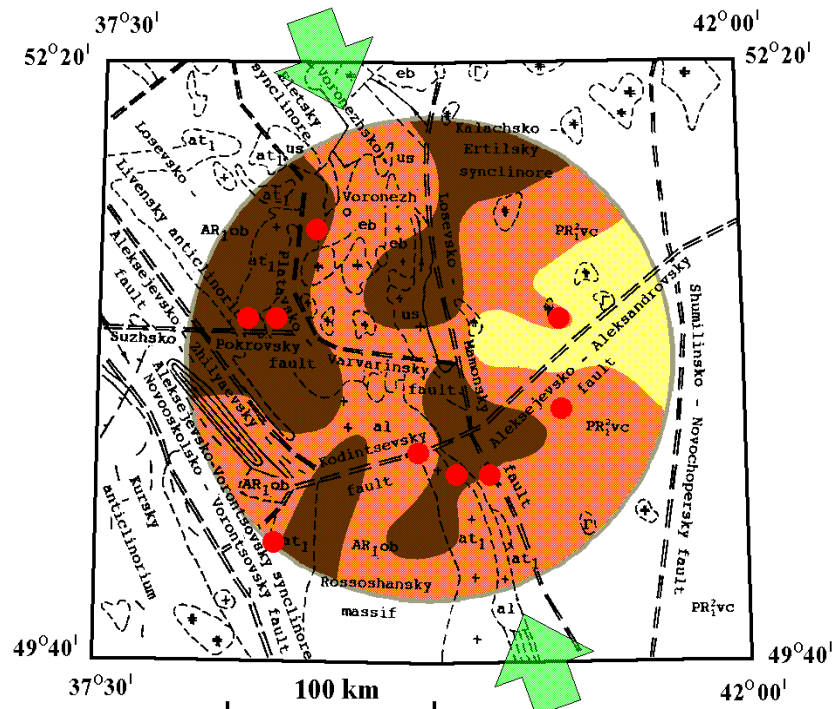


Рис. 2.24. Предполагаемое направление регионального напряжения сжатия в восточной части ВКМ

Предполагаемое направление сжатия показано стрелками; остальные обозначения см. на рис. 1.15 и 2.23, в.

Изложенные выше закономерности и выводы позволили по-новому подойти к проблеме сейсморайонирования ВКМ и выполнить его на новых принципах с максимальным использованием всех имеющихся в этом районе геологических и геофизических данных (Кашубин, 1997а; Надежка, Кашубин, 1998 и др.).

Оценка параметров азимутальной скоростной анизотропии нижней части земной коры и верхней мантии. Оценка параметров азимутальной скоростной анизотропии в среднем для всей земной коры и верхней части мантии была выполнена для центральной части площади по опорным отраженным и головным продольным волнам. Интерпретировались закритические отражения от подошвы земной коры и головные волны от раздела М, прослеженные в первых вступлениях. Закритические отраженные волны от границы М выделялись по их динамической выразительности на монтажах 3-компонентных записей (рис. 2.25), которые были сформированы для всех пунктов взрыва. Корреляция первых вступлений выполнялась в основном по записям, полученным на позиционных расстановках вертикальных сейсмоприемников с цифровыми сеймостанциями. Для каждого их четырех пересекающихся профилей по системе встречных и нагоняющих годографов были построены специальные двухмерные поля времен волн P_0 (рис. 2.26) и $P_{отр.}^M$.

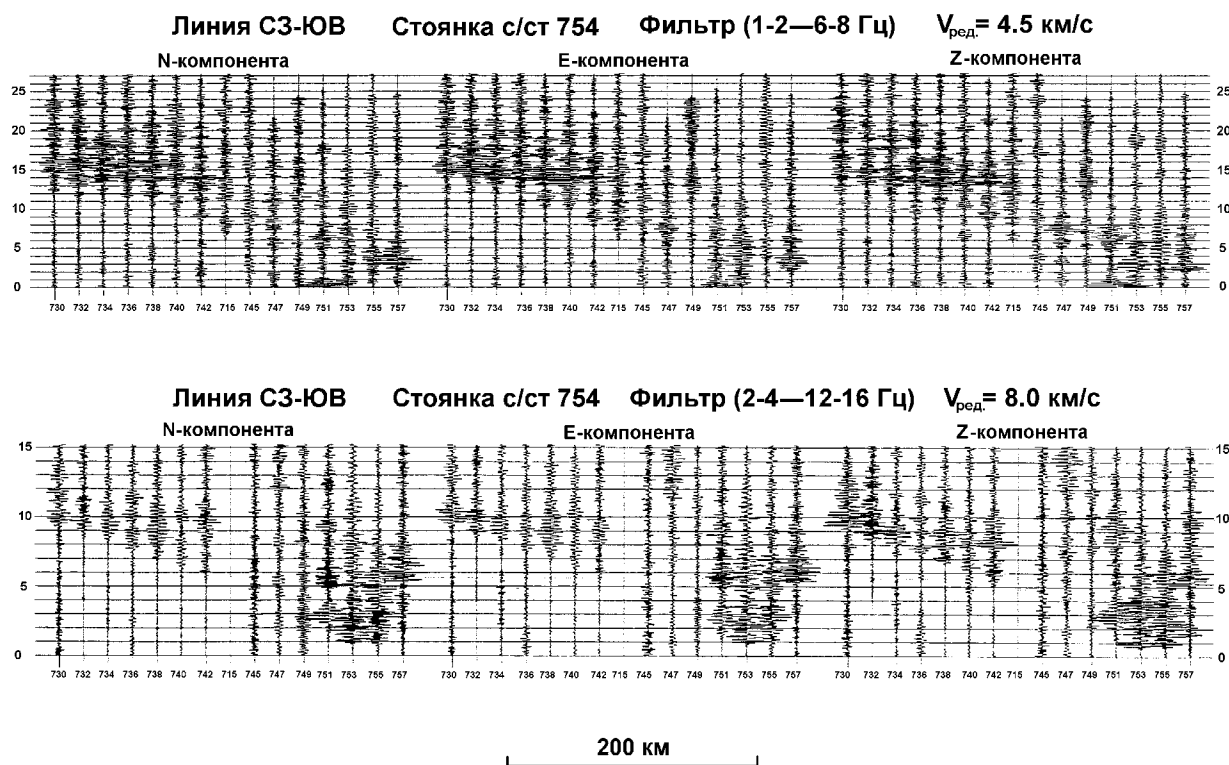


Рис. 2.25. Монтажи 3-компонентных записей на удалениях от 0 до 280 км

Используя известные способы учета горизонтальных скоростных неоднородностей для двухмерных полей времен (Пузырев и др., 1975), эти поля были пересчитаны в соответствующие точке пересечения профилей вертикальные сечения полей времен, исправленные за влияние горизонтальных неоднородностей, и по ним определены скоростные модели для четырех направлений, соответствующих ориентировке профилей (рис. 2.27). Азимутальные вариации средних скоростей в земной коре и граничных скоростей по границе М приведены на рис. 2.28.

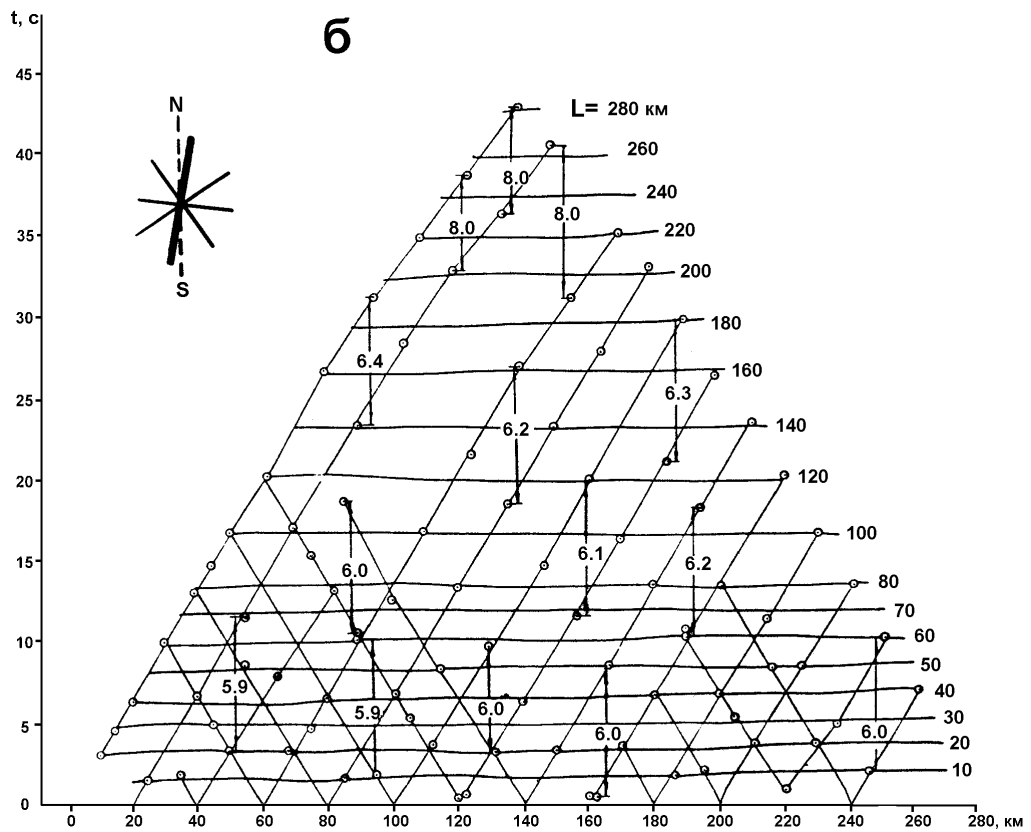
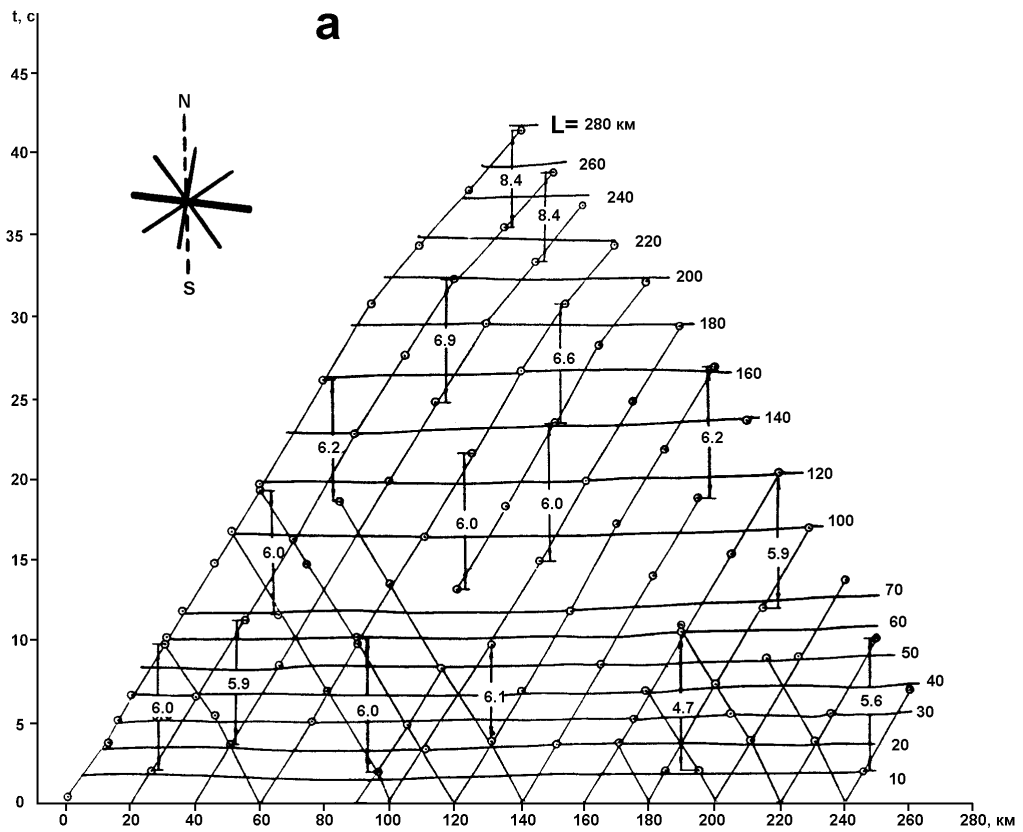


Рис. 2.26. Поля времен P_0 -волн по двум из четырех пересекающихся профилей
Положение профилей показано жирной линией на схемах в левом верхнем углу.

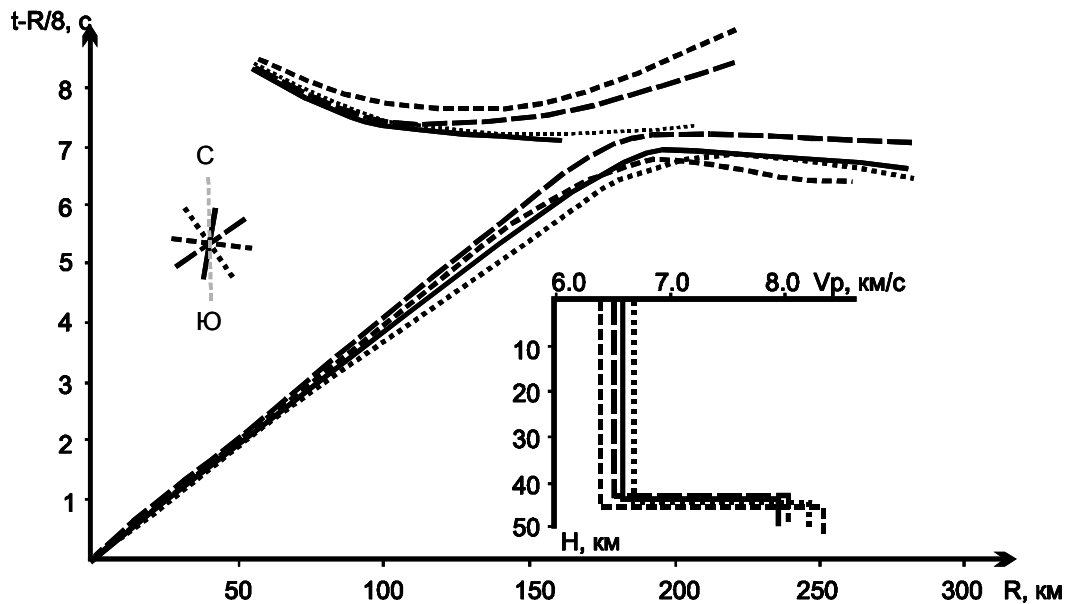


Рис. 2.27. Вертикальные сечения специальных полей времен волн P_0 и P_0^M и одномерные скоростные модели V_p в точке пересечения профилей

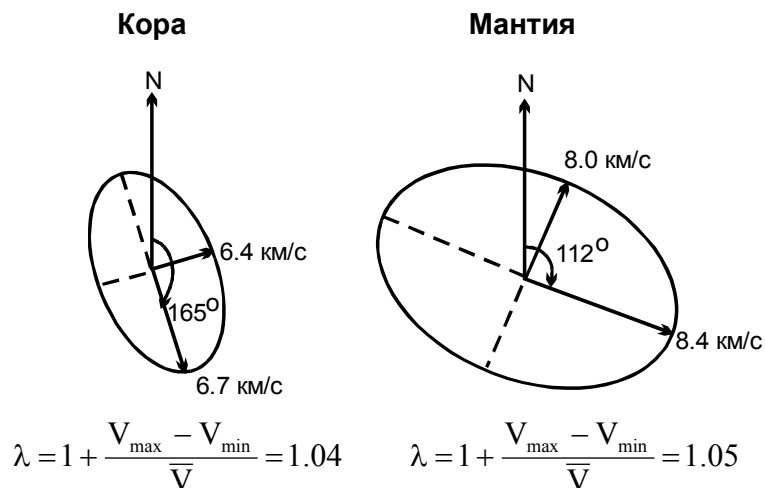


Рис. 2.28. Азимутальные вариации скоростей продольных волн и значения коэффициентов анизотропии в земной коре и верхней мантии на пересечении профилей

Как следует из последнего рисунка, азимутальная скоростная анизотропия присуща не только консолидированной земной коре, но и верхней мантии ВКМ, причем ориентировки максимальных значений скоростей продольных волн для земной коры и верхней мантии существенно отличаются. Если принять во внимание параметры азимутальной скоростной анизотропии для верхней части земной коры (см. рис. 2.23, г), то можно заключить, что нижняя кора не вносит существенных изменений ни в ориентировку, ни в значения коэффициентов анизотропии продольных волн и, по-видимому, является изотропной. Что касается верхней мантии, то из двух наиболее вероятных петрологических моделей (“эклогитовой” и “перидотитовой”) данному району больше соответствует “перидотитовая” модель, так как порообразующие минералы эклогита (гранат и пироксен) не могут демонстрировать столь заметную анизотропию, перидотит же, состоящий в основном из оливина, даже при частичной ориентированной упорядоченности кристаллов оливина вполне может показать анизотропию в 5 %.

Детализационные наблюдения МОВ-ОБВ в районе СГ-4

Как уже отмечалось, основной методической задачей детализационных наблюдений МОВ-ОБВ в районе СГ-4 была попытка получения протяженных годографов докритических отраженных волн путем разделения интерференционного волнового поля способом регулируемого направленного возбуждения. Иллюстрация основного принципа такого разделения приведена на модельном примере (рис. 2.29).

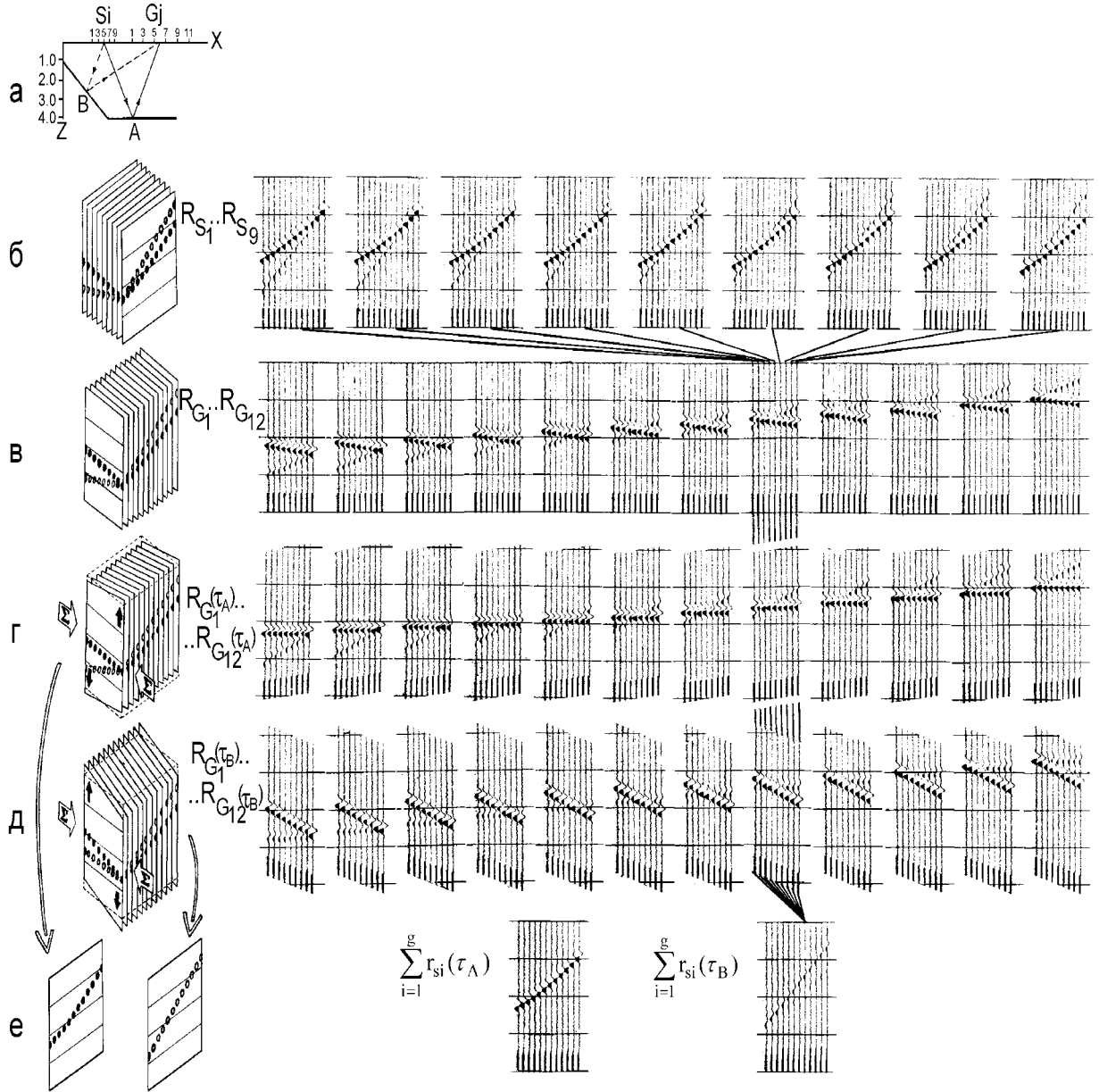


Рис. 2.29. Модельный пример разделения волнового поля способом регулируемого направленного возбуждения

а - геометрия отражающих границ модели; б - набор исходных синтетических сейсмограмм ОТВ; в - результат сортировки данных из б в сейсмограммы ОТП; г - то же, что в, но с введенными кинематическими поправками для горизонтальной границы А; д - то же, что в, но с введенными кинематическими поправками для наклонной границы В; е - результат суммирования по ОТП сейсмограмм, приведенных в г и д.

Отражения от границ А и В, расположенных так, как показано на рис. 2.29, а, разрушают друг друга в интервале наблюдения, приведенном над этим разрезом. При многократных возбуждениях на сравнительно небольшой базе с пунктов взрыва от S_1 до S_9 волновая картина на сейсмограммах общей точки возбуждения (ОТВ) (см. рис. 2.29, б) существенно не меняется.

Первым этапом реализации идеи направленного возбуждения при обработке сейсмограмм R_{S_i} ($i=1, 9$) является формирование для каждого пункта приема выборки трасс, соответствующих сейсмограммам общей точки приема (ОТП), т. е. сейсмограмм R_{G_j} ($j=1, 12$) рис. 2.29, в. Вообще говоря, весь блок представленных на рис. 2.29, в монтажей R_{G_j} ($j=1, 12$) можно воспринимать как одну сейсмограмму ОТВ, в которой каждый канал представлен девятью трассами r_{S_i} ($i=1, 9$). Для того, чтобы вернуть такой сейсмограмме ОТВ привычный вид, нужно лишь заменить девять трасс (r_{S_i}), соответствующих каждому каналу G_j , одной суммотрассой (Σr_{S_i}).

Эта замена и является следующим этапом обработки, но перед суммированием в каждой выборке R_{G_j} ($j=1, 12$) трассы r_{S_i} сдвигаются на величину кинематической поправки τ_A (см. рис. 2.29, г) или τ_B (см. рис. 2.29, д), в зависимости от того, какую волну мы хотели бы выделить на суммотрассе. В результате после возвращения к исходному виду сейсмограммы ОТВ вместо одной интерференционной записи (см. рис. 2.29, в) мы имеем две (см. рис. 2.29, е), на каждой из которых за счет 9-кратного накопления подавлено конкурирующее отражение. Причем, следует особо отметить, что все приведенные на рис. 2.29 сейсмограммы были обработаны и воспроизведены без какой-либо автоматической регулировки или нормировки амплитуд, что свидетельствует о надёжности подавления конкурирующих отражений за счёт 9-кратного накопления.

По своей сути выполненная последовательность процедур равносильна двум актам направленного возбуждения из группы источников S_i . Одно из этих направленных возбуждений ориентировано на прослеживание отражения от границы А, другое - от границы В. Очевидно, что рассмотренный случай можно без труда обобщить на произвольное количество отражателей, различным образом ориентированных в пространстве.

На практике положение и углы наклона границ в разрезе заранее не известны, поэтому при обработке полевых материалов “возбуждение” в фиксированном направлении было заменено веером “направленных возбуждений”, более или менее равномерно освещающих разрез под разными углами. Учитывая то, что база суммирования оставалась сравнительно небольшой (400 м), и то, что в высокоскоростной среде, какой является район СГ-4, кривизна годографов глубинных отраженных волн невелика, кинематические поправки вводились не по гиперболическому, а по прямолинейному закону, путем задания фиксированной кажущейся скорости для каждого направленного суммирования.

Общая последовательность обработки иллюстрируется графом, приведенным ниже. Основная обработка велась на экспедиционном геофизическом вычислительном комплексе ПС-2000 с использованием процедур стандартной обрабатывающей системы СОС-ПС. Для автоматизированного построения сейсмического разреза методом РНП использовались специально разработанные программы. Ниже указаны лишь отдельные параметры, а также особенности применения основных обрабатывающих процедур.

Граф обработки материалов МОВ-ОБВ

- Демультимплексация
- Сортировка по общей точке возбуждения (ОТВ)
- Описание упрощенной геометрии наблюдений
- Синхронизация сейсмограмм по отметке момента
- Сейсмическая редакция
- Выборка каналов на линии наблюдения вдоль профиля
- Полосовая фильтрация
- Автоматическая регулировка амплитуд
- Ввод статпоправок за пункт возбуждения
- Сортировка по общей точке приема (ОТП)
- Ввод кинематических поправок для веера кажущихся скоростей
- Суммирование по ОТП
- Формирование набора сейсмограмм ОТВ для каждого из направлений разделенного волнового поля
- Описание истинной геометрии
- Ввод статпоправок за пункт приема
- Автоматическое выделение волн методом РНП
- Расчет координат отражающих элементов
- Построение набора сейсмических разрезов отражающих элементов по разнонаправленным составляющим волнового поля
- Построение сводного сейсмического разреза

Регулируемое направленное возбуждение было реализовано путем одновременного вертикального суммирования сейсмограмм с использованием стандартной процедуры STACK. Одновременность достигалась путем ввода кинематических поправок, различных для каждой величины из набора заданных кажущихся скоростей. Кинематические поправки вводились по прямолинейному закону, т. е. соответствовали постоянной кажущейся скорости для каждого направления возбуждения.

Волновое поле было разделено по пяти направлениям возбуждения с градиентами: -160 мс/км (угол отклонения от вертикали оси главного лепестка диаграммы направленности возбуждения составляет 66° на запад), -80 мс/км (то же под углом 27°), 0 мс/км (возбуждение вертикально вниз), $+80$ мс/км (возбуждение под углом 27° от вертикали на восток), $+160$ мс/км (то же под углом 66°). Анализ полученных монтажей разделенного волнового поля (рис. 2.30, б-е) позволяет утверждать, что разделение поля по пяти направлениям возбуждения является достаточным. Так как в этом случае на монтажах, соответствующих соседним градиентам возбуждения, еще остается унаследованность наиболее ярких отраженных волн, и в то же время эти монтажи уже существенно отличаются друг от друга в деталях.

Как уже отмечалось, на пикетах 7 и 10 (см. рис. 2.9) были организованы поперечные базы возбуждения, ориентированные перпендикулярно к профилю. При обработке этих баз использовались те же пять значений градиентов при вводе кинематических поправок, что и на продольных базах, но направление возбуждения в этом случае не соответствовало излучению на запад и на восток, а соответствовало излучению на юг и на север (рис. 2.30, ж-л).

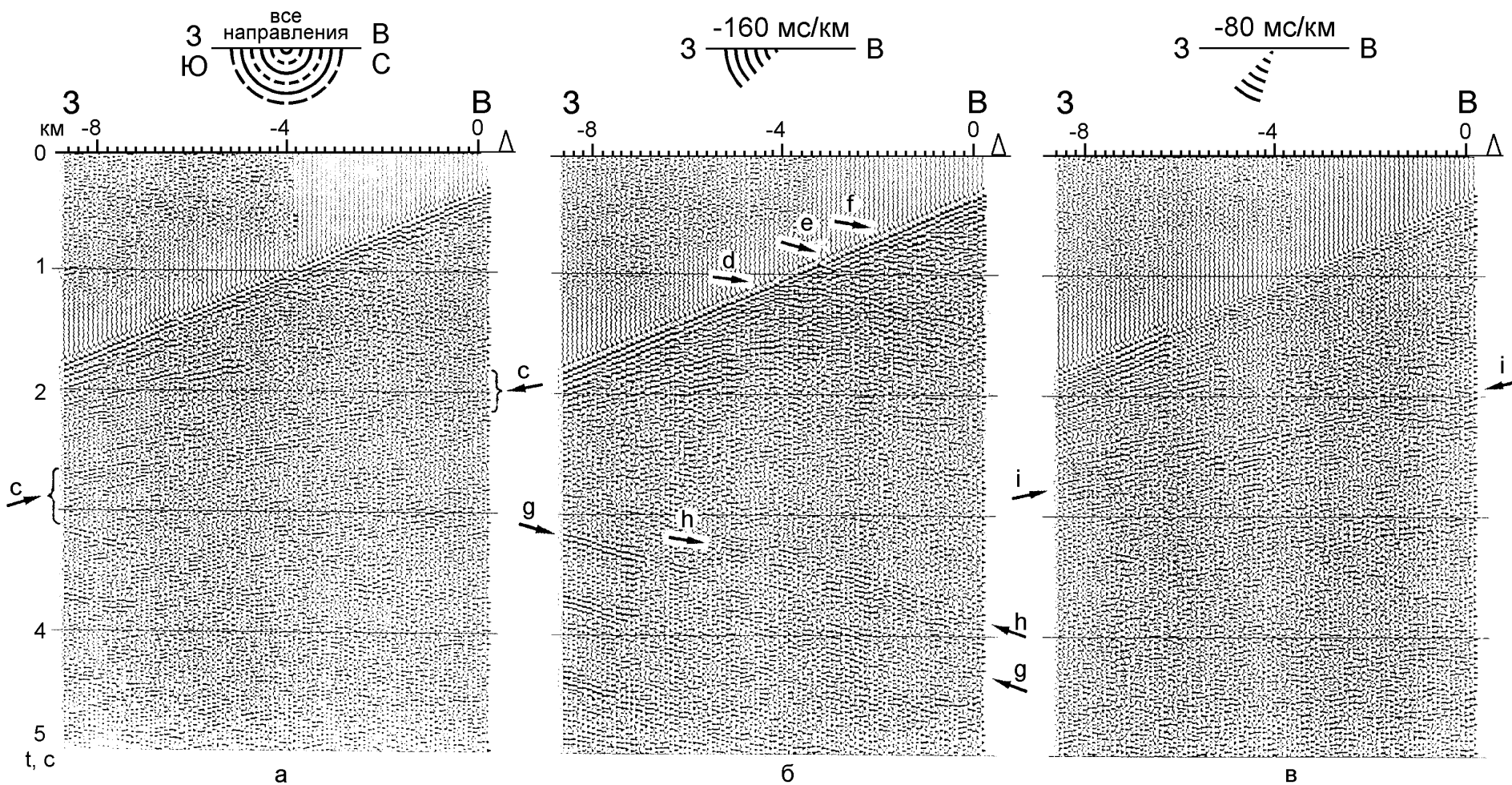


Рис. 2.30. Сейсмограммы, полученные при одиночном взрыве (а), при синтезировании направленного возбуждения вдоль профиля (б-е) и при синтезировании направленного возбуждения поперек профиля (ж-л)

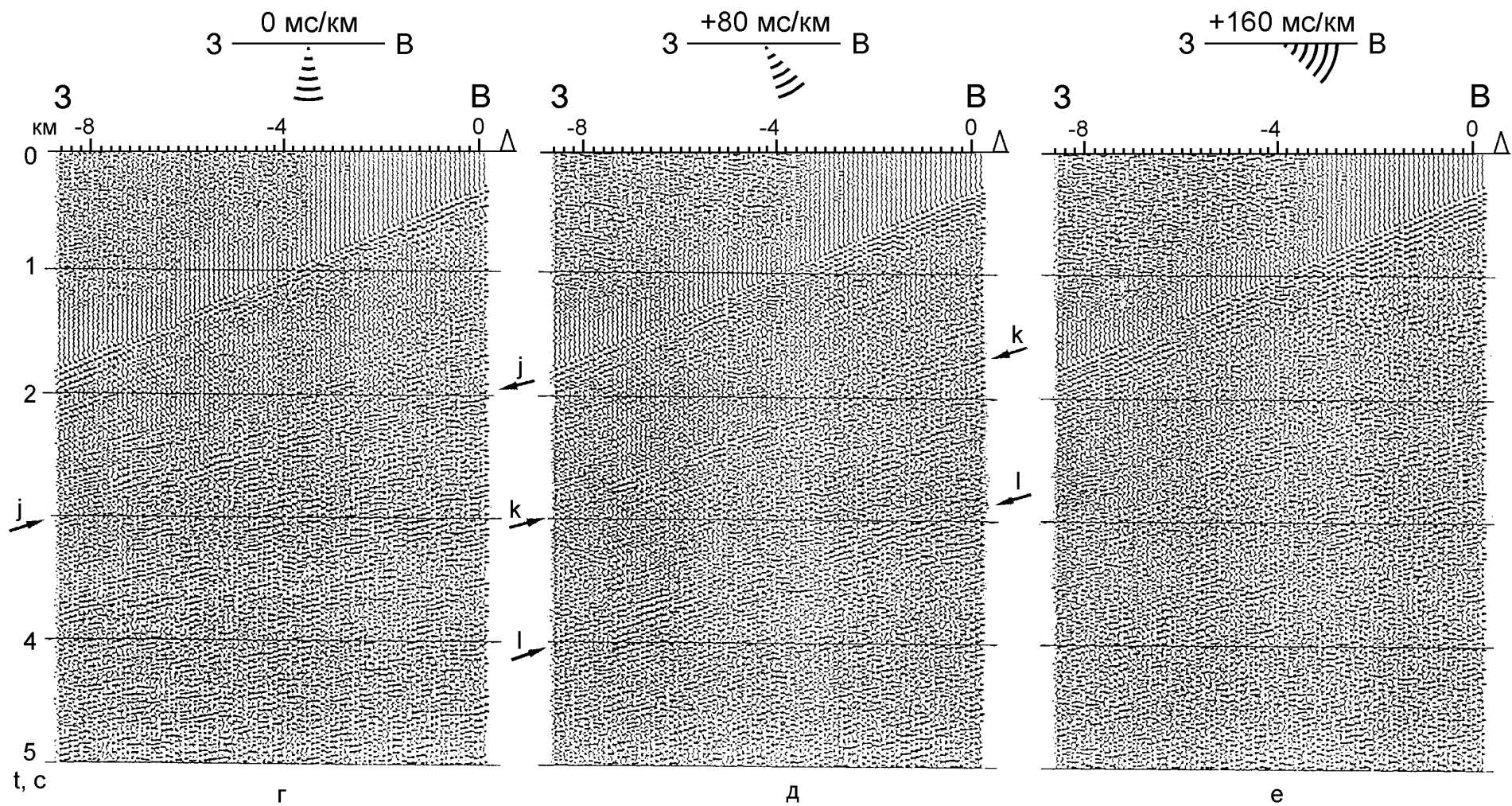


Рис. 2.30 (продолжение)

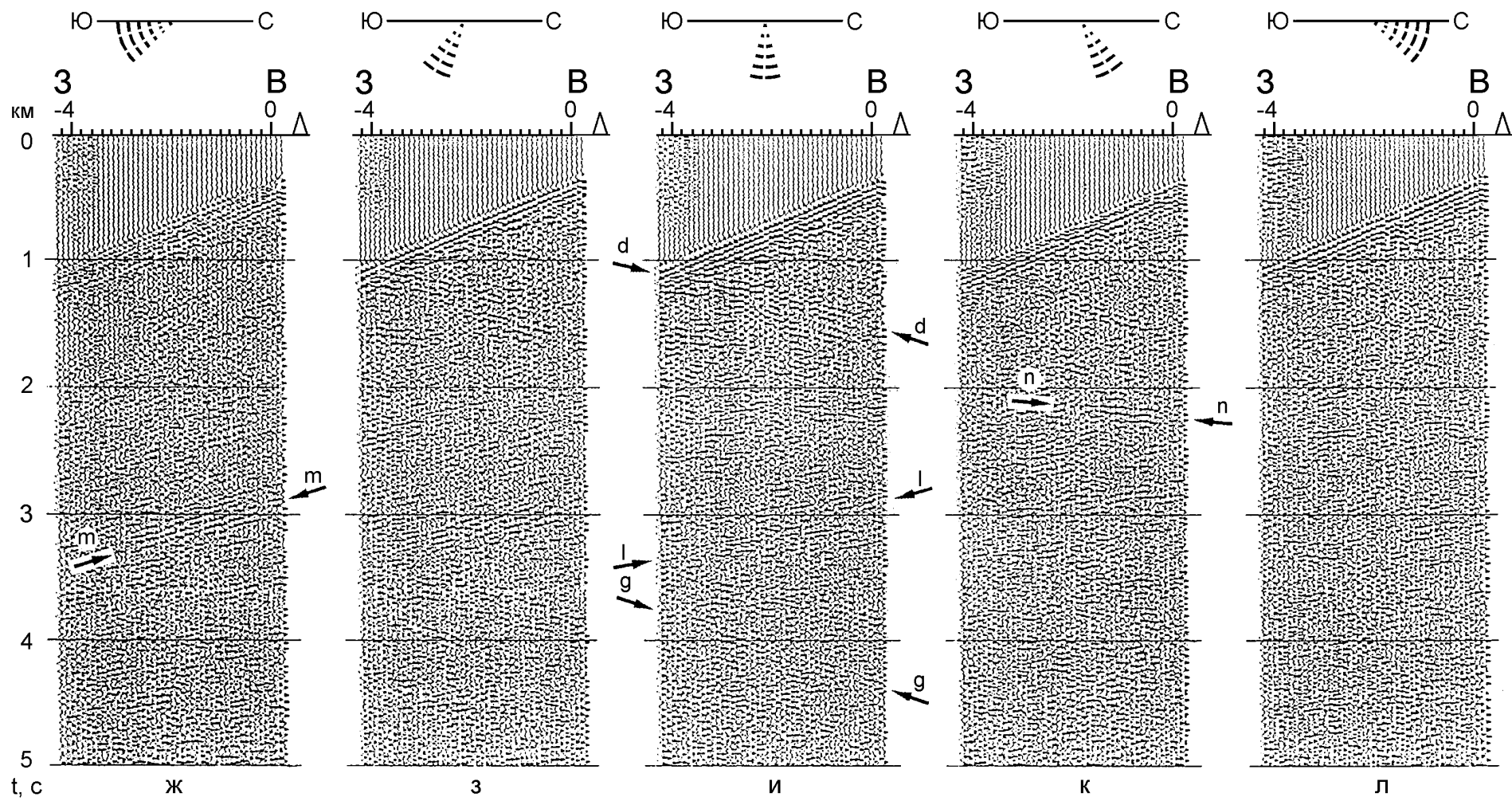


Рис. 2.30 (окончание)

Описание истинной геометрии наблюдений выполнялось после одновременного вертикального суммирования сейсмограмм, т. е. после преобразования наборов сейсмограмм с отдельных баз возбуждения в одиночные сейсмограммы направленного возбуждения. В качестве координаты пункта взрыва бралась координата центра базы возбуждения.

При построении глубинного сейсмического разреза использовался способ РНП, который широко применяется при сейсморазведочных работах на “открытом” Урале и отличается от традиционного подхода, используемого в нефтяной сейсморазведке. Особенностью этого способа является то, что процедура сейсмической миграции выполняется не над просуммированным по ОГТ временным разрезом в волновом виде и не над отдельными сейсмограммами до суммирования (“пре-стек миграция” в волновом виде), а над результатом корреляции (векторизации) отдельных сейсмограмм (рис. 2.31, а, б), т. е. и на входе, и на выходе миграции находится векторный разрез (рис. 2.31, в).

Итоговый сейсмический разрез получался за счет наложения друг на друга промигрированных векторных разрезов, являющихся результатом обработки каждой отдельной сейсмограммы ОТВ после разделения волнового поля по направлениям возбуждения. Такой подход в накоплении векторных разрезов оказался единственно возможным, так как накопление в волновой форме временных разрезов, полученных после разделения по направлениям, практически приводило к исходному состоянию волновой картины, т. е. вновь к взаимному разрушению волн с различными кажущимися скоростями из-за интерференции.

Отражающие площадки на разрезах изображались условными значками различного размера в зависимости от интенсивности выделенных волн. Количество градаций по интенсивности и размеры площадок выбирались субъективно с тем, чтобы добиться наибольшей выразительности сейсмических разрезов (рис. 2.32).

Следует еще раз подчеркнуть, что поставленный эксперимент в большей степени имел методический характер. Он был направлен в основном на анализ распределения отражающих элементов вдоль ствола скважины. Малая длина профиля по сравнению с глубиной исследований приводит к проявлению сильно выраженного “синклинального эффекта” процедуры сейсмической миграции (особенно при изображении отражателей за пределами линии наблюдений), что делает такой разрез мало пригодным для структурных геологических построений. Тем не менее, полученные на участке детализации результаты имеют принципиальное значение для оценки возможностей сейсмического метода при изучении консолидированной земной коры.

Анализ результатов. Сравнивая сейсмограммы, полученные после одиночного взрыва и после синтезирования различных направлений возбуждения (см. рис. 2.30), можно сделать следующие выводы.

Если на одиночной сейсмограмме видны только отдельные и весьма короткие оси синфазности, то после разделения волнового поля по направлениям появились достаточно протяженные оси синфазности, многие из которых следятся на всем интервале наблюдений. Мало того, даже на тех участках сейсмограммы (например в области 2 с, см. рис. 2.30, а), где на одиночной сейсмограмме видна одна не очень выразительная волна “с”, при разделении волнового поля уверенно следятся три различные волны: “i”, “j” и “k”, полученные при различных направлениях возбуждения (см. рис. 2.30, б, г).

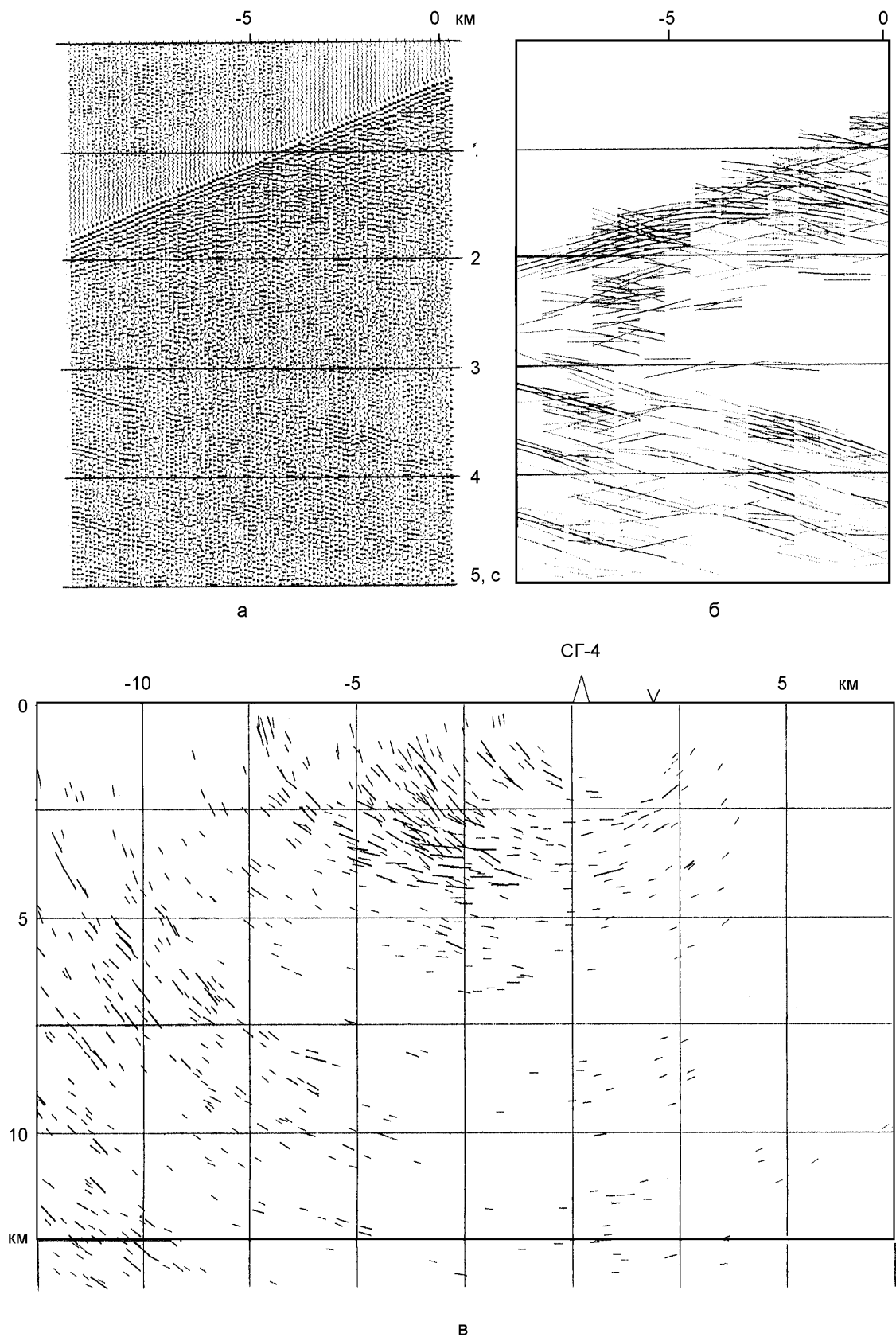


Рис. 2.31. Пример автоматического выделения волн (б) и построения сейсмического разреза (в) по одной из сейсмограмм направленного возбуждения (а)

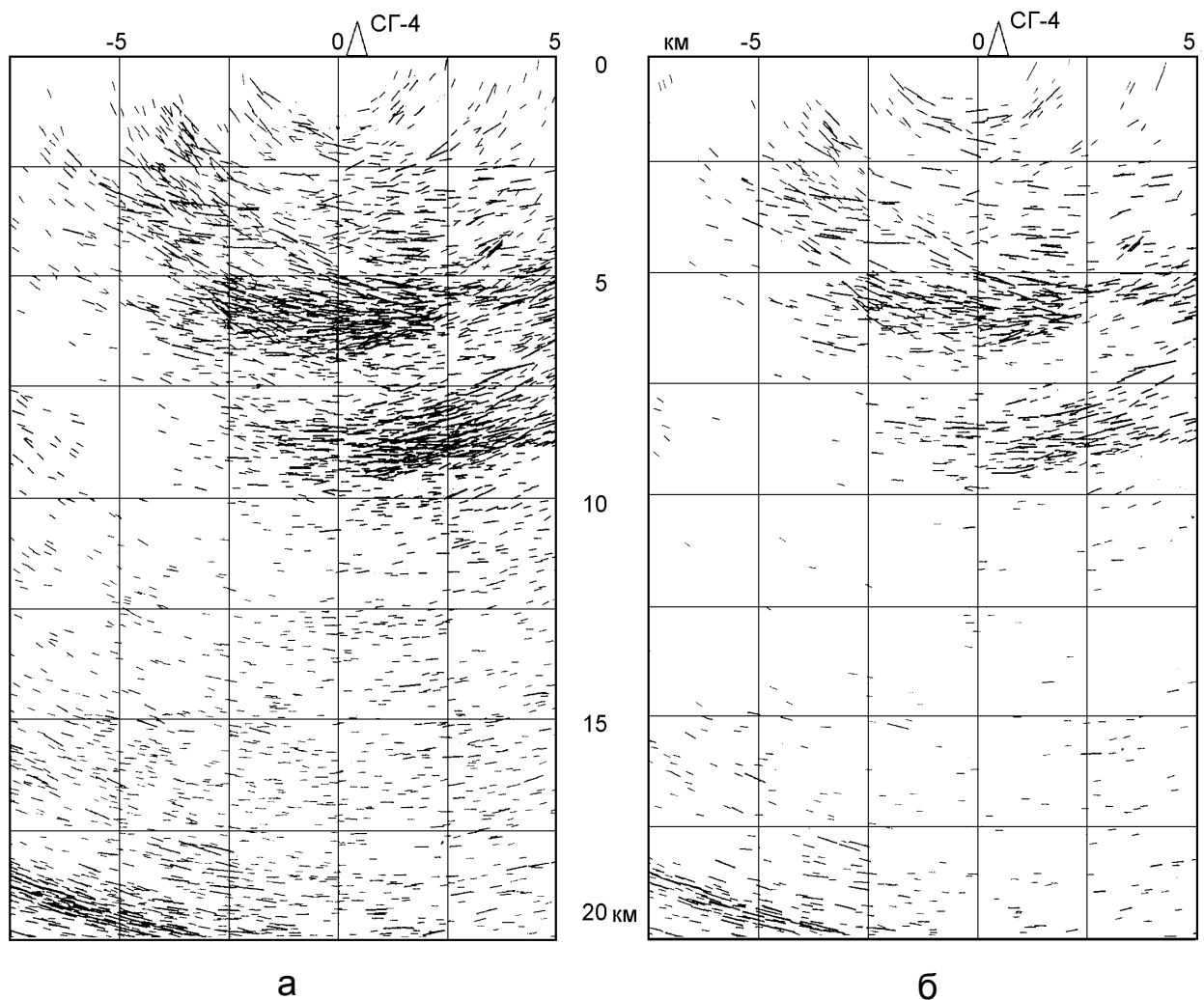


Рис. 2.32. Сейсмические разрезы с различной градацией волн по интенсивности

Гораздо ярче стали видны волны, отраженные от крутопадающих границ, при возбуждении, направленном близко к горизонту (см. рис. 2.30, б). Причем такие отражения (“d”, “e”, “f”) хорошо видны даже на фоне сильных первых вступлений, а значит, положение отражателя можно локализовать с точностью до интервала между сейсмоприемниками, что позволяет отождествить эти отражатели с картируемыми геологическими образованиями.

В тех случаях, когда волны удается прокоррелировать на достаточно протяженном (в нашем случае до 9 км) интервале (см. рис. 2.30, волны “d”, “g”, “h”, “k”, “l”), даже в условиях высокоскоростной среды начинает проявляться гиперболичность годографов, а это открывает принципиальную возможность выполнить определение пластовых скоростей по отраженным волнам (Гольдин и др., 1991). Для пробного скоростного анализа были выбраны 5 отражателей как крутопадающих, так и более пологих, волны от которых прослеживались как вблизи первых вступлений, так и на больших временах, и которые можно было отождествить на сейсмограммах с разных баз возбуждения. Пример корреляции этих волн для баз возбуждения № 10 и 12 при направленном возбуждении на запад приведен на рис. 2.33 и 2.34, а положение соответствующих отражателей - на рис. 2.35. Можно заметить, что, например, волна “g” коррелируется на всем почти 9-километровом интервале регистрации при возбуждении на базе № 10. При этом, несмотря на то, что соседняя база

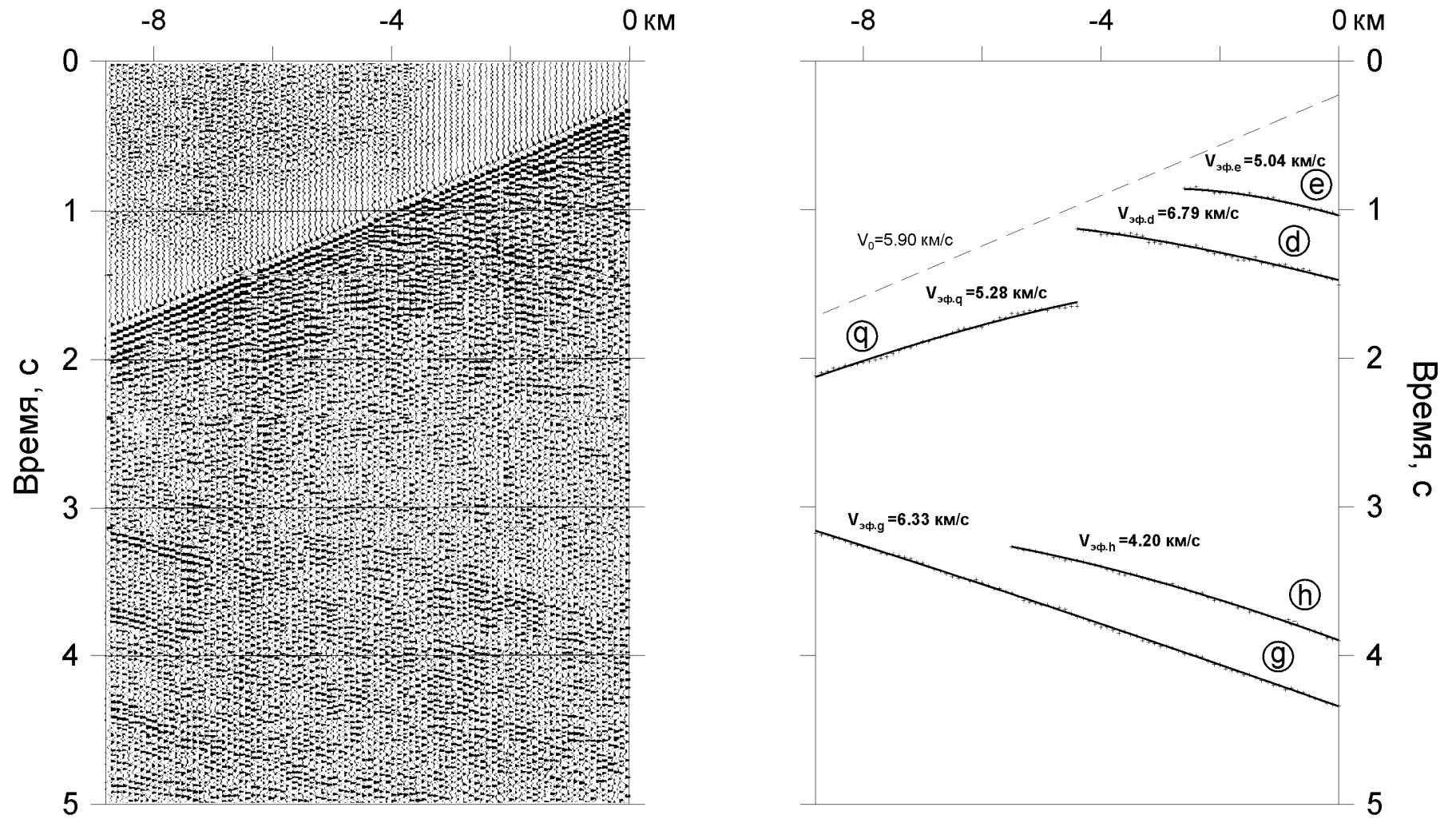


Рис. 2.33. Сейсмограмма направленного возбуждения (в направлении на запад под углом $\sim 60-90^\circ$ от вертикали) и пример корреляции отражений от крутопадающих границ с элементами кинематического анализа по МНК (база возбуждения № 10)

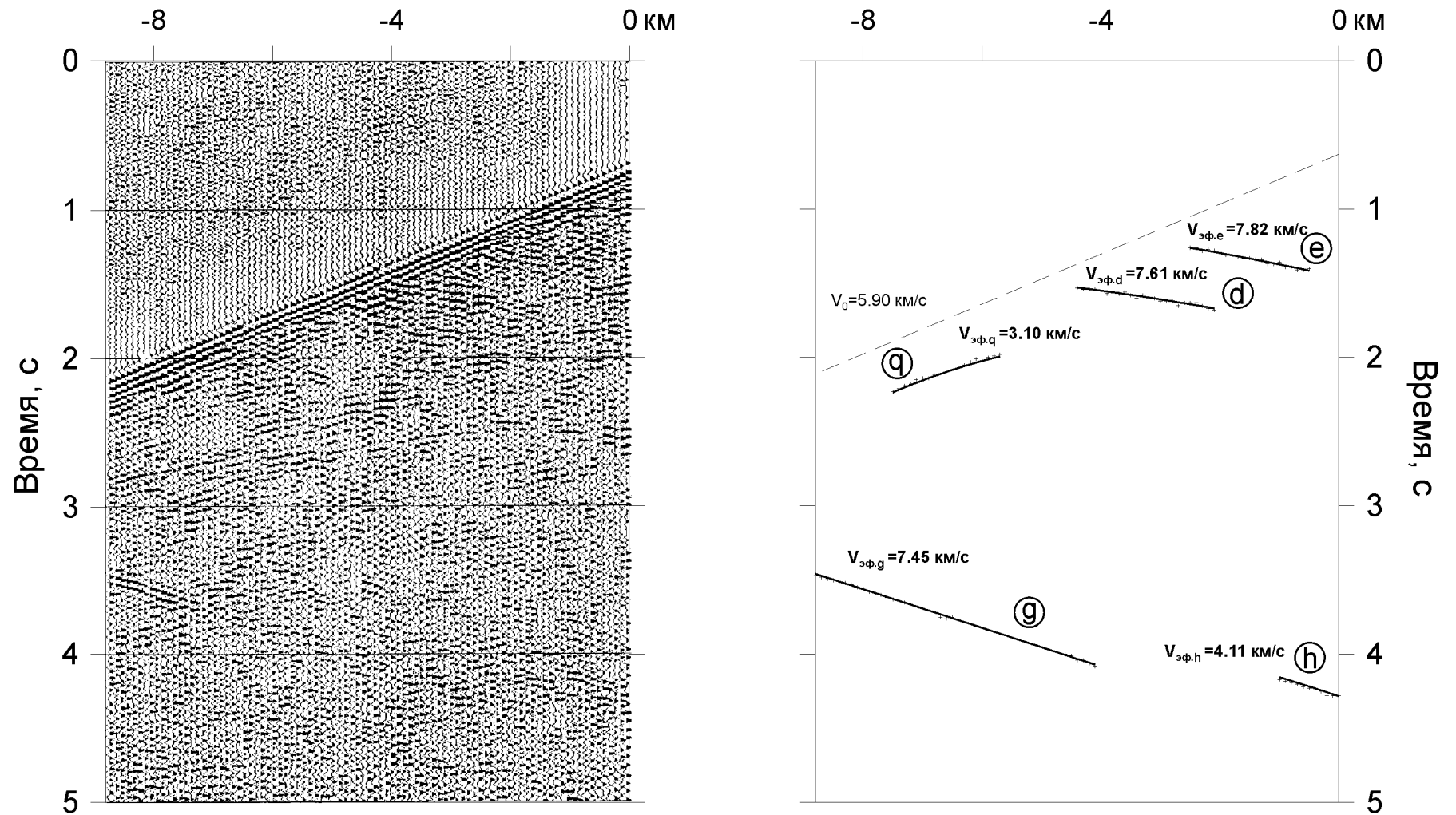


Рис. 2.34. Сейсмограмма направленного возбуждения (в направлении на запад под углом $\sim 60-90^\circ$ от вертикали) и пример корреляции отражений от крутопадающих границ с элементами кинематического анализа по МНК (база возбуждения № 12)

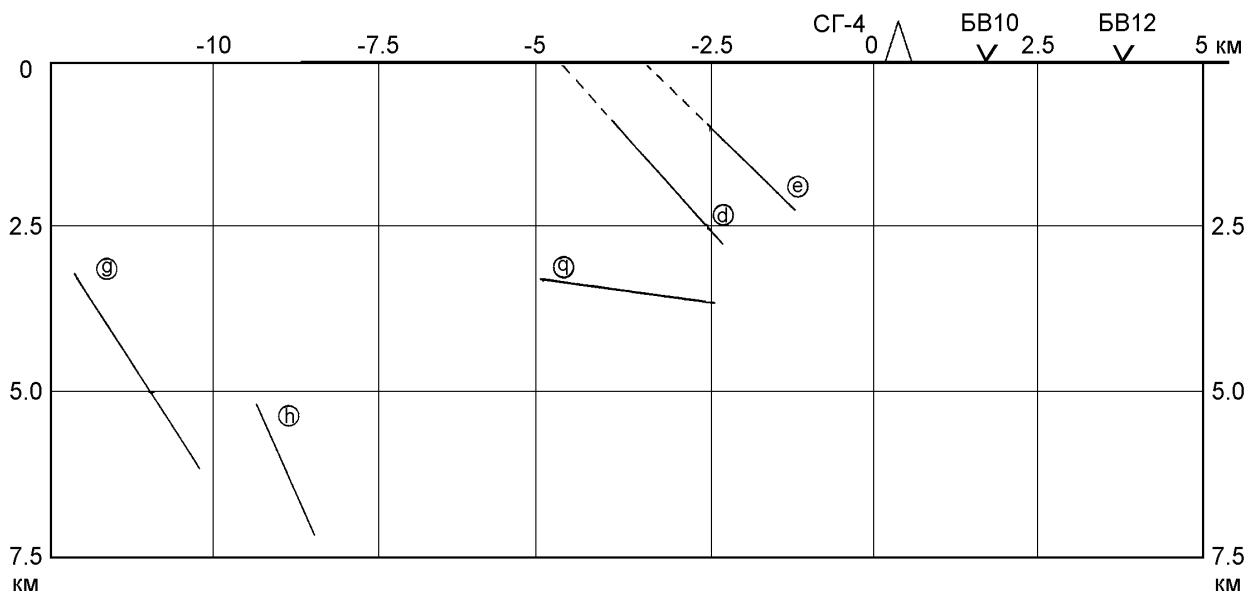


Рис. 2.35. Положение в разрезе отражателей, соответствующих волнам, выделенным на рис. 2.33 и 2.34

№ 12 отстоит от базы № 10 всего на 2 км, на сейсмограмме направленного возбуждения с базы № 12 волна “g” прослеживается лишь на интервале 5.5 км. Не менее существенно изменяется интервал прослеживания и других волн при возбуждении на соседних базах. Как видно из приведенных рисунков, гиперболичность годографов при прослеживании отраженных волн на протяженных интервалах становится заметной даже в условиях высокоскоростной среды и наклонного положения отражателей.

Оценка эффективных скоростей по одиночным годографам отраженных волн была сделана с использованием метода наименьших квадратов (МНК). Выполненная аппроксимация показала, что лишь для тех волн, которые были прослежены почти на всем 9-километровом интервале наблюдений (например, волна “g” при возбуждении с базы № 10), значения эффективной скорости оказывались наиболее реальными для этого района. С сокращением интервалов прослеживания до 3-5 километров определяемые эффективные скорости становились более “экзотическими” (волна “h” на рис. 2.33 и практически все волны на рис. 2.34). И хотя среднеквадратические отклонения при аппроксимации не превышали 0.02 с, а максимальные отклонения 0.04 с, видимо, годографы отраженных волн слишком искажались за счёт влияния различных факторов, таких, как кривизна отражающих границ, наличие локальных скоростных неоднородностей, не полностью разрешенная интерференция волн с близкими кажущимися скоростями, что, по-видимому, и привело к большим погрешностям определения скоростей.

Таким образом, хотя прослеживание отраженных волн значительно улучшилось за счет направленного возбуждения, интервал прослеживания длиной в первые километры не позволил устойчиво решить задачу определения эффективных скоростей по одиночным годографам. Взаимоувязанных годографов с достаточной длиной интервала прослеживания в условиях описываемого эксперимента оказалось слишком мало для построения скоростной модели. Тот факт, что при смещении базы возбуждения всего на 2 километра уверенность прослеживания отдельных волн существенно изменяется, говорит о том, что при изучении сложнопостроенных

сред необходимо сгущать шаг между базами возбуждения. Практически такое сгущение приводит к профилированию по методике ОГТ. Таким образом, целенаправленно формируя базы возбуждения или приема из данных стандартного профилирования ОГТ за счет методики направленного (разновременного) суммирования таких данных, можно выделить большее количество отраженных волн с достаточным для скоростного анализа интервалом прослеживания. Если эти волны, зарегистрированные на разных базах возбуждения (или приёма), будут увязываться между собой, то будет возможно построить скоростные модели по отраженным волнам даже для таких сложнопостроенных сред, как “открытый” Урал и, в частности, район Уральской сверхглубокой скважины.

Качественную оценку влияния эффекта разделения волнового поля по поперечным от линии профиля направлениям можно сделать, проанализировав сейсмограммы, полученные после направленного возбуждения в северном и южном направлениях (см. рис. 2.30, ж-л). Как видно из рисунка, волны “d”, “j”, “l” распространялись в плоскости разреза, и такие волны в районе СГ-4 преобладают. В то же время в волновом поле присутствуют одиночные отражения, пришедшие как с северной, так и с южной стороны от плоскости разреза. Мало того, оказалось, например, что на волну “l” наложена другая волна (с несколько более низкой кажущейся скоростью), сформированная отражателем, находящимся к югу от плоскости разреза.

Более точная количественная оценка положения отражателей в пространстве была выполнена при построении векторных сейсмических разрезов методом РНП после разделения волнового поля по направлениям, поперечным к линии профиля (рис. 2.36). Этот рисунок показывает, что большая часть отражателей имеет восточное падение и находится вблизи вертикальной плоскости разреза, а также в секторе, умеренно отклоненном от этой плоскости к югу. Такая картина согласуется с преобладающим субмеридиональным направлением простирающихся уральских структур, формирующих основу сейсмического разреза, и ориентировкой по отношению к ним профиля наблюдений. Так как детализационный профиль не строго перпендикулярен к направлению этих структур, а несколько отклонён в СЗ-ЮВ направлении, то с учётом преимущественно восточного падения основных сейсмических границ в этом районе соответствующие им отражения должны регистрироваться с незначительным отклонением к югу от линии профиля (см. рис. 2.36, в, г). Соответственно отражения, пришедшие с других направлений (см. рис. 2.36, б, д, е), определённо “секут” направление основных уральских структур.

Сопоставление полученного сейсмического разреза с геологическими результатами по району бурения (рис. 2.37) позволяет сделать некоторые предварительные заключения о природе сейсмических границ. Как видно из рисунка, крутопадающие отражатели восточного падения в одних случаях можно отождествить с тектоническими нарушениями, а в других - с литологическими контактами базальтов и дацитов. Эти нарушения и контакты отчетливо картируются и на дневной поверхности. Но вот природу сильной отражающей границы, которую скважина пересекает на глубине 2 км, объяснить нелегко. Оказалось, что этот отражатель расположен в малоконтрастной эффузивно-вулканокластической толще на интервале, где не были зафиксированы какие-нибудь тектонические контакты. Правда, это единственный интервал, где в разрезе скважины встретился слой, содержащий кристаллолитотуфы. Возможно, хотя и мало вероятно, что волновое поле так среагировало на эту малоконтрастную лито-

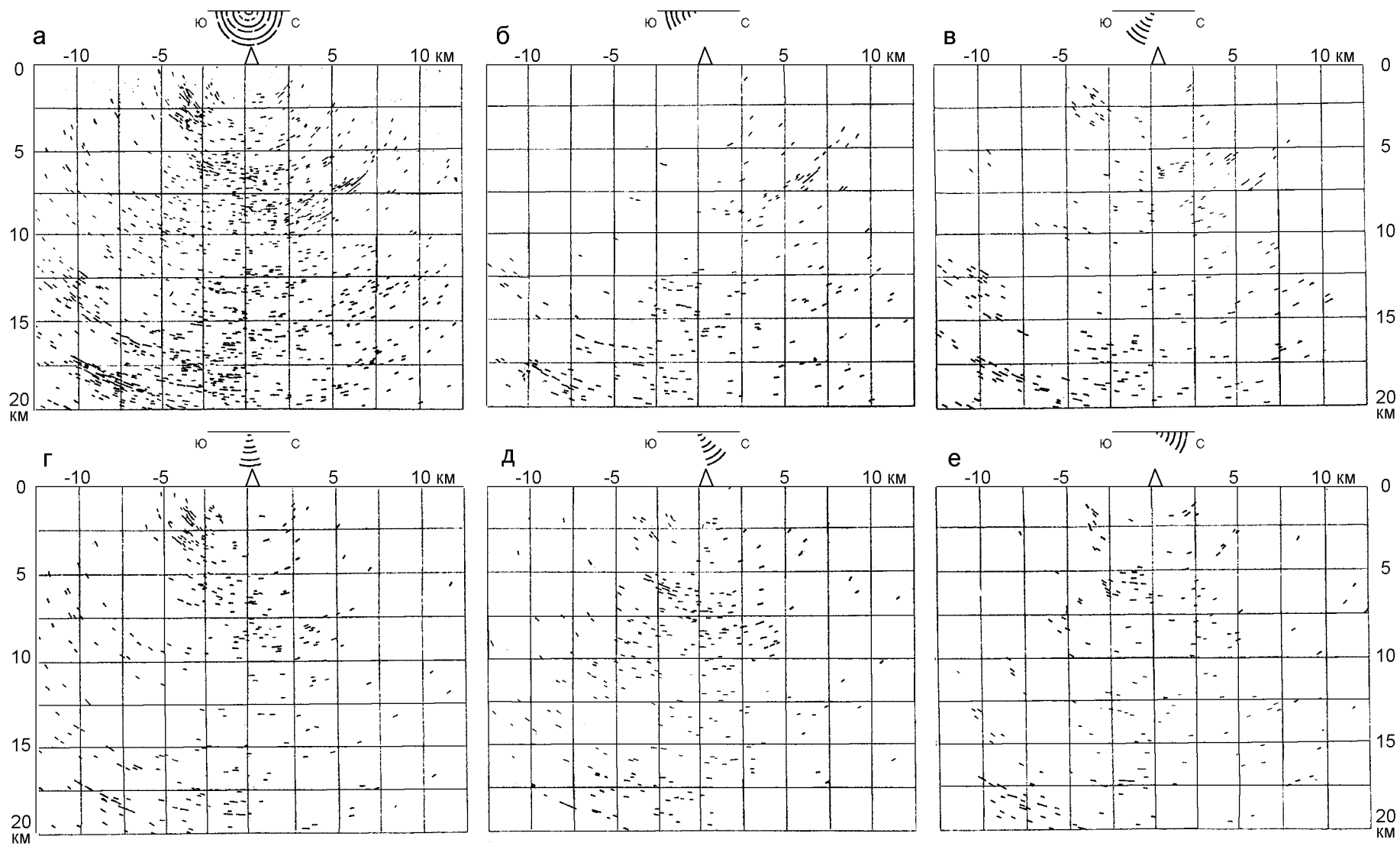


Рис. 2.36. Фрагмент сейсмического разреза по результатам направленного возбуждения поперек профиля
а - излучение в полупространство во все направления; б, в - излучение на юг; г - излучение вдоль профиля; д, е - излучение на север.

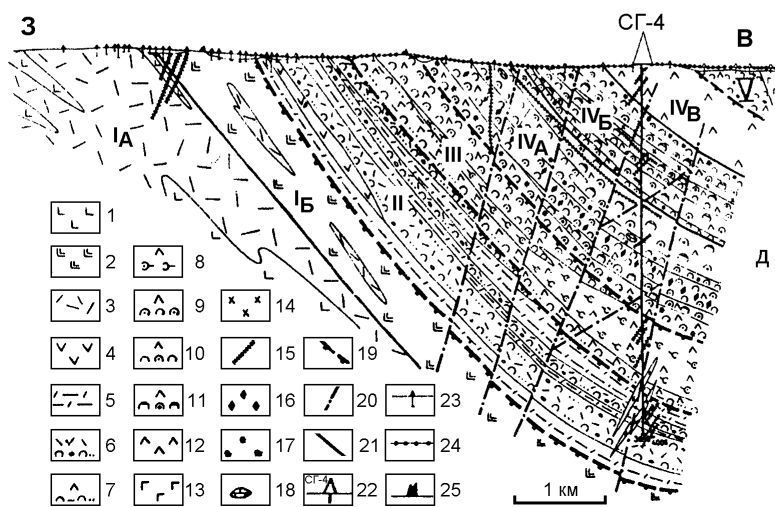
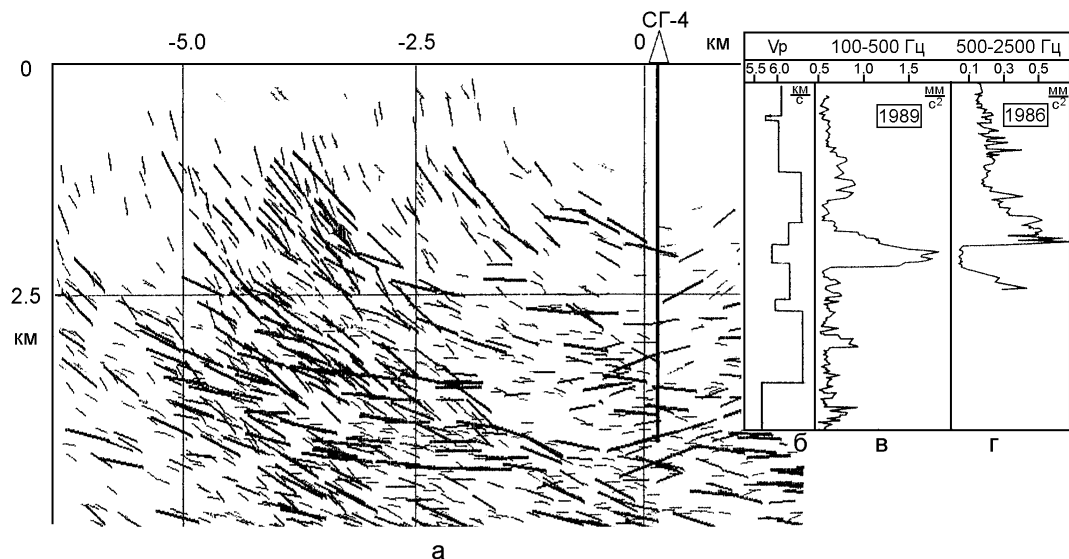


Рис. 2.37. Сопоставление сейсмического разреза (а) с данными исследований в скважине (б, в, г) и геологическим разрезом (д)

а - сейсмический разрез отражающих элементов, полученный в результате описываемых исследований; б - скоростной разрез по данным ВСП (Акустическая эмиссия..., 1992); в, г - результаты регистрации акустических шумов (Акустическая эмиссия..., 1992); д - геологический разрез по скважине СГ-4 (Первые результаты..., 1990). Породы Кабанского рудного комплекса: 1 - базальты нижней толщи; 2 - базальты верхней толщи; 3 - дациты, риодациты. Породы флишоидной андезито-дацитовой толщи: 4 - андезиты; 5 - кремнисто-углистые алевролиты; 6 - туфогравипесчаники кислого состава. Породы базальтового, андезито-базальтового, реже андезитового состава верхневенлок-лудловских вулканогенных ассоциаций: 7 - туфоалевропесчаники; 8 - мелкопсефит-псаммитовые туффиты; 9 - мелкопсефит-псаммитовые тефроиды; 10 - мелкопсефит-псаммитовые туфы; 11 - агломерат-псефитовые туфы; 12 - андезито-базальты; 13 - габбро; 14 - диориты; 15 - дайки основного состава; 16 - кристаллолитотуфы; 17 - окисленные пирокластические обломки; 18 - обломки известняков; 19 - крупные надвиги; 20 - сбросы, взбросы; 21 - контакты подтощ; 22 - скважина СГ-4; 23 - мелкометражные скважины колонкового бурения; 24 - скважины КГК; 25 - обнажения. I - Кабанский рудоносный комплекс (S_{11-2}): IA - нижняя толща S_{11-2} , IB - верхняя толща S_{11-2} , II - флишоидная андезито-дацитовая толща S_{113-V_2} ; III - переходная толща S_{113-V_2} ; IV - эффузивно-вулканокластическая толща $S_{1V_3-S_2ld}$; IVA - груборитмично-слоистая подтолща, IVB - грубообломочная подтолща, IVB - лавовая подтолща; V - горблагодатская толща S_2 .

логическую особенность указанного интервала разреза. Но самое интересное то, что именно здесь наблюдается, с одной стороны, понижение скорости V_p по данным вертикального сейсмического профилирования, а с другой - очень яркая аномалия при регистрации акустической эмиссии как на низких (100-500 Гц), так и высоких (500-2500 Гц) частотах (Акустическая эмиссия..., 1992). По результатам изучения сейсмичности район бурения СГ-4 известен местными мелкофокусными землетрясениями интенсивностью до 4-5 баллов. Поэтому можно предположить, что как в поле отраженных волн, так и в аномалиях пластовых скоростей и акустической эмиссии проявляется напряженное состояние среды, хотя не исключено, что такое проявление напряженного состояния могло быть спровоцировано и малоконтрастной сменой литологии.

Таким образом, выполненный в процессе настоящих исследований анализ волнового поля позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Впервые при сейсмических работах на Урале удалось проследить протяженные отраженные волны на всем реализованном интервале наблюдений (9 км) в диапазоне удалений от 2.0 до 16.5 км. Это дало основание для максимального увеличения длины сейсморегирующей расстановки при более поздних исследованиях. (Например, во время работ МОВ со взрывными источниками на профиле URSEIS'95 общая длина расстановки для каждого пикета возбуждения составляла 36 км.)

2. В разделенном волновом поле уверенно выделяются и прослеживаются несколько групп волн, соответствующих отражениям от крутопадающих границ, выходящих на дневную поверхность, что допускает отождествление этих отражателей с картируемыми геологическими образованиями.

3. Длина полученных годографов отраженных волн в ряде случаев является достаточной для оценки эффективных скоростей, однако количества таких годографов, которые могли бы быть уверенно отождествлены и увязаны при прямых и встречных наблюдениях, оказалось недостаточно для построения скоростной модели в интервале глубин предполагаемого бурения.

4. Устранение за счет разделения волнового поля многих зон интерференции позволило проследить достаточно стабильные по динамике волны формальным методом (способом РНП) и по его результатам построить сейсмический разрез, более динамически выразительный, чем при традиционных работах с одиночными взрывами.

5. Разделение волнового поля в поперечном по отношению к линии профиля направлении (за счет анализа поперечных баз возбуждения) позволило оценить и учесть влияние “боковой” информации как при анализе волновой картины вдоль профиля наблюдений, так и при интерпретации и построении результирующего разреза.

Построение сводного сейсмического разреза

На основании интерпретации волн в первых вступлениях, докритических и закритических отраженных волн и анализа временных разрезов обменных волн удаленных землетрясений была построена сводная модель сейсмического разреза вдоль геотраверса, которая проверялась и корректировалась путем решения прямой задачи по программе “RAYINVR-2”^{*)}. Программа позволяет прослеживать лучи

^{*)} Программа написана С.А. Зельтом (Геологическая служба Канады, Обсерватория Кресцент, Оттава, вариант 1993 года) и свободно, на некоммерческой основе, распространяется автором по Интернету.

волн различных классов (отраженные, рефрагированные, головные) и типов (продольные, поперечные) от границ, заданных непрерывно на двухмерной модели разреза. Как уже отмечалось, повсеместно удалось выделить и прокоррелировать вдоль всего профиля только отраженные волны от раздела Мохоровичича. Большинство других внутрикоровых отражений следятся не повсеместно. Более того, на различных участках геотраверса их количество существенно отличается, поэтому для обобщенной модели была принята хотя и единая, но в значительной степени условная индексация, которая отражает лишь порядок регистрации отдельных волн и последовательность залегания в разрезе соответствующих границ.

Технология подбора не позволяла обчислить разрез целиком. Вся модель была разбита на 7 участков (gr1...gr7) длиной от 350 до 450 км с перекрытием в среднем около 150 км (см. раздел “Результаты подбора скоростного разреза прямой задачей сейсморазведки” электронного атласа). Скорости и глубины задавались с шагом 20 км по латерали и характеризовали параметры на кровле и подошве слоя. Модели были составлены для Р- и S-волн. Подбор моделей осуществлялся независимо, но в единой геометрии для обоих типов волн, за исключением участка gr2, где в модели S-волн потребовалось введение дополнительного слоя в средней коре.

При подборе использовались рефрагированные волны в верхних трех слоях (P_{0-1} , P_{1-2} , P_{2-3} , S_{0-1} , S_{1-2} , S_{2-3}), отраженные волны от внутрикоровых границ (P_2P , P_3P , P_4P , S_2S , S_3S , S_4S), а также отраженные волны от границ М ($P_M P$, $S_M S$), К-М ($P_{К-М} P$, $S_{К-М} S$) и продольная головная волна P_M . Опыт корреляции и использования головных поперечных волн от границы М (S_M) для подбора скоростной модели в рамках эксперимента “АСТРА” выявил большие трудности в корреляции и идентификации этих волн, поэтому для всего профиля этот тип волн не использовался при расчетах, в результате чего модель по S-волнам несколько хуже освещена лучами разных типов по сравнению с моделью Р-волн.

Первой стадией подбора было приведение в соответствие расчетных рефрагированных волн в верхней части разреза (до глубины 10-15 км) и наблюдаемых волн в первых вступлениях. Для этого использовалась довольно густая система годографов МПВ до удалений 80 км, расположенных через 10-20 км. Далее для подбора внутрикоровых границ и границы М использовались годографы до удалений 200-300 км через 35-45 км. Особое внимание уделялось подбору головной и отраженной волн от границы Мохо. Не всегда удавалось удовлетворительно подобрать разрез под наблюдаемую головную волну P_M . Причина видится в сложности корреляции этого типа волн даже в первых вступлениях и проблемах моделирования головной волны при резких вариациях рельефа преломляющей границы. Всего в подборе было задействовано более 100 годографов первых вступлений продольных и поперечных волн, 46 групп годографов головных, отраженных Р- и S-волн, полученных от “больших” взрывов непосредственно на профиле, и 30 групп годографов Р- и S-волн на профилях эксперимента “АСТРА”.

Вариант модели разреза, принятый авторами за окончательный, может свидетельствовать лишь о том, что данная модель не противоречит исходным данным, но ни в коей мере не претендует на единственность. Для примера на рис. 2.38 приведены две альтернативные скоростные модели по уральской части геотраверса для Р-волн. Обе модели с одинаковым качеством удовлетворяют наблюдаемым данным и характеризуются близкими значениями средних скоростей, но одна из них по-

строена в предположении непрерывного нарастания скорости с глубиной, а другая содержит волновод в средней части земной коры. В электронном атласе приведены результаты подбора всех годографов по геотраверсу и финальные сейсмические модели, использованные для последующей интерпретации.

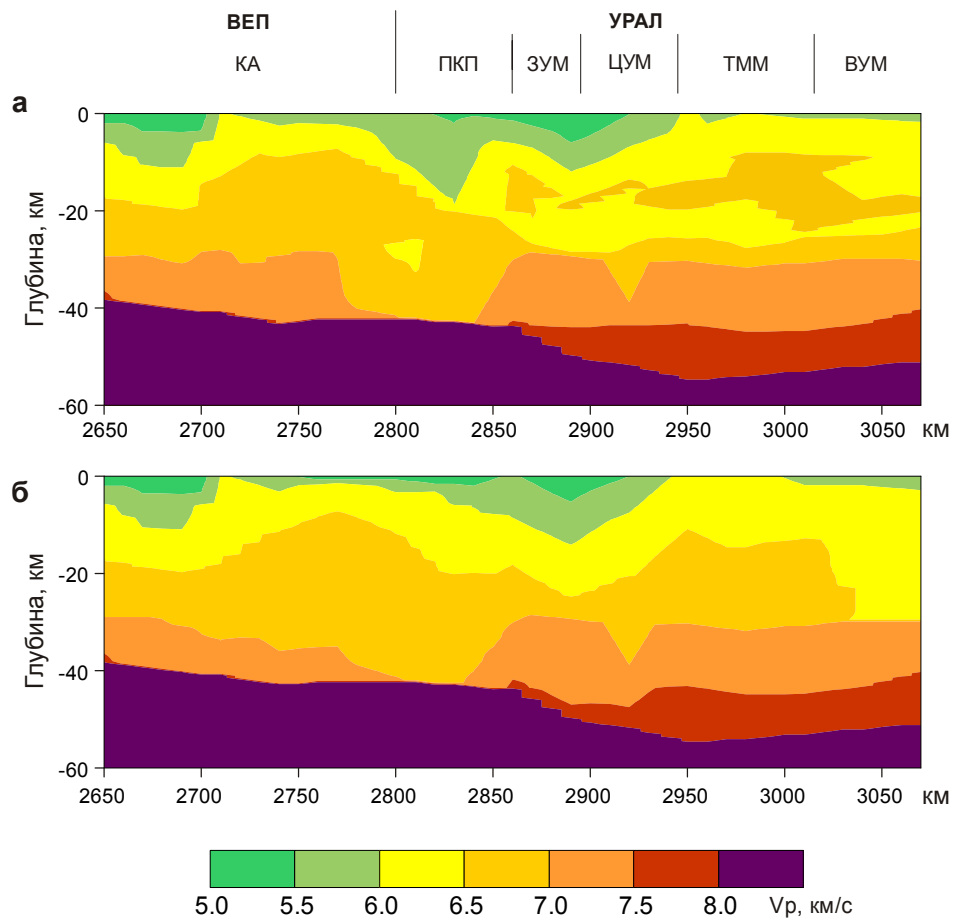


Рис. 2.38. Альтернативные скоростные модели для Р-волн по уральской части геотраверса “ГРАНИТ”: а - с зонами пониженной скорости, б - градиентная модель

ВЕП - Восточно-Европейская платформа; КА – Калтасинский авлакоген; ПКТ - Предуральский краевой прогиб; ЗУМ – Западно-Уральская мегазона; ЦУМ - Центрально-Уральская мегазона; ТММ - Тагильско-Магнитогорская мегазона; ВУМ - Восточно-Уральская мегазона

После того, как был получен вариант сейсмического разреза оптимальным образом, с точки зрения авторов, удовлетворяющий всем типам наблюдаемых сейсмических волн, скоростные модели V_p и V_s были проинтерполированы в равномерную сеть с шагом 10 км по горизонтали и 0.5 км по вертикали. Эти интерполированные значения скоростей далее по известным корреляционным зависимостям (Алейников и др., 1986, 1990, 1991; Бондарев, 1974; Кашубин, 1984; Крылов, Тен, 1994 и др.) пересчитывались в разрезы плотности, содержания SiO_2 , модулей упругости и других геолого-геофизических параметров среды. Часть этих разрезов непосредственно использовалась для геологической интерпретации (прил_7 электронного атласа), часть - как исходные данные для комплексной интерпретации совместно с результатами других геофизических методов.

2.2. Гравиметрические исследования

Полевые гравиметрические исследования по геотраверсу “ГРАНИТ” не проводились, так как вся полоса геотраверса на момент выполнения по нему геофизических работ была обеспечена гравиметровыми съемками масштаба 1:200000 и крупнее. Было решено использовать данные этих съемок для построения сводной гравиметрической карты в 100-километровой полосе трансекта и на ее основе выполнить геолого-геофизическую интерпретацию поля силы тяжести и построение плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль основной линии профиля. Однако уже на этапе проектирования работ возникал вопрос, что при интерпретации аномалий силы тяжести по такому протяженному профилю, по-видимому, будет необходимо учитывать влияние кривизны Земли, поэтому были предусмотрены специальные работы по исследованию влияния кривизны Земли на аномальное поле Δg . Работы по составлению сводной гравиметрической карты и по оценке влияния кривизны Земли на аномалии силы тяжести выполнялись двумя организациями - Баженовской геофизической экспедицией и Днепропетровским горным институтом.

Методика построения сводной гравиметрической карты в полосе геотраверса

Первым прединтерпретационным этапом обработки гравиметрических материалов было построение сводной гравиметрической карты масштаба 1:500000 в стокилометровой полосе вдоль геотраверса. Карта строилась путем пантографирования и последующей увязки имеющихся гравиметрических карт масштаба 1:200000 на единой топооснове. Изданные гравиметрические карты такого масштаба имеются почти на всю изучаемую территорию, исключением является восточная часть описываемых площадей, входящая в состав Западно-Сибирской плиты, где изданными картами масштаба 1:200000 обеспечено около 40 % исследуемой полосы, для остальных площадей использовались фондовые материалы.

Для составления сводной карты использовались изданные гравиметрические карты в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.30 г/см^3 . Это значение плотности было взято потому, что оно наиболее близко к реальной плотности промежуточного слоя в подавляющем большинстве районов, прилегающих к геотраверсу. Изоаномалы на изданных картах проведены в основном через 2 мГал, а на детализационных участках - через 1 мГал. В единичных случаях наблюдается несовпадение изоаномал между отдельными листами до 1 мГал, что вызвано использованием детальной съемки при составлении этих листов.

На тех участках, где изданные карты отсутствовали, были использованы фондовые материалы - гравиметрические карты из отчетов Главтюменьгеологии и Уралгеологии. Часть этих карт была составлена еще в 1960-е годы, но в основном это карты последних лет. Между старыми отчетными картами и изданными гравиметрическими картами масштаба 1:200000 в отдельных случаях отмечается несовпадение изоаномал (до 1 мГал). Гравиметрические карты из отчетов конца 1980-х годов полностью увязаны с изданными картами.

В пределах Уральского региона работы по составлению гравиметрических карт масштаба 1:500000 проводились ранее картосоставительским отрядом Баженовской геофизической экспедиции, поэтому для составления сводной карты в полосе

геотраверса были использованы рабочие гравиметрические карты масштаба 1:500000 на листы Р-41-В; О-41-А, Б, В; О-40-Б, В, Г.

В результате для стокилометровой полосы геотраверса была составлена сводная гравиметрическая карта масштаба 1:500000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.30 г/см^3 . Изоаномалы на сводной карте проведены через 2 мГал, что соответствует точности сбивки и сечению исходных карт масштаба 1:200000. Составленная карта использовалась как для качественного анализа распределений аномалий силы тяжести относительно линии геотраверса, так и для построения графика поля Δg_a по основной линии профиля и дальнейших количественных расчетов при подборе плотностной модели.

Оценка влияния кривизны Земли на результаты интерпретации аномального поля силы тяжести вдоль геотраверса “ГРАНИТ”

При решении прямых и обратных задач гравиметрии на длинных профилях существует проблема учёта влияния кривизны Земли на результаты количественных расчетов аномалий от глубоко залегающих объектов. Для оценки этого влияния на геотраверсе “ГРАНИТ” на кафедре геофизических методов разведки Днепропетровского горного института под руководством Г. Я. Голиздры была выполнена специальная тематическая работа по разработке алгоритмов и составлению программ вычисления гравитационного поля с учетом кривизны Земли.

Были рассмотрены два подхода к решению проблемы. В первом разработан алгоритм решения прямой задачи для трехмерных масс в сферической системе координат. По этому алгоритму сначала вычисляется поле N-угольного сферического диска, в дальнейшем поля дисков суммируются, и таким образом решается прямая задача для ряда трехмерных моделей. Поскольку этот метод решения прямой задачи гравиразведки для сферической Земли включает численное нахождение одно- или двукратного интеграла, что требует значительного объема машинного времени, полученные в работе точные формулы позволили построить решения, на которых опробованы способы решения прямой задачи численными методами. Эти формулы позволяют построить палетку вычисления поля V_z для масс на сферической Земле. На языке Фортран-IV составлена программа “Пирамида-R”, для которой числовые данные о модели можно задавать в географических или прямоугольных координатах. Точность вычисления поля этим аппроксимационным методом оценивалась путем сравнения с полем прямоугольного сферического диска и параллелепипеда, рассчитанным с использованием точных формул. Сравнение результатов показало хорошее совпадение полей, вычисленных по точным формулам и путем численного интегрирования. При расстоянии до верхней кромки параллелепипеда более 100 км совпадение полей не хуже 0.00002 мГал, с уменьшением расстояния до 10-15 км точность снижается до 0.001-0.01 мГал.

Опробован также другой путь решения задачи, связанный с преобразованием координат. Здесь сферичность Земли учитывается приближенно, вернее, приближенно учитываются перемещение и поворот масс в пространстве при преобразовании горизонтальной плоскости в сферическую поверхность Земли путем замены системы координат или с использованием аналитических выражений элементов поля в прямоугольных координатах. Так учтена кривизна Земли для двухмерных тел, а также в трехмерном случае. Для трехмерных объектов преобразование было

применено к вертикально-цилиндрическим массам, материальному диску, пирамиде и некоторым другим трехмерным моделям. Выработанные алгоритмы и составленные к ним программы на языке Фортран-IV: “Полигон-2R” и “Полигон-3R” - для двухмерных и трехмерных масс соответственно позволяют вычислить поле с необходимой точностью при относительном удобстве подготовки данных и затратах машинного времени, обычных для такого рода задач. В этом варианте для двухмерных масс возможно преобразование не к сферической, а к цилиндрической поверхности Земли, что полезно при моделировании поля масс на протяженных профилях. Результаты вычислений на тестовых моделях по этим алгоритмам хорошо совпадают с полями, вычисленными по точным формулам. Учет сферичности Земли на основе преобразования координат удобен тем, что описание двухмерных и трехмерных моделей масс по-прежнему проводится в прямоугольных координатах, что позволяет по одним и тем же координатам вычислять поле как с учетом сферичности Земли, так и без ее учета.

Сравнения результатов этих вычислений, проведенные в ряде случаев, позволяют сделать вывод о том, что влияния кривизны Земли на величину поля силы тяжести небольшие и систематические, и их следует учитывать лишь при размерах возмущающих масс в сотни километров при глубинах их залегания в первые сотни километров и более. При уменьшении размеров изучаемых объектов до 100-150 км или глубин их залегания до 100-120 км влияние сферичности Земли на величину гравитационного поля уменьшается до 0.001-0.05 мГал. Из этого следует, что на геотраверсе “ГРАНИТ” при предполагаемом моделировании гравитационных аномалий до глубин 60-70 км влияние сферичности Земли можно не учитывать из-за его незначительности.

Анализ и разделение аномалий поля силы тяжести и построение плотностной модели

Для более широкого обзора гравитационного поля исследуемой территории использовалась изданная гравиметрическая карта масштаба 1:2500000 (прил_2 электронного атласа), по которой проводился качественный анализ аномального поля с привлечением имеющейся геологической информации с целью формирования представлений об отображении тектонического строения изучаемой площади в поле силы тяжести.

Гравитационное поле в полосе геотраверса можно разделить на крупные аномальные участки, границы которых соответствуют известным геологическим структурам. На западе (600-1000 км) геотраверс пересекает Украинский щит, который отражается в поле силы тяжести относительно повышенными значениями (около 20 мГал), к северу от линии геотраверса поле имеет мозаичный характер преимущественно с субмеридиональным простиранием аномалий, к югу - характер поля более выдержан, простирание аномалий меняется на северо-западное. Если принять во внимание, что породы, выходящие на дневную поверхность в пределах Украинского щита, - это древние гранито-гнейсы, имеющие среднюю плотность около 2.67 г/см^3 , то повышенное значение поля силы тяжести в данном районе надо связывать с более глубинными факторами.

Далее (1000-1200 км) геотраверс пересекает интенсивную отрицательную аномалию (до -30 мГал), соответствующую Днепровско-Донецкой депрессии. Здесь, к

югу от профиля, аномалия полосовая северо-западного простирания, а к северу расширяется, принимая более изометричный облик. В пределах Днепровско-Донецкой депрессии залегают относительно легкие породы: известняки, песчаники, углистые толщи.

Воронежскому кристаллическому массиву, пересекаемому геотраверсом (1200-1750 км), соответствует относительно повышенное гравитационное поле (5-10 мГал), осложненное интенсивными локальными минимумами. В центральной части массива поле носит мозаичный характер.

Затем (1750-1850 км) геотраверс пересекает интенсивную полосовую отрицательную аномалию (около -15 мГал), отражающую положение Пачелмского авлакогена на тектонической карте, простирание аномалии - северо-западное. Отрицательное гравитационное поле в пределах авлакогена может быть обусловлено низкой плотностью залегающих здесь пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, имеющих среднюю плотность 2.50-2.55 г/см³.

Восточнее (1850-2100 км) расположен Токмовский свод, здесь к югу от геотраверса на относительно повышенном фоне (5-10 мГал) присутствуют в основном положительные аномалии более высоких порядков, а к северу - в основном отрицательные. Изоаномалы имеют тенденцию к северо-западному простиранию. Токмовский свод имеет предположительно гранито-гнейсовый фундамент с плотностью пород 2.67 г/см³, а породы чехла: карбонаты, аргиллиты и доломиты - имеют среднюю плотность около 2.52 г/см³, что не соответствует повышенным значениям поля силы тяжести в данном районе. Следовательно, источники этого поля залегают глубже.

В пределах Татарского свода (2300-2500 км), наоборот, на фоне повышенных значений поля (15-20 мГал) к югу от геотраверса преобладают отрицательные аномалии, а к северу - более интенсивные положительные. Породы чехла здесь: песчаники, известняки, доломиты, алевролиты - имеют среднюю плотность 2.46-2.50 г/см³.

Выделяемая на тектонической карте между Токмовским и Татарским сводами Мелекесская впадина (2100-2300 км) проявляется незначительным понижением значений гравитационного поля.

Калтасинскому авлакогену (2500-2800 км) соответствует изометричная отрицательная аномалия поля силы тяжести (-10-15 мГал), осложненная отрицательными же аномалиями более высоких порядков. Красноуфимский свод (2750-2800 км) выражен в гравитационном поле вытянутой в северо-западном направлении слабopоложительной (до 10 мГал) аномалией.

Далее (2800-3100 км) на тектонической карте отмечена Уральская зона, для которой в гравитационном поле характерны длинные полосовые аномалии субмеридионального простирания. Здесь сначала геотраверс попадает в слабоотрицательное поле силы тяжести (-5-10 мГал), затем пересекает интенсивную положительную аномалию (около 60 мГал), соответствующую выходам на дневную поверхность крупных массивов габбро с плотностью 2.90-3.05 г/см³, и полосу отрицательного гравитационного поля (-10-15 мГал), осложненного интенсивными минимумами и соответствующего зоне развития гранитоидов.

Западно-Сибирская плита (3100-4300 км) характеризуется мозаичным гравитационным полем: к северу от геотраверса слабopоложительным, осложненным в равной мере отрицательными и положительными локальными аномалиями. Юж-

нее профиля поле в основном слабоотрицательное с отдельными положительными аномалиями. Изоаномалы имеют тенденцию к северо-восточному простиранию. После 4100 км геотраверс попадает в полосу отрицательного поля силы тяжести, вытянутую в северо-западном направлении и осложненную относительно мелкими положительными аномалиями.

Для более четкого представления о границах различных аномалий и о распределении масс на разных уровнях на ЭГВК ПС-2000 строились вспомогательные карты по программам ТРАП. Пакет программ ТРАП предназначен для трансформаций полей, заданных по площади, с целью их качественного анализа, разделения на локальную и региональную составляющие, выделения слабо проявленных аномалий и различных особенностей физического поля, коррелирующихся с теми или иными элементами геологических структур. Было выполнено осреднение исходного поля, пересчеты его на различные уровни, рассчитаны вертикальный и полный градиенты поля вблизи дневной поверхности. В результате получены карты осредненного поля с радиусами осреднения 6, 12 и 22 км и соответствующие им карты локальных аномалий. Оптимальный радиус осреднения выбирался как результат анализа зависимости статистической характеристики изменчивости аномального осредненного поля от радиуса осреднения - $S(R)$. Оптимальным радиусом считался тот, при котором наблюдается замедление скорости изменения S с увеличением радиуса. Таких радиусов может быть несколько, каждый из них отвечает оптимальным условиям выделения аномалий разных порядков. Для различных регионов в пределах профиля было выбрано по 3-4 оптимальных радиуса. Наиболее часто повторяющиеся взяты общими для всей территории, прилегающей к геотраверсу. Кроме карт осредненного поля по программам ТРАП были получены карты пересчетов поля вверх на 4, 10, 20 и 40 км. Все эти карты использовались для разделения аномалий в районе профиля. Вертикальный градиент был рассчитан с целью выделения слабых аномалий поля силы тяжести, а по картам полного градиента прослеживались зоны сочленения разноплотностных блоков, отождествляемые с тектоническими нарушениями.

Для формирования качественных представлений о характере распределения источников поля в разрезе исходное поле по профилю сопоставлялось с кривыми, полученными от пересчетов поля вверх, и с имеющейся информацией о плотности пород верхней части разреза. Региональное поле по профилю отражает достаточно сложное сочетание влияний глубокозалегающих источников и обширных близповерхностных плотностных аномалий (рис. 2.39). Сведения о плотности пород вдоль геотраверса использовались для того, чтобы вычестить из регионального поля влияние тех источников, которые наверняка находятся в верхних слоях разреза. Затухание поля по мере увеличения высоты наблюдения, как правило, несет информацию о глубине залегания аномалиеобразующих объектов, поэтому незатухающие и слабозатухающие аномалии связывались нами с наиболее глубокозалегающими телами. Смещение экстремумов на разновысотных графиках интерпретировалось как наклонное залегание источников поля.

Построение модели разреза земной коры, соответствующей наблюдаемому полю, начиналось с определения параметров аномалиеобразующих объектов с помощью палеток А. А. Духовского и Л. З. Злавдинова, причем расчетные линии выби-

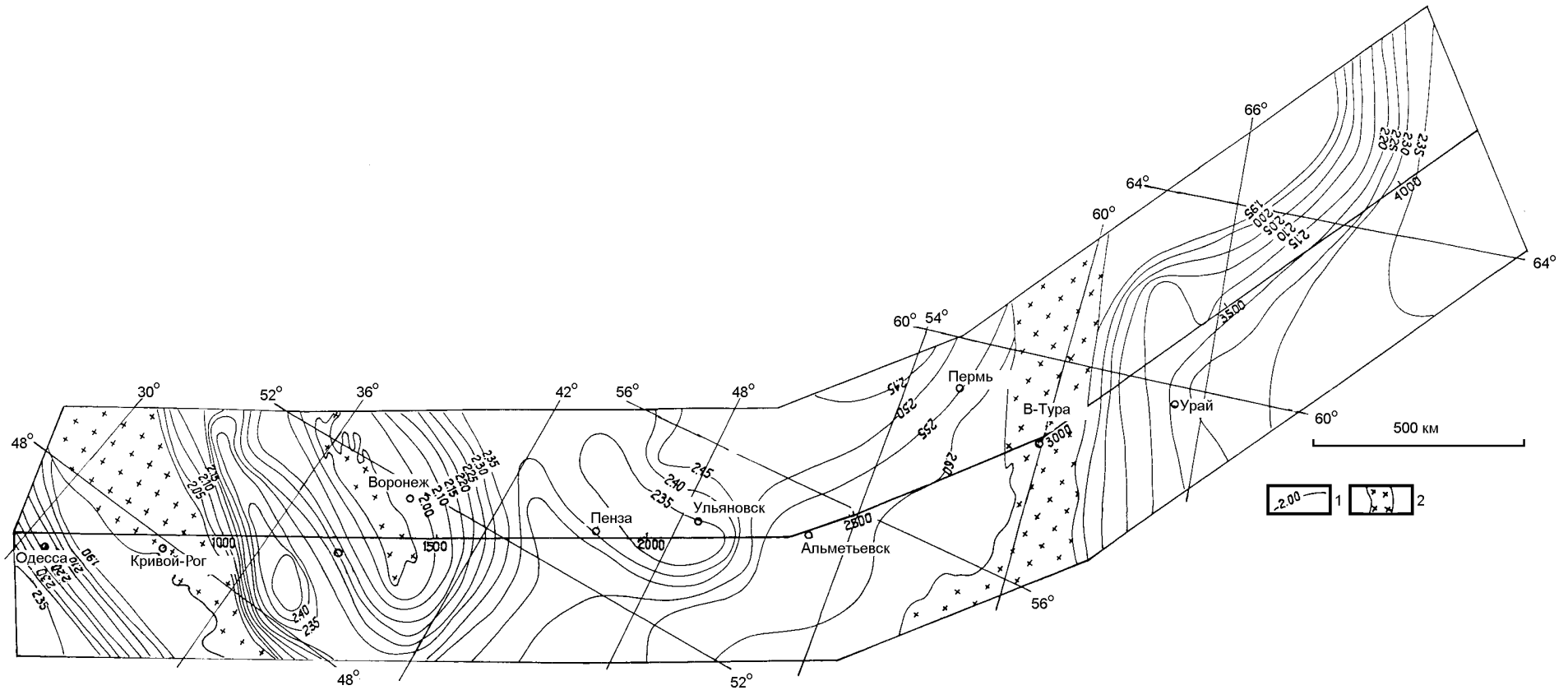


Рис. 2.39. Карта плотностей осадочных пород вдоль геотраверса "ГРАНИТ" (по Н.В. Подоба, М.Л. Озерской)

1 - изолинии плотности осадочных пород; 2 - выходы пород кристаллического фундамента.

рались вкрест простирания структур (элементов гравитационного поля), а потом по линиям профилей строились сечения объектов, полученных в результате расчетов. Затем с учетом полученных результатов проводились расчеты на ПЭВМ по программе И. И. Корчагина (Корчагин, 1994). Для экспресс-оценки глубинности и пространственного положения аномалиеобразующих тел использовался метод вариаций Б. А. Андреева (Андреев, Клушин, 1965). По этому методу строился разрез (изолинии в относительных единицах), позволяющий качественно оценить распределение вдоль профиля гравитирующих масс до глубины 40 км. Результаты, полученные описанными выше методами, использовались для формирования нулевого варианта плотностной модели по верхней части разреза.

Плотностная модель на всю мощность земной коры строилась методом автоматизированного подбора по методике А. В. Цирульского с использованием системы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА (Система интерпретации..., 1993) с привлечением для структурных построений как результатов предварительных расчетов, так и выводов, сделанных при качественном анализе поля силы тяжести.

Первый этап построений - подбор региональной составляющей поля силы тяжести. В качестве региональной составляющей использовалась кривая, снятая с карты поля, пересчитанного в верхнее полупространство на высоту 22 км. Результаты подбора приведены на рис. 2.40.

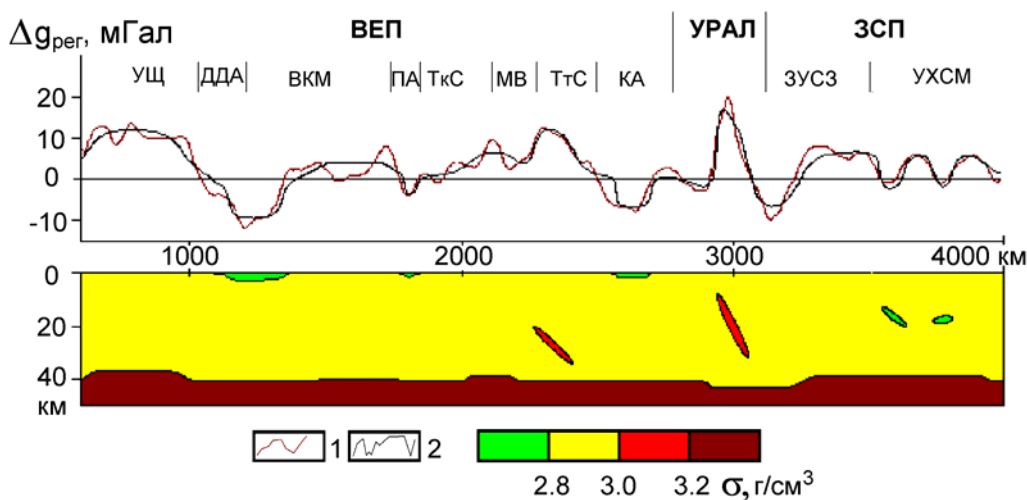


Рис. 2.40. Подбор региональной составляющей поля силы тяжести

1 - наблюдаемая кривая, пересчитанная на высоту 22 км; 2 - расчетная кривая; ВЕП - Восточно-Европейская платформа; ЗСП - Западно-Сибирская плита; УЩ - Украинский щит; ДДА - Днепровско-Донецкий авлакоген; ВКМ - Воронежский кристаллический массив; ПА - Пачелмский авлакоген; ТкС - Токмовский свод; МВ - Мелекесская впадина; ТтС - Татарский свод; КА - Калта-синский авлакоген; ЗУСЗ - Зауральская складчатая зона; УХСМ - Уват-Хантымансийский срединный массив.

Как видно из рисунка, региональная кривая может быть обусловлена как глубокозалегающими источниками поля, так и объектами, залегающими в верхних частях разреза. Так, например, отрицательная аномалия, отражающая положение Днепровско-Донецкого авлакогена и западной части ВКМ (1100-1350 км), может быть обусловлена как приповерхностными осадками этой структуры, так и прогибом границы Мохо в этом районе, а интенсивная положительная аномалия в Ураль-

ской зоне (2900-3100 км) полностью выбирается источниками, по всей вероятности, связанными с массивами габбро, залегающими здесь и выходящими повсеместно на поверхность. Качество подбора характеризуется максимальными расхождениями между исходной и расчетной кривыми в 7 мГал, что для регионального поля было признано вполне достаточным. Используя полученные таким образом данные о положении подошвы земной коры, которые закреплялись или изменялись при дальнейших расчетах, были построены варианты разрезов с распределениями источников аномалий в пределах консолидированной земной коры (рис. 2.41).

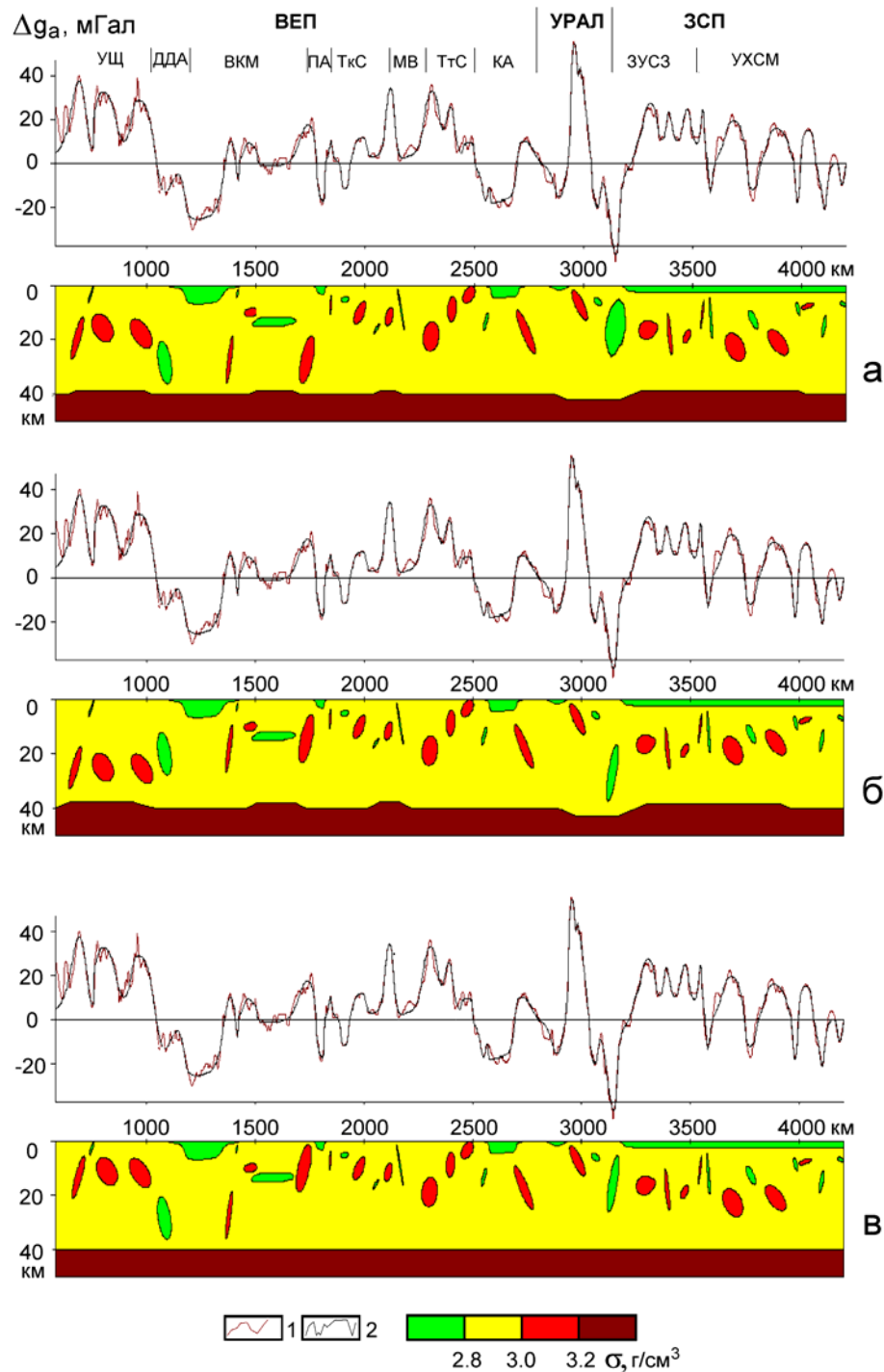


Рис. 2.41. Варианты подбора поля силы тяжести по методике А. В. Цирульского
1 - наблюдаемая кривая; 2 - расчетная кривая; остальные обозначения см. на рис. 2.40.

Из представленного рисунка видно, что при разном положении границы раздела кора-мантия источники аномалий внутри коры могут менять свое положение или плотность в зависимости от конфигурации границы Мохо. Так, при некотором подъеме границы в пределах Украинского щита (500-1000 км) источники положительных аномалий в коре на данном участке профиля залегают на глубине 20-30 км (см. рис. 2.41, а, б), а при отсутствии подъема мантийной границы глубина залегания этих же источников уменьшается до 10-15 км (см. рис. 2.41, в). Отрицательная аномалия между 3100-3200 км при ровной границе раздела кора-мантия может быть обусловлена телом, залегающим на глубине 15-20 км (см. рис. 2.41, в), а при опускании мантии в этом районе источник отрицательной аномалии должен либо залежать на глубине около 30 км (см. рис. 2.41, б), либо иметь меньшую плотность (см. рис. 2.41, а).

Сформированные при таком анализе представления о распределении аномальных масс в разрезе были использованы при составлении окончательной плотностной модели (прил_8 электронного атласа), в которой геометрия плотностных объектов задавалась с учетом сейсмических данных и априорной геологической информации. Корректировка плотностей осуществлялась методом подбора с точностью совпадения расчетной и наблюдаемой кривых до 5 мГал.

2.3. Разновысотные аэромагнитные исследования

Разновысотная аэромагнитная съемка (РАМС) в полосе геотраверса “ГРАНИТ” выполнялась с целью изучения распределения магнитных масс (источников магнитных аномалий) в земной коре, создания модели магнитоактивного слоя и комплексной интерпретации этих данных совместно с сейсмическими, гравиметрическими и другими материалами при составлении сводного геолого-геофизического разреза по осевому маршруту геотраверса. Работы проводились двумя организациями-соисполнителями: в 1989-1991 гг. Аэрогеофизической партией Днепроградской геолого-геофизической экспедиции ПГО “Севукргеология” под руководством Н.И. Корня и в 1993-1995 гг. Аэрогеофизической партией Уральской геофизической экспедиции Уралгеолкома под руководством А.В. Чурсина (см. рис. 2.1, б). Наблюдения выполнялись в соответствии с основными положениями Временных методических рекомендаций по аэромагнитной съемке на геотраверсах (1990). В данном разделе приводятся сведения о полевых работах, выполненных УГЭ, и методике интерпретации аномального магнитного поля и построения магнитной модели земной коры вдоль всего геотраверса с учетом данных украинских исследователей.

2.3.1. Полевые наблюдения

РАМС на российской части геотраверса выполнена на высотах 150 и 2000 м. Вдоль уральской части геотраверса РАМС выполнена по трем профилям, отстоящим друг от друга на расстоянии около 30 км. Основная линия геотраверса общей длиной 3882 км заснята на высоте 150 м с разрывом в съемке около 430 км западнее г. Альметьевска. Но на этом не заснятом на высоте 150 м отрезке маршрута проведена съемка на высоте 2000 м. Перекрытие маршрута полета с украинской частью профиля осуществлено на высоте 150 м и составляет 125 км. На высоте 2000 м съемка по этому профилю проведена от г. Урай на востоке до р. Дон на западе. Кроме того, в за-

падносибирской части геотраверса наблюдения на этой высоте выполнены по параллельному маршруту, продолжающему один из уральских профилей (см. рис. 2.1, б).

Аэромагнитная съемка выполнялась протонным аэромагнитометром ММВ-215 (с выпускной гондолой), установленным на самолете АН-2 2-го Свердловского авиаотряда Уральского управления гражданской авиации. Полеты производились с обтеканием рельефа на высоте 150 м и на барометрической высоте 2000 м. Запись информации осуществлялась в цифровом виде на магнитную ленту. Контроль за качеством записи во время полета выполнялся по дисплею аэромагнитометра.

Прокладка маршрутов при съемке осуществлялась в активном режиме с помощью приемоиндикатора ТНЛ-1000 с использованием среднеорбитальной спутниковой радионавигационной системы НАВСТАР (США).

Координаты места самолета (МС) с приемоиндикатора через каждую секунду записывались на магнитную ленту станции ММВ-215 синхронно с геофизической информацией (магнитным полем, номерами ориентиров и т. п.), что при скорости 160-180 км/ч обеспечило дискретность измерений 45-50 м.

Летные испытания, имитирующие съемочные полеты при аэрогеофизических съемках, проводились в полевой сезон 1993 г. на тумбах Свердловского образцового топографического базиса, расположенного по Нижнетагильскому тракту. Средняя квадратическая погрешность (СКП) определения планового положения координат точек измерения, вычисленная по 130 измерениям, составила: по широте – $m_v = \pm 28.2$ м; по долготе – $m_l = \pm 22.4$ м. СКП определения МС составила ± 36 м.

Отклонение фактической линии полета (ФЛП) от заданной (ЗЛП) при активной спутниковой навигации в 90 % случаев находилось в пределах ± 100 м.

Длина троса выпускной гондолы составляла 45 м, что позволило практически полностью (до $\pm 1 \div 2$ нТл) избавиться от девиационных помех самолета.

Стабильность работы аэромагнитометра проверялась при каждом вылете на “перекрытиях” отрезков маршрута предыдущего залета на расстоянии 20-25 км.

Среднеквадратическая погрешность измерений абсолютных значений модуля магнитной индукции Т оценена на повторных отрезках, совпадающих в плане маршрутов, и составила ± 4.05 нТл для высоты 150 м и ± 4.6 нТл для высоты 2000 м.

2.3.2. Обработка и интерпретация материалов

Обработка геофизической и топографической информации, полученной при производстве съемочных полетов, выполнялась на ПЭВМ в системе АСОМ-АГС/РС (КазВИРГ), дополненной специально разработанными программами по переводу координат международной системы ВЖС-84, применяемой при спутниковой навигации, в систему координат эллипсоида Красовского, и наоборот.

Поправки за суточные вариации геомагнитного поля вводились по данным одновременных наблюдений приборами ММП-203 на трех магнитовариационных станциях (МВС): Уренгой, Урай и Кедровое (Невьянск), а также обсерваторий Арти и Раифа (Казань). Анализ графиков МВС за 1993-1995 гг. показал, что аэромагнитная съемка проводилась в спокойные или слабозмущенные дни, поэтому сеть наблюдений на МВС и обсерваториях обеспечила надежный учет вариаций геомагнитного поля.

Аномальное магнитное поле (АМП) по всему геотраверсу - как на территории России, так и на территории Украины - определялось по картам нормального поля

эпохи 1990 г. ЛО ИЗМИРАН с учетом поправки за вековой ход. Анализ карт нормального поля различных эпох (1980, 1985, 1990 гг.), издаваемых ИЗМИРАН, показал, что последние карты, начиная с 1985 года, близки к карте международного нормального магнитного поля Земли, составленной с использованием данных спутниковой съемки МАГСАТ (США, 1979).

После введения поправок за нормальное поле графики аномального магнитного поля для дальнейшей интерпретации по профилям съемки строились в масштабе 1:200000 с вертикальным масштабом 50 нТл в 1 см.

Осевой маршрут восточной и центральной частей геотраверса “ГРАНИТ” совпал в плане (в пределах 200-300 м) с маршрутом № 19 западной (украинской) части геотраверса, который, как уже отмечалось, был перекрыт аэромагнитной съемкой на высоте 150 м на отрезке около 125 км. Средняя квадратическая погрешность расхождений в значениях $(\Delta T)_a$ этих двух съемок, подсчитанная по формуле для двойных равноточных измерений, составила ± 5.1 нТл, что незначительно отличается от точности измерений АМП при непосредственной съемке. Поэтому для интерпретации были использованы графики АМП на высотах 200 и 2000 м по украинской части этого профиля без изменения нулевого уровня.

Измеренное АМП при съемке восточной и центральной частей геотраверса с дискретностью 50 м и снятые с графиков значения $(\Delta T)_a$ по профилю 19 с шагом 200 м были занесены в базу данных “Региональная аэромагниторазведка”, созданную на ПЭВМ в Уральской геофизической экспедиции. Таким образом, было получено АМП, приведенное к единому уровню геомагнитного поля эпохи 1990 г., по маршруту: Тирасполь - Кривой Рог - Валуйки - Альметьевск - В. Тура - Уренгой - р. Таз общей протяженностью 3882.4 км на высотах 150-200 и 2000 м (прил_8 электронного атласа).

Методика интерпретации

Аномальное магнитное поле $(\Delta T)_a$, полученное по осевому маршруту геотраверса “ГРАНИТ” вышеописанным способом, использовалось для интерпретации и построения геомагнитного разреза. Подбор разреза, отражающего особенности строения магнитоактивного слоя вдоль профиля, проводился методами математического моделирования А.В. Цирульского (Цирульский и др., 1980) и И.Н. Корчагина (Корчагин, 1994) в автоматизированном режиме на ПЭВМ.

На первом этапе, не задаваясь априорной геологической и геофизической информацией, производилась аппроксимация графиков $(\Delta T)_a$ полями набора сингулярных источников с построением эквивалентных семейств однородно намагниченных областей (локальная составляющая) и магнитоактивных границ раздела (региональная составляющая) с использованием системы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (Система интерпретации..., 1993). Полученное распределение магнитных источников в разрезе и пределов их намагниченности использовалось в качестве нулевого приближения для дальнейшего подбора разреза.

На втором этапе эта модель сопоставлялась с предварительной схемой строения земной коры, составленной по сейсмическим данным с учетом интерпретации гравитационного поля, и корректировалась, исходя из общих закономерностей распределения намагниченных тел в земной коре и верхней мантии, по программам автоматизированного подбора, разработанным в Институте геофизики Украины под руковод-

ством Е.Г. Булаха и И.Н. Корчагина. Этот пакет программ реализует подбор значений параметров источников гравитационных и магнитных аномалий, заданных в виде горизонтальных бесконечных или ограниченных по простиранию призм.

Подбор геомагнитного разреза (прил_8 электронного атласа) проводился для двух высот полета - 150 и 2000 м. Разность наблюдаемых и подобранных значений АМП при подборе составила $\pm 5-10$ нТл, что соизмеримо со среднеквадратической погрешностью съемки (± 5 нТл). В случае отсутствия измерений на одной из высот полета разрез подбирался по имеющимся данным, а затем путем решения прямой задачи вычислялись значения АМП для недостающей высоты.

Несмотря на то, что в настоящее время большинство исследователей признает, что аномальное магнитное поле отражает особенности строения магнитоактивного слоя всей толщи земной коры и, возможно, верхней мантии (Козловский, 1982; Крутиховская, 1976; Крутиховская, Пашкевич, 1976; Крутиховская и др., 1980; Мундт и др., 1986; Магнитная модель..., 1990; Печерский, 1991; Проблема построения..., 1982; Пряхина, Голованова, 1999; Чурсин, 1992 и др.), многие вопросы геологической интерпретации глубинных магнитных разрезов все еще остаются дискуссионными. Прежде всего, это касается вопросов природы намагниченности горных пород, слагающих консолидированную земную кору, механизмов образования и переноса основных магнитных минералов в коре, а также глубины распространения намагниченных объектов в условиях существующих в низах коры и верхней мантии температур и давлений. Поэтому остановимся на этих вопросах подробнее.

Природа намагниченности кристаллических горных пород. Многочисленные прямые сопоставления региональных магнитных аномалий (РМА) с геологической ситуацией и намагниченностью глубинных горных пород чаще всего приводят исследователей к выводу о полигенной и полихронной природе РМА и о том, что главный их источник - метаморфические породы, в первую очередь гранулиты.

На рис. 2.42 показан “нормальный” ряд по росту намагниченности, в который выстраиваются глубинные породы (ксенолиты) Монголии и Средней Азии от немагнитных мантийных гипербазитов до слабомагнитных гранулитов.

На этот “нормальный” ряд накладываются аномалии, для которых характерен огромный разброс содержаний магнитных минералов - от 0.01 % и менее до 10 % и более. Такие аномальные концентрации типичны для зон высокой тектономагматической активности, например, для малого Кавказа и Камчатки. Более того, во многих регионах встречаются среди ксенолитов высокомагнитные пироксениты “черной” серии - породы самых низов коры и верхов мантии, характеризующиеся признаками наложенного метаморфизма и даже подплавления.

По данным термомагнитного анализа (Магнитная модель..., 1990; Печерский, 1991), точки Кюри (T_c) большинства глубинных пород, представленных как ксенолитами в базальтовых лавах, так и образцами из массивов докембрийских метаморфических пород, обычно выше 500 °С, т. е. близки к точке Кюри магнетита (580 °С). Гораздо реже встречаются более низкие точки Кюри, типичные для титаномagnetитов (100-150 °С), например, у ксенолитов из кимберлитов Якутии, гранулитов Средней Азии, рифта Рио-Гранде (США) и др.

По данным анализа шлифов (Печерский, 1991), выделяются четыре вида широко распространенных в глубинных породах рудных зерен, которые либо сами, либо продукты их разрушения могут создавать магнитные минералы.

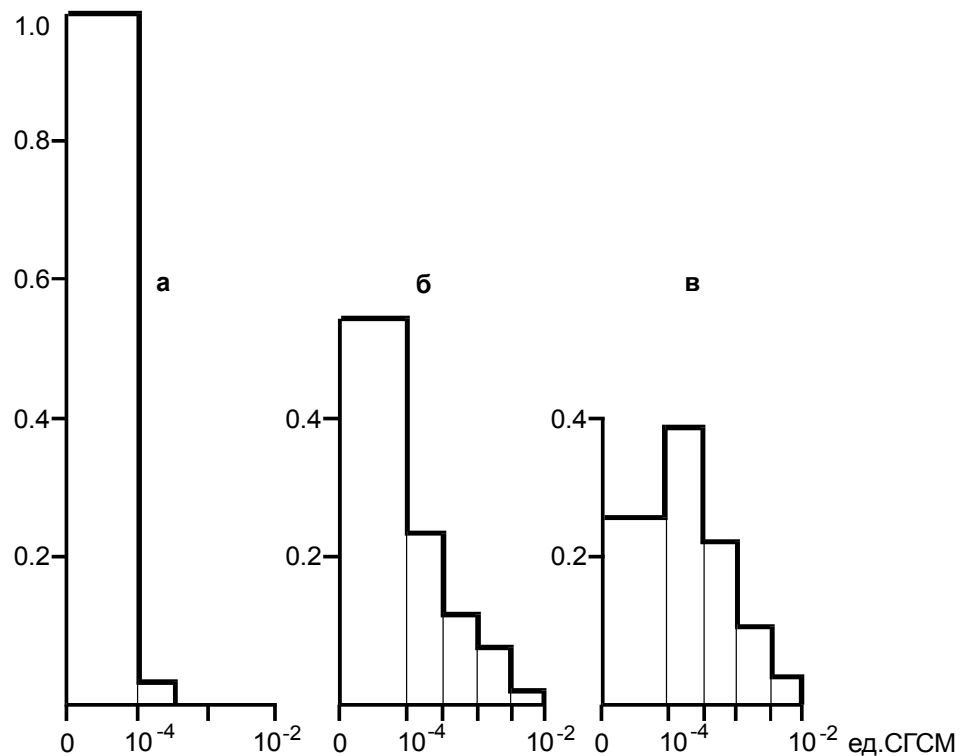


Рис. 2.42. Примеры относительного распределения ксенолитов глубинных горных пород Монголии и Средней Азии по магнитной восприимчивости (коллекции Ю.С. Геншафта, А.Я. Салтыковского, Р.И. Ярославского)

а - перидотиты и пироксениты “зеленой” серии (274 образца); б - пироксениты “черной” серии (216 образцов); в - гранулиты (98 образцов).

1. Крупные, как правило, распавшиеся зерна титаномагнетита. Средний их состав широко варьирует, но содержание TiO_2 в них не превышает 10 мас.%, MgO и Al_2O_3 составляет 5 мас.% и более. Продукты распада зерен титаномагнетита близки по составу к магнетиту и ильмениту, о чем свидетельствуют близкие точки Кюри. Форма зерен и их взаимоотношение с соседними силикатами показывают, что, как правило, это продукты твердофазных реакций. Низкотитановые титаномагнетиты встречаются в заметных количествах в гранулитах и габброидах, гораздо реже - в “черных” пироксенитах, практически отсутствуют в гипербазитах мантии (табл_физ_14 электронного атласа).

2. Обособленные, нередко крупные зерна вторичного магнетита, которые иногда развиваются по зернам силикатов, а иногда “разъедаются” последними. Есть примеры, как эти процессы сопровождают амфиболизацию, т. е. перекристаллизация связывается с действием флюидов. Обособленные зерна магнетита более характерны для гранулитов и габброидов.

3. Обособленные, часто крупные зерна ильменита, распространенные в гранулитах, габброидах, пироксенитах и мантийных гипербазитах, содержащих гранат. Продукты разрушения этих немагнитных минералов могут быть высокомагнитными. Одни авторы относят ильмениты к продуктам глубинной магматической кристаллизации, другие - к вторичной метасоматической; вероятно, есть и те, и другие.

Есть примеры ксенолитов гипербазитов, преобразованных в глубинных условиях стресса в деформированные рассланцованные породы. Такие изменения сопровождаются обогащением ильменитом.

4. Феррошпинели, содержащие большие количества магния, алюминия и хрома. Такие феррошпинели встречаются во всех ксенолитах мантийных гипербазитов и реже в породах низов коры.

Таким образом, краткий обзор минералогических данных, сделанный Д.М. Печерским, показывает, что источниками РМА в низах континентальной коры могут быть исключительно вторичные магнитные минералы - в первую очередь продукты разрушения и перекристаллизации ранее существовавших рудных Fe-Ti-минералов.

Немагматическое происхождение магнитных минералов в таких метаморфических породах, как гранулиты и амфиболиты, не вызывает сомнения. Не столь очевидно происхождение магнитных минералов в габбро и “черных” пироксенитах. О немагматическом происхождении последних может свидетельствовать высокая магнитная анизотропия глубинных пород, что возможно только при кристаллизации или перекристаллизации магнитных минералов в условиях направленного давления, причем не в жидком, а в твердофазном состоянии. Так, у ксенолитов габбро Курил и “черных” пироксенитов Монголии анизотропия магнитной восприимчивости в среднем составляет 1.2, достигая величины 1.5 и более, что вполне может свидетельствовать в пользу твердофазного образования магнитных минералов в этих породах.

Возможные механизмы образования и переноса магнитных минералов в консолидированной земной коре. В соответствии с $PT-fO_2$ -условиями из любых немагнитных минералов, содержащих Fe, с ростом летучести кислорода и падением температуры должны образовываться магнитные феррошпинели, близкие к магнетиту, и, наоборот, с падением fO_2 и ростом температуры магнитные феррошпинели будут преобразовываться в немагнитные минералы и далее вплоть до выделения самородного железа. Эта схема выполняется в случае простой цепочки вроде Fe-Ti-O, но ситуация резко осложняется с появлением кремния, когда помимо “стандартных” термодинамических условий значительную роль начинают играть прочность связей (более прочная ковалентная у силикатов по сравнению с ионной у Fe-Ti-окислов) и зависящая от них растворимость. В такой ситуации огромное значение приобретают флюиды. Так, заметный перенос на большие расстояния, в частности, железа возможен только через флюид или расплав. Направленные напряжения и трещиноватость ускоряют диффузию и процесс переноса, но это на 10-15 порядков медленнее, чем перенос флюидом или расплавом.

Коэффициент разделения железа максимален при переходе из твердой фазы во флюид и из флюида в расплав и на порядок меньше в обратном направлении. Отсюда, при прочих равных условиях, наиболее благоприятно образование магнитных феррошпинелей из расплава (образование тех же феррошпинелей из флюида резко ограничивается РН последнего). Таким образом, основное обогащение железом происходит в расплаве, а основной перенос осуществляется расплавом или флюидом. В восстановительной среде, существующей в глубинных условиях, железо легко переходит во флюид, который его и переносит. По мере движения такого флюида вверх и попадания в окислительные условия происходит “выпадение” из него железа. Следовательно, прежде всего обогащенные железом флюиды могут являться потенциальными источниками повышенной концентрации магнитных минералов. Для этого

достаточно такому флюиду попасть в относительно высокоокислительные условия с $\text{pH} \geq 7$, что было подтверждено экспериментально (Печерский, 1991).

Из экспериментов следует, что разрушение магнитных минералов происходит двумя путями: 1) диффузионный вынос железа за пределы зерна титаномагнетита и магнетита и 2) разъедание зерен флюидом. Оба процесса не зависят от окислительной обстановки. Ни в одном варианте опытов не удалось получить в образце увеличение суммарной концентрации магнитных минералов. При разрушении титаномагнетита и магнетита основная масса железа практически оставалась “на месте”, образуя мелкодисперсные немагнитные соединения. Связанное в силикатных исходных образцах железо также малоподвижно и не поддавалось воздействию флюида. Следовательно, можно предположить, что в глубинных условиях практически не происходит новообразование магнитных минералов из породообразующих силикатов, но оно вполне вероятно при перекристаллизации на месте Fe-Ti-минералов в соответствии с новыми f_{O_2} -условиями либо при сильном привносе железа флюидом, либо, наконец, из расплава.

Резюмируя данные о природе и возможных механизмах распределения магнитных минералов в консолидированной земной коре и верхней мантии, Д.М. Печерский считает следующее:

1. Из силикатов в условиях низов континентальной коры новообразования магнитных минералов не происходит. Возможно лишь их уничтожение и обогащение флюида железом. При благоприятных T- f_{O_2} -условиях новообразование магнитных минералов происходит тремя путями: а) кристаллизация первичных минералов из расплава; б) из флюида, обогащенного железом; в) перекристаллизация “на месте”*) уже существующих Fe-Ti-окислов.

2. Область стабильного существования первично-магматических магнитных минералов (прежде всего титаномагнетита) распространяется на глубину 40-50 км (с учетом данных по “черным” пироксенитам); область наиболее благоприятной их кристаллизации - на глубине около 30 км. Главное же, что такие первичные титаномагнетиты содержат более 20 мас.% TiO_2 и их точка Кюри ниже 200 °С, т. е. в условиях нижней части континентальной земной коры они немагнитны и не могут быть источниками РМА. С другой стороны, образованные из расплава титаномагнетиты и ильмениты могут быть источниками образования магнитных минералов в результате их перекристаллизации. Таким образом, первично-магматические породы, в первую очередь основного и среднего составов, содержащие первично-магматические титаномагнетиты, ильмениты, являются одним из главных потенциальных источников РМА, но при условии перекристаллизации первично-магматических титаномагнетитов и ильменитов.

3. Источником образования магнитных минералов вполне может являться региональный массоперенос железа глубинными флюидами. Это преимущественно линейно вытянутые зоны глубинного заложения, высокой проницаемости, высокой магматической и тектонической активности (например, рифты, активные окраины плит и т. п.). При этом действие таких флюидов должно носить региональный харак-

*) Под словами “на месте” подразумеваются расстояния, заведомо меньше 1 мм, так как для диффузионного перемещения железа на 1 мм при 600-700 °С потребуется около 1 млрд. лет. Флюид ускоряет этот процесс только на начальной стадии - до образования на минерале прореагировавшего микрослоя, далее процесс вновь становится диффузионным.

тер. В зонах регионального привноса железа и других элементов кристаллизуются феррошпинели, близкие к магнетиту, содержащие примеси титана, магния, алюминия. Естественно, в зонах высокой магматической активности должна быть значительна роль и первично-магматических магнитных минералов. Первично-флюидные и магматические магнитные минералы в глубинных условиях подвергаются перекристаллизации “на месте”.

4. Перекристаллизация магнитных минералов “на месте” (прежде всего сохранение хотя бы части первичных Fe-Ti-окислов, так как из силикатов магнитные минералы не образуются) практически не зависит от T-f_{o2}-условий. Достаточно много примеров разъедания и уничтожения силикатами Fe-Ti-окислов, особенно ярко это видно на примере эклогитизации пород в низах коры. Судя по тому, что ильмениты сохраняются даже в мантийных гипербазитах, условие частичной сохранности первичных железорудных минералов в низах коры выполняется, по крайней мере, местами. В последнем случае необходима благоприятная T-f_{o2}-обстановка для образования магнитных минералов (обычно это окислительный режим, приводящий к образованию феррошпинелей, близких к магнетиту, в экзотических случаях - восстановительный, приводящий к образованию самородного железа).

Одним из следствий вышеизложенных минералогических и петрологических исследований является принципиальная возможность широкого развития магнитных минералов в земной коре в результате закономерной смены окислительно-восстановительных режимов при формировании ее консолидированной части. Иными словами, магнитные минералы могут охватывать значительные пространства как по горизонтали, так и по вертикали, отражая распределение Fe-Ti-окислов в первичных вулканических и вулканогенно-осадочных толщах и магматических телах в них.

Экспериментальные данные о намагниченности глубинных образований консолидированной земной коры. Выводы Д.М. Печерского в значительной степени подтверждаются изучением намагниченности образцов метабазитов, отобранных в пределах различных регионов Украинского щита и древних образований нижнего архея фундамента Восточно-Антарктического кратона на Земле Эндерби (Антарктида) (Магнитная модель..., 1990). В табл_физ_15 электронного атласа приведены данные о пределах изменения и средних значениях намагниченности, плотности, содержания SiO₂, суммарного содержания оксидов железа (Fe₂O₃ + FeO) и степени их окисленности ($X_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$), более чем по 900 образцам метабазитов, образованных в широком интервале PT-условий - от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма.

Максимальной намагниченностью (4.38-5.40 А/м) характеризуются метабазиты гранулитовой фации, представленные дупироксен-роговообманковыми и дупироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами. Магнитные разности этих пород отличаются от немагнитных несколько повышенным содержанием оксидов железа и степенью окисленности железа.

Магнитные метабазиты амфиболитовой фации - андезит-роговообманковые амфиболиты и их разновидности - характеризуются более низким уровнем намагниченности (I = 1.3 А/м). По содержанию оксидов железа и степени окисленности магнитные амфиболиты практически не отличаются от немагнитных.

Метаморфические породы основного ряда зеленосланцевой фации, представленные альбит-хлорит-актинолитовыми и другими сланцами, практически немагнитны.

Что касается плотности этих пород, то магнитные разности практически не отличаются от немагнитных, хотя породы гранулитовой фации метаморфизма и имеют несколько повышенную плотность (в среднем на 0.03 г/см^3) по сравнению с породами основного ряда амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Высокой намагниченностью, соизмеримой с намагниченностью пород гранулитовой фации, обладают диафториты амфиболитовой фации. В этих породах диафторез выражается в раскислении основного плагиоклаза до олигоклаза и замещении пироксена сине-зеленой роговой обманкой и биотитом. Однако, как отмечают исследователи метаморфических пород Украинского щита, диафторез проявляется на ограниченных площадях, прилегающих к крупным тектоническим зонам, и протекает в РТ-условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Аналогичный характер намагниченности отмечается в других регионах Восточно-Европейской платформы. Например, в Ново-Елховской и Минибаевской скважинах, расположенных непосредственно на геотраверсе "ГРАНИТ" вблизи г. Альметьевска, во вскрытых на глубинах 1900-5000 м архейских комплексах пород, также фиксируется магнетитовая минерализация в зонах диафтореза и вкрапленность магнетита в биотит-гранатовых, силлиманит-гранат-биотит-кордиеритовых, магнетит-биотит-пироксен-гранатовых гнейсах и кристаллосланцах (Галдин и др., 1994; Изучение плотности..., 1977; Магнитометрия Минибаевской..., 1977).

В Тараташском древнем комплексе повышенной намагниченностью (до 5 А/м) характеризуются биотит-магнетитовые гнейсы; несколько ниже намагниченность у амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Намагниченность гнейсов обусловлена мелкими ксеноморфными зернами магнетита.

По данным В.Н. Пономарева, А.Н. Бахвалова и др. (Магнитометрические исследования..., 1989), в Кольской сверхглубокой скважине на глубинах 6842-11700 м в метабазит-гнейсовом полиметаморфическом комплексе пород эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций отмечаются зоны повышенной намагниченности от 1 до 4 А/м и магнетитовая минерализация в зонах диафтореза.

Таким образом, намагниченность в различной степени метаморфизованных основных горных пород определяется наличием магнетита, содержание которого практически не зависит от валового химического состава породы, а является, прежде всего, следствием перераспределения двух- и трехвалентного железа между пороодообразующими силикатами и рудными минералами. Повышение намагниченности с увеличением степени метаморфизма (Магнитная модель..., 1990) определяется, главным образом, окислительно-восстановительной обстановкой и фуггитивностью (летучестью) кислорода. Плотность этих пород не зависит от концентрации в них магнетита, а связана с содержанием темноцветных минералов. Незначительная дифференциация основных пород зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций по плотности ($0.01-0.05 \text{ г/см}^3$) практически не позволяет различать их в гравитационном поле. Разница же в намагниченности пород с различной степенью метаморфизма, а также пород в пределах одной и той же фации метаморфизма огромная. Очень важно с точки зрения геологической интерпретации, что основные породы гранулитовой фации метаморфизма отличаются от пород подобного состава зеленосланцевой и амфиболитовой фаций более высокими сред-

ними значениями намагниченности. Это еще раз указывает на самостоятельную роль данных магниторазведки при изучении глубинного строения земной коры.

Предполагаемая глубина распространения намагниченных объектов в условиях существующих в низах коры и верхней мантии температур и давлений. Закономерности распределения пород с различными магнитными характеристиками по глубине изучены слабо. Существуют весьма противоречивые мнения об изменении намагниченности пород с глубиной даже при условии неизменной концентрации ферромагнетиков. Так, с ростом температуры вплоть до температуры, близкой к температуре Кюри ферромагнетиков, магнитная восприимчивость увеличивается вследствие так называемого эффекта Гопкинсона. По данным работы (Магнитная модель..., 1990), у глубинных пород с многодоменными зёрнами ферромагнетиков за счет этого эффекта она возрастает на 20-30 %. Вместе с тем, воздействие на ферромагнетик температуры приводит к разрушению остаточной намагниченности. Например, у некоторых разновидностей железистых кварцитов Украинского щита этот вид намагниченности полностью разрушается при температурах 300-400 °С и давлениях 100-150 МПа (Лебедев, Савенко, 1998).

Что касается влияния давления на магнитную восприимчивость ферромагнитных минералов, то увеличение давления приводит к уменьшению способности пород к намагничиванию. Исследования К.А. Валеева и В.И. Максимочкина (Магнитная модель..., 1990 и др.) показали, что до 40 % намагниченности глубинных пород пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев разрушается в результате кратковременного действия давления до 400 МПа. По мнению К.А. Валеева, намагниченность горных пород нижних горизонтов земной коры имеет индуктивную природу и уменьшается примерно в два раза по сравнению с намагниченностью подобных пород в условиях земной поверхности. Однако прогноз значительного влияния давления на магнитную восприимчивость в условиях их естественного залегания не подтвердился результатами исследований в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3. При сравнении значений магнитной восприимчивости, измеренных на образцах керна, и значений, полученных по материалам скважинной магнитометрии, установлено, что они практически совпадают (Магнетизм и условия образования..., 1975).

Таким образом, характер изменения естественной намагниченности пород в условиях термодинамического режима земной коры остается неопределенным, тем не менее, большинство исследователей придерживаются следующих представлений о возможных значениях и направлении намагниченности горных пород в разрезе земной коры (Магнитная модель..., 1990).

1. Подавляющая часть горных пород континентальной земной коры с многодоменными зёрнами достигает равновесного магнитного состояния в геомагнитном поле и характеризуется намагниченностью в направлении современного геомагнитного поля.

2. Намагниченность пород в разрезе коры, нижняя граница которой определяется температурой, близкой к температуре Кюри магнетита, постоянна и зависит только от содержания ферромагнетиков, а не от состава пород или РТ-условий.

Связь большинства магнитных аномалий консолидированной земной коры с намагниченностью, параллельной современному геомагнитному полю, вполне объяснима. При достаточно крупных зёрнах ферромагнитных минералов, что типично

для глубинных горных пород, индуктивная намагниченность должна заметно преобладать над естественной остаточной намагниченностью и соответственно направление суммарной намагниченности будет близко к направлению современного геомагнитного поля. В большей степени это относится ко всем древним горным породам докембрийского возраста, так как из-за магнитного старения и разрушения магнитных минералов (в первую очередь, мелких зерен) индуктивная намагниченность их заметно превышает остаточную (Лебедев, Савенко, 1998).

Вопрос о нижней границе потенциально магнитоактивной толщи - один из наиболее существенных при построении магнитной модели и интерпретации региональных магнитных аномалий. С позиции рассмотренного выше магнетизма горных пород магнитоактивная толща снизу ограничивается температурой Кюри, то есть той температурой, при которой содержащиеся в горной породе ферромагнитные минералы переходят в парамагнитное состояние.

Ферромагнетиками, входящими в состав горных пород, являются:

- магнетит и серия твердых растворов магнетит-ульвошпинель (титаномагнетит);
- их окисленная модификация - маггемит и титаномаггемиты;
- гематит и серия твердых растворов гематит-ильменит (гемоильмениты);
- пирротин и некоторые его производные;
- гидроокислы железа.

Маггемит и гидроокислы железа неустойчивы к нагреванию и переходят в гематит при 200-500 °С. Температура Кюри пирротина 325 °С; при его окислении образуется минерал, близкий по точке Кюри к магнетиту, который одни исследователи расшифровывают как магнетит, другие - как результат особого структурного состояния пирротина. Заметим, что пирротин присутствует в породах крайне редко и может быть причиной скорее локальных, чем региональных магнитных аномалий.

Ферромагнитные гемоильмениты имеют точку Кюри ниже 300 °С. Гемоильмениты других составов антиферромагнитны и не могут участвовать в формировании аномального магнитного поля. Гематит имеет точку Кюри 675 °С - наиболее высокую среди перечисленных минералов, но его магнитная восприимчивость на один-два порядка меньше, чем у минералов титаномагнетитовой серии. У магнетита, крайнего члена этой серии, точка Кюри 580 °С. Магнетит и титаномагнетиты имеют магнитную восприимчивость порядка 0.1-1.0 ед. СГС, и поэтому именно с ними связана в основном индуктивная намагниченность.

Таким образом, ферромагнитные минералы являются единственным источником аномального магнитного поля, а среди них основным является магнетит, и его точка Кюри определяет нижнюю границу магнитоактивного слоя.

Второе ограничение на толщину магнитоактивного слоя накладывается невозможностью существования ферромагнитных минералов при определенных P-T-условиях. Из статистики измерения намагниченности образцов и минералогопетрографических данных известно, что такие глубинные горные породы, как эклогиты, гранулиты и другие метаморфические породы, очень часто немагнитны или слабо магнитны. Можно предположить, что соответствующие глубинные режимы высоких давлений и температур неблагоприятны для образования и существования ферромагнитных минералов.

Начиная с давлений 1.3-1.4 ГПа (глубина около 40 км), количество выкристаллизовавшихся рудных минералов из материала, близкого по составу к основным и

ультраосновным породам, резко падает. При давлениях выше 2.0 ГПа рудные минералы вообще не фиксируются, а образуются лишь неферромагнитные шпинели (герцинит, хромит, шпинель и т. п.) и гранаты (Петрова и др., 1978). Исследование магнитных свойств искусственно кристаллизовавшихся базальтов при различных температурах и давлениях показало, что с ростом давления концентрация ферромагнитных минералов быстро падает. При давлении 1.4 ГПа их концентрация, по сравнению с концентрацией при атмосферном давлении, уменьшается примерно на порядок, а при 1.8 ГПа - более чем на три порядка (рис. 2.43).

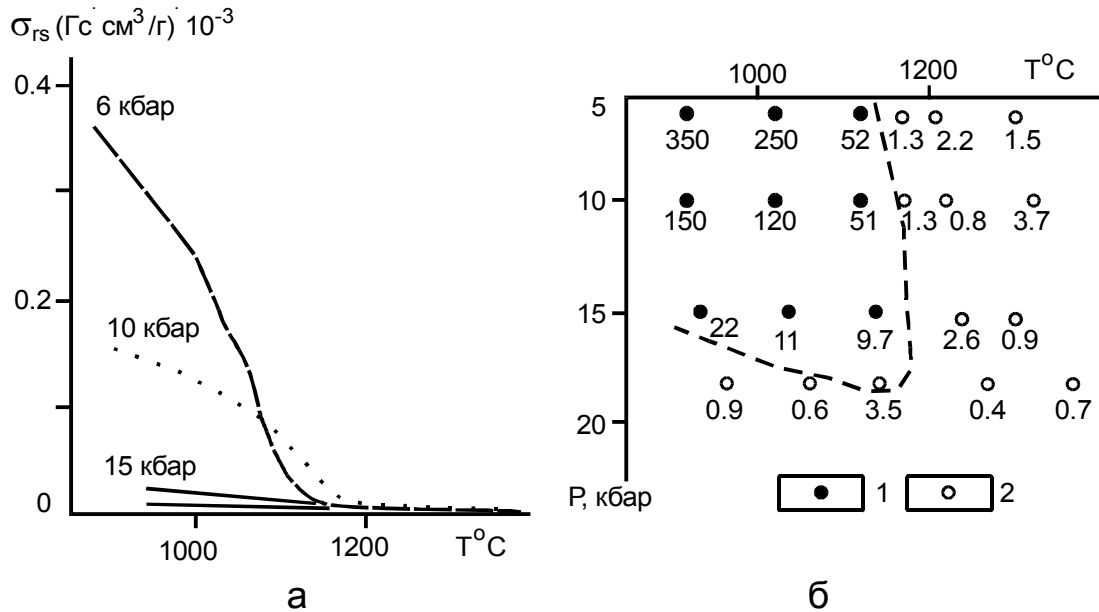


Рис. 2.43. Результаты экспериментального изучения P-T-условий кристаллизации титаномагнетита из базальтов (по А.В. Лыкову)

а - изменение остаточной намагниченности насыщения материала искусственной плавки и кристаллизации базальта в зависимости от температуры и давления; б - P-T-область устойчивости титаномагнетита в базальтовой системе. 1 - P-T-условия, при которых фиксируется возникновение ферромагнитных минералов; 2 - P-T-условия, при которых ферромагнитные минералы не возникают. Цифры у точек означают величины удельной остаточной намагниченности насыщения σ_{rs} соответствующих образцов [$\times 10^{-3}$ Гс·см³/г].

Таким образом, есть все основания считать, что при $P > 1.6-1.8$ ГПа, т. е. глубже 50-60 км, независимо от прочих условий в земной коре и мантии, ферромагнитные минералы не образуются (Петрова и др., 1978).

Температура, наравне с давлением, определяет физические свойства вещества земной коры и те физико-химические процессы, которые протекают в недрах. Фактические сведения о температуре имеются только для самой верхней части земной коры, ограниченной глубинами в 5-7 км. Порядок температур на больших глубинах оценивается весьма приблизительно: под платформами на глубинах 100 км - 550-860 $^{\circ}\text{C}$, 200 км - 900-1200 $^{\circ}\text{C}$, 300 км - 1300-1500 $^{\circ}\text{C}$, 400 км - 1600-1800 $^{\circ}\text{C}$. Для земной коры температура рассчитывается с привлечением данных о тепловом потоке, теплопроводности глубинных пород, распределении радиогенной теплогенерации на глубине и т. д. Однако пункты, для которых выполнены подобные расчеты, очень редки, и тепловая модель земной коры весьма схематична. Эти расчеты

показали, что подошва земной коры (граница Мохоровичича) не является изотермической поверхностью, а характеризуется разностями температур в сотни градусов. У.И. Моисеенко (Моисеенко, Смыслов, 1986) приводит расчетные температуры на поверхности Мохо для ряда регионов, в том числе входящих и в исследуемую территорию. По этим данным, только в Тимано-Печорской синеклизе и на северо-западе Западной Сибири изотерма Кюри магнетита проходит выше границы Мохо. В других регионах она сильно колеблется, временами опускаясь значительно ниже раздела М (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Значения геотермического градиента и температур на поверхности М для провинций, пересекаемых геотраверсом “ГРАНИТ” (по У.И. Моисеенко)

Регион	t °С на 1000 м	t °С на поверхности М
Русская платформа	15-35	480-660
Тимано-Печорская синеклиза	25-40	720-1500
Предуральский краевой прогиб	15-20	300-580
Уральская складчатая зона	15-25	300-500
Юг Западно-Сибирской плиты	20-50	390-820
С-З Западно-Сибирской плиты	25-70	670-1100

Судя по данным табл. 2.1, существование магнитных объектов ниже границы Мохо возможно и на Урале, и на юге Западно-Сибирской платформы, и в Предуральском краевом прогибе. Близкие оценки значений температур на границе М дают и другие авторы (Кутас, 1978, 1981; Гордиенко, Завгородняя, 1984, 1989; Смирнов, 1991 и др.). Средняя глубина положения изотермы Кюри магнетита в центральных районах ВЕП, по данным В.В. Гордиенко, оценивается в 65 км (колеблясь от 45 до 90 км), при погрешности вычисления в 10-15 км. У.И. Моисеенко и А.А. Смысловым (Моисеенко, Смыслов, 1986) даны оценки глубины изотермической поверхности Кюри магнетита на всю территорию бывшего Советского Союза (рис. 2.44). В целом их оценки для ВЕП ниже, чем у других авторов (30-35 км). Минимальные значения глубин в полосе геотраверса “ГРАНИТ”, по их данным, приходятся на северную часть Западной Сибири и составляют 15-20 км. Однако, учитывая, что полная потеря ферромагнитного эффекта в породах происходит при температуре выше точки Кюри магнетита на 200 °С, т.е. дифференциация в намагниченности пород исчезает только при температурах порядка 700-750 °С, нижняя кромка магнитоактивного слоя на обеих платформах вполне может находиться на глубинах ниже поверхности Мохо.

На основании экспериментов и теоретических расчетов предполагается существование в земной коре и мантии 4-х термодинамических зон, определяющих мощность и характер магнитоактивного слоя (Магнетизм и условия образования..., 1975):

- “гематитовая” зона, зона высокого окисления, начинающаяся от земной поверхности, где минералы с Fe^{2+} и Fe^{3+} неустойчивы;

- “магнетитовая” зона, где образуются различные магнитные минералы, главным образом окислы железа и титана. В пределах этой зоны магнетит кристаллизуется одним из первых минералов (при температурах 1010-1230 °С);

- “силикатная зона”, где Fe^{3+} практически отсутствует, из окислов, содержащих Fe и Ti, могут существовать ильменит, ульвошпинель, а основная часть железа

сосредоточена в силикатах. Магнетит в этой зоне кристаллизуется одним из последних, при температуре 995 °С;

-“железо-металлическая зона”, где, помимо силикатов, появляется металлическое железо. Эта зона включает низы мантии и ядро Земли.

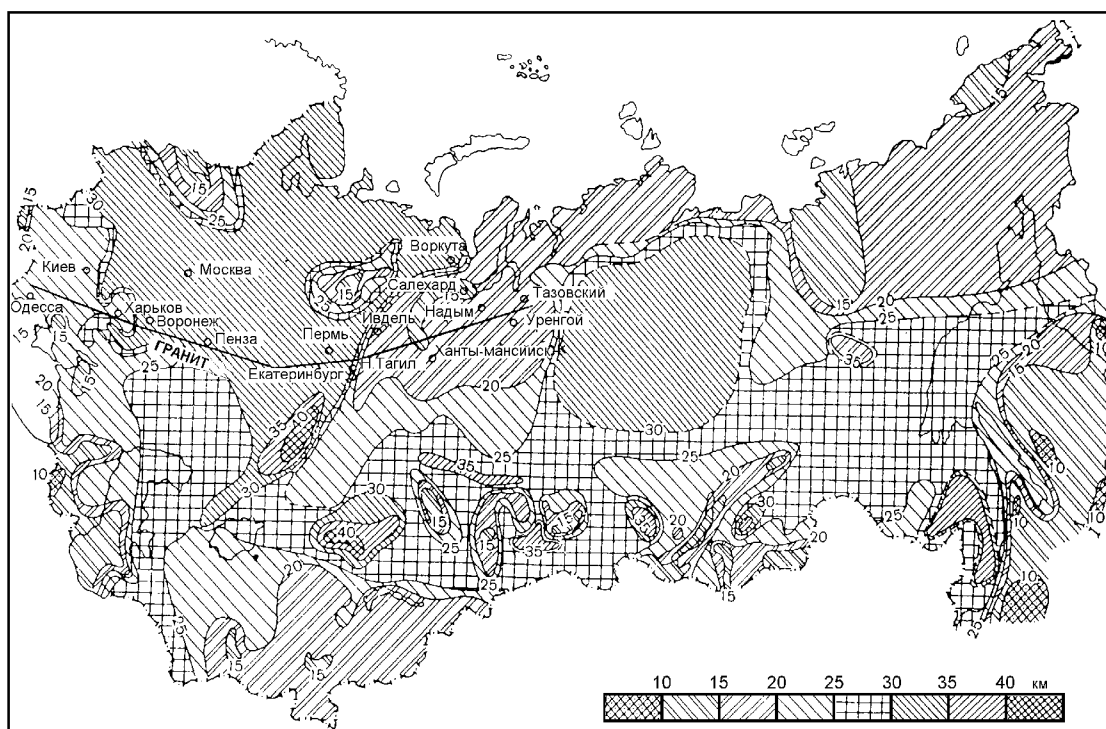


Рис. 2.44. Карта глубины изотермической поверхности Кюри магнетита (У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов, 1986)

Глубина залегания границы между “магнетитовой” и “силикатной” зонами колеблется в широких пределах - от 10 до 90 км, составляя в основном 40-50 км. Положение этой границы меняется во времени с изменением окислительно-восстановительных условий, температуры и давления. Однако даже при переходе блоков из “магнетитовой” зоны в “силикатную” и наоборот, в результате погружений или поднятий таких блоков, предыдущая их намагниченность может сохраняться достаточно долго (особенно при поднятиях, так как при понижении температуры скорость диффузии и других реакций резко замедляется).

На основе изложенных выше данных о предполагаемой глубине изотермической поверхности и представлений о распределении и миграции магнитных минералов в земной коре, для расчетов при моделировании магнитоактивного слоя была принята максимальная глубина его нижней кромки 40 км. При окончательном подборе магнитной модели, заданной в виде слоисто-блокового разреза с намагниченностью объектов, параллельной современному геомагнитному полю, нижняя граница источников РМА варьировалась от 15-20 до 40 км, ограничиваясь глубиной изотермы Кюри магнетита (580 °С) в соответствии с геотермической моделью, построенной в рамках настоящих исследований (см. подраздел 2.7).

Подбор магнитной модели выполнялся в несколько этапов. На первом этапе производилась аппроксимация графиков $(\Delta T)_a$ полями сингулярных источников,

без привлечения априорной геологической и геофизической информации, с последующим построением эквивалентных семейств однородно намагниченных областей (локальная составляющая) и магнитоактивных границ раздела (региональная составляющая). Итоговая генерализованная модель распределения намагниченности в земной коре, построенная Н.В. Федоровой, приведена на рис. 2.45.

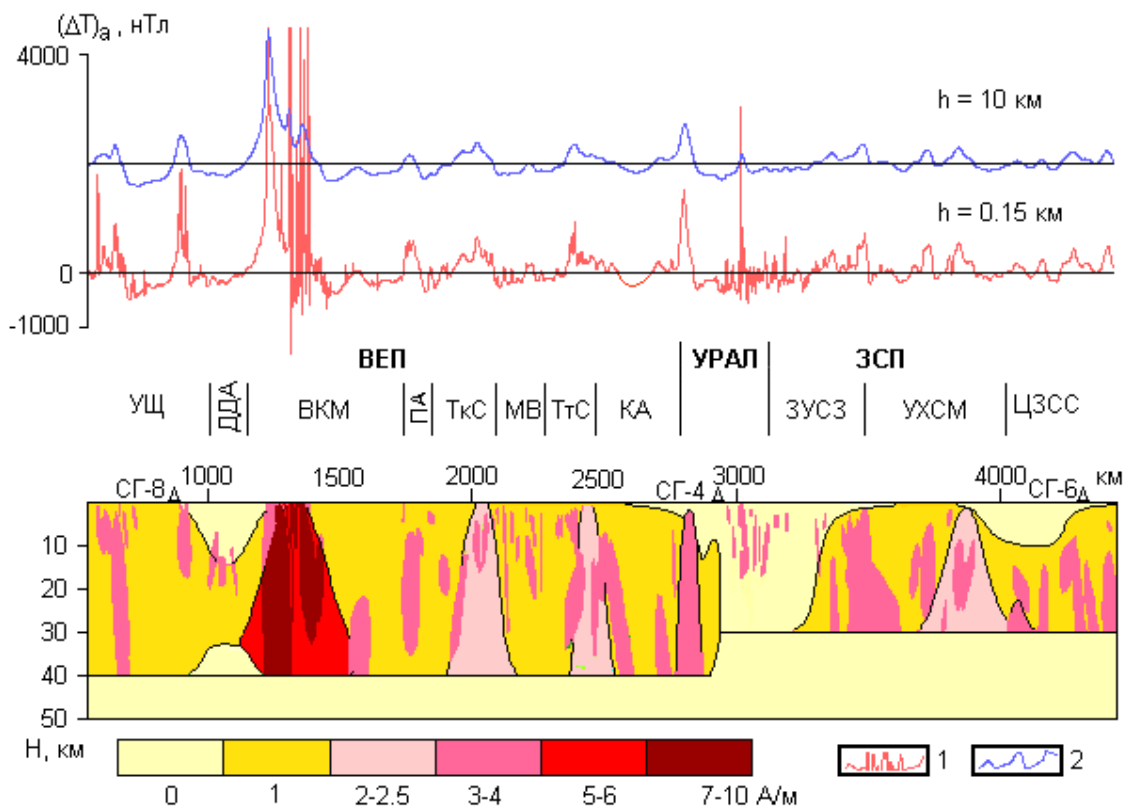


Рис. 2.45. Генерализованная модель распределения намагниченности в земной коре вдоль геотраверса “ГРАНИТ” (по Н.В. Федоровой)

1 - наблюдаемая кривая на высоте 150 м; 2 - кривая, пересчитанная на высоту 10 км. Обозначения геологических структур см. на рис. 2.14 и 2.40.

На этом рисунке магнитоактивный слой Восточно-Европейской платформы имеет мощность около 40 км и среднюю намагниченность 1 А/м. Кроме того, выделяется три крупных намагниченных блока от 2-6 А/м и большое количество магнитных источников, расположенных на глубинах 5-20 км. На территории Западно-Сибирской плиты мощность магнитоактивного слоя составляет около 30 км и характеризуется намагниченностью также 1 А/м. Здесь выделено 2 крупных намагниченных блока 2-4 А/м и значительное количество магнитных источников во всем магнитоактивном слое ЗСП. Зоны крупных погружений кровли кристаллического фундамента платформ отмечаются соответственным понижением верхней границы магнитоактивного слоя. Уральская складчатая система выделяется как крупный немагнитный блок, расположенный между двумя магнитными платформами. Источники магнитных аномалий фиксируются здесь в основном в верхней части земной коры.

На рис. 2.46 приведена упрощенная однородно намагниченная модель магнитоактивного слоя по геотраверсу. Верхняя граница слоя соответствует кровле кристаллического фундамента, нижняя – поверхности Мохо. Намагниченность плат-

форм принята 1 А/м. Моделирование показало, что в магнитном поле заметными отрицательными аномалиями проявляются крупные погружения фундамента и разрыв магнитоактивного слоя под Уралом.

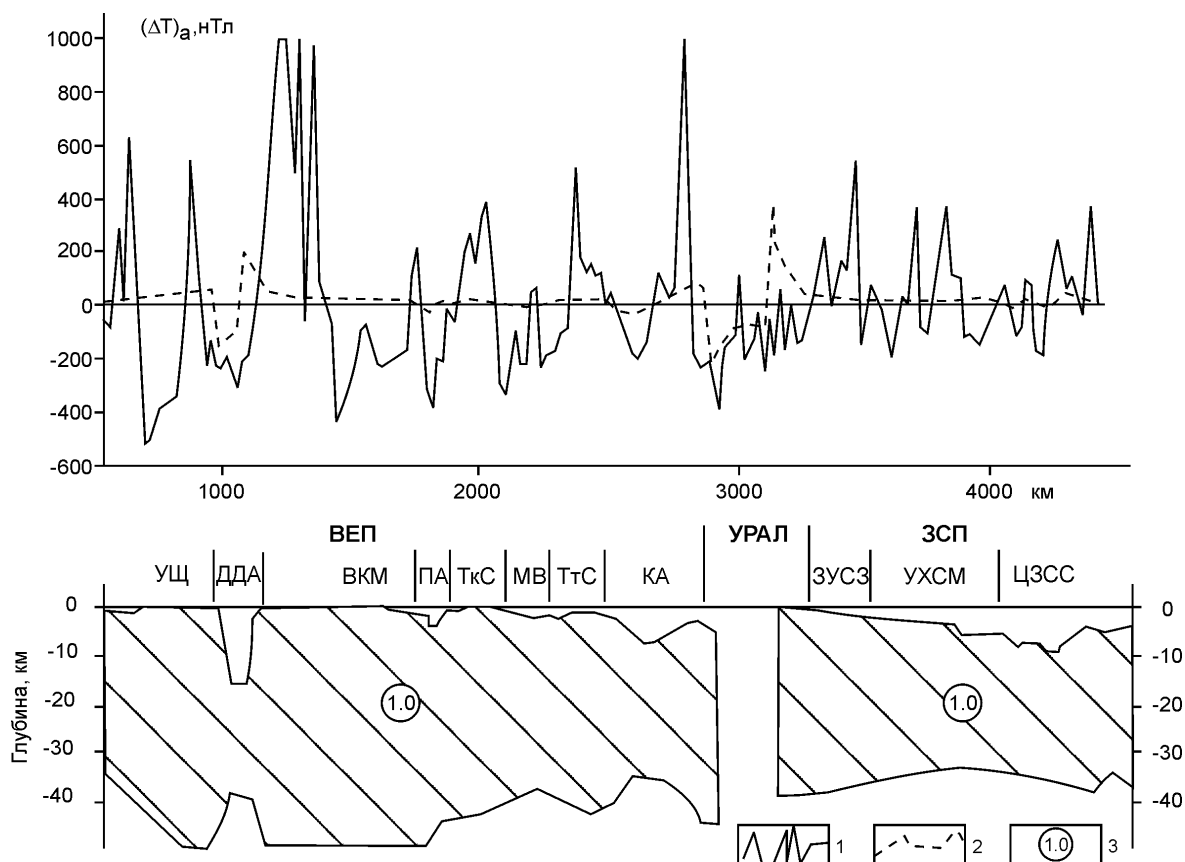


Рис. 2.46. Схематическая однородно намагниченная модель магнитоактивного слоя по геотраверсу “ГРАНИТ” (по Н.В. Федоровой)

1 - наблюдаемая кривая; 2 - расчетная кривая; 3 - намагниченность в А/м. Обозначения геологических структур см. на рис. 2.14 и 2.40.

На основании полученных на первом этапе подбора представлений о характере распределения источников магнитного поля модели земной коры изображались в слоисто-блоковом виде, и при моделировании на следующем этапе корректировались с использованием программ автоматизированного подбора Е.Г. Булаха и И.Н. Корчагина.

Особое внимание при интерпретации было уделено отрицательной региональной магнитной аномалии над Уралом, выделяемой как по данным разновысотных аэромагнитных съемок, так и по результатам магнитометрических съемок с ИСЗ (Федорова, 1997). В связи с этим для уральской части геотраверса были построены две альтернативные магнитные модели (рис. 2.47).

Первая модель (см. рис. 2.47, а) соответствует представлениям об “обратной” намагниченности источников, вызывающих отрицательную РМА над Уралом. Такой взгляд на природу этой аномалии высказывался ранее Г.Г. Кассиным, В.В. Суворовым, В.В. Филатовым и др. (1985) при интерпретации магнитного поля на Южном Урале. Во второй модели (см. рис. 2.47, б) отрицательная РМА над осевой частью Урала обусловлена низкой намагниченностью земной коры Урала по срав-

нению с намагниченностью кристаллической коры прилегающих Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ. Эта точка зрения представляется нам более предпочтительной, так как позволяет объяснить наблюдаемое поле без привлечения дополнительных гипотетических представлений об обратной намагниченности и, отчасти, лучше соответствует спектральным характеристикам магнитных аномалий (Кашубин, Чурсин, 1996).

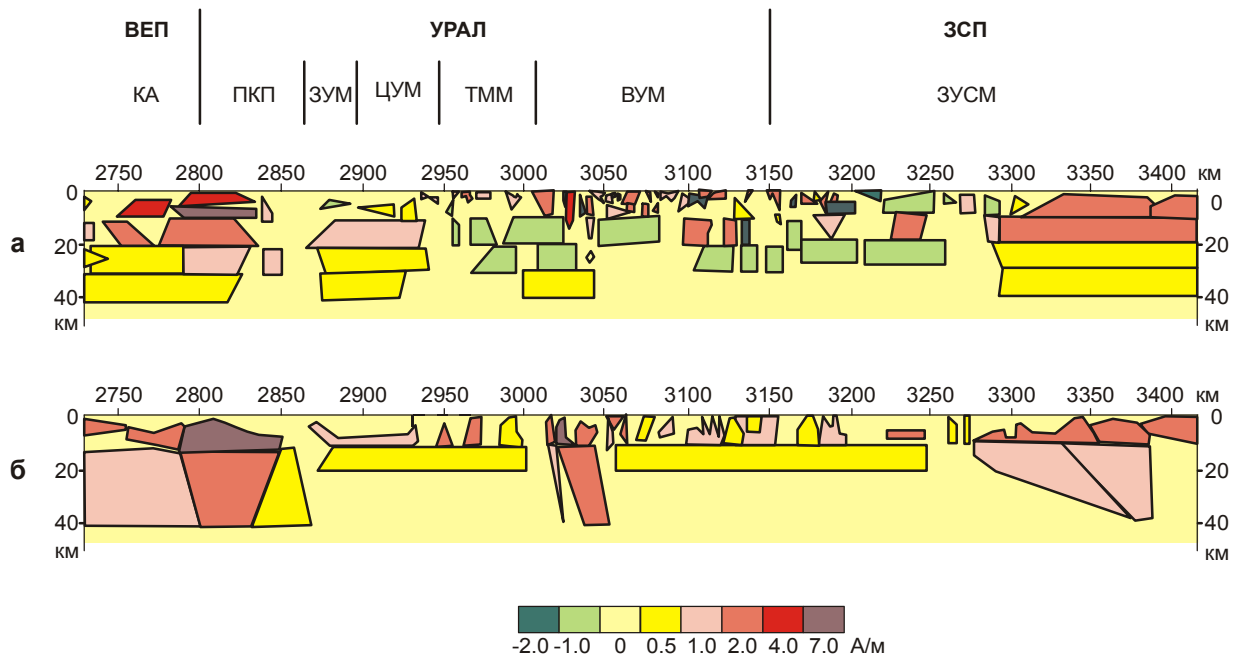


Рис. 2.47. Альтернативные магнитные модели по уральской части геотраверса “ГРАНИТ”

а - модель с “обратной” намагниченностью; б - модель с “нормальной” намагниченностью. Обозначения геологических структур в пределах Урала: ПКП - Предуральский краевой прогиб, ЗУМ – Западно-Уральская мегазона, ЦУМ - Центрально-Уральская мегазона, ТММ - Тагильско-Магнитогорская мегазона, ВУМ - Восточно-Уральская мегазона; остальные обозначения см. на рис. 2.40.

Как уже отмечалось, итоговый геомагнитный разрез, приведенный в прил_8 электронного атласа, удовлетворяет наблюдаемым полям на высотах 150 и 2000 м с точностью $\pm 5-10$ нТл.

2.4. Геоэлектрохимические исследования

Геоэлектрохимические наблюдения были включены в программу исследований по геотраверсу “ГРАНИТ” для характеристики происходящих в настоящее время и в прошлом физико-химических процессов, а также для картирования воздымающихся и погружающихся структурных блоков земной коры и выделения зон с различной металлогенической специализацией. Предшествующие исследования (Абрамишвилли и др., 1983; Рысс, 1983; Рысс, Джаши, 1987 и др.) показали, что естественное электрическое поле (ЕП) глубинного происхождения - квазипостоянная составляющая электрического поля Земли - отражает размещение и интенсивность внутриземных окислительно-восстановительных процессов, картирует структуры с унаследованным режимом длительного существования, позволяет судить о направлении эволюции тектонических явлений от прошлого к настоящему и будущему.

Наблюдения распределения химических элементов в подвижных и слабозакрепленных формах нахождения, служащие основой метода подвижных форм (МПФ), термоманнитного геохимического метода (ТМГМ) и метода частичного извлечения металлов (ЧИМ), прямо отражают металлогеническую специализацию районов. Структура распределения элементов в названных формах нахождения в совокупности со структурой глубинного естественного электрического поля служит металлогеническому прогнозированию и прогнозированию нефтегазовых и угленосных провинций.

Геоэлектрохимические наблюдения по геотраверсу проводились методами глубинного естественного электрического поля (ЕП) и по формам нахождения элементов с регистрацией их в гуматно-фульватной (МПФ) и ферри-марганцевой (ТМГМ) формах отделом геоэлектрохимии и геохимии ВИРГ-Рудгеофизика (г. С.-Петербург) в 1988-1991 гг. под руководством Ю.С. Рысса, В.Д. Воронкова и А.Д. Гальперина. Наблюдения выполнены на отрезке профиля от г. Кривой Рог до г. Верхотурье (см. рис. 2.1в). Шаг измерений около 10 км. Профиль пролегал вдоль дороги. Точки измерений и отбора проб располагались в местах, где отсутствовали видимые признаки техногенного заражения, а также, по возможности, в местах наименьшего влияния полей от промышленных токов (электровозы, промышленные установки и пр.). В связи с этим точки наблюдений выносились за пределы городов, поселков и иных сходных мест.

2.4.1. Полевые наблюдения

Наблюдения естественного электрического поля

Измерения проводились потенциал-градиентной установкой длиной 3 км, обеспечивающей регистрацию глубинного электрического поля. На отдельных точках длина установки достигала 5 км. На каждой точке наблюдения пункты измерений отстояли друг от друга на 500 м и позволяли проследить изменения потенциала поля по шести или более пунктам. Этого было достаточно, чтобы определить градиент глубинного поля. По значениям градиента вычислялся потенциал в соответствующих точках наблюдений по отношению к начальной точке возле г. Верхотурье. Затем было вычислено среднее значение потенциала, которое было принято за условный нуль для графика потенциала естественного электрического поля.

Измерительными электродами служили неполяризующиеся хлор-серебряные стандартные электроды, которые одновременно устанавливались по всем шести пунктам на каждой точке наблюдений. Каждый электрод присоединялся к измерительному прибору АЭ-72 отдельной линией. Перед установкой между электродами измерялась собственная ЭДС, которая не должна была превышать 1-2 мВ. Переключая линии, измерялась разность потенциалов по всем пунктам. Измерения многократно повторялись в течение двух и иногда более часов. Из многих измерений бралось среднее значение градиента для соответствующей точки наблюдений.

Особая сложность измерений была в районе Урала и возле других промышленных центров в связи с интенсивными помехами от электропроводов и прочих нестабильных источников постоянного тока техногенного происхождения, а также теллурического поля с периодом изменений, соизмеримым с периодом измерений глубинного естественного электрического поля. Для исключения названных помех

велась одновременная регистрация разности потенциалов на нескольких измерительных линиях с помощью специально изготовленной аппаратуры. К числу последних добавлялась еще одна линия с небольшой базой (100-200 м), в которой влияние глубинного поля минимально, но поле помехи заметное. Одновременная регистрация разности потенциалов с несколькими измерительными линиями позволяла идентифицировать проявления поля помехи, рассчитать градиент этого поля и вычесть его из общих измеренных значений, определяя тем самым интересное глубинное естественное электрическое поле.

Как известно, использование градиента поля обуславливает накопление ошибок при вычислении поля потенциала. С тем, чтобы исключить такие ошибки при съемках естественного поля на участках с небольшими размерами, применяются замкнутые контуры, позволяющие определить невязку и разбросать ее по точкам наблюдений. Учитывая большие размеры геотраверса, создание такого контура требует измерений еще по одному параллельному геотраверсу с заметным расстоянием между тем и другим с соответствующим увеличением затрат на исследования. Для определения невязок и исключения ошибок при пересчете градиента поля на его потенциал был использован способ сплюснутого контура. Суть предложенного способа состоит в том, что потенциал поля рассчитывается от начала геотраверса к его концу по нечетным точкам наблюдений, а затем от конца к началу - по четным точкам наблюдений. Далее полученная невязка разбрасывается по всем точкам наблюдений. Фактически полученная невязка в значениях естественного электрического поля по геотраверсу "ГРАНИТ" составила 140 мВ. При значениях аномалий поля тысячи милливольт, имеющаяся невязка может быть признана удовлетворительной. Отмеченная невязка одновременно характеризует погрешность измерений.

Наблюдения методами МПФ и ТМГМ

Наблюдения названными методами включают отбор и обработку проб с выделением химических элементов в фульватно-гуматной (МПФ) и ферри-марганцевой (ТМГМ) формах нахождения и затем определения количеств этих элементов в соответствующих формах.

Отбор проб МПФ проводится из почвенного горизонта A_0 (глубина 0-20 см) и проб ТМГМ из подпочвенного горизонта C (глубина 40-70 см). Предшествующими исследованиями показано, что распределение элементов в указанных формах нахождения весьма неравномерно. Осреднение каждой пробы или нескольких проб на площади с размерами в единицы и десятки метров мало снижает разброс в повторных пробах, и он остается достаточно высоким. Вместе с тем, соответствующие зоны и области с повышенными или пониженными количествами выделяются уверенно и надежно с погрешностью по размерам зон и областей в пределах шага (реже 2-3-х) между точками наблюдений, хотя внутри названных областей соседние точки на небольших расстояниях могут резко изменяться. Сказанное обусловлено струйным характером движения элементов от глубинных источников к дневной поверхности (Струйная миграция..., 1987). Благодаря этому явлению, с одной стороны, элементы проникают к дневной поверхности из больших глубин и тем самым позволяют обнаруживать глубинные объекты, с другой стороны, оценка погрешностей наблюдений методами МПФ и ТМГМ требует иных критериев, нежели привычные критерии, ис-

пользуемые при валовых анализах проб. Учитывая сказанное, на каждой точке наблюдений отбиралась одна проба из указанных горизонтов, и погрешность наблюдений оценивалась по наличию и размерам обнаруживаемых аномальных зон и областей. Помимо этого для участков с так называемым нормальным фоном определялась дисперсия значений количеств отдельных элементов, которая в соответствии с известными инструкциями должна была находиться в пределах 1.6 раза.

Выделение элементов в гуматно-фульватной и ферри-марганцевых формах нахождения проводилось структурными методами, описанными в (Электрохимическая форма..., 1988). Выделенные фракции подвергались спектральному анализу. Чувствительность анализа отдельных элементов и погрешность собственно анализа представлены в табл. 2.2 и 2.3.

Таблица 2.2

Чувствительность определения элементов и погрешности при проведении химико-спектрального анализа МПФ

Элемент	Длина волны аналит. линии, нм	Чувствительность, мкг	Ошибка, %
Углерод	595.0	100	10
Медь	282.4	2	30-60
Свинец	283.3	2	30-60
Цинк	334.5	10	30-60
Серебро	328.0	0.02	30-60
Молибден	317.0	0.4	30-60
Ванадий	318.0	10	30-60
Никель	305.0	2	30-60
Кобальт	304.4	1	30-60
Олово	303.4	2	30-60
Хром	306.7	1	30-60
Галлий	294.3	1	30-60
Вольфрам	294.4	1	30-60
Мышьяк	234.9	5	30-60

Таблица 2.3

Чувствительность определения элементов и погрешности при проведении спектрального анализа методом ТМГМ

Элемент	Длина волны аналит. линии, нм	Чувствительность, $\times 10^{-4}\%$	Ошибка, %
Медь	327.4	1	30-60
Свинец	283.1	1	30-60
Цинк	334.5	20	30-60
Серебро	328.0	0.1	30-60
Молибден	317.0	2	30-60
Никель	305.0	1	30-60
Кобальт	344.9	1	30-60
Олово	303.4	1	30-60
Мышьяк	234.9	1	30-60
Хром	306.7	3	30-60

Общая погрешность наблюдений МПФ и ТМГМ, включая отбор и обработку проб, а также спектральный анализ, характеризуется повторными наблюдениями, выполненными на отдельных участках профиля с интервалом 1-2 месяца и год (рис. 2.48). Из ри-

сунка видно, что выделение аномальных областей однозначно и удовлетворительно характеризует их место и размеры. Дисперсия количеств отдельных элементов при повторных наблюдениях на фоновых участках не превышала 1.6 раза.

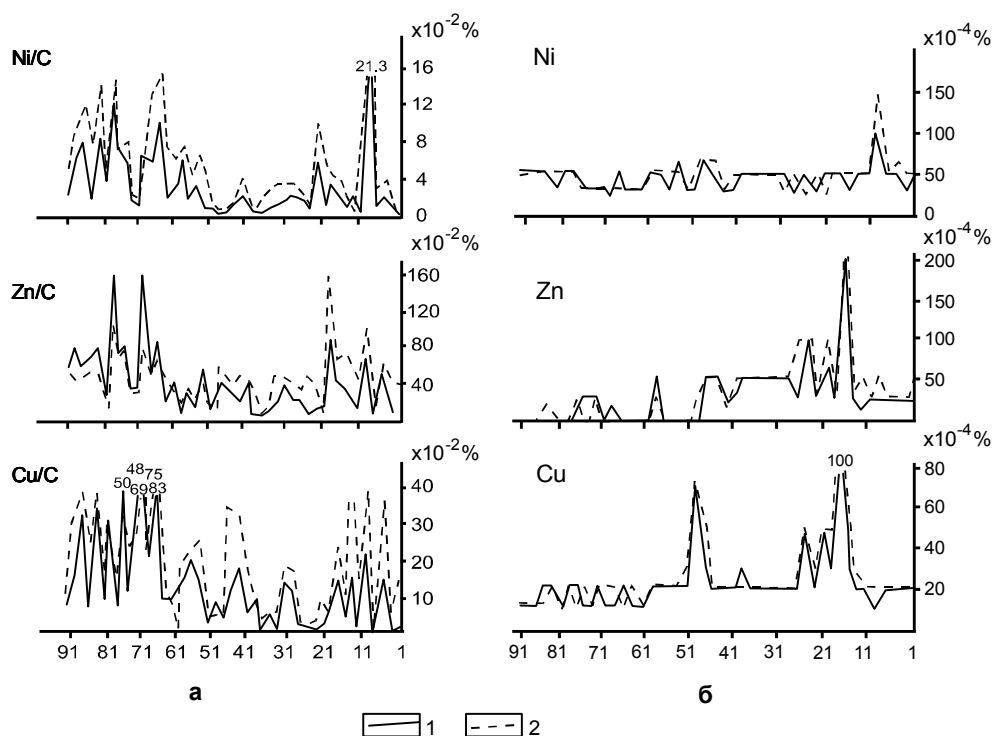


Рис. 2.48. Результаты повторного опробования МПФ (а) и ТМГМ (б) на участке профиля Верхотурье - Янаул

1 - 1988 год; 2 - 1989 год. Ось ординат - номера точек опробования.

2.4.2. Обработка и интерпретация материалов

Естественное электрическое поле

Данные измерений электрического потенциала на дневной поверхности вдоль протяженной трассы геотраверса позволяют оценить параметры естественных двойных электрических слоев в земной коре и верхней мантии в районе исследований:

- глубину залегания двойных электрических слоев H ;
- эффективное напряжение на каждом из слоев φ ;
- протяженность слоев вдоль трассы геотраверса l_x .

При расчетах использовалась следующая модель.

Система двойных электрических слоев представлялась в виде последовательности чередующихся прямоугольных областей вытянутой - "лентообразной" - формы (т. е. $l_x \ll l_y$, где l_x и l_y - меньшая и большая стороны прямоугольников). Залегающие горизонтально ленты параллельны друг другу; глубина залегания слоев различна. Предполагалось, что эффективное напряжение φ в пределах каждого слоя распределено равномерно. Трасса геотраверса проходит перпендикулярно сторонам l_y . В рамках описанной модели потенциал U , измеряемый в некоторой точке трассы, описывается выражением

$$U = \frac{1}{2\pi} \sum_i \varphi_i \Omega_i, \quad (2.5)$$

где Ω_i - телесный угол, под которым i -й слой виден из точки трассы, в которой измеряется U . Величины Ω_i определяются соотношениями:

$$\Omega_i = \left(\arctg \frac{x_{2i}y_{2i}}{H_i(H_i^2 + x_{2i}^2 + y_{2i}^2)^{1/2}} - \arctg \frac{x_{2i}y_{1i}}{H_i(H_i^2 + x_{2i}^2 + y_{1i}^2)^{1/2}} \right) - \left(\arctg \frac{x_{1i}y_{2i}}{H_i(H_i^2 + x_{1i}^2 + y_{2i}^2)^{1/2}} - \arctg \frac{x_{1i}y_{1i}}{H_i(H_i^2 + x_{1i}^2 + y_{1i}^2)^{1/2}} \right), \quad (2.6)$$

где $x_{1i}, x_{2i}, y_{1i}, y_{2i}$ - координаты i -й области в декартовой системе координат с началом в точке измерения потенциала (стороны l_x и l_y параллельны осям x и y соответственно).

Для оценки величин $H_i, l_{xi}=x_{i2}-x_{i1}$ с помощью соотношений (2.5), (2.6) использовался следующий подход. Из кривой $U(x)$, описывающей потенциал, выделялись индивидуальные составляющие $U_i(x)$, связанные с действием отдельных слоев. Как показывают расчеты, в той области трассы, где она пролегает над одной из границ l_{yi} , в рамках принятой модели можно записать:

$$\frac{dU_i}{dx} = \frac{\varphi_i}{\pi} \frac{H_i}{H_i^2 + x_0^2}, \quad (2.7)$$

где x_0 - расстояние вдоль трассы от точки измерения потенциала до той точки, где трасса непосредственно проходит над границей l_y .

Таким образом, три искомые характеристики - H_i, φ_i, x_0 - связаны простым соотношением (2.7). Определить указанные характеристики можно, решив систему уравнений типа (2.7), составленных для трех значений $\frac{dU_i}{dx}$, соответствующих трем точкам трассы в выбранной области.

В качестве примера приведем расчет характеристик для участка геотраверса вблизи Урала. Индивидуальные полосы $U_i(x)$ выделяем, как показано на рис. 2.49. Заметим, что в данном случае процедура такого выделения упрощается, так как регионы с противоположной полярностью разделены достаточно протяженным участком АВ, где потенциал U низок. На кривой I выбираем три точки X_0, X_1, X_2 , такие, что $(X_0-X_1) = 25$ км, $(X_0-X_2) = 50$ км. Графическим построением определяем $\frac{dU_{10}}{dx}, \frac{dU_{11}}{dx}, \frac{dU_{12}}{dx}$ и составляем систему:

$$\begin{cases} \frac{dU_{10}}{dx} = 1.4 \cdot 10^{-2} \frac{B}{\text{км}} = \frac{\varphi_1}{\pi} \frac{H_i}{(H_i^2 + X_0^2)} \\ \frac{dU_{11}}{dx} = 3.5 \cdot 10^{-2} \frac{B}{\text{км}} = \frac{\varphi_1}{\pi} \frac{H_i}{(H_i^2 + (X_0 + 25)^2)} \\ \frac{dU_{12}}{dx} = 4.6 \cdot 10^{-2} \frac{B}{\text{км}} = \frac{\varphi_1}{\pi} \frac{H_i}{(H_i^2 + (X_0 + 50)^2)} \end{cases} \quad (2.7')$$

Решение этой системы: $H_i = 26$ км, $\varphi_1 = 4.1$ В, $x_0 = -42$ км (отсчитывается от точки X_0 до границы слоя).

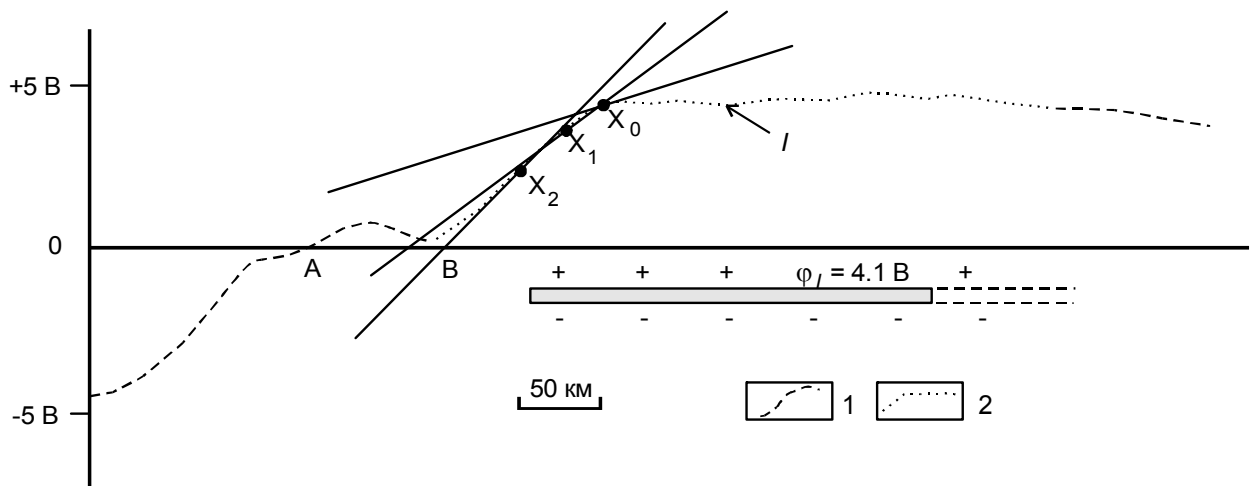


Рис. 2.49. Пример оценки характеристик естественных двойных электрических слоев по данным измерения потенциала локальных полей на дневной поверхности

1 - суммарная кривая $U(x)$; 2 - “индивидуальная” кривая $U_i(x)$.

Оценить протяженность слоя вдоль трассы можно путем графической оценки “полуширины” кривой $U_i(x)$. В данном случае она составила величину >600 км. Решая две системы уравнений типа (2.7') для двух участков трассы в районах противоположных границ слоя, мы определяем пары величин H_i , ϕ_i , которые, в случае $l_i \gg H_i$, могут отличаться друг от друга. Одной из причин такого различия может быть реальное различие ϕ_i и H_i на разных краях рассматриваемого слоя.

График потенциала естественного электрического поля, приближенные оценки глубины залегания источников ЕП и их интенсивности вдоль геотраверса приведены на рис. 2.50. Здесь же стрелками показано предполагаемое направление внутриземных физико-химических процессов и дан фрагмент скоростного разреза верхней мантии, приведенного в первом разделе на рис. 1.36.

Наблюдаемое поле расчленяется на несколько рангов. Отчетливо регистрируются структуры поля первого порядка. Положительные поля приурочены к Украинскому щиту с Азовским и Воронежским массивами и к Предуралью с Уралом. Пониженное отрицательное поле между названными положительными полями расположено в пределах Восточно-Европейской платформы от долины р. Дона до долин рек Волги и Камы. Легко видеть, что указанные структуры поля отвечают соответствующим по масштабу геологическим структурам (многие сотни и тысячи километров). При этом положительные электрические поля отвечают современным наиболее приподнятым и воздымающимся геологическим структурам, а отрицательные - опущенному и опускающемуся блоку земной коры между первыми воздымающимися структурами.

Следующий ранг электрических структур отвечает геологическим структурам, размеры которых измеряются первыми сотнями километров и меньше. К названным структурам относятся пониженное отрицательное поле Днепровско-Донецкой впадины, наблюдаемое на фоне повышенного положительного поля первого ранга. Соответственно положительными полями второго ранга регистрируется, с одной стороны, Украинский щит и, с другой стороны, Азовский и Воронежский массивы, которые, судя по наблюдаемым электрическим полям, могут составлять единый Азово-Воронежский массив.

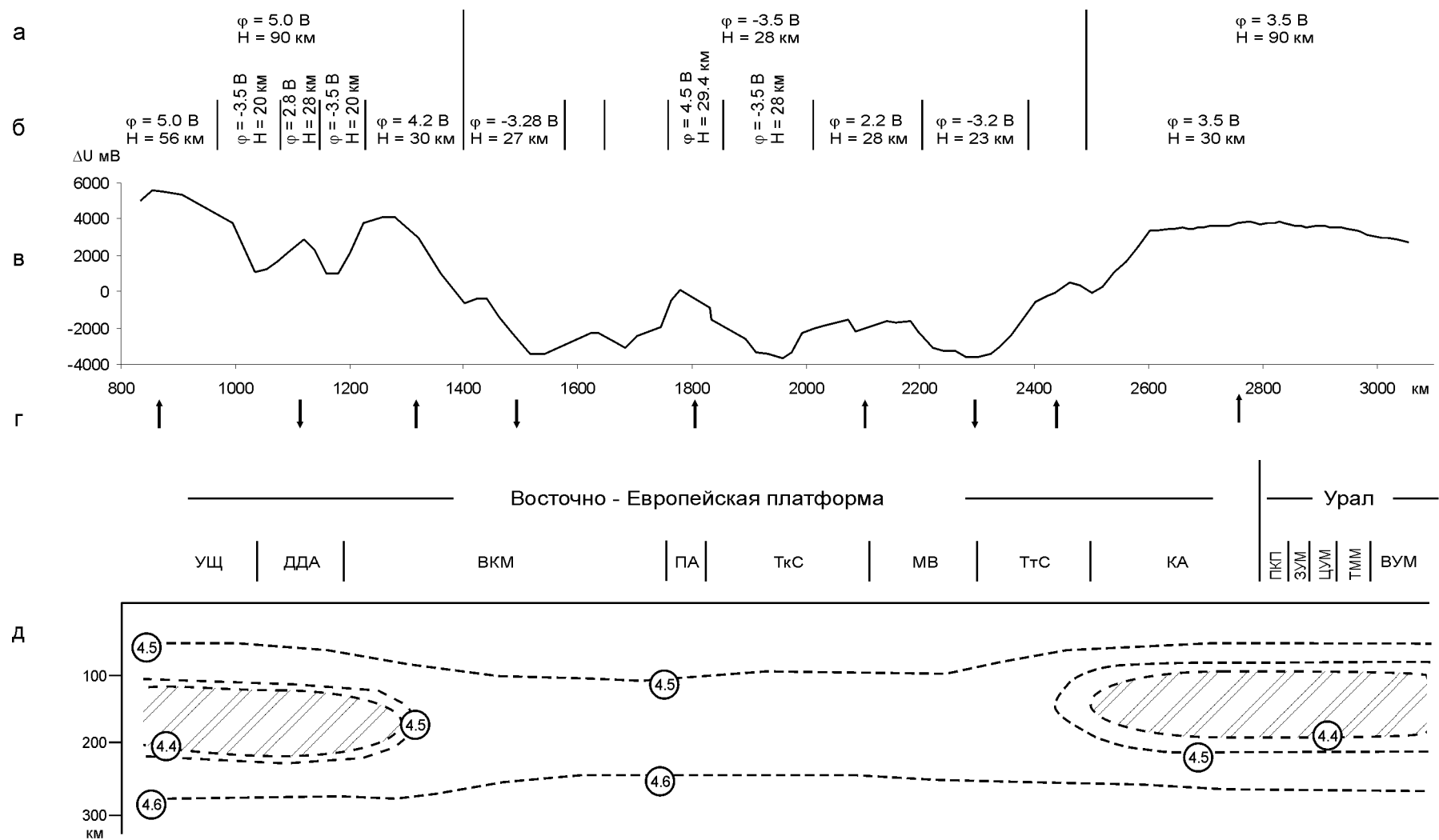


Рис. 2.50. Распределение аномалий естественного электрического поля вдоль геотраверса "ГРАНИТ"
(Условные обозначения см. на обороте)

Условные обозначения к рис. 2.50

а - аномалии ЕП I-порядка, их интенсивность и глубина; б - аномалии ЕП II-порядка, их интенсивность и глубина; в - график распределения аномалий ЕП вдоль геотраверса; г - предполагаемое направление внутриземных физико-химических процессов: стрелка вверх - преобладание анодных (окислительных) процессов, стрелка вниз - преобладание катодных (восстановительных) процессов; д - фрагмент скоростного разреза верхней мантии (по Г.В. Краснопевцевой), цифрами в кружках обозначены значения V_s , наклонной штриховкой - слои пониженной скорости, обозначения геологических структур см. на рис. 2.40 и 2.47.

Положительное электрическое поле первого ранга Уральской воздымающейся области не имеет заметного расчленения на структуры второго ранга. Однако выделяется область максимума поля, соответствующая Пермскому Предуралью. Именно в пределах этого максимума повторными нивелировками установлено воздымание этого района. Наличие названного максимума свидетельствует о некотором расчленении общего положительного поля Урала и Предуралья, но оно иное, чем в районе Украинского щита, что указывает на различие протекающих и протекавших здесь и там внутриземных процессов.

Естественное электрическое поле на территории Восточно-Европейской платформы представлено несколькими структурами второго ранга. Здесь можно выделить Донской минимум, приуроченный к долине р. Дон между городами Валуйки и Ртищев; максимум западнее г. Ртищева (Сердобский); Токмовский максимум и Инзовский минимум между Токмовским и Сердобским максимумами; Мелекесский минимум между Токмовским и Татарским максимумами и далее Калтасинский слабый минимум между Татарским и Предуральско-Уральским максимумами.

Помимо естественных полей первого и второго рангов наблюдаются поля третьего ранга с размерами в первые десятки километров и меньше. К ним, возможно, относится Хоперский максимум, Днепропетровский максимум, выделяющийся на фоне Днепровско-Донецкой впадины, и др. Поля рассматриваемого ранга выделяются хуже, чем поля второго и первого, что, с одной стороны, связано с шагом наблюдений, который для регистрации структур с размерами 10-20 км должен был быть меньше, чем принятый шаг в 10 км, с другой стороны, в этом, по-видимому, сказывается природа указанных полей, источники которых не велики по размерам и благодаря этому обуславливают небольшой вклад в регистрируемую сумму полей.

Как уже отмечалось, измеренное естественное электрическое поле позволяет оценить глубину его источников и тем самым предполагаемое положение в вертикальном разрезе зон развития физико-химических окислительно-восстановительных процессов, играющих роль в становлении и развитии геологических структур. Если предположить, что естественные электрические поля и геологические структуры взаимосвязаны между собой, то, оценивая глубину источников поля, можно характеризовать глубину заложения геологических структур. На рис. 2.50 выписаны приближенные оценки глубины залегания источников естественного поля и их интенсивности. Значения глубины и интенсивности источников поля относятся к структурам первого и второго порядков. Для каждого из порядков структур глубины расположения источников поля и, возможно, корней геологических структур оказались близкими. Для структур первого ранга это около 90 км, для структур второго ранга - от 20 до 30 км (преимущественно 25-30 км). У структур второго ранга можно заметить, особенно в пределах Украинско-Азово-Воронежского бло-

ка, более глубокое положение анодных окислительных центров физико-химической (электрохимической) активности - 28-30 км - по сравнению с положением катодных восстановительных центров - 20-28 км. Однако названные различия находятся в пределах погрешностей оценок и скорее указывают на возможную тенденцию, а не на надежно установленный факт. Различие в глубине источников поля первого ранга не отмечается вовсе.

Существенно заметить, что положение анодных окислительных источников поля первого ранга и предполагаемых корней одноименных геологических структур соответствует глубине залегания зон с пониженной скоростью сейсмических волн под Украинско-Азово-Воронежской воздымающейся структурой и аналогичной структурой Предуралья и Урала. Таким образом, хотя и весьма нечетко из-за несовершенной методики и ошибок интерпретации сейсмических и электрических измерений, намечается связь между зонами пониженных скоростей, отражающих предположительно расплавленное или квазирасплавленное состояние внутриземного вещества, и источниками положительного (максимумы) электрического поля, а также корнями геологических структур. Такая связь вполне соответствует разуплотнению анодных окислительных областей и, наоборот, уплотнению и, следовательно, повышению скорости сейсмических волн в катодных восстановительных областях. Как известно (Балеста, 1981), квазирасплавленное состояние пород ферри-алюмосиликатного состава обуславливает их электронную проводимость и, следовательно, активное электродное окислительно-восстановительное поведение. Судя по наличию и знаку наблюдаемого электрического поля, такое поведение, но в обратном катодно-восстановительном направлении, наблюдается над катодными областями. Здесь уплотнение пород за счет катодных процессов сохраняет условия для нормальной или повышенной скорости прохождения сейсмических волн.

Имеющиеся данные и погрешности в их интерпретации пока не позволяют удовлетворительно понять сущность отмеченных связей. Однако они намечаются, не противоречат и, наоборот, соответствуют наблюдаемым явлениям разной природы. Осознание обозначенных связей становится важной задачей в понимании внутриземных процессов.

Геохимические данные

Трасса геотраверса пересекает различные геоморфологические ландшафты с соответствующими различными почвенными провинциями. В табл. 2.4 охарактеризованы наблюдаемые ландшафты и провинции. Особенности тех и других является смена степных горизонтов на западе к хвойно-лесистому ландшафту с подзолистыми почвами на востоке. Центральная часть геотраверса представлена лесостепным ландшафтом с лиственными деревьями и сероземными песчано-подзолистыми почвами. Обращает на себя внимание тот факт, что границы геоморфологических ландшафтов и почвенных провинций в основных чертах совпадают со структурно-тектоническими границами, демонстрируя тем самым связь глубинных эндогенных и приповерхностных экзогенных процессов и зависимость последних от первых.

Результаты наблюдений МПФ и ТМГМ показаны в виде графиков распределения отдельных элементов и графиков мультипликативных показателей для медно-полиметаллической и медно-никелевой ассоциаций (см. раздел "Графики геохимических полей" электронного атласа).

Основные типы ландшафтов по геотраверсу “ГРАНИТ”

Ландшафт	Элементы ландшафта					Почвенные провинции
	Климат	Рельеф	Растительность	Тип почв	Состав почв	
Таежно-лесной континентально горно-подзолистый	Континентальный	Гористый	Хвойные леса	Горно-подзолистые	Суглинок, песок	Уральская
Таежно-лесной континентально дерново-подзолистый равнинный		Повышенно равнинный		Дерново-подзолистые		Вятско-Камская
Лесостепной среднеконтинентальный дерново-луговой равнинный	Среднеконтинентальный		Широколиственные леса	Дерново-луговые	Песок	Нижнекамская
Лесостепной среднеконтинентальный оподзоленно-черноземный равнинный				Равнинный	Оподзоленные черноземы и серые лессы	Песок, чернозем
Степной среднеконтинентальный южно-черноземный равнинный		Разнотравье	Южные черноземы		Чернозем	Южно-Русская

Поведение меди по результатам наблюдений МПФ характеризуется резкой изменчивостью в распределении элемента на близких расстояниях и различием его количеств на многокилометровых отрезках геотраверса. Как указывалось выше, резкая изменчивость содержания меди и других химических элементов в составе фульватов и гуматов почв (МПФ), а также в ферри-марганцевых соединениях (ТМГМ) и в ионной форме (ЧИМ) обусловлена струйной миграцией элементов (Струйная миграция..., 1987) и в дальнейшем не рассматривается. Ниже внимание будет сосредоточено на оценке распределения элементов в масштабе провинций на больших отрезках геотраверса.

На графиках, приведенных в электронном атласе, можно видеть следующие отрезки геотраверса с разным содержанием меди в гуматно-фульватной форме: Уральская зона, включающая складчатый Урал и Красноуфимский свод с количествами меди до $20 \times 10^{-2} \% \text{ Cu/C}$. Затем в направлении к западу отмечается особо высокими значениями Cu/C (до $70-80 \times 10^{-2} \%$) Вятско-Камская зона, охватывающая Калтасинский авлакоген и восточную часть Татарского свода до участка, где расположена Мелекесская синклиновая структура. Этой структуре соответствуют пониженные количества меди в пределах $(5-7) \times 10^{-2} \% \text{ Cu/C}$. Далее выделяется Токмовская зона, отвечающая одноименному своду со значениями Cu/C до $(30-40) \times 10^{-2} \%$. Еще западнее выделяется Окско-Донская зона с пониженными значениями Cu/C (до $5 \times 10^{-2} \%$), охватывающая Ртищевскую и Инзовскую синклиновые зоны и Сердобский выступ.

Несколько более высокие значения Cu/C (до $(10-12) \times 10^{-2} \%$), чем в Окско-Донской зоне, отмечаются в Воронежско-Хоперской зоне, протягивающейся от Хоперского выступа к Азово-Воронежскому массиву, включая Бобровскую и Орельскую синклиновые зоны. В названной Воронежско-Хоперской зоне выделяются участки со значениями Cu/C от 15 до $30 \times 10^{-2} \%$, отвечающие Хоперскому выступу и восточному склону Воронежского выступа возле г. Валуйки и р. Дон. Повышенные количества меди (до $10 \times 10^{-2} \%$ Cu/C) наблюдаются в Орельской синклиновой зоне, входящей в состав Днепровско-Донецкой впадины. Далее к западу отмечается аномалия с содержанием Cu/C до $(20-23) \times 10^{-2} \%$, приуроченная к области перехода от Украинского щита к Днепровско-Донецкой впадине.

Распределение свинца в гуматно-фульватной форме сходно с распределением меди, хотя интенсивность и размеры аномалий свинца вдоль геотраверса несколько различны с таковыми для меди.

Рассматривая поведение других элементов, можно видеть, что многие из них имеют аномалии, аналогичные аномалиям меди и свинца, но со своими вариациями по интенсивности и размерам. Вместе с тем, у некоторых элементов нет совпадений аномалий с соответствующими аномалиями для меди и свинца. Так, у цинка нет заметной аномалии в Хоперской зоне повышенных значений меди и свинца; отсутствуют аномалии серебра западнее Окско-Донской зоны $Cu+Zn$; весьма слабые проявления серебра в Уральской зоне и т. д. Наблюдаемые различия, очевидно, связаны с особенностями металлогении конкретных зон, но, вместе с тем, недостаточной чувствительностью анализа соответствующих элементов, например серебра. Однако важным является то, что так или иначе в распределении разных металлов выделяются одни и те же зоны, наиболее полно зафиксированные в распределении меди и свинца. По отношению к аномалиям этих элементов аномалии других элементов либо находятся на тех же участках геотраверса, либо отсутствуют.

На графиках распределения меди и свинца в ферри-марганцевых формах можно видеть, что по сравнению с распределением этих же элементов в составе гуматов и фульватов есть общее и разное. Общим является наличие аномалий названных элементов на территории складчатого Урала и Красноуфимского свода (Уральская зона), а также повышенные количества меди в Вятско-Камской зоне, на Воронежском массиве и в восточной части Украинского щита, прилегающей к Днепровско-Донецкой впадине. Однако следует отметить большую интенсивность аномалий ТМГМ в Уральской зоне, чем в Вятско-Камской, в то время как аномалии МПФ имеют обратную характеристику. Помимо этого на всей территории геотраверса к западу от Вятско-Камской зоны повышенные количества меди в составе железо-марганцевых окислов отсутствуют, но зато отмечается интенсивная аномалия в Окско-Донской зоне, особенно в пределах Сердобского выступа, входящего в Пачелмский авлакоген. С названной аномалией связана обширная область всей Окско-Донской зоны, включая восточную часть Воронежско-Хоперской зоны. Оценивая в целом особенности распределения меди и свинца и в ферри-марганцевых формах, можно отметить больше разнообразия в распределении свинца, чем в распределении меди. При совпадении повышенных количеств меди в пределах Уральской и Вятско-Камской зон далее к западу дифференцированное поведение прослеживается у свинца и практически отсутствует у меди.

Распределение цинка в составе железо-марганцевых окислов весьма близко к аналогичному распределению меди. Для обоих элементов выделяются одни и те же аномалии с незначительными различиями их интенсивности. Однако интенсивность аномалий цинка в целом меньше, чем у аномалий свинца.

Близкий характер распределения можно видеть в распределении серебра. Однако в силу недостаточной чувствительности анализов этого элемента на большей части геотраверса он не отмечен, но обнаруживается в Уральской, а также в Окско-Донской зонах, где наблюдается интенсивная аномалия свинца.

Другие элементы в ферри-марганцевых формах ведут себя сходным образом с рассмотренными элементами.

Чтобы представить взаимную связь в распределении элементов и взаимную связь их распределения с геологическими и электрическими структурами, составлена таблица, приведенная на рис. 2.51. Фактически этот рисунок в краткой и графической форме отражает выше рассмотренные результаты геоэлектрохимических наблюдений и их сопоставление между собой и с другими геологическими и геофизическими явлениями. Результаты анализа геоэлектрохимических наблюдений, выражающиеся в виде соответствующих структур и металлогенических зон, представлены надлежащими строчками таблицы, приведенной на рисунке.

Рассматривая таблицу, можно видеть металлогенические зоны, охарактеризованные выше, с данными о наличии в них соответствующих исследованных элементов в гуматно-фульватной и ферри-марганцевых формах. В числе элементов приведено железо в форме α (магнитная восприимчивость) и αT (термокаппа, возникающая после обжига в восстановительной среде) (Электрохимическая форма..., 1988), α характеризует железо в магнетитовой форме, образованной в результате естественных гипо- и гипергенных процессов, сохраняющих или образующих железо в восстановленном двухвалентном состоянии. αT отражает наличие той части окисного железа, которое способно к восстановлению при сравнительно небольшом энергетическом воздействии (обжиг при температуре около 600°). Иначе говоря, это железо, относительно легко переходящее из окисленного в восстановленное состояние и обратно. Тем самым αT несет информацию о железе, способном к преобразованиям и миграции.

На рис. 2.51 видно, что ранее отмеченные по распределению меди, свинца и цинка металлогенические зоны характеризуются присутствием в повышенных количествах других химических элементов. Наиболее рельефно проявляются следующие зоны: Уральская, Вятско-Камская, Токмовская, Донская и Приднепровская. Менее отчетливы Хоперская и Валуйская зоны; еще менее отчетлива Сердобская зона.

Уральская зона содержит в повышенных количествах все исследованные элементы, которые регистрируются как в гуматно-фульватной (МПФ), так и ферри-марганцевой (ТМГМ) формах. В других зонах в ферри-марганцевой форме в повышенных количествах присутствуют только отдельные элементы, в то время как набор элементов с повышенным содержанием в гуматно-фульватной форме значительно больше. В Вятско-Камской зоне в ферри-марганцевой форме регистрируются медь, никель, активное железо и отчасти олово и молибден. Другие элементы в повышенных количествах не установлены. В других зонах повышенные количества элементов в ферри-марганцевой форме отмечены: в Токмовской - только кобальт и отчасти цинк; в Сердобской - свинец, олово и слабо серебро, кобальт, цинк; в Хоперской - цинк, серебро, кобальт; в Донской - свинец, цинк, активное железо, в

		Кривой Рог	Днепродзержинск		Бобров		Ртищев		Волга		Альметьевск		Янаул	Верхотурье		
		ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ РАВНИНА														
		Приднепровская возвышенность		Донецкий кряж	Средне-Русская возвышенность		Окско-Донская равнина		СП	ПВВ		ББВ		Средний Урал		
		Украинский щит		ДДВ	Воронежская антеклиза		Пачелмский авлакоген		Токмовский свод	Татарский свод	КА	КУС	СУ			
AR+PR		Приднепровский массив AR		Курская система PR ₁		ВМ AR	КС PR ₁	Донская система PR ₂		PR ₁	Волго-Уральский массив AR		БС PR ₁	Пермский массив AR	БС PR ₁	
Сейсмические зоны		Зона пониженных скоростей										Зона пониженных скоростей				
Аномалии ЕП 1 порядка		MAX					MIN					MAX				
Структуры 1 порядка по данным ЕП; MZ+KZ		Украинско-Воронежская воздымающаяся структура					Русская платформа					Приуральско-Уральская возвышающаяся структура				
Аномалии ЕП 2 порядка		MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MAX	
Структуры 2 порядка по данным ЕП; MZ+KZ		Украинский щит	ВскСЗ	ДК	ОЗ	Азово-Воронежский массив	Бобровская синкл.зона	ХВ	РЗ	Сердобский свод	Инзовская синкл.зона	Токмовский свод	Мелекесский синклинорий	Татарский свод	Приуральско-Уральская структура	
Геоэлектрoхимические аномалии	Cu	МПФ														
		ТМГМ														
	Pb	МПФ														
		ТМГМ														
	Zn	МПФ														
		ТМГМ														
	Ag	МПФ														
		ТМГМ														
	Ni	МПФ														
		ТМГМ														
	Co	МПФ														
		ТМГМ														
	V	МПФ														
		ТМГМ														
	Cr	МПФ														
		ТМГМ														
	Sn	МПФ														
		ТМГМ														
	Mo	МПФ														
		ТМГМ														
	W	МПФ														
		ТМГМ														
	As	МПФ														
		ТМГМ														
Ga	МПФ															
	ТМГМ															
Fe	Ж															
	ЖТ															
Cu×Pb ×Zn	МПФ															
	ТМГМ															
Ni×Co ×Cr	МПФ															
	ТМГМ															
Металлогенические зоны по данным МПФ и ТМГМ		Приднепровская		Донецко-Орельская		Воронежская		Хоперская		Сердобская		Токмовская		Вятско-Камская		Уральская

Рис. 2.51. Результаты применения геоэлектрoхимических методов на геотраверсе "ГРАНИТ"

(Сокращения, принятые на рисунке, см. на обороте)

Сокращения, принятые на рис. 2.51

ББВ - Бугульминско-Белебеевская возвышенность; БС - Башкирская система; ВМ - Воронежский массив; ВскСЗ - Ворсклинская синклиновая зона; ДДВ - Днепровско-Донецкая впадина; ДК - Донецкий кряж; КА - Калтасинский авлакоген; КС - Курская система; КУС - Красноуфимский свод; ОЗ - Орельская синклиновая зона; ПБВ - Приволжская возвышенность; РЗ - Ртищевская синклиновая зона; СУ - складчатый Урал; СШ - возвышенность Сурская Шишка; ХВ - Хоперский выступ.

Приднепровской - активное железо. Хотя в каждой из этих зон присутствуют неполные наборы всех исследованных элементов и интенсивность их проявления различна, тем не менее зоны представлены многими элементами.

С тем, чтобы уменьшить влияние различий в количестве элементов, присутствующих в разных зонах, и усилить интенсивность их проявления, был применен метод мультипликации. Мультипликативные показатели подсчитаны отдельно для полиметаллической (Cu, Pb, Zn) и никелевой (Ni, Co, Cr) ассоциаций. Графики названных коэффициентов приведены в разделе "Графики геохимических полей" электронного атласа, а соответствующие металлогенические зоны - на рис. 2.51. Можно видеть, что рассмотренные выше металлогенические зоны характеризуются большей рельефностью, чем по отдельным элементам. В мультипликативной форме в ферри-марганцевых образованиях выделяются не только Уральская и Вятско-Камская, но также другие зоны. Тем не менее отличие в регистрации зон в гуматно-фульватной и ферри-марганцевой формах остается. Очевидно, что оно связано с геохимической ролью металлоорганических и железистых соединений, а также с аналитическими возможностями определения элементов в названных формах. Однако действительная природа отмечаемого явления неясна. Оно имеет место и при крупномасштабных съемках. Замечено, что элементы в ферри-марганцевой форме от глубинных объектов лучше, по сравнению с элементами в гуматно-фульватной форме, проявляют себя в активных зонах тектонических нарушений и теснее связаны с масштабом гидротермального рудообразования. Однако затронутый вопрос пока не имеет однозначного решения и требует дальнейших исследований. В практическом плане очевидно, что регистрация элементов в разных формах нахождения взаимно контролирует данные соответствующих методов и повышает достоверность получаемой информации.

По отношению к аномалиям естественного электрического поля наблюдаемые металлогенические зоны располагаются либо в области их максимума, либо в области перехода от максимума к минимуму, преимущественно вблизи максимума. Учитывая связь структуры поля и геологических структур в их современном тектоническом состоянии, включая унаследованность от прошлых эпох, можно видеть, что металлогенические зоны, представленные ранее охарактеризованными элементами, приурочены к воздымающимся антиклинорным структурам с анодным окислительным характером процессов в корнях структур и источнике естественного электрического поля.

Приуроченность металлогенических зон к воздымающимся антиклинорным структурам с анодными окислительными процессами в их корнях, по-видимому, не случайна. Действительно, большая часть исследованных элементов находится преимущественно в окислительно-катионной форме: Cu, Pb, Zn, Al, Ni, Co, Fe. Это установлено для гипергенных процессов (Рысс, 1983), и, можно полагать, что то же

самое относится к гипогенным процессам. Наиболее вероятно, что в гипогенных процессах Sn, W, Mo, As и Ga также находятся в катионной окислительной форме. Отсюда следует, что перечисленные элементы под действием тока глубинного естественного электрического поля распространяются из источников поля в окружающие породы над и сбоку воздымающихся структур. Судьба мигрирующих катионов такова, что большая их часть окажется закрепленной на различных геохимических барьерах, включая барьеры встречных потоков анионов из катодных восстановительных областей с источниками поля в опускающихся структурах. Другая часть ионов, очевидно, весьма малая, все же окажется способной достигнуть дневной поверхности и даже пересечь ее, диссоциируя в атмосферу (ореолы в почвенном воздухе, в приповерхностном слое атмосферы и выше). Именно из этой части мигрирующих компонентов некоторая их доля закрепляется почвенными органическими кислотами и окислами железа и марганца. Именно эта доля становится основой для методов МПФ, ТМГМ, а также ЧИМ и позволяет судить об элементах, участвующих в глубинных окислительно-восстановительных процессах.

Из сказанного следует, что между физико-химическими процессами, обуславливающими глубинные естественные электрические поля, тектоническими движениями и распределением химических элементов существуют причинно-следственные связи. Смысл этих связей в том, что протекающие глубинные процессы, природа которых пока не ясна, проявляются в вещественной и электрической формах, обуславливают массоперенос и соответствующие распределения элементов. Указанный массоперенос приурочен к воздымающимся структурам и приводит к возникновению металлогенических зон. В зависимости от последующих процессов в названных зонах возможно, наряду с рассеянным распределением элементов, образование объектов с их повышенной концентрацией. Сказанное, по-видимому, в равной степени относится не только к исследованным, но также и к другим химическим элементам, в частности к углероду, кремнию, сере, магнию, кальцию и т. д.

Таким образом, выполненные на геотраверсе “ГРАНИТ” геоэлектрохимические наблюдения позволили установить центры физико-химической активности и уточнить ареалы распространения исследованных элементов, что в свете высказанных выше соображений о причинно-следственных связях внутриземных процессов позволяет использовать эти данные в комплексе с другими результатами по геотраверсу для более обоснованного минерагенического прогнозирования на территории исследований.

2.5. Гелиеметрические исследования

Площадную водногелиевую съемку на данной территории начали проводить в 1970-х годах, когда была доказана принципиальная возможность применения гелиеметрических исследований в комплексе с другими методами для изучения глубинного строения земной коры, решения прогнозно-металлогенических задач и была создана высокочувствительная аппаратура для определения содержания гелия непосредственно в воде (прибор ИНГЕМ-1). Начало исследованиям на Урале и восточной окраине Русской платформы было положено работами партий Зеленогорской экспедиции и ПГО “Уралгеология”, результаты которых за 1965-1975 гг. обобщены в сводном отчете В.Н. Башорина и др. (1975). На Восточно-Европейской

платформе на локальных участках в разные годы гелиеметрические исследования выполнялись в ограниченных объемах партиями Кировской и Центральной экспедиций ВГО “Геологоразведка”, ПГО “Гидроспецгеология” и др. В 1982-1987 гг. Комплексная экспедиция ВИМСа выполняла работы по составлению карты приповерхностного поля гелия масштаба 1:2500000 на европейскую часть СССР, в процессе которых были собраны, проанализированы и обобщены все фондовые материалы и проведены полевые исследования. Сходимость результатов, полученных различными исполнителями по данной территории, удовлетворительная. Эти материалы были использованы при проведении гелиеметрических исследований в полосе геотраверса и приведены в прил_4 электронного атласа.

Водногелиевая съемка в 100-километровой полосе геотраверса “ГРАНИТ” на участке от г. Одесса до г. Верхотурье (см. рис. 2.1, в) была выполнена с плотностью опробования, соответствующей масштабу съемки 1:1000000, партией региональных геохимических исследований ГЕОТЕХВИМСа (г. Наро-Фоминск) в 1988-1993 гг. под руководством В.Н. Башорина и А.К. Самойлова.

2.5.1. Полевые наблюдения и лабораторные работы

Метод гелиеметрических исследований для изучения глубинного строения и проницаемости земной коры основан на уникальных свойствах гелия как наиболее надежного трассера мантийной дегазации, массопереноса в верхней части литосферы и активных глубинных разломов, по которым происходят неотектонические движения, интенсивный вертикальный водогазообмен, карстово-суффозионные процессы и разгрузка современных потоков ювенильных флюидов. Подземная гидросфера вследствие весьма высокой газоемкости и способности к растворению является аккумулятором глубинных газов и ввиду глобального распространения и неглубокого залегания - представительным и “удобным” объектом гелиеметрических исследований. Гелиевые аномалии в подземных водах характеризуются высокой контрастностью (до 4-5 порядков выше фона), значительными размерами, комплексным составом и большей устойчивостью во времени, чем в других природных средах.

Основное преимущество водногелиевой съемки заключается в способности выявления “эманирующих” глубинных разломов и узлов их сочленения. Особенно она эффективна в закрытых регионах с мощным чехлом осадочных отложений, широким развитием аллохтонных образований (шарьяжи, молодые покровы эффузивов, отложения селей и оползней). Прямая корреляция гелиевого и теплового потоков, особенно отчетливая вне зоны влияния вадозных вод, наличие глубоких “корней” водногелиевых аномалий предполагают повышенную флюидную и термальную проработку под ними земной коры, что следует учитывать при изучении глубинного строения литосферы.

Применялась методика и технология полевых гелиеметрических исследований, разработанные в ВИМСе (Яницкий, 1979; Методика..., 1987). Полевые работы осуществлялись автомобильными маршрутами в полосе шириной 100 км вдоль линии геотраверса в варианте водногелиевой съемки, основанной на определении свободного подвижного гелия в подземных водах. Изучались, главным образом, скважины, в меньшей степени - родники и колодцы. Плотность опробования в полосе исследований соответствовала масштабу съемки 1:1000000. Она определялась в основном наличием искусственных водопунктов и по возможности сгущалась

вблизи линии геотраверса. Водозаборные эксплуатационные скважины, оборудованные погруженными электронасосами, опробовались из струи, а колодцы и родники - пробоотборниками открытого типа.

Для контроля опробования, хранения и транспортировки проб из каждого водопункта отбирались по две пробы воды для определения содержания гелия. Качество опробования дополнительно контролировалось повторным отбором проб. Случайная относительная погрешность по контрольным пробам составила 1.08-1.33.

Всего в полосе исследований опробовано 2762 водопункта, в том числе 2147 (78 %) скважин водоснабжения, 136 (5 %) родников и 479 (17 %) колодцев.

Содержание гелия в воде определялось в полевой лаборатории и в центральной лаборатории партии. В качестве анализатора применялся индикатор гелия магниторазрядный мембранного типа ИНГЕМ-1. Измерения выполнялись в соответствии с требованиями инструкции к прибору (Индикатор..., 1975).

2.5.2. Обработка и интерпретация данных

Интерпретация результатов полевых гелиеметрических исследований проводилась на комплексной основе с использованием карт фактического материала водно-гелиевого опробования, геологических карт и тектонических схем масштаба 1:1000000. Геологическая привязка опробованных интервалов велась согласно паспортам и кадастрам буровых скважин. Большинство эксплуатационных скважин вскрывают водоносные горизонты на глубинах от 20 до 250 м при среднем значении 135 м. Поэтому приповерхностное поле гелия отражает гелиеносность подземных вод в этом интервале глубин. Всего на карте фактического материала водногелиевого опробования, с учетом предшествующих исследований, использовано 3747 водопунктов (77 % составляют скважины, 23 % - колодцы и родники).

Для выявления закономерностей площадного распределения гелия в подземных водах накопленные массивы значений его содержания разбивались на выборки, соответствующие определенным водоносным комплексам в пределах выделенных геолого-структурных зон. При математической обработке аналитических данных использовались только замеренные концентрации гелия в пробах, строго привязанные к определенному водоносному горизонту.

Математическая обработка показала, что большинство выборок имеет бимодальный характер распределения содержания гелия. Это позволило расчленить полученные выборки на две совокупности, характеризующие нормальное (фоновое) поле гелия и его аномальные концентрации, связанные с глубинным флюидным потоком. Распределение выборок нормального поля гелия аппроксимируется логнормальным законом. Для характеристики фонового поля определялись параметры распределения - среднее геометрическое значение ($C=C_{\phi}$) и стандартный множитель (ϵ). Оценка местного фона производилась для каждой геолого-структурной зоны. Статистическая обработка однотипных массивов проб выполнялась в соответствии с (Инструкцией..., 1983).

По результатам статистической обработки полученных данных производилось составление карт площадного распределения гелия в подземных водах в изоконцентрациях. Первая изоконцентрация (a_0) характеризует для каждой зоны распространение нормального поля гелия, а ее величина равна $C_{\phi} \times \epsilon^3$. В этих пределах с вероятностью не хуже 0.9986 лежат все значения фоновых содержаний гелия в нор-

мальном поле. Более высокие содержания соответствуют гелиевым аномалиям (аномальному полю гелия). Среднее содержание гелия, соответствующее первой изоконцентрации (a_0) для исследуемой полосы, равно 0.0004 мл/л. Это значение совпадает со средним значением первой изоконцентрации гелия, полученной для европейской части России. Значение второй изоконцентрации (a_1) соответствует среднему значению аномального поля и равно 0.001 мл/л. Дополнительно для характеристики аномального поля гелия выделены изоконцентрации a_2 (0.004 мл/л) и a_3 (0.01 мл/л). Использование последующих изоконцентраций нецелесообразно, так как более высокие значения концентрации составляют доли процента от общего количества проб и имеют вид отдельных точек.

Распределение гелия в приповерхностных горизонтах земной коры не зависит от литолого-петрографического состава и возраста пород, содержания в породах радиоактивных элементов. Оно полностью определяется наличием в земной коре проницаемых разрывных нарушений глубокого заложения (Еремеев и др., 1970; Еремеев и др., 1976; Башорин и др., 1980).

Построение карты приповерхностного поля гелия для полосы геотраверса велось с учетом гелиеметрических данных, полученных и за ее пределами при мелкомасштабной водногелиевой съемке территории европейской части России в масштабе 1:2500000. На основе карты площадного поля гелия, с учетом данных в полосе 25 км, построена кривая изменения концентрации гелия в подземных водах вдоль геотраверса "ГРАНИТ" (прил_10 электронного атласа).

По данным площадного распределения гелия в подземных водах в полосе исследований представляется возможным охарактеризовать глубинную проницаемость земной коры путем выделения малопроницаемых блоков, зон и районов повышенной проницаемости и участков максимальной проницаемости. В основу такой классификации положены статистические параметры площадного распределения концентрации гелия в подземных водах (табл. 2.5).

Зоны повышенной проницаемости земной коры связываются нами с активными глубинными разломами и характеризуются в поле гелия ореолами аномальных значений его концентраций, возникших за счет восходящего гелиеносного потока глубинных флюидов. В пределах этих зон поле гелия часто сильно дифференцированное и представлено чередованием аномалий различной интенсивности, морфологии и размера. Здесь выделяются наиболее проницаемые участки, связанные с наиболее интенсивным привносом гелия в близповерхностные части активных глубинных разломов.

Малопроницаемые блоки земной коры соответствуют консолидированным жестким блокам, в которых отсутствует активный вертикальный массообмен. Они характеризуются фоновыми содержаниями гелия.

Внутриблоковые слабопроницаемые зоны земной коры выделяются в пределах крупных малопроницаемых блоков и обычно характеризуются протяженными, линейно-вытянутыми гелиевыми ореолами слабой интенсивности.

Участки максимальной проницаемости земной коры связаны с узлами сочленения наиболее активных глубинных разломов и отличаются площадными и контрастными аномалиями гелия.

Районы повышенной глубинной проницаемости земной коры характерны для областей с широким развитием активных глубинных разломов разных направлений и выделяются в осредненном поле гелия площадными аномалиями при высокой

степени его дифференцированности. В пределах таких районов иногда выделяются малопроницаемые тектонические блоки небольшого размера.

Таблица 2.5

Характеристика глубинной проницаемости земной коры европейской территории России по гелиеметрическим данным

Характеристика проницаемости земной коры	Степень проницаемости разломов	Гидрогеологические условия	Характер поля гелия	Граничные концентрации гелия, $\times 10^{-5}$ мл/л
Малопроницаемые блоки	Непроницаемые участки	Зона инфильтрационного поверхностного питания	Нормальное поле	До a_0 (до 40)
Внутриблоковые слабопроницаемые зоны	Слабопроницаемые участки	Зона смешивания нисходящих вадозных вод и восходящего потока глубинных флюидов	Аномальное поле	a_0 - a_1 (40-100)
Проницаемые зоны	Проницаемые участки	Краевые части восходящих глубинных флюидов	Аномальное поле	a_1 - a_2 (100-400)
Наиболее проницаемые зоны	Наиболее проницаемые участки	Зона восходящего потока глубинных флюидов	Аномальное поле	a_2 - a_3 (400-1000)
Участки максимальной проницаемости	Наиболее проницаемые участки	Участки максимального восходящего потока глубинных флюидов	Аномальное поле	Более a_3 (более 1000)

Примечания: a_0 - значение изоконцентрации нормального поля гелия с доверительной вероятностью 0.999;
 a_1 , a_2 , a_3 - значения изоконцентраций аномального поля гелия, выделенных с учетом размаха концентраций гелия.

Гелиеметрическими исследованиями выявлены “эманирующие” в настоящее время проницаемые глубинные разломы в земной коре, по которым происходит миграция гелия, других глубинных газов и летучих компонентов к поверхности. Выделяются гелиенирующие разломы древнего (докембрийского) заложения, продолжающие функционировать на неотектоническом этапе, разломы, связанные с палеозойской (преимущественно герцинской) и мезо-кайнозойской тектономагматической активизацией. Характерен “струйный” характер распределения гелия, обусловленный его поступлением вдоль “труб дегазации” - узлов сочленения активных глубинных разломов. Вследствие этого, а также резкой изменчивости гидродинамических условий вблизи поверхности концентрация гелия в подземных водах часто варьирует в широких пределах даже на коротких расстояниях.

По степени глубинной проницаемости, отождествляемой в первом приближении с тектонической раздробленностью, активные глубинные разломы изученной территории могут быть классифицированы на слабопроницаемые, проницаемые и наиболее проницаемые.

Полученные при гелиеметрических исследованиях результаты, в том числе кривая изменения концентраций гелия вдоль геотраверса, и характеристика глубинной проницаемости приповерхностной части земной коры с активными глу-

бинными разломами, прослеживающимися вблизи поверхности в пределах изученной полосы, были использованы при комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов по геотраверсу “ГРАНИТ”.

2.6. Дешифрирование космических снимков

Дешифрирование телевизионных космических снимков в полосе геотраверса “ГРАНИТ” выполнялось с целью построения карт космолинеаментов и тоновых аномалий для дальнейшего их совместного использования в комплексе с результатами других геофизических и геохимических исследований при изучении особенностей региональной разрывной тектоники. Дешифрирование снимков и построение карт выполнялось в 1989-1992 гг. на кафедре геофизических методов разведки Днепропетровского горного института под руководством Г.Я. Голиздры.

Работы выполнялись в два этапа: на первом этапе с использованием телевизионных космических снимков природоресурсных спутников “Метеор-Природа”, “Ресурс” и других была построена обзорная карта космолинеаментов в масштабе 1:2500000; на втором, по материалам съемок со спутников системы “Космос” и американских спутников “Ландсат”, - карта космолинеаментов в 100-километровой полосе геотраверса в масштабе 1:1000000.

Обеспеченность полосы геотраверса космическими съемками

Протяженная полоса геотраверса “ГРАНИТ” от г. Уренгой до г. Кривой Рог хорошо изучена космическими геофизическими съемками. Материалы съемок из космоса используются для изучения природных ресурсов Земли, в том числе геологического строения земной коры.

Прежде всего, интерес представляют материалы телевизионных космических съемок с природоресурсных искусственных спутников Земли (ИСЗ). Первоначально материалы поступали с системы “Метеор-Природа”, а затем с систем “Океан” и “Космос-1939” (“Ресурс”). Телевизионная съемка с этих спутников проводится, как правило, в двух диапазонах: 0.5- 0.7 и 0.8-1.0 мкм. Это съемки в красной и ближней инфракрасной частях спектра. На снимках исключено влияние дымки, так что гидросеть хорошо просматривается. Фотоотпечатки снимков отличаются хорошим разрешением, и обычно Центр приема и обработки спутниковых данных выдает их потребителям в масштабе 1:2500000. Это стандартный масштаб, соответствующий масштабам геолого-геофизических карт и наиболее часто используемый при региональном изучении территории. Отметим существенный недостаток снимков: для них характерно искажение масштаба отпечатков, особенно с последней системы “Ресурс” с хорошим разрешением. Однако строки на телевизионном снимке изогнуты дугой, нормальной к траектории полета. Снимки можно нормализовать, т. е. редуцировать к масштабу 1:2500000, но при этом их стоимость значительно возрастает. В связи с сильным искажением снимков, а также с тем, что на них часто большие площади закрыты облаками, для одной и той же территории приходится заказывать снимки с учетом многократного ее перекрытия. Обычно используются отпечатки снимков со съемок, выполненных как в летнее, так и в зимнее время. Анализ материалов показал, что особенно сильно закрыты облаками Средний Урал и север Западной Сибири.

Основное геофизическое изучение полосы геотраверса выполняется в масштабе 1:1000000. Имеется много материалов космических съемок этого масштаба. Отметим, прежде всего, материалы телевизионной космической съемки с американского спутника “Ландсат”, запущенного в 1972 году (Баррет, Куртис, 1979; Голиздра, Новикова, 1989). Снимки этой съемки настолько высокого разрешения, что по качеству не уступают материалам фотосъемки из космоса такого же масштаба. Кроме того, отпечатки снимков хорошо трансформированы к масштабу 1:1000000, на них указаны географические координаты. Затем спутники этой серии переименованы в “Ландсат-1”. После этого были запущены еще несколько спутников этой серии - “Ландсат-2” и др. Достоинство спутников и в том, что они ведут съемку до высоких широт, так что вся полоса геотраверса охватывается съемками. Съемка со спутников серии “Ландсат” проводилась, как правило, в 4-х областях спектра: 4-й канал 0.5-0.6 мкм, 5-й - 0.6-0.7 мкм, 6-й - 0.7-0.8 мкм и 7-й - 0.8-1.1 мкм. На 4-5-м каналах поверхность Земли просматривается плохо. Больше подходят для геологического дешифрирования снимки съемок в 6-м и 7-м каналах. Геоморфологические особенности поверхности и речная сеть лучше видны в красном - ближнем инфракрасном диапазоне. Поэтому снимки 7-го канала использовались для дешифрирования наиболее часто. При изучении тоновых аномалий необходимы также снимки в 5-м и 6-м каналах, однако снимки этих каналов часто разрозненны и имеются не на всю полосу геотраверса. Кроме того, отдельные районы даже при многократных съемках в разные времена года закрыты облаками. В частности, закрыт облаками север Среднего Урала (например, район г. Н. Тагила). Закрыты облачностью и некоторые районы северо-восточной части полосы геотраверса. На часть геотраверса материалы съемок с ИСЗ “Ландсат” вообще отсутствуют.

Для восполнения материалов в Госцентре “Природа” были заказаны снимки с отечественных искусственных спутников Земли серии “Космос”. Съемка ведется путем фотографирования местности, и отпечатки снимков широко используются в народном хозяйстве. Близкая к полярной орбита этих спутников позволяет изучать всю полосу геотраверса вплоть до северных морей. Разрешение отпечатков снимков достаточно высокое. Снимки обычно черно-белые, в красном - ближнем инфракрасном диапазоне, но имеются также спектрзональные и цветные. Спектрзональные (ложноцветные) обычно тоже имеют высокое разрешение, а цветные - невысокое. С ряда объектов поступают черно-белые отпечатки в трех диапазонах - 4БА, 4БВ и 4ВС. Наличие снимков в трех диапазонах значительно облегчает опознавание объектов на поверхности Земли. К сожалению, материалы описываемых съемок также разрозненные. Следует иметь в виду, что фотоснимки масштаба 1:1000000 долгие годы были секретными, поэтому безоблачные отпечатки с высоким разрешением над промышленными районами и некоторыми территориями вообще не выдавались потребителям. Кроме того, масштаб отпечатков снимков обычно значительно отличается от масштаба 1:1000000, что в значительной мере затрудняет их использование.

В южной части области исследования имеются также материалы космических фотосъемок с пилотируемых кораблей и орбитальных станций. Снимки имеются для территории, расположенной южнее примерно 52° северной широты (в основном на территорию Украины). Это и однозональные снимки со станции “Салют-4”, и многозональные в шести каналах с аппаратурой МКФ-6 со станции “Салют-6” и других объектов.

В организациях НПО “Аэрогеология” и Госцентре “Природа” были заказаны фотокарты масштаба 1:1000000. Причем, в “Аэрогеологии” они изготовлены по материалам американского спутника “Ландсат”, а в “Природе” - по материалам фотосъемок с отечественных ИСЗ. Достоинство фотокарт в том, что составляющие их снимки трансформированы к масштабу 1:1000000. Но эти составные части фотокарт обычно не выровнены по тону, так что фотокарта, по сути, представляет собой мозаику. Кроме того, на них много белых пятен, для которых на момент составления не было подходящих материалов. Таких пятен довольно много в различных частях геотраверса.

В заключение отметим, что для полосы геотраверса имеются разнообразные материалы космических съемок масштабов 1:2500000 и 1:1000000. Основной их недостаток - разрозненность и отличие масштабов отпечатков от стандартного масштаба геолого-геофизических карт.

Методика дешифрирования космических снимков с целью выделения линеаментов

На космических снимках поверхности Земли просматривается множество линейных особенностей - линеаментов. Это, прежде всего, природные элементы - спрямленные участки рек, линейные геоморфологические особенности местности, контрастные участки фототона, обусловленные различным составом почв, растительным покровом, обводненностью и др. Общеизвестно, что эти линеаменты связаны с разрывами, разломами земной коры (Баррет, Куртис, 1979; Космическая геология, 1979; Голиздра, 1980; Нарушенность земной..., 1983; Кац и др., 1988 и др.). Поэтому одной из целей геологического дешифрирования космических снимков является выделение линеаментов.

Техника дешифрирования заключалась в следующем. На снимок накладывалась прозрачная пленка, на которую и переносились линейные отрезки - линеаменты. Важный этап дешифрирования - плановая привязка линеаментов. Для этого на прозрачную пленку заранее выносились разреженная речная сеть, которая служила естественными координатами для привязки линеаментов. Речная сеть была взята с карты масштаба 1:2500000, а также с листов топографической карты масштаба 1:1000000. Сравнительно легко при дешифрировании привязывались линеаменты в пределах Западной Сибири и Поволжья; труднее - в пределах Среднего Урала, где слабо выражена гидрографическая сеть, невыразительны геоморфологические особенности местности, область исследования часто закрыта облаками и дымкой. При невысоком качестве снимков на эту территорию особенно трудно было построить карту линеаментов в масштабе 1:2500000.

Если масштаб снимка значительно отличался от масштаба карты (обычно он был меньше стандартного), то речная сеть и линеаменты выносились на прозрачную пленку со снимка, а затем с помощью множительного аппарата рисунок увеличивался до нужного масштаба.

Отметим также, что большая часть полосы геотраверса расположена в обжитых промышленных районах с большим количеством линеаментов антропогенного характера (дороги, плотины, газопроводы и т. д.), поэтому на заключительной стадии карта линеаментов сопоставлялась с топографической картой масштаба

1:2500000 и листами 1:1000000, что позволило отбраковать линеаменты антропогенного характера. Конечно, некоторые из них могли остаться на картах, особенно такие, как границы лесных массивов и просеки в районах интенсивной лесоразработки, которые не отражены на топографических картах. В безлесной части такими трудно различимыми линеаменентами являлись границы сельхозугодий.

Таким образом, результатом этого этапа геологического дешифрирования космических снимков явилась карта линеаментов полосы геотраверса в масштабе 1:2500000 (прил_5 электронного атласа).

Методика выделения тоновых аномалий космических снимков

Фотоотпечатки снимков неоднородные, и на них имеются области разного фототона. Эти области названы нами тоновыми аномалиями (Викторов, 1986; Голиздра, Новикова, 1989). Областям разного тона соответствует обычно различие в природном ландшафте поверхности Земли. Причем густота тона зависит также от области спектра, в котором проводится съемка. Выше отмечалось, что в настоящее время съемки из космоса, как правило, многозональные, что значительно расширяет возможности тематического картографирования (Баррет, Куртис, 1979; Космическая геология, 1979; Методика и технические..., 1986; Кац и др., 1988 и др.). Они особенно удобны при изучении областей распространения и источников тоновых аномалий. Причем с помощью материалов многозональных съемок часто удается опознать природу протяженных объектов на поверхности Земли.

Близповерхностные геологические объекты также хорошо распознаются с помощью материалов многозональных съемок. Имеются как прямые, так и косвенные признаки проявления геологических объектов на многозональных снимках. Этому вопросу был посвящен ряд публикаций (Баррет, Куртис, 1979; Методика и технические..., 1986 и др.). Нельзя преувеличивать значение многозональной съемки при изучении глубинного строения земной коры, поскольку обычно здесь связь только косвенная (в той мере, насколько поверхностные условия могут отражать глубинную обстановку). Для изучения объектов на поверхности Земли, в том числе их опознания, нужны тщательно сбалансированные по чувствительности к тону отпечатки космических снимков. К сожалению, в нашем распоряжении были только разрозненные материалы многозональных съемок. Поэтому не удалось в полной мере использовать уже изученные отражательные особенности различных природных объектов на поверхности Земли в разных диапазонах видимого и ближнего инфракрасного излучения (Баррет, Куртис, 1979; Космическая геология, 1979 и др.). Тем не менее, как уже отмечалось выше, даже на разрозненных фотоматериалах можно заметить на поверхности Земли наряду с линейными особенностями также области разного тона - тоновые аномалии (Голиздра, Новикова, 1989). Конечно, в описанных условиях удалось выделить области, существенно различающиеся только по тону, но именно это обстоятельство послужило основанием для построения на отдельных участках фрагментов карты тоновых аномалий.

Отметим сразу, что вводимое здесь понятие “тоновые аномалии”, несомненно, близко к физико-географическому понятию “ландшафтный рисунок” (Викторов, 1986). Проблема изучения, описания и анализа рисунка ландшафта уже достаточно хорошо разработана. В ней изучаются, прежде всего, поверхностные условия формирования рисунков, хотя определенная роль отводится и тектоническим причинам.

В данном исследовании, имеющем целевую направленность, нас интересуют прежде всего геологические причины изменения тона на космических снимках. Да и в рамках геофизического изучения полосы геотраверса лучше пользоваться близким к геофизике понятием “тоновая аномалия”, а не физико-географическим понятием “ландшафтный рисунок”.

Накопленный опыт показал, что густота тона зависит прежде всего от отражательной способности участка поверхности Земли, а также от канала съемки, т. е. чувствительности аппаратуры к излучению определенного диапазона. Например, при съемке с ИСЗ “Ландсат” снимки седьмого канала в диапазоне 0.8-1.1 мкм очень контрастные, и поэтому на них тоновые аномалии проявляются хуже, чем в диапазоне 0.7-0.8 мкм (шестой канал). В еще более коротковолновой части диапазона съемки уже существенно сказывается дымка, и аномалии оказываются размытыми.

Легко устанавливается следующая зависимость густоты тона от диапазона (канала) съемки. В видимой части спектра (4-й и 5-й каналы) участки, покрытые лесом, имеют темный тон, а при съемке в 6-м и 7-м каналах (это красный - близкий инфракрасный диапазон) влияние леса как бы снимается, и на снимке этот участок имеет обычно серый цвет. Только обводненные участки выглядят одинаково темными на снимках всех диапазонов, причем самыми темными - на 7-м канале. При построении фрагментов карты в условиях изменяющейся густоты тона, в зависимости от диапазона съемки, на карте указывалась густота тона, характерная для 6-го и 7-го каналов. Это связано с тем, что большинство используемых снимков были для 7-го канала.

Отметим, что для части полосы геотраверса удалось собрать отпечатки снимков с “Ландсата” во всех четырех каналах. Например, с северо-востока первые 250 км полосы геотраверса попадают в пределы двух снимков - № 05540 и № 05542 с ИСЗ “Ландсат”. Съемка во всех четырех каналах выполнена 24 августа 1973 года. Из этих комплектов видно, что тоновые аномалии лучше проявляются на снимках 5-го и 6-го каналов. Также имеются практически полные четырехканальные комплекты отпечатков на полосу геотраверса в пределах европейской части России и Украины. Однако для большого и важного участка геотраверса в пределах Урала и Зауралья имеются малооблачные отпечатки снимков в основном только 7-го канала в диапазоне 0.8-1.1 мкм. Их и пришлось использовать для выделения тоновых аномалий, хотя здесь, как отмечалось выше, трудно улавливались оттенки тона на поверхности Земли.

При четырехканальной сканерной съемке со спутников “Ландсат” на черно-белых снимках выделяется более 10 оттенков тона. Однако при визуальном дешифрировании неоднородного материала в полосе большого протяжения нельзя выделить много градаций тона, поэтому мы ограничились выделением аномалий четырех основных градаций тона: самый темный, темный, серый и светло-серый. В отдельных случаях для очень ярких образований на поверхности Земли выделялся также пятый, самый светлый тон. Правда, распространен он в основном в южных районах (пески, солончаки). Подчеркнем еще раз, что это условная градация, и в разных частях полосы она может локализовать объекты, разные по отражательной способности. Основная содержательная нагрузка такой карты - это границы тоновых аномалий. Как и при построении карт космолинеаментов, они переносились на карту со снимков через прозрачную пленку (размытые границы обозначались пунктиром). При изображении на карте густота тона отражалась густотой штриховки.

Отличительная особенность геотраверса “ГРАНИТ” в том, что он проходит от районов тундры, мало затронутых деятельностью человека и со слабо развитой расти-

тельностью на северо-востоке Западной Сибири, до районов в центре России и на Украине, где поверхность Земли сплошь вовлечена в сельскохозяйственную деятельность. Поэтому если в районах Урала и Западной Сибири выделение тоновых аномалий не вызывало принципиальных затруднений, то в пределах европейской части геотраверса тоновые аномалии выделялись с большим трудом, за исключением очевидных случаев, связанных с областями сплошного развития песков, и т. п. Из-за неоднородности материала обширные по площади региональные тоновые аномалии практически не улавливаются, хотя они, несомненно, существуют. В каком-то смысле это близко к методике и результатам составления мелкомасштабных магнитных карт по разрозненным материалам магнитных съемок, на которых региональные аномалии небольшой интенсивности также чаще всего не улавливаются.

Применение указанной методики и техники позволило выделить тоновые аномалии на снимках вдоль геотраверса, по крайней мере в его центральной и северо-восточной частях, и построить схемы тоновых аномалий на отдельные участки 100-километровой полосы геотраверса “ГРАНИТ”.

Методика интерпретации результатов дешифрирования космических снимков

Даже беглый обзор построенных карт показывает, что распределение линеаментов и тоновых аномалий в отдельных частях полосы геотраверса значительно различается: эта протяженная полоса проходит через районы с различным геологическим строением, геоморфологией, гидросетью и, в конечном итоге, с ландшафтом.

В процессе интерпретации материалов дешифрирования важно установить геологическую природу линеаментов и тоновых аномалий. Интерпретация проводилась путем анализа выявленных закономерностей, а также сопоставлением карт линеаментов с геологическими, тектоническими и геофизическими картами. Учитывались также результаты статистического анализа линеаментов.

Карта космолинеаментов. Северо-восточная часть геотраверса расположена на Западно-Сибирской платформе. Несмотря на равнинный характер местности, в ее пределах находятся многочисленные линеаменты, объединяющиеся часто в системы. Линеаменты здесь связаны с протяженными участками гидросети, границами развития болот, почв разного состава и др. В частности, по восточному краю полосы геотраверса через Уренгой проходит близкая к меридиональной система линеаментов, связанная с р. Пур. Другие линеаменты в этой части полосы имеют разнообразные направления: субширотное, северо-западное, а вблизи Надыма - северо-восточное. Ближе к р. Обь линеаменты имеют устойчивое северо-западное направление с азимутом 290-320°. Наряду с этим некоторые из них близки к широтным.

Между р. Обью и Уральским складчатым сооружением есть линеаменты разных направлений, в том числе и меридиональные, но все же большинство из них также имеют северо-западное направление. Особенно хорошо видна система на участке Урай - Шаим (ее простирание близко к 290°), а также на участке Пелым - Ивдель (ее направление близко к 320-330°). В Зауралье линеаменты северо-западного направления часто связаны с участками рек Конды, Пелым, Вагиль, Лозьвы, Ляли, Сосьвы, Туры и других. При этом линеаменты сохраняют это направление почти до Уральского складчатого сооружения, а в его пределах в полосе гео-

траверса линеаментов северо-западного направления практически нет. Правда, местами имеются линеаменты субширотного направления вблизи городов Качканар, Н. Тура, Кушва и др. Линеаменты северо-западного направления появляются уже на западном склоне Урала, например по р. Чусовой.

Геотраверс пересекает Урал в той его части, где линеаменты короткие, мало-выразительные и поэтому плохо видны как на телевизионных снимках масштаба 1:1000000, так и 1:2500000. Линеаменты субмеридионального “уральского” направления здесь есть, но их мало на космических снимках этих масштабов, как можно видеть из прил_5 электронного атласа.

Из приведенной карты видно, что на территории между р. Волгой и р. Урал размещается множество протяженных линеаментов разного направления. Эти линеаменты отражены, прежде всего, в развитой здесь сети рек Чусовой, Белой, Камы, Вятки, Волги и др. Линеаменты имеют разное направление, что отражает сложное тектоническое строение Волго-Уральского района. Здесь есть меридиональные системы (такие, как Красноуфимская), связанные с меридиональным простиранием Предуральского прогиба и других структур. Много и широтных, связанных с течением рек Камы, Белой и других. После перехода через р. Волгу вблизи г. Ульяновска геотраверс проходит в пределах Среднерусской возвышенности. На этой территории располагается много протяженных и четких систем линеаментов. Их можно видеть на картах. Обращает на себя внимание широтная система линеаментов, протягивающаяся от г. Пензы до г. Самары. Хорошо заметна меридиональная система линеаментов, прослеживающаяся западнее г. Борисоглебска на протяжении более 250 км.

На южном склоне Воронежского массива и в пределах Донско-Днепровского прогиба начинают преобладать системы северо-западного направления. Одна из них связана с участками р. Дон и ее притоков, другая - в основном с р. Северский Донец, а третья - с направленными на северо-запад участками рек Днепр и Самара.

На правом берегу Днепра в пределах Украинского щита линеаменты на телевизионных снимках слабо заметны. Вблизи г. Кривой Рог видны линеаменты субмеридионального направления.

Отметим, что линеаменты и их системы только частично отражаются на тектонических картах. Во многих случаях структуры, соответствующие линеаментам, не закартированы, поэтому ряд из них прогнозируется по результатам дешифрирования с опорой на данные других методов.

Выше отмечалось, что на карте линеаментов начало геотраверса находится в зоне четко выраженных субмеридиональных направлений. Из рис. 2.52 следует, что эта система связана с р. Пур и ее притоками. Наличие существенной субмеридиональной компоненты обнаруживается и при статистическом анализе линеаментов. Река Пур проходит большей частью по меридиану 78° - границе листов Q-43 и Q-44. Поэтому проанализирован характер линеаментов на этих двух листах (рис. 2.53). Из гистограмм видно, что эта система не строго меридиональная и наиболее отчетливо выражена на листе Q-44, где максимум достигается при значениях азимута $350-353^\circ$. Из гистограммы (см. рис. 2.53) и схемы (см. рис. 2.52) видно, что широко развиты линеаменты и других направлений - северо-западного (азимут $304-307^\circ$), северо-восточного ($59-60^\circ$, $67-70^\circ$) и других. По-видимому, это отражает большую нарушенность земной коры этого района.

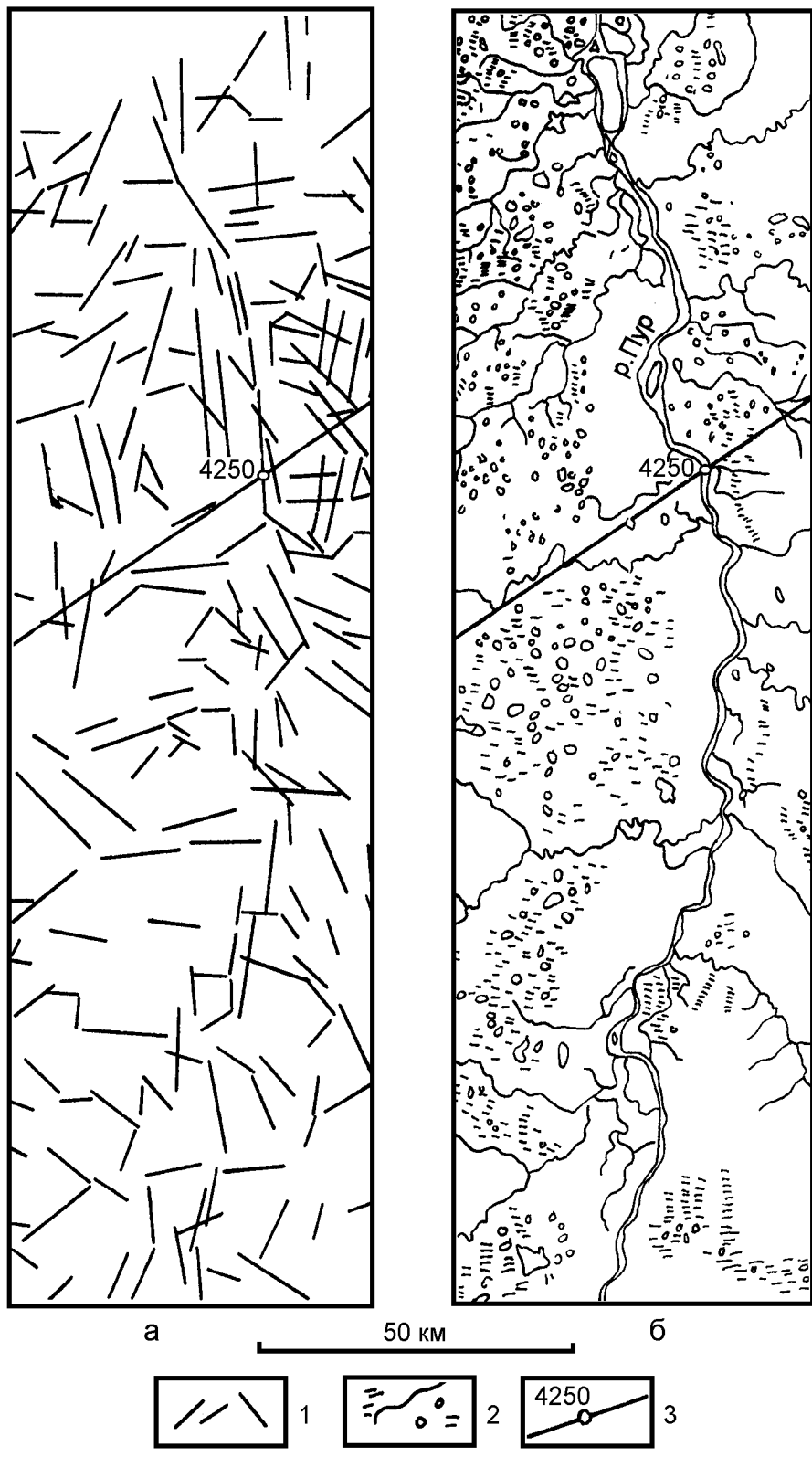


Рис. 2.52. Система меридиональных линеаментов в восточной части геотраверса
 а - схема линеаментов; б - выкопировка из топографической карты. 1 - линеаменты; 2 - речная сеть, озера; 3 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

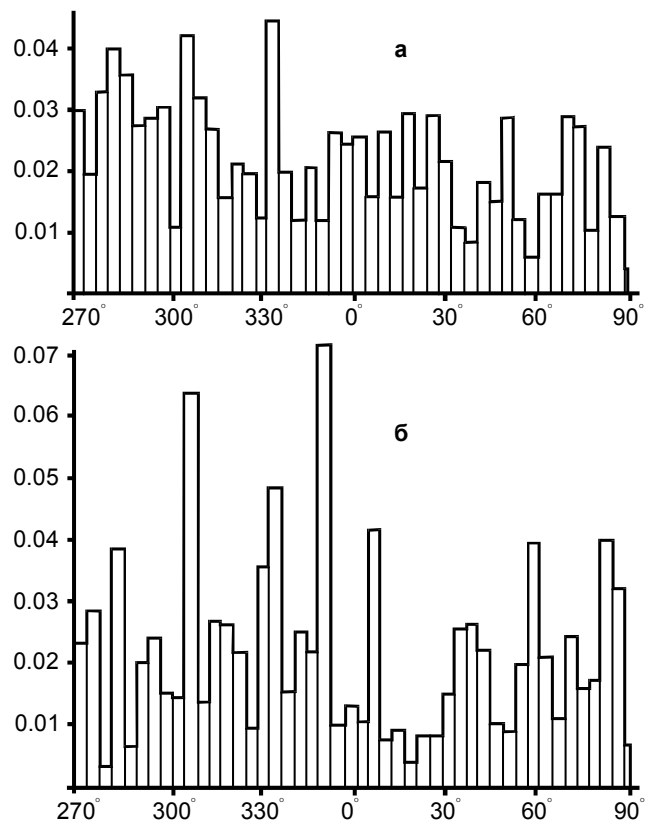


Рис. 2.53. Гистограммы распределения азимутов линейментов на листах: Q-43 (а), Q-44 (б)

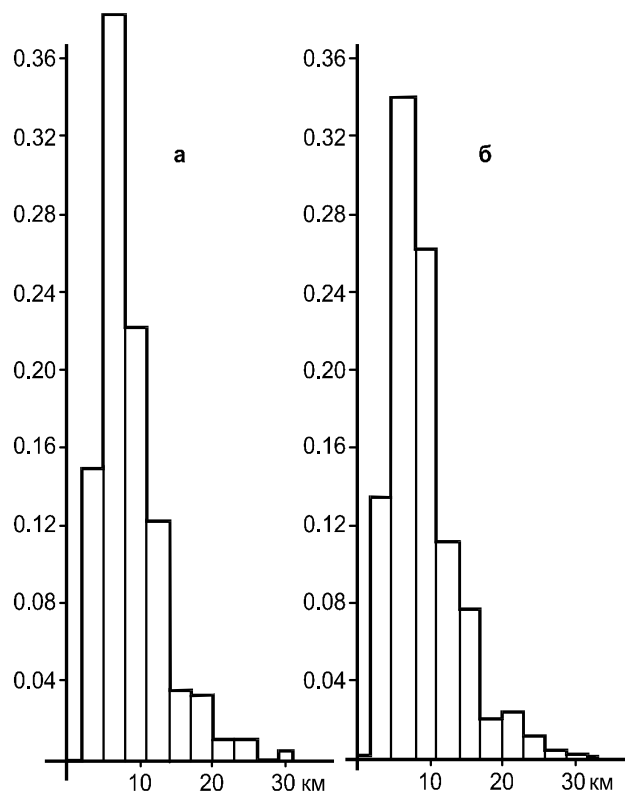


Рис. 2.54. Гистограммы распределения длин линейментов на листах: Q-43 (а), Q-44 (б)

Статистическому анализу подвергнуты также длины линеаментов. Из рис. 2.54 видно, что большинство их на карте масштаба 1:1000000 имеют длину 6-10 км, но среди них имеются и 20-30-километровые. Отметим, что длина линеаментов в какой-то мере отражает технику дешифрирования: короткие линеаменты не объединялись в протяженные.

Из тектонической карты масштаба 1:2500000 следует, что положение р. Пур примерно соответствует субмеридиональной системе нарушений (рис. 2.55). Причем вдоль левого берега р. Пур, к западу от глубинного разлома, располагается цепочка антиклинальных складок и сводов. Примерно по линии р. Пур погружается подошва мезо-кайнозойских отложений.

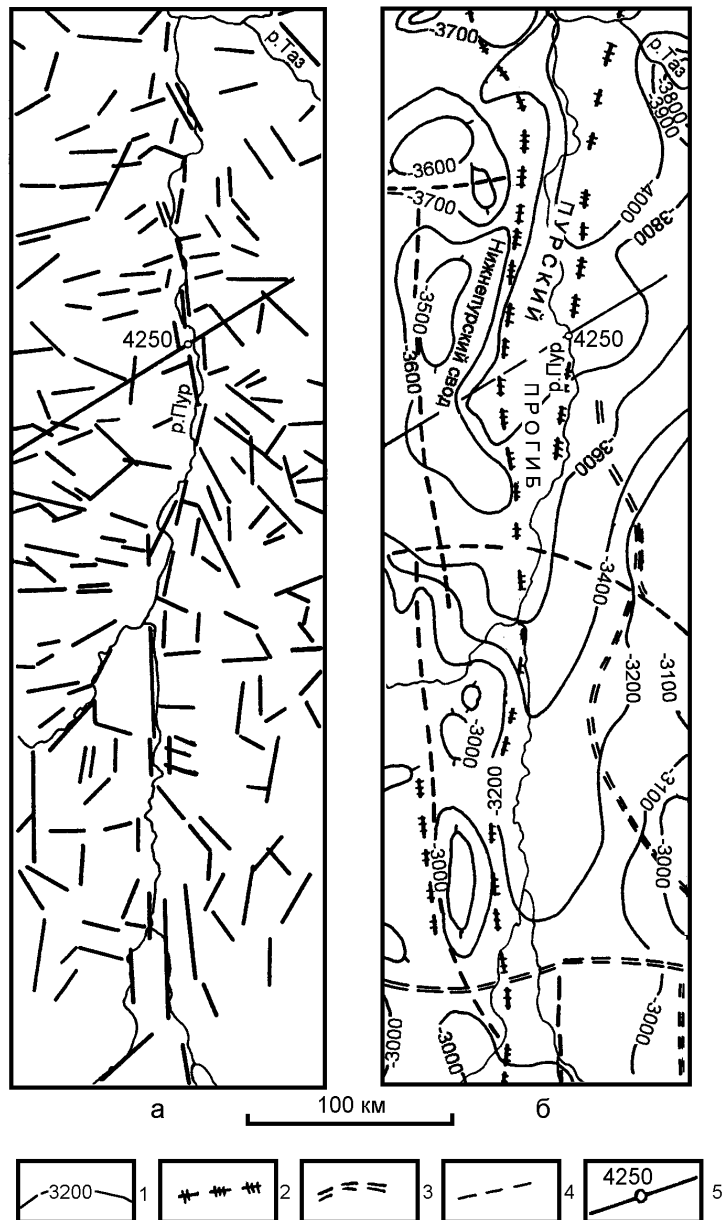


Рис. 2.55. Сопоставление распределения линеаментов и тектонической схемы Пурского прогиба

а - схема линеаментов; б - выкопировка из тектонической карты (М 1:2500000; под ред. В.Е. Хаина, 1984). 1 - изогипсы подошвы мезозойских отложений; 2 - глубинные разломы; 3 - региональные разломы; 4 - прочие разломы; 5 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

Как отмечалось, на значительном отрезке профиля - от Уренгоя до Верхотурья - имеется много протяженных систем линеаментов. В частности, в Приобье хорошо развиты линеаменты субширотного и северо-западного направлений. Они связаны с р. Обь и ее притоками, но по мере приближения к Уралу обнаруживается ряд четких и протяженных систем линеаментов северо-западного направления. Например, на рис. 2.56 показана большая нарушенность земной коры вблизи г. Красноленинского, а также системы Урай - Шаим и Пелым - Ивдель. Эти системы выходят непосредственно к Уралу. Вообще, дешифрирование выявляет большую нарушенность земной коры в пределах нефтегазоносных областей Западной Сибири. Отсутствие детальных геологических и тектонических карт на эту территорию не позволяет сделать корректную привязку выделенных систем линеаментов.

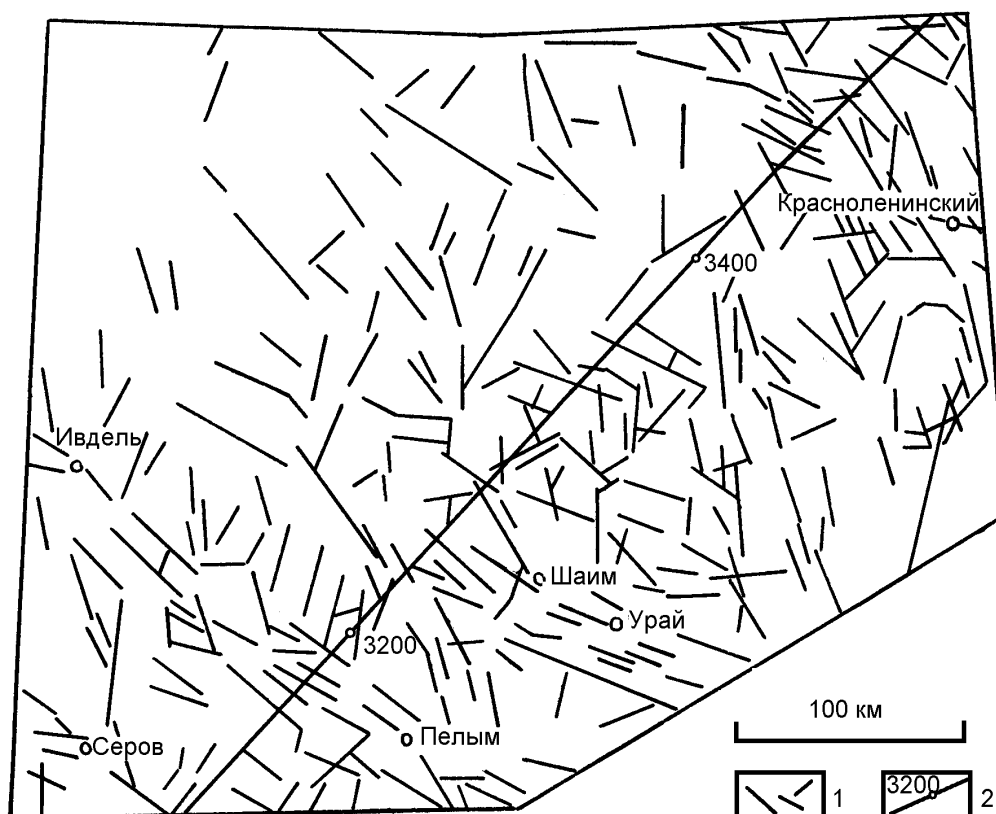


Рис. 2.56. Системы линеаментов северо-западного направления в юго-западной части Западно-Сибирской плиты

1 - линеаменты; 2 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

Геотраверс пересекает хорошо изученную северную часть Среднего Урала, но для данной работы затруднением является плохое качество космических снимков: на большинстве из них облачность, дымка. На рис. 2.57 сопоставляются результаты дешифрирования с выкопировкой из тектонической карты Урала масштаба 1:1000000. Из рис. 2.57, а видно, что в 30-35 км к юго-западу от г. В. Тура геотраверс пересекает границу Центрально-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба. На рис. 2.57, б показано, что эта граница имеет разрывный характер: на ней предполагаются как сбросы, так и взбросы. По результатам дешифрирования также хорошо выделяется система нарушений в пределах Запад-

но-Уральской внешней зоны. Но эти структуры неоднородные, что и отражается также в существовании линеаментов других направлений. Например, к запад-северо-западу от г. В. Тура прослеживается отчетливая зона с субширотными нарушениями.

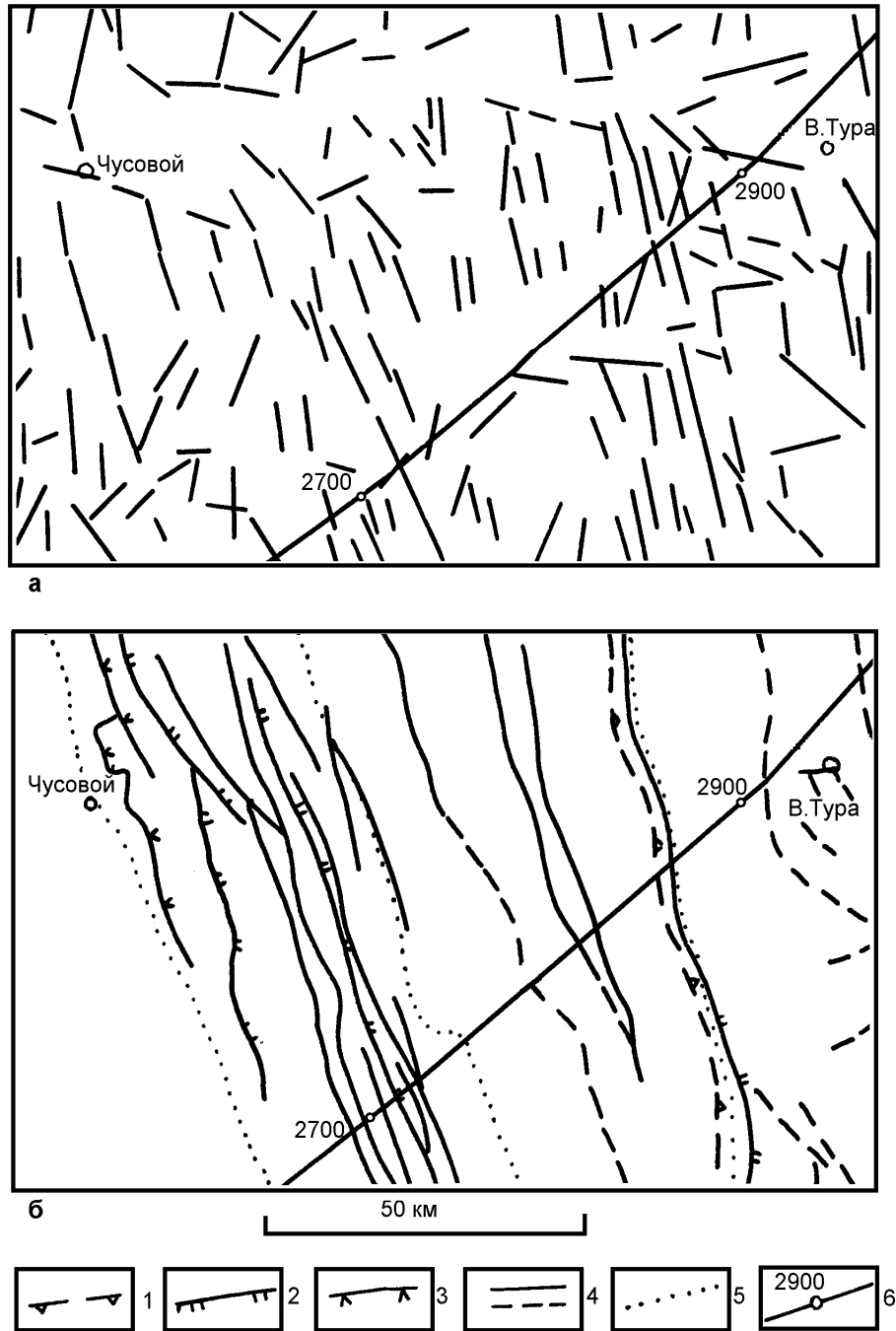


Рис. 2.57. Сопоставление схемы линеаментов с разрывными нарушениями Среднего Урала

а - схема линеаментов; б - разрывные нарушения с тектонической карты Урала (М 1:1000000; под ред. И.Д. Соболева, 1986). 1 - сбросы предполагаемые; 2 - взбросы; 3 - пологие надвиги; 4 - нарушения неясной морфологии и направления падения (сплошная линия - достоверные, пунктир - предполагаемые); 5 - границы структур; 6 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

В пределах Восточно-Европейской платформы геотраверс пересекает ряд региональных структур. На рис. 2.58 приведена та часть геотраверса, где он проходит через Камско-Башкирский мегасвод. Эта региональная структура явно не выделяется на схеме линеаментов. На этой площади много линеаментов распределено хаотично как, вообще, на участках современного подъема фундамента. Однако прослеживаются и линеаменты субмеридионального направления. Хорошо выраженная система проходит восточнее городов Октябрьского и Кунгура.

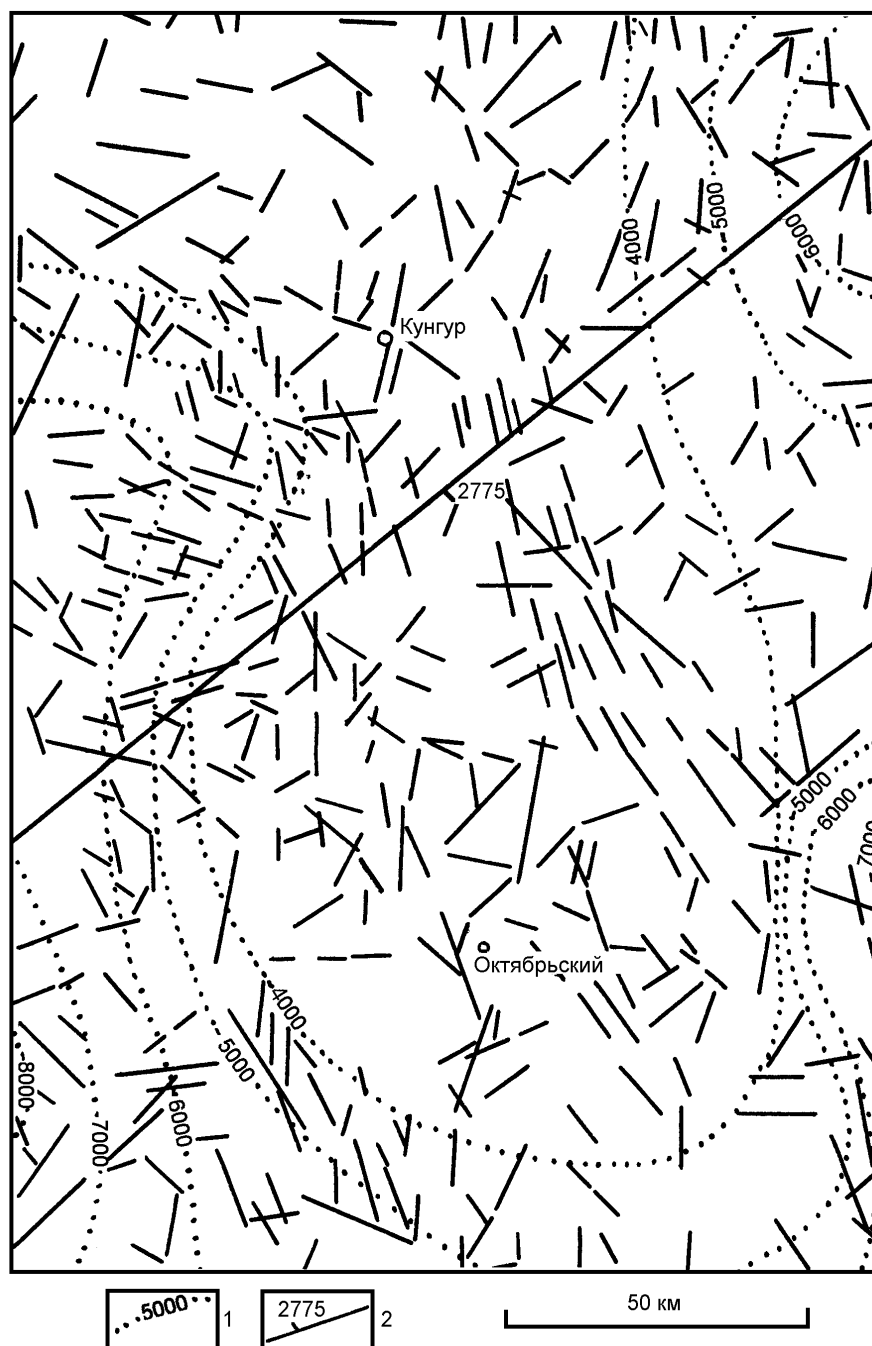


Рис. 2.58. Характер распределения линеаментов в пределах Камско-Башкирского мегасвода

1 - изогипсы поверхности фундамента в м; 2 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

Как отмечалось, много протяженных и четких линеаментов выделяется в той части полосы, где сходятся рр. Волга, Кама и другие, что, по-видимому, свидетельствует о значительной современной тектонической активности этого района. Субширотная система на участке Пенза – Кузнецк – Сызрань - Самара (рис. 2.59) - одна из наиболее протяженных. Ее протяженность свыше 220 км. На рис. 2.60, а приведены результаты статистического анализа азимутов линеаментов на листе N-38, в пределах которого находится данная система. Из гистограммы видно, что действительно в этом районе преобладают линеаменты, имеющие широтное направление. Конечно, имеются системы и других направлений, в частности, здесь хорошо выражено субмеридиональное направление. На рис. 2.60, б приведена гистограмма длин линеаментов в пределах листа N-38. Сравнение с данными для листов Q-43,44 (см. рис. 2.54) показывает, что на листе N-38 распределение длин имеет такой же характер и максимум приходится на 6-10 км.

Отметим, что описываемой зоне соответствует субширотный гравитационный минимум. На рис. 2.59, б приведена выкопировка из геологической карты 1941 года издания. Из нее видно, что, по крайней мере, в центральной и восточной частях этой зоны имеется линейная геологическая структура, так называемая Жигулевская зона дислокаций. В ее пределах в северной части располагаются отложения палеогена, а к югу - мела и юры. Характерно, что более древние породы расположены к югу от широтной системы линеаментов. По-видимому, она фиксирует крупное широтное нарушение типа надвига или взброса, состоящее из отдельных отрезков. Полезность результатов дешифрирования в том, что они прослеживают эту известную разрывную структуру на запад почти до г. Пензы.

Большой интерес представляет распределение линеаментов в юго-восточной части геотраверса - в пределах Украины и прилегающих к ней областей. Как отмечалось выше, в этой части полосы на космических снимках масштаба 1:2500000 хорошо видны три протяженные и близкие по направлению системы линеаментов запад-северо-западного направления.

Опишем ситуацию более подробно. На рис. 2.61 подчеркнуты линеаменты этих систем. Самая южная связана, по сути, с реками Днепр и Самарой и названа Днепровско-Самарской. Самарские линеаменты смещены относительно Днепровских и обходят расположенный здесь Волчанский максимум силы тяжести (Голиздра, 1988). Вторая система связана в основном с р. Северский Донец, затем продолжается в северо-западном направлении и проходит южнее г. Харькова между городами Мерейфой и Нов. Водолага. Третья частично связана с р. Дон вблизи г. Нов. Калитва, а затем через города Россошь, Алексеевку и Новый Оскол с перерывами уходит в северо-западном направлении. Геотраверс проходит севернее г. Валуйки вблизи Алексеевки, где система линеаментов практически прерывается. И только севернее, вблизи г. Лиски, геотраверс пересекает субширотный отрезок р. Дон, входящий в протяженную систему запад-северо-западного направления от г. Лиски на г. Губкин. Так что на Воронежском массиве и его южном склоне имеется несколько систем линеаментов этого направления, располагающихся друг за другом, как бы уступами.

Для Днепровско-Самарской, Донецкой и Донской систем угол простирания близок к 300° . Важно, что эти три системы не только параллельны, но и расстояние между ними составляет 150-160 км и только на одном участке между реками Самарой и Северским Донцом уменьшается до 145 км. Отметим, что в геофизической

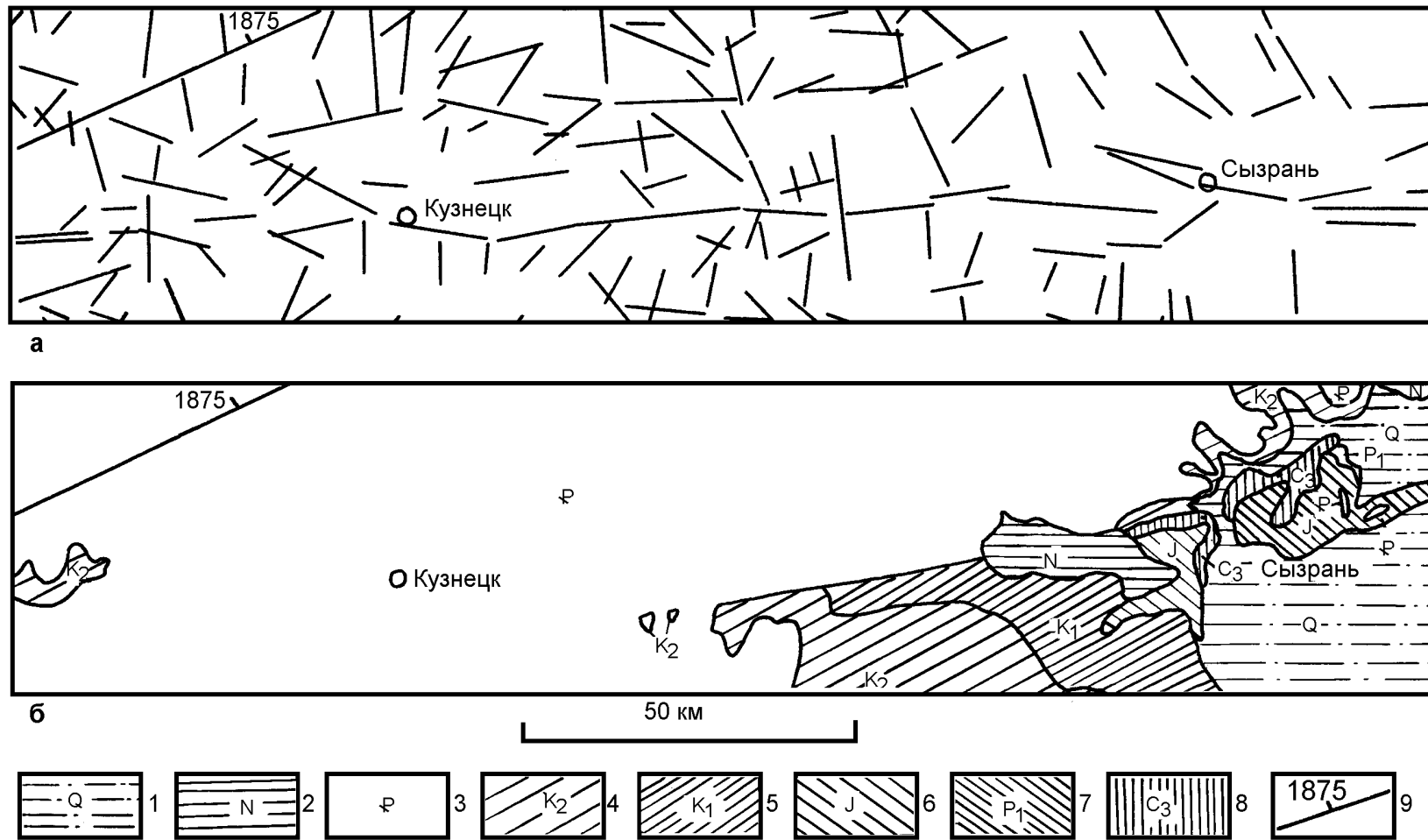


Рис. 2.59. Проявление субширотной зоны дислокаций Пенза – Кузнецк - Сызрань на схеме линеаментов

а - схема линеаментов; б - выкопировка из геологической карты масштаба 1:1000000. Отложения: 1 - четвертичные; 2 - неогеновые; 3 - палеогеновые; 4 - верхнемеловые; 5 - нижнемеловые; 6 - юрские; 7 - нижнепермские; 8 - верхнекаменноугольные; 9 - геотраверс "ГРАНИТ".

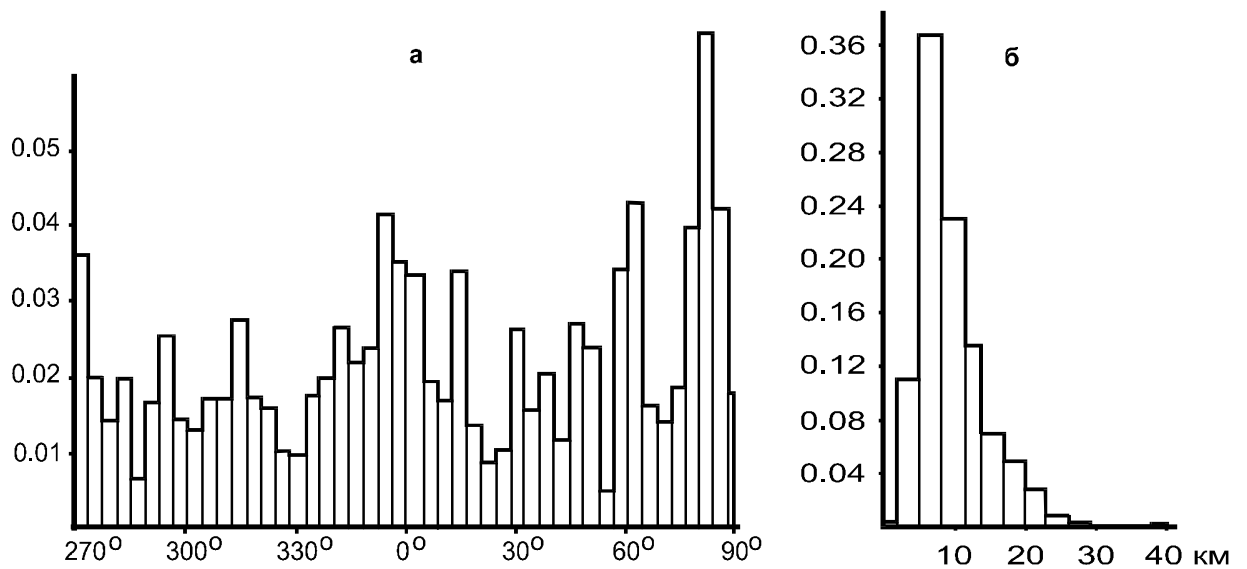


Рис. 2.60. Гистограммы распределений азимутов (а) и длин (б) линеаментов на листе N-38

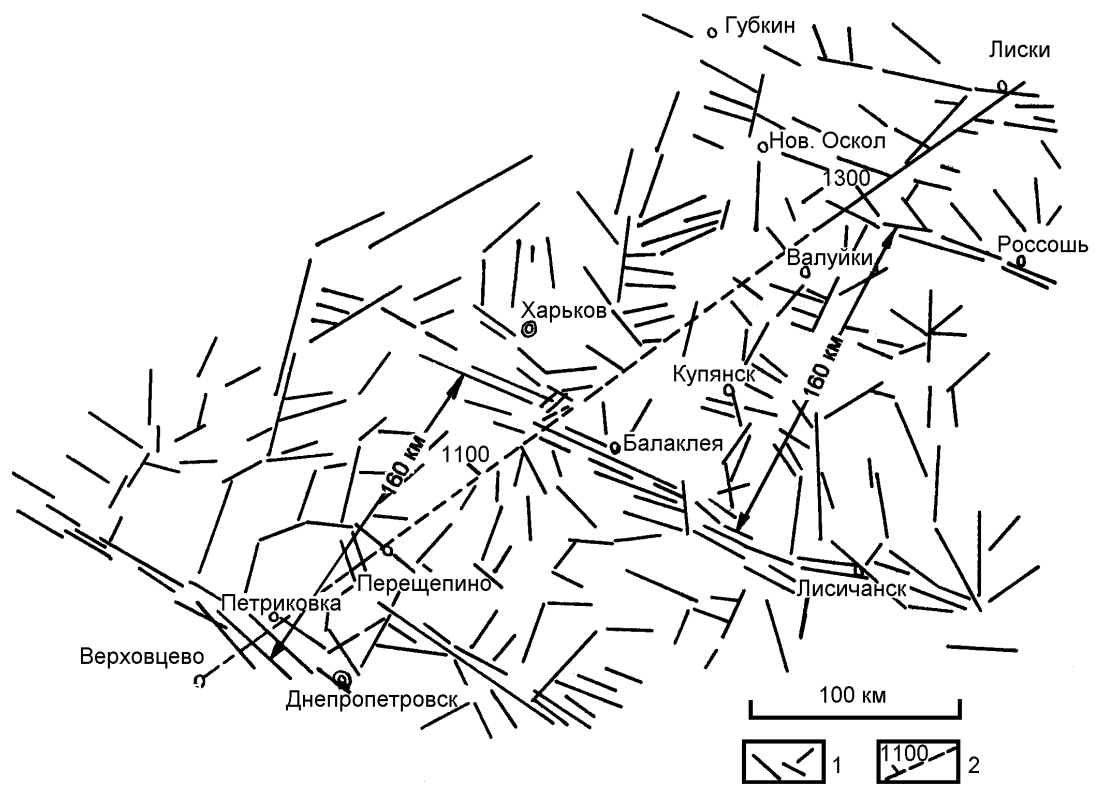


Рис. 2.61. Системы линеаментов масштаба 1:2500000 в районе Донско-Днепровского прогиба

1 - линеаменты; 2 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

литературе обращается внимание на то, что расстояние между региональными нарушениями часто выдерживается (Голиздра, 1988; Тяпкин, Кивелюк, 1982; Тяпкин, 1986). Известно, что нарушения по р. Северный Донец являются надвигами (Угольные бассейны..., 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1981; Голиздра, 1988). Необходимо изучить тип нарушений других описанных систем.

К настоящему времени на геотраверсе остался не изученным глубинным сейсмическим методом сравнительно небольшой участок от г. Верховцево до г. Валуйки. Область перехода от Днепровско-Донецкой впадины к Донбассу является одной из самых интересных и перспективных на геотраверсе. Эта часть Донско-Днепровского прогиба уже изучалась по материалам космических съемок, в том числе нами (Голиздра, 1980; Голиздра, 1991). Но в связи с предстоящими сейсмическими работами глубинного ОГТ материалы дешифрирования космических съемок масштаба 1:1000000 заново проанализированы. Карта линеаментов этого масштаба в схематизированном виде приведена на рис. 2.62.

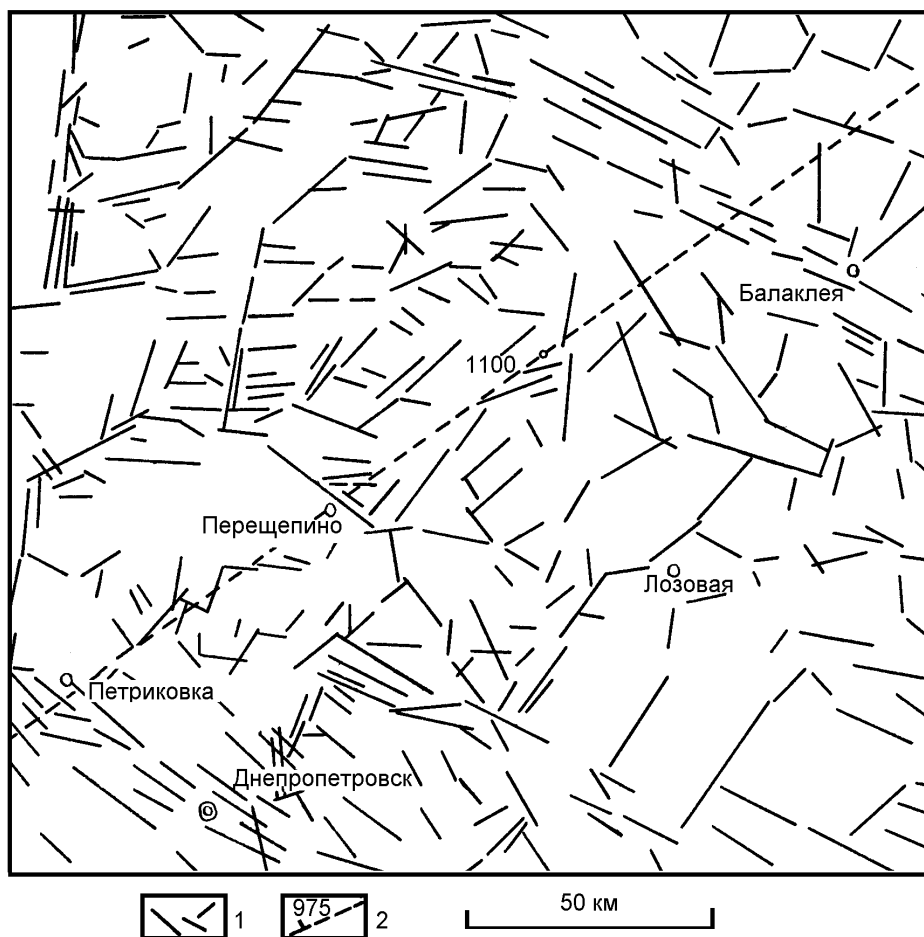


Рис. 2.62. Системы линеаментов масштаба 1:1000000 в районе Донско-Днепровского прогиба

1 - линеаменты; 2 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

Рассматриваемая территория расположена между показанными на рис. 2.61 региональными Днепровско-Самарскими линеаменами на юго-западе и Донецкими на северо-востоке. В этой части прогиба уже нет таких протяженных линейных структур, как расположенный к юго-востоку линеамент Главной антиклинали Донбасса (Угольные бассейны..., 1963 и др.). Появляются линеаменты других направлений, в частности север-северо-восточного, а также дугообразные. На материалах мелко-масштабных съемок в этом районе видна Орельская система линеаментов, близкая к кольцевой, правда, не замкнутая (?) на юго-востоке (см. рис. 2.61). Внутри нее располагается также незамкнутая Кильченская система линеаментов.

В настоящее время в результате дешифрирования снимков в различных районах и условиях выделяется много кольцевых структур, причем для их выделения часто явно недостаточно обоснований. Так что происхождение и развитие кольцевых структур, а также их роль в тектоническом стиле областей исследования вызывают дискуссию. Профиль глубинных сейсмических исследований пересекает Орельскую дугу по линии Петриковка - Перещепино. Имеется возможность изучить строение всей этой области и, возможно, выяснить, связана ли дуга р. Орели с глубинной структурой. На снимке масштаба 1:1000000 эта система теряет круглое очертание (см. рис. 2.62). Её субмеридиональная часть входит в Ворсклянскую систему линеаментов. Кроме того, она включает две системы северо-западного простирания: одна вблизи Петриковки, а другая - такого же направления - вблизи Перещепино. Эти две системы охватываются с запада Орельской дугой. Дуга в свою очередь распадается на линеаменты субмеридионального и северо-восточного направлений (рис. 2.63). Эта дуговая система является типичным примером того, что она в самом деле состоит из отдельных отрезков разных направлений. Это отмечается и для линеаментов других геофизических полей (Тяпкин, Кивелюк, 1982; Тяпкин, 1986). Так что Орельскую систему только условно можно назвать кольцевой.

Следует подчеркнуть, что в пределах южного борта Донско-Днепровского прогиба дуговой характер имеет не только Орельская, но и другие системы. Тектонические причины этого еще предстоит выяснить.

В рассматриваемом районе к северу от полосы геотраверса расположена крупнейшая субмеридиональная Ворсклянская система линеаментов (см. рис. 2.63). Она протягивается от г. Верхнеднепровска на юге до г. Ахтырки на севере и связана в основном с течением р. Ворсклы. Как видно из рис. 2.63, а, эта субмеридиональная система на юге сдвинута к западу. Но на ее продолжении находится субмеридиональный отрезок р. Орели (см. рис. 2.62, 2.63). Описываемая система, по-видимому, связана с Ворсклянским разломом, который выделяется некоторыми геологами (Тектоника и нефтегазоносность..., 1981). Правда, на карте М.В. Муратова этого разлома нет. Из приведенной здесь (см. рис. 2.63, б) геологической схемы видно, что распределение молодых отложений к западу и востоку от р. Ворсклы разное. Отложения различаются по возрасту, и, кроме того, к западу от Ворсклы их распределение более контрастное.

Ворсклянский разлом интересен тем, что отделяет расположенное к западу Лютенское поднятие от Полтавской депрессии на востоке. Описываемый разлом является меридиональной границей резкой смены мощности осадочных отложений. Например, мощность верхнекаменноугольных отложений составляет около 400 м в пределах Лютенского поднятия и достигает 2000 м в пределах Полтавской депрессии. К востоку от этого разлома также возрастает мощность мезокайнозойских отложений до 2000-2500 м. Характерно, что увеличение мощности молодых отложений происходит в северной части Полтавской депрессии.

Южная часть геотраверса находится в пределах Украинского щита. Некоторые особенности линеаментов в его пределах уже описывались нами (Голиздра, 1991). Из прил_5 электронного атласа следует, что линеаменты здесь, как и вообще в областях неглубокого расположения фундамента, короткие по длине, но заметно насыщают площадь. В частности, через Кривой Рог проходит хорошо выраженная субмеридиональная система линеаментов, а также отклоняющаяся к северо-востоку

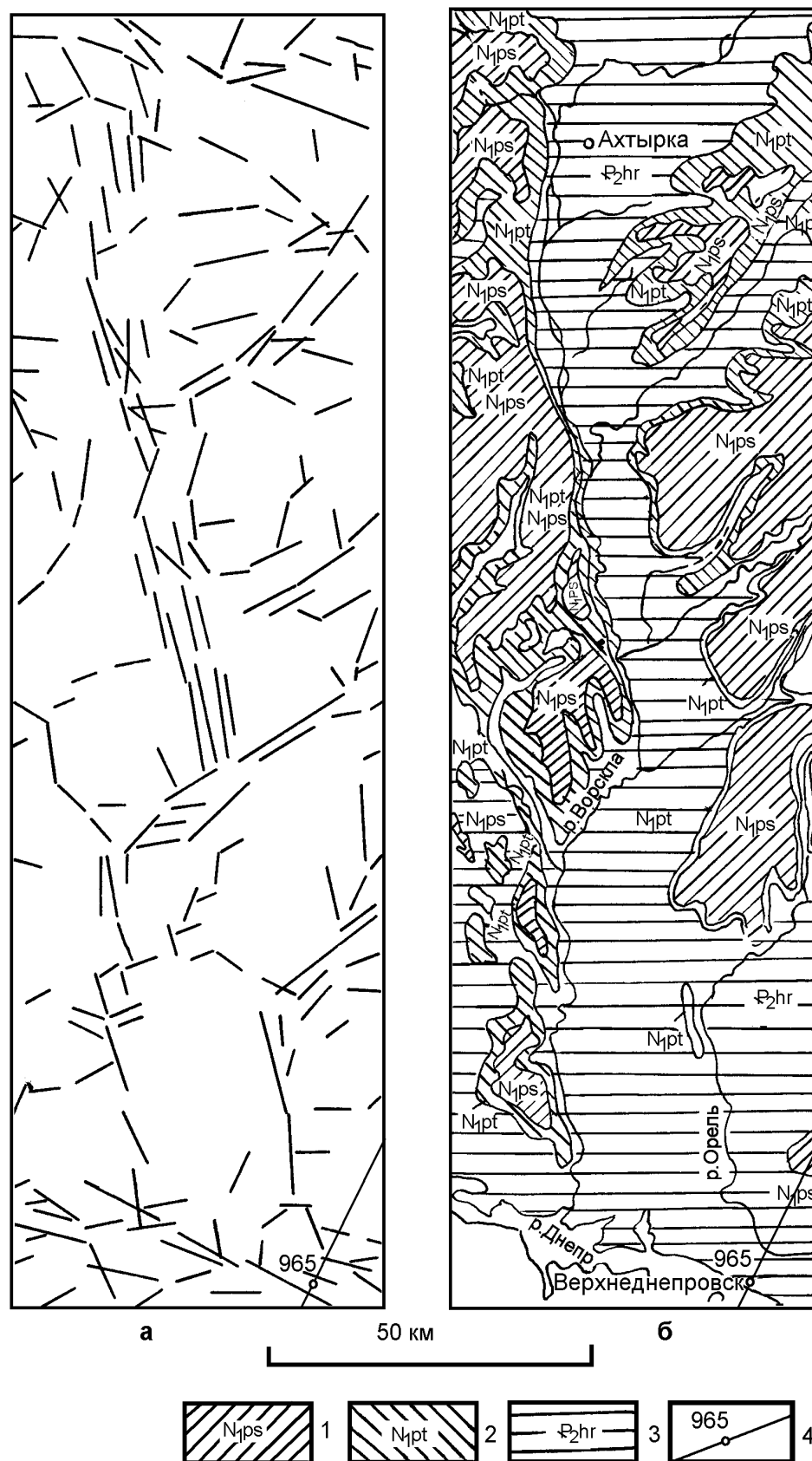


Рис. 2.63. Ворсклянский разлом на схеме линеаментов и геологической карте
 а - схема линеаментов; б - выкопировка из геологической карты масштаба 1:1000000. Отложения:
 1 - свиты пестрых глин; 2 - полтавской свиты; 3 - верхов харьковского яруса; 4 - геотраверс
 "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

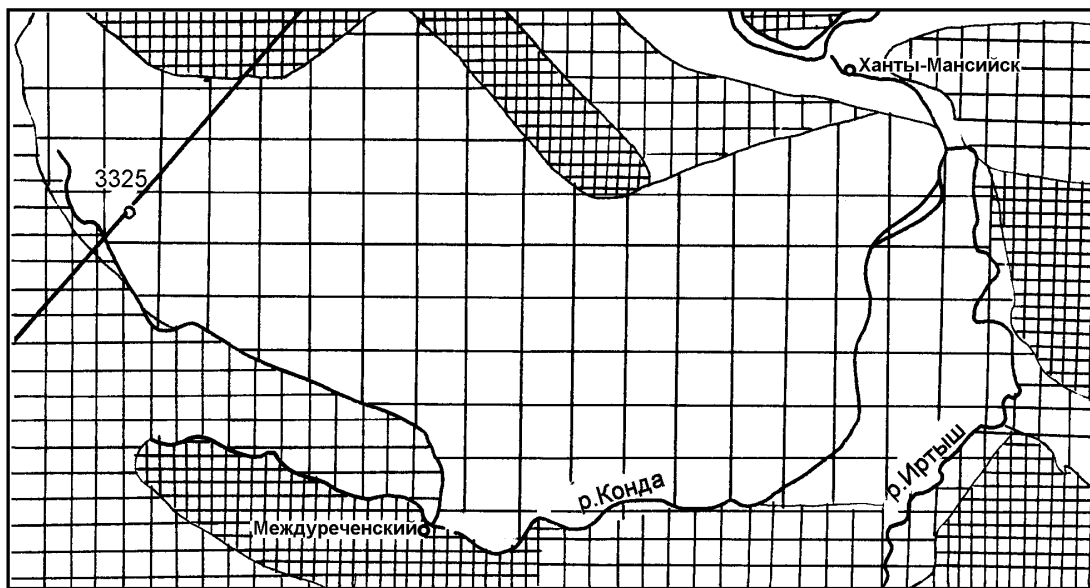
Саксаганская система. Вблизи г. Кривой Рог проходит и субширотная система. Район г. Одессы и вообще юго-западного окончания полосы геотраверса отличается широким развитием систем меридиональных линеаментов. На современных космических снимках район г. Кривой Рог выглядит обширным серым пятном из-за сильнейшего антропогенного воздействия. Поэтому дешифрирование в этом районе очень затруднено. Отметим, что в статье (Фурдуй и др., 1992) показано огромное количество кольцевых структур в районе г. Кривой Рог. Конечно, этих структур нет на снимках.

Приведенные примеры показывают полезность карт линеаментов при изучении особенностей разрывной тектоники полосы геотраверса. Причем только часть линеаментов удастся связать с известными нарушениями. Еще предстоит большая работа по геологической привязке линеаментов. Несомненно также, что многие линеаменты и их системы дают совсем новые сведения о разрывных нарушениях земной коры.

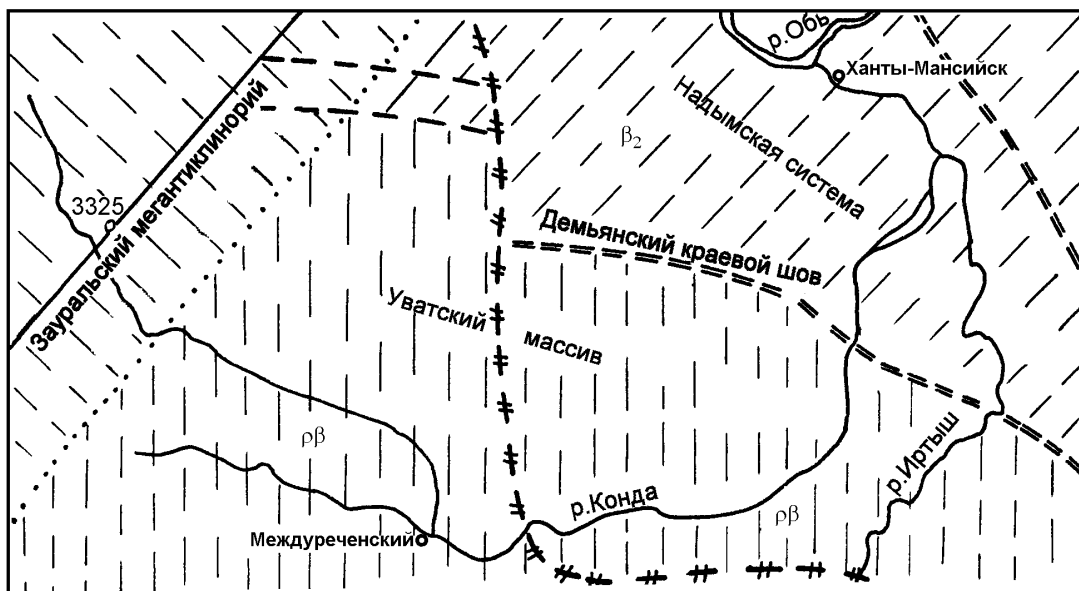
Тоновые аномалии. На отдельные участки в полосе геотраверса были построены схемы тоновых аномалий (рис. 2.64-2.66). Предыдущие исследования показали, что тоновые аномалии отражают характер ландшафта и при этом часто являются индикаторами особенностей геологического строения. В тоновых аномалиях прежде всего отражаются геологические тела и структуры, выходящие на дневную поверхность, а также самые молодые поверхностные геологические образования (Голиздра, Новикова, 1989, и др.). Очевидно также, что по тоновым аномалиям как отражениям ландшафта можно выделить и более глубокие структуры (Методика и технические..., 1986). Конечно, совпадение по площади тоновой аномалии и глубокой геологической структуры свидетельствует о наличии какой-то связи между ними, хотя часто установить ее трудно. Подчеркнем еще раз, что некоторые тоновые аномалии имеют антропогенный характер.

Приведем ряд примеров, показывающих связь тоновых аномалий с особенностями геологического строения полосы геотраверса.

Из обширных по размерам аномалий внимание привлекает аномалия, расположенная к югу от г. Ханты-Мансийска. Она имеет овальный характер, вытянута в субширотном направлении и частично расположена в полосе геотраверса. Схема аномалии приведена на рис. 2.64, а. Южная ее граница фактически проходит по р. Конде. Причем ее граница к западу от г. Междуреченский имеет северо-западное направление и является исключительно четкой и прямолинейной. Закартированная тоновая аномалия сопоставлена с имеющимися тектоническими картами. На тектонической карте масштаба 1:2500000 (Под ред. В.Е. Хаина, 1984) область тоновой аномалии не выделяется какими-либо особенностями. Но обращение к более мелкомасштабной тектонической карте фундамента (М 1:5000000; под ред. Д.В. Наливкина, 1974) показывает, что в пределах тоновой аномалии находится Уватский массив, точнее его центральная и северная части (см. рис. 2.64, б). Судя по карте 1974 года, глубина до фундамента составляет здесь около двух километров, и его слагают породы древней добайкальской складчатости. Но следует иметь в виду, что положение Уватского массива не соответствует тоновой аномалии. Южная граница аномалии по рекам Конде и Евре является очень четкой и не соответствует границе массива на тектонической карте, что может служить основанием для пересмотра других имеющихся материалов с целью уточнения контура массива.



а



б

100 км

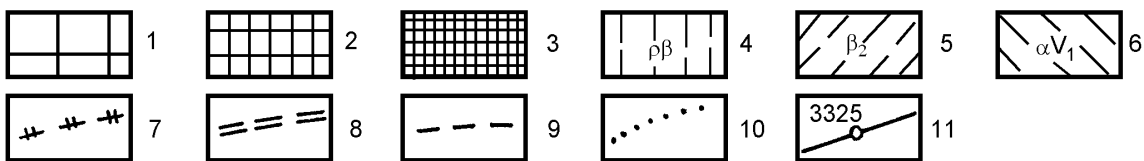


Рис. 2.64. Проявление в тоновых аномалиях Уватского массива Западно-Сибирской платформы

а - тоновые аномалии; б - выкопировка из тектонических карт (М 1:2500000; под ред. В.Е. Хаина, 1984; М 1:5000000; под ред. Д.В. Наливкина, 1974). 1, 2, 3 - густота тона на снимке; 4 - комплекс образований добайкальской складчатости; 5 - комплекс образований позднебайкальской складчатости; 6 - то же ранневариссидской; 7 - глубинные разломы; 8 - региональные разломы; 9 - прочие разломы; 10 - границы структур; 11 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

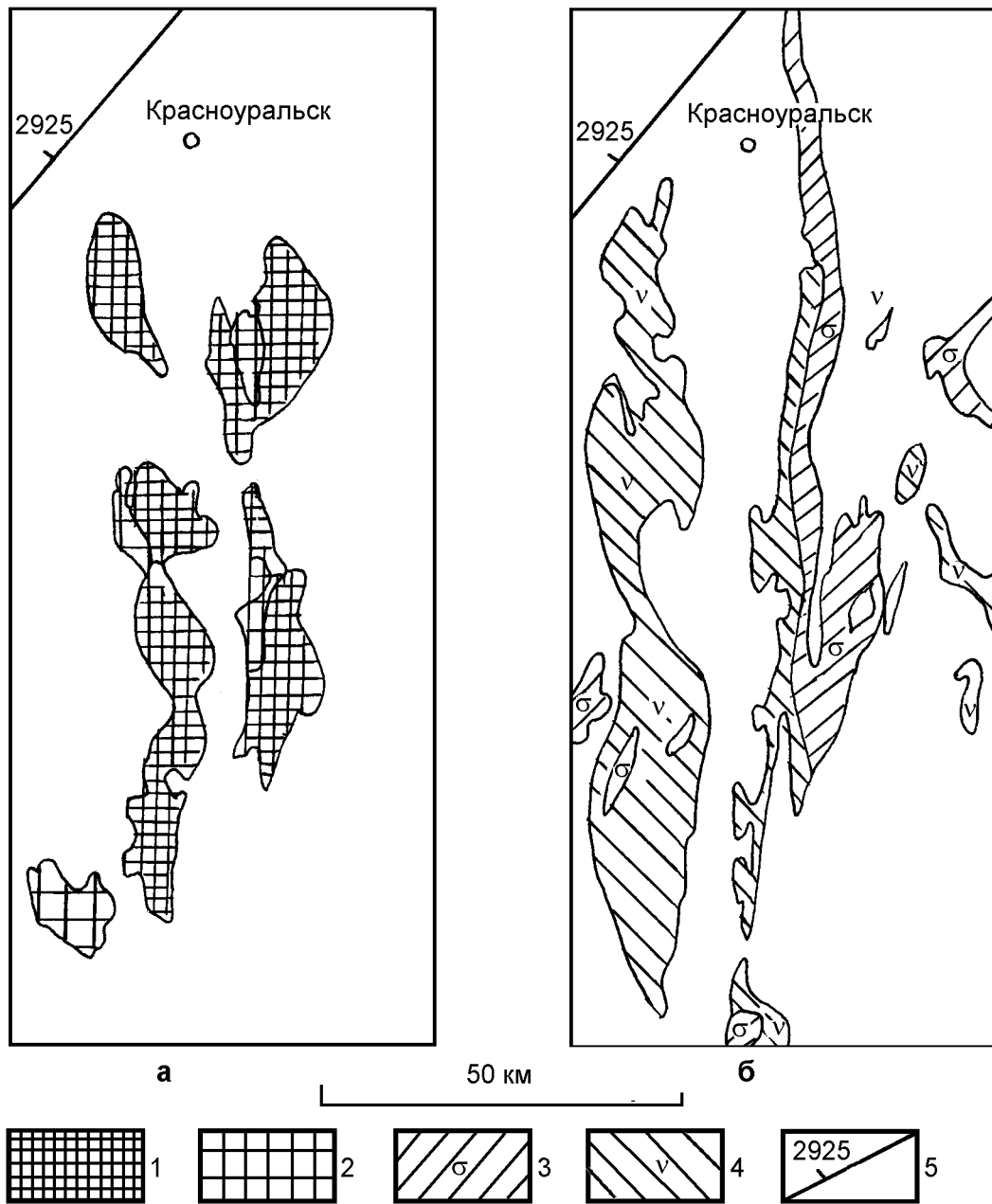
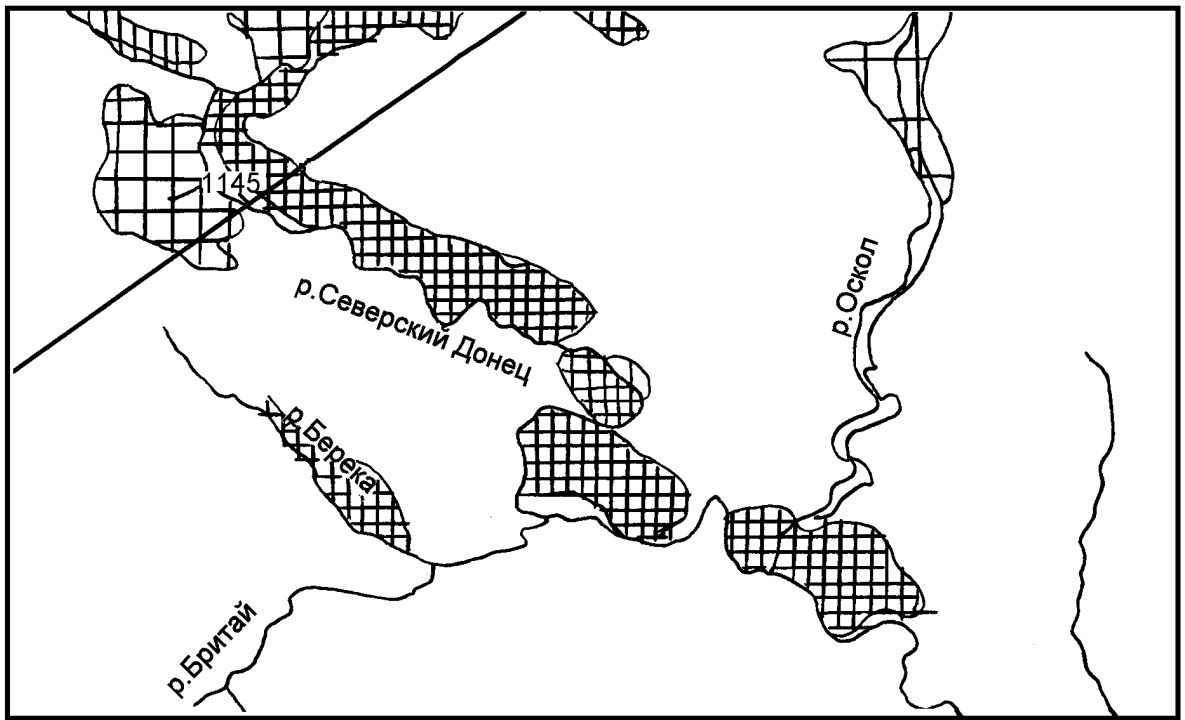
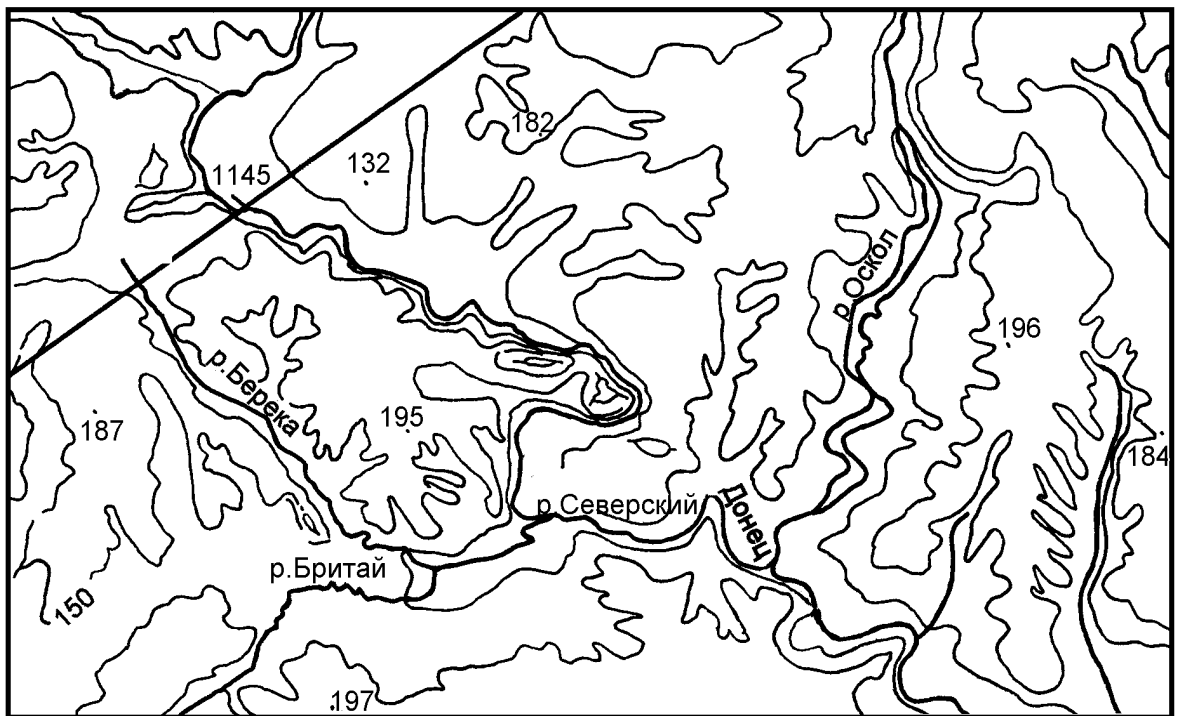


Рис. 2.65. Тоновые аномалии в пределах Тагильского мегасинклиория

а - тоновые аномалии; б - выкопировка из тектонической карты (М 1:1000000; под ред. И.Д. Соболева, 1986). 1, 2 - густота тона на снимке; 3 - дунит-гарцбургитовые массивы; 4 - массивы габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов и диоритов; 5 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.



а



б

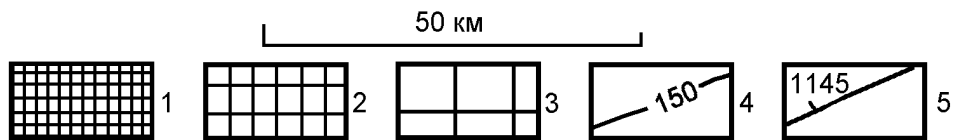


Рис. 2.66. Тоновые аномалии в бассейне р. Северский Донец

а - тоновые аномалии; б - схема рельефа местности. 1, 2, 3 - густота тона на снимке; 4 - горизонтали с сечением 50 м; 5 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

В ряде случаев тоновые аномалии обнаруживают положение выходов коренных пород. Как подчеркивалось нами ранее, в пределах открытого Урала тоновые аномалии часто картируют положение интрузивов. В пределах северной части Среднего Урала, где проходит геотраверс, таких геологических объектов много, но существенная трудность - отсутствие космических снимков хорошего качества. Однако по фотокартам отчетливыми тоновыми аномалиями картируются интрузии основных и ультраосновных пород. Это видно из сопоставления схемы тоновых аномалий и геологической схемы (см. рис. 2.65).

Из географии хорошо известно, что большинство речных долин субмеридионального направления асимметричны. Это хорошо видно также на космических снимках и отражается в тоне аномалий, прилегающих к рекам. Однако асимметрия речных долин нередко хорошо видна в тоновых аномалиях вблизи и тех рек, которые имеют северо-западное направление. В полосе геотраверса находится асимметричная речная долина р. Северский Донец. Выкопировка из карты тоновых аномалий (см. рис. 2.66, а) показывает, что долина хорошо очерчивается вытянутыми вдоль русла тоновыми аномалиями. Природа аномалий выясняется при сопоставлении их с картой рельефа (см. рис. 2.66, б). Юго-западный берег р. Северский Донец более высокий, крутой и изрезанный, а северо-северо-восточный очень ровный. Такое распределение рельефа, по-видимому, отражает динамику этого участка земной коры. Южный берег систематически приподнимается, а северный опускается. Это отражается в геоморфологических особенностях, в растительном покрове и поэтому хорошо видно в тоновых аномалиях. Отметим также, что в этой части вблизи р. Северский Донец В.С. Попов (Угольные бассейны..., 1963) проводит ветви Северодонецкого и Марьевского надвигов. Скорее всего, и субширотное течение реки проходит по отдельным отрезкам надвигов. Распределение рельефа показывает, что надвигание происходит с юг-юго-запада на север-северо-восток. Пример по Донцу, приведенный из хорошо изученного района, позволяет объяснить имеющую место асимметрию речных долин, отчетливо различимую на космических снимках. Описанное выше строение долин характерно и для многих других рек Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ. По аналогии также можно приурочить асимметричные структуры, образовавшиеся под действием горизонтальных сил, направленных с юго-юго-запада.

Таким образом, изучение тоновых аномалий позволяет получить дополнительную геологическую информацию и оценить динамику отдельных участков земной коры. К сожалению, закрытая осадочными отложениями область Восточно-Европейской платформы и сплошная разработка земельных угодий существенно затрудняют обнаружение тоновых аномалий, связанных с геологическими объектами.

В заключение подраздела отметим, что построенные карты линеаментов масштабов 1:2500000 и 1:1000000 доставляют новую и независимую информацию о геологическом строении полосы геотраверса. Во многих случаях эта информация существенно дополняется схемами тоновых аномалий для отдельных участков.

2.7. Геотермические исследования

Распределение плотности теплового потока на поверхности и температуры в верхней части земной коры относятся к немногим данным, представляющим прямую информацию как о современном состоянии, так энергетике и движущих механизмах тектонических процессов.

Прежде всего необходимо провести четкое разграничение между регистрируемой непосредственно у поверхности плотностью теплового потока и его глубинной частью - собственно геотермическим потоком. Геотермический поток создается внутренними источниками тепла, распределенными в коре и внутренних оболочках планеты, тогда как температура поверхности Земли определяется, прежде всего, балансом приходящего и переизлучаемого в пространство солнечного потока тепла, который примерно в 10000 раз превосходит значение геотермического. Все кондиционные определения геотермического потока осуществляются на основе измерений в скважинах ниже уровня нейтрального слоя (уровня постоянных среднегодовых температур). Детальный анализ (Хачай, 1991; Kukkonen et al., 1997) показал, что приповерхностные факторы вносят значимый вклад в оценку величины плотности геотермического потока до глубин около 600-800 м. Поэтому основная масса кондиционных определений теплового потока приходится на структуры, в пределах которых проводится интенсивное глубокое бурение на нефть и другие полезные ископаемые. В этой связи территория, пересекаемая геотраверсом, оказалась изучена в геотермическом отношении слабо и очень неравномерно. Достаточно густая сеть измерений теплового потока имеется в Волго-Уральской, Днепровско-Донецкой и на значительной части Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций; хуже и неравномерно изучены Урал и Украинский щит; лишь единичные определения имеются на Воронежском кристаллическом массиве и в западной части Волго-Уральской антеклизы.

Сводная карта плотности теплового потока в полосе геотраверса (прил_6 электронного атласа) составлена по материалам и при участии Р.И. Кутаса (Институт геофизики АН Украины, г. Киев), А.Д. Дучкова (Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск), В.А. Щапова (Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург), И.В. Головановой (Институт геологии УфНЦ РАН, г. Уфа) и опубликованных данных (Карта теплового потока территории..., 1980; Карта теплового потока Европейской..., 1987; Геотермическая карта..., 1995; Геологический атлас..., 1996 и др.).

Методика измерений температуры, теплопроводности и вычисления плотности теплового потока

Плотность теплового потока (далее обычно будет употребляться термин тепловой поток) определяется законом Фурье:

$$q_i = -\lambda_{ik} (\text{grad}T)_k,$$

где q_i - i -я компонента вектора; λ_{ik} - тензор теплопроводности, под повторяющимся индексом подразумевается суммирование. Если анизотропия среды не существенна, тогда в этом выражении тензор теплопроводности λ_{ik} вырождается в скалярный коэффициент:

$$\bar{q} = -\lambda(\text{grad}T).$$

Температура измеряется в скважине, и на практике определяется только вертикальный градиент температуры, а значение коэффициента теплопроводности на интервале опробования определяется на образцах керна горных пород.

Измерение температуры. В проблеме измерения температуры в скважине есть, по крайней мере, 4 аспекта:

- высокая разрешающая способность прибора;
- большой динамический диапазон температур;
- способ передачи информации и помехозащищенность линии связи;
- постоянная времени прибора и время выстойки скважины.

В качестве датчиков для измерения температуры в период полевых работ использовались термистор, платиновое сопротивление, кварцевый датчик температуры. На рис. 2.67 показана зависимость сопротивления термистора ММТ4-470КОМ от температуры. Недостатком термистора является нелинейная зависимость и низкая помехозащищенность. Достоинство - низкое собственное энерговыделение за счет измерительного тока, поэтому можно непосредственно измерять сопротивление термистора, помещенного в герметичный корпус.

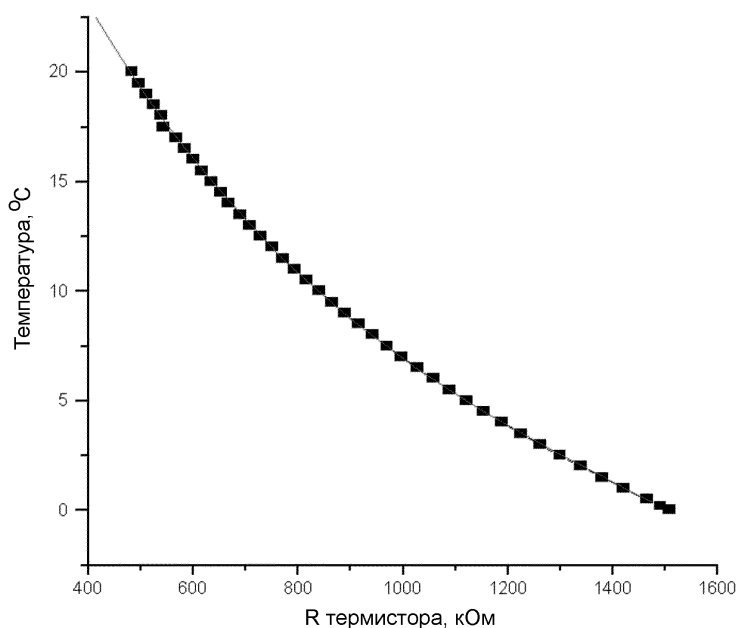


Рис. 2.67. Калибровочная кривая термистора

При включении термосопротивления в качестве датчика в РС-генератор удается линеаризовать зависимость частоты от температуры и существенно увеличить помехоустойчивость, так как передача информации идет в виде частоты, но приходится укладываться в диапазон частот до 60 кГц, поскольку при дальнейшем увеличении частоты существенным становится затухание сигнала в кабеле. На рис. 2.68 показана градуировочная характеристика такого скважинного прибора.

Дальнейшее увеличение долговременной стабильности прибора при наблюдениях температуры приводит к применению в качестве датчика термосопротивлений из платины в сочетании с кварцевым терморезонатором.

Определение теплопроводности. Методы определения теплопроводности, применяющиеся в настоящее время, делятся на две группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий. Первая группа - стационарные методы. Они подробно описаны в ряде работ (Петухов, 1952; Кондратьев, 1957; Khan, Fatt, 1964 и др.). В основе этих методов лежит использование системы нагреватель - образец - холодильник. Измерения проводятся при установившемся тепловом режи-

ме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, отводимого из образца холодильником. Эти методы требуют больших затрат на подготовку образцов и очень длительных измерений (8-10 ч) на один образец. Сами установки довольно громоздки. Основное достоинство этих методов в том, что они являются абсолютными.

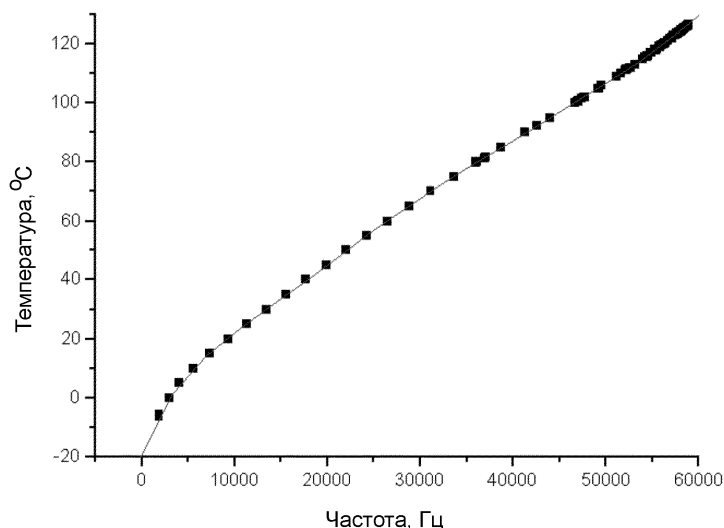


Рис. 2.68. Градуировочная характеристика скважинного термометра

Нестационарные методы - наиболее обширный класс методов, интенсивно развитый в последние годы. Основаны они на процессах охлаждения или нагревания. Это импульсные, зондовые методы, методы температурных волн и бесконтактного нагрева и измерения температуры (Попов, 1983, 1984; Филиппов, 1984). Методы требуют мало времени на измерение, позволяют вычислять несколько теплофизических параметров и работать в очень широком интервале температур, но они являются относительными и требуют эталонов с заранее известными характеристиками. В качестве эталонов, близких по своим характеристикам к горным породам, используются образцы стекол, плавленый и кристаллический кварц.

Вычисление плотности теплового потока. Для увеличения представительности определения теплового потока желательно иметь термограммы по нескольким скважинам одного месторождения или разбуриваемой площади. На рис. 2.69 и 2.70 показаны примеры экспериментальных термограмм. Такой обзор термограмм полезен для отбора кондиционного материала при вычислении геотермического потока.

По термограммам Северо-Гороблагодатского месторождения (см. рис. 2.69) видно, что активное движение вод приводит к существенному нарушению температуры до глубины 800 м, поэтому измерения на меньшей глубине не отражают значение геотермического потока. По термограммам Кечимовской площади (см. рис. 2.70) видно, как в процессе бурения горные породы прогреваются, и температуры на устье скважины достигают 22 °C вместо 2-3 °C, свойственных для температуры нейтрального слоя на этой широте. Необходимо время для выстойки скважины, по истечении которого температура в скважине достигнет равновесия с температурой в массиве горных пород.

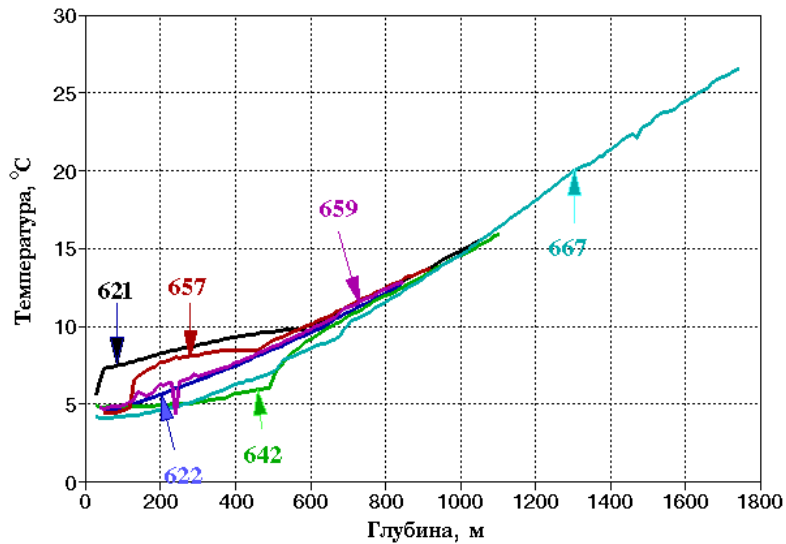


Рис. 2.69. Термограммы Северо-Гороблагодатского месторождения
Числами обозначены номера скважин.

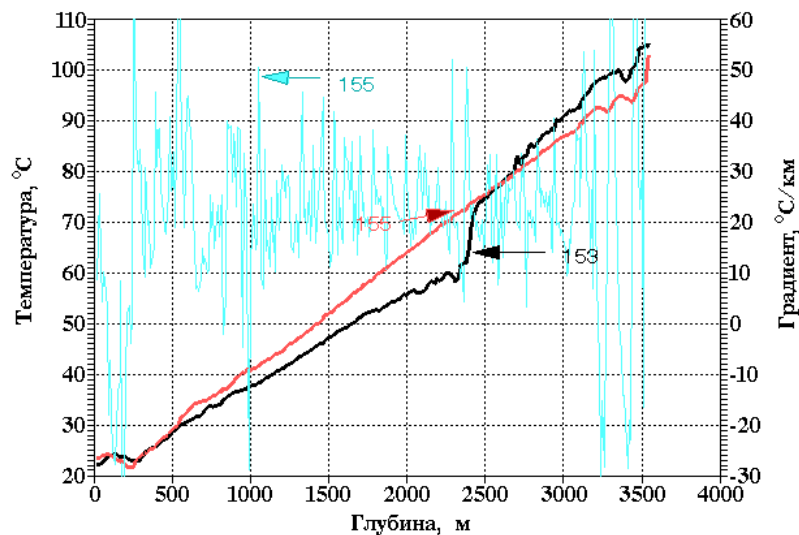


Рис. 2.70. Термограммы Кечимовской площади
Числа - номера скважин. По скв. №155 приведены термограмма и градиентограмма.

Распределение тепловых потоков в полосе геотраверса

На рассматриваемой территории (прил_6 электронного атласа) преобладают нормальные тепловые потоки $35-50 \text{ мВт/м}^2$, характерные для платформ, при этом Западно-Сибирская плита характеризуется более высокими значениями плотности теплового потока ($60-70 \text{ мВт/м}^2$). Урал и Предуральский прогиб выделяются низкими тепловыми потоками, составляющими $22-35 \text{ мВт/м}^2$.

Зона с тепловыми потоками ниже 30 мВт/м^2 протягивается вдоль значительной части Урала. В пределах Урала и Предуральского прогиба отмечается четко выраженная субмеридиональная зональность теплового поля. Но к западу и востоку от Урала при переходе к платформам характер теплового поля изменяется, оно стано-

вится мозаичным и в целом хорошо согласуется с основными тектоническими элементами.

Для Волго-Уральской антеклизы характерны тепловые потоки 30-40 мВт/м², на отдельных структурах они превышают 40-50 мВт/м². Пониженные потоки соответствуют впадинам и прогибам (Бийско-Колташинский прогиб), повышенные - поднятиям (Башкирский вал). Обширная аномалия повышенных тепловых потоков, составляющих 45-60 мВт/м², протягивается в юго-западном направлении в пределах ВЕП практически вдоль профиля. Повышенными потоками выделяются Серноводско-Абдулинский авлакоген 40-50 мВт/м², Жигулевские и Саратовские дислокации, Пачелмский авлакоген. Массивам Саранскому, Жигулевскому, Воронежскому соответствуют, по-видимому, пониженные значения тепловых потоков (35-40 мВт/м²), однако изучены они очень слабо, поэтому для окончательных выводов нет оснований. Днепровско-Донецкий авлакоген характеризуется несколько повышенными значениями (40-50 мВт/м²) по сравнению с прилегающими кристаллическими массивами (Украинским щитом, Воронежским и Белорусским массивами).

Интерпретация геотермических данных

В математическом отношении восстановление глубинной температуры в консолидированной литосфере без учета теплопереноса флюидами сводится к решению краевой задачи для уравнения теплопроводности. Если имеется достаточная априорная информация, позволяющая использовать стационарное приближение для аппроксимации реальных геологических условий в верхней части литосферы исследуемого региона, то для слоя неоднородной, сложноорганизованной среды задача может быть записана в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q = 0; \\ T(x, y, z) = F_1(x, y) \quad \text{при } z = 0; \\ \lambda \frac{\partial T}{\partial n} = F_2(x, y) \quad \text{при } z = H, \end{aligned} \quad (2.8)$$

где $Q(x, y, z)$ - мощность энергоснабжения внутренних источников тепла.

Специально проведенный нами анализ показал, что при длине профиля около 2000-3000 км и мощности слоя $H = 60$ км сферичностью Земли при реальной точности геотермических данных можно пренебречь. Оценка характерного времени установления теплового равновесия $\tau \approx H^2/\chi$ (χ - коэффициент температуропроводности пород) составляет около 50-100 млн. лет. Поэтому не для всех участков геотраверса приближение стационарности на всю анализируемую мощность литосферы достаточно хорошо выполняется.

Решение прямой задачи (2.8) существует, и оно единственно. Однако для его нахождения необходимо знать распределения $\lambda(x, y, z)$ и $Q(x, y, z)$ в каждой точке среды, что как раз и является одной из целей геологических исследований. Восстановление этих характеристик возможно на основе решения обратной задачи геотермии. Однако, как нами (Хачай, 1989) было показано, ее решение двупараметрически неоднозначно: заданные граничные условия могут быть тождественно выполнены при различной комбинации распределений теплопроводности и теплогенерации среды. На этом обстоя-

тельстве, которое не всегда учитывается при интерпретации результатов региональных геотермических исследований, необходимо более подробно остановиться.

Надо подчеркнуть, что среди геотермиков-практиков до сих пор широко используется методика обработки скважинных определений плотности теплового потока, предложенная еще Буллардом (Кутас, 1978), по которой вертикальная составляющая потока находится из выражения

$$q_z \sum \frac{h_i}{\lambda_i} = T_0 - T_z. \quad (2.9)$$

Соотношение (2.9) строго выполняется для одномерной среды при дополнительном условии, что суммарная теплогенерация в слое $H = \sum h_i$ мала по сравнению со значением потока на нижней границе области. Последнее условие хорошо выполняется в неглубоких скважинах. Тогда как приближение одномерности для теплопроводности разреза, вскрываемого скважиной, напротив, выполняется редко. Для неоднородной среды вертикальная составляющая плотности теплового потока не остается постоянной в вертикальной скважине. В работах (Хачай, 1991; Хачай, Ладовский, 1993) приведены многочисленные примеры рефракции теплового потока на неоднородностях литологического состава пород с различными величинами теплопроводности, которые, в частности, объясняют причину кажущихся “нарушений закона Фурье” - непостоянства вертикальной составляющей плотности теплового потока по скважине. Приведены также примеры, когда только на основании данных о распределении теплового потока на поверхности нельзя различить, создана имеющаяся аномалия потока неоднородностью теплогенерации или теплопроводности пород. Особенно существенное перераспределение глубинных температур и теплового потока обеспечивают протяженные хорошо теплопроводные крутопадающие структуры и плохо теплопроводные горизонтально залегающие пласты. Если теплопроводные пластины выходят на дневную поверхность, а затем погружаются, то они обеспечивают эффективное проникновение низких температур от поверхности на глубину. Напротив, не выходящие на поверхность дайки и штоки высокой теплопроводности приводят к более интенсивному поступлению высоких температур из нижних горизонтов. Горизонтальные включения плохо теплопроводных пород создают дополнительный экран для глубинного теплового потока, а вблизи их границ формируется характерное локальное повышение плотности теплового потока.

Поэтому для получения геологически содержательных геотермических моделей необходимо использовать априорную геолого-геофизическую информацию об элементах залегания пород. Здесь, как обычно, мы использовали результаты интерпретации сейсмических и гравитационных данных для выбора априорной структурной модели среды. Для восстановления распределений $\lambda(x, y, z)$ и $Q(x, y, z)$ обычно используются корреляционные зависимости, существующие между скоростными, плотностными и тепловыми характеристиками пород. В обстоятельном исследовании (Основы метода..., 1991) показано, что тесная корреляция между этими параметрами имеется только для магматических пород. Для других породных разностей необходима конкретизация реального соотношения для каждого региона. Здесь мы для всего профиля принимали значения $\lambda(x, y, z) = \lambda(V_p)$ аналогично работам (Хачай, Дружинин, 1996; 1998). Не менее сложна проблема выбора корреляционного соотношения между мощностью теплогенерации пород, $Q(x, y, z)$, и скоростями объемных сейсмических волн V_p и V_s или плотностью. Так, в

Уральском регионе не имеет смысла известное соотношение между плотностью теплового потока и теплогенерацией (Kukkonen et al., 1997):

$$q = Q H_0 + q_0 ,$$

поскольку формально определенные значения $H_0 = 9.6$ км и $q_0 = 21.7$ мВт/м² фактически означают, что мантийный поток составляет $q_0 = 21.7$ мВт/м², и в многочисленных участках, где измеренные плотности теплового потока составляют значения 20-24 мВт/м², вклад мощной, более 40 км, коры в поверхностный тепловой поток отсутствует. Для оценки распределения $Q(x, y, z)$ использовалось соотношение либо $Q(V_p) = 1.35 \text{ EXP}[1.5 (6 - V_p)]$, либо $Q(V_p) = B \text{ EXP}(16.5 - 2.74V_p)$.

Задача (2.8) с определенными таким образом параметрами решалась численно методом конечных разностей. Поскольку априорная информация имеется в двумерном приближении, то и для интерпретации теплового поля принята 2D-модель. Решение задачи отыскивалось на той же пространственной равномерной прямоугольной сетке, на которой представлена интерпретация сейсмических данных: шаг по вертикальной координате 0.5 км, по горизонтальной - 10 км. Используемая расчетная область существенно превышает заданную, что необходимо для минимизации неточности в задании условий на боковых и нижней границах области. На вертикальных границах, удаленных на три мощности исследуемого участка литосферы от истинных границ, задавалось отсутствие горизонтальной составляющей теплового потока. Первоначально на нижней границе (на глубине 100 км) задавался постоянный тепловой поток $q_0 = 14$ мВт/м², которым аппроксимировался мантийный тепловой поток. Выбор этого значения опирается на результаты геотермических исследований на пересекаемых геотраверсом участках Окско-Донской равнины (Гордиенко, 1999). Результаты моделирования показали, что при использовании этого граничного условия вычисленные значения плотности теплового потока значительно ниже наблюдаемых значений, особенно на участке профиля от Токмовского свода до Калтасинского авлакогена (рис. 2.71). Напротив, в полосе Тагильского прогиба Уральской части геотраверса вычисленные значения потока в этой модели существенно превышают наблюдаемые.

Для согласования вычисленного распределения теплового потока с трендом, полученным по экспериментальным данным, при использовании корреляционной зависимости $Q(V_p) = 1.35 \text{ EXP}[1.5 (6 - V_p)]$ пришлось для мантийного теплового потока принять постоянные значения $q_0 = 14$ мВт/м² от отметки 1250 км и до отметки 1650 км профиля и затем от отметки 2480 км до 3070 км. В промежутке профиля от 1650 до 2480 км задано изменяющееся с расстоянием переменное возрастающее до отметки 1970 км, а затем монотонно убывающее значение мантийного теплового потока. На Уральской части геотраверса для оценки мощности теплогенерации пришлось использовать распределение $Q(V_p) = B \text{ EXP}(16.5 - 2.74V_p)$, значение мантийной составляющей теплового потока $q_0 = 14$ мВт/м². Результаты представлены на рис. 2.72. Тем не менее, в области Тагильского прогиба (интервал 2945-3015 км) в рамках представленного варианта модели не выбраны аномально низкие наблюдаемые значения теплового потока. Попутно отметим, что проблема построения геотермической модели Урала специально была проанализирована ранее в серии работ (Safanda et al., 1992; Хачай, Дружинин, 1996, 1998; Kukkonen, et al., 1997).

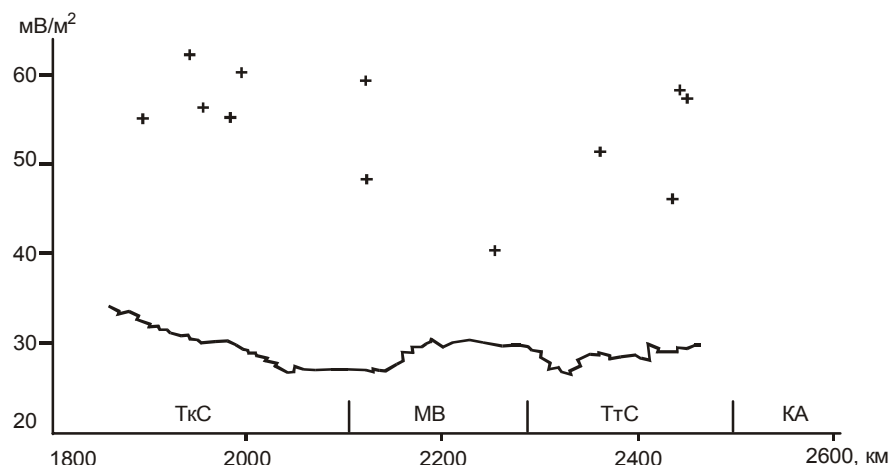


Рис. 2.71. Сравнение наблюдаемых и вычисленных значений плотности теплового потока на участке профиля (этап подбора)

Сплошная линия - вычисленные, крестики - наблюдаемые значения.

В варианте интерпретации, представленном на рис. 2.72, а, обращает на себя внимание область повышенных глубинных температур в районе Токмовского свода и Мелекесской впадины (1820-2300 км), где плотность теплового потока достигает значений, превышающих 60 мВт/м². В этом случае у нас, как и в многочисленных вариантах интерпретации по другим регионам с таким же значением теплового потока (Геотермические модели..., 1991), прогнозируемое положение изотермы 800 °С поднимается до глубин около 47 км. Открытым остается вопрос о том, прослеживается ли эта аномалия в низах коры и верхах мантии на запад от Токмовского свода, поскольку в нашем распоряжении отсутствуют сведения о наблюдаемых данных в этом регионе в полосе геотраверса. Кроме того, интенсивность глубинной температурной аномалии может оказаться значительно меньшей, если теплогенерация в 5-6 км толще осадочных пород этого региона повышена по сравнению с принятой генерализованной зависимостью. На рис. 2.72, б показан такой вариант интерпретации.

Таким образом, для решения вопроса о геотермической позиции региона Токмовского свода и Мелекесской впадины необходимы дополнительные полевые исследования, включающие получение данных о содержании U, Th, K в породах осадочной толщи. Представленный в вариантах рис. 2.72, а и б разброс в оценке глубинных температур дает максимально возможные пределы теоретических оценок для стационарных моделей без учета возможной фильтрации флюидов.

Отметим, что методически именно вариант интерпретации рис. 2.72, б является более обоснованным, так как в стационарной модели необходимо задавать на горизонтальной нижней границе счетной области постоянное значение плотности мантийного теплового потока или температуры, если граница находится в мантии на глубинах около 100-150 км и более.

Полученный в результате интерпретации геотермических данных по геотраверсу "ГРАНИТ" вариант распределения температур в верхней части литосферы (прил_8 электронного атласа) следует рассматривать как возможный, генерализованный, не противоречащий имеющимся геолого-геофизическим данным для обсужденной выше модели среды. По мере появления дополнительных данных он может служить основой для построения локальных геотермических моделей для более детальных масштабов.

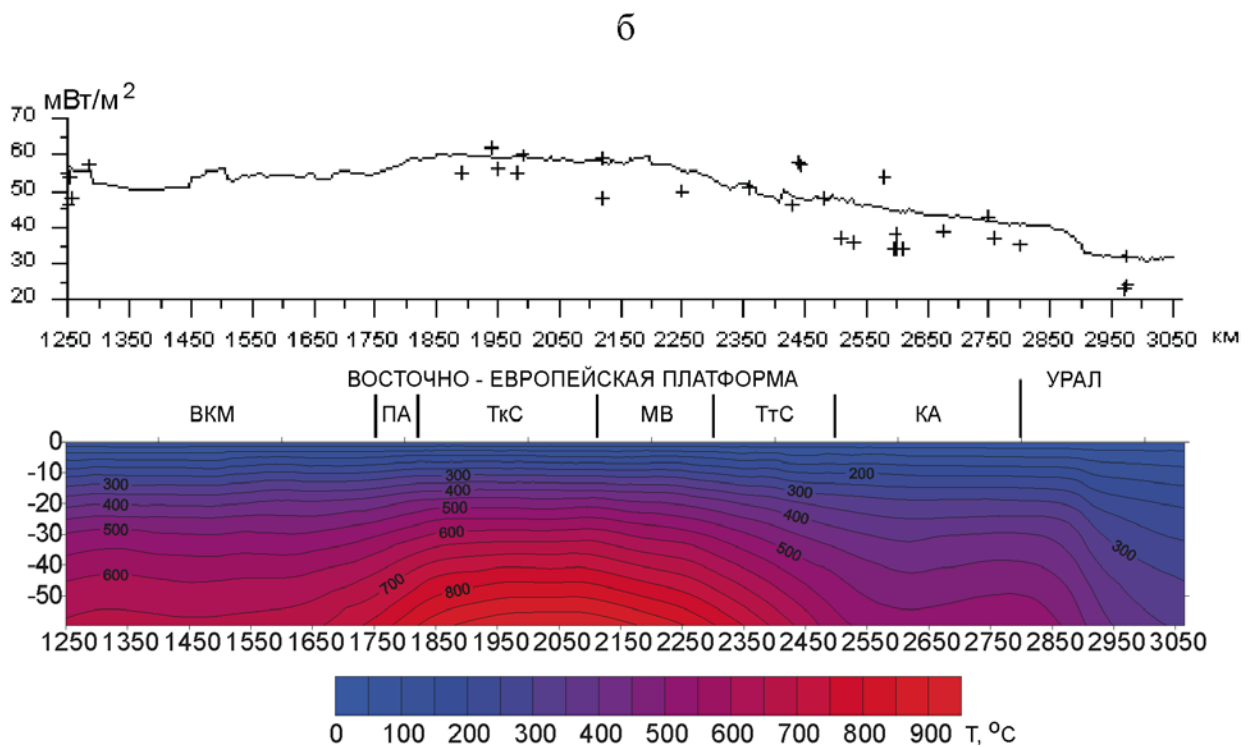
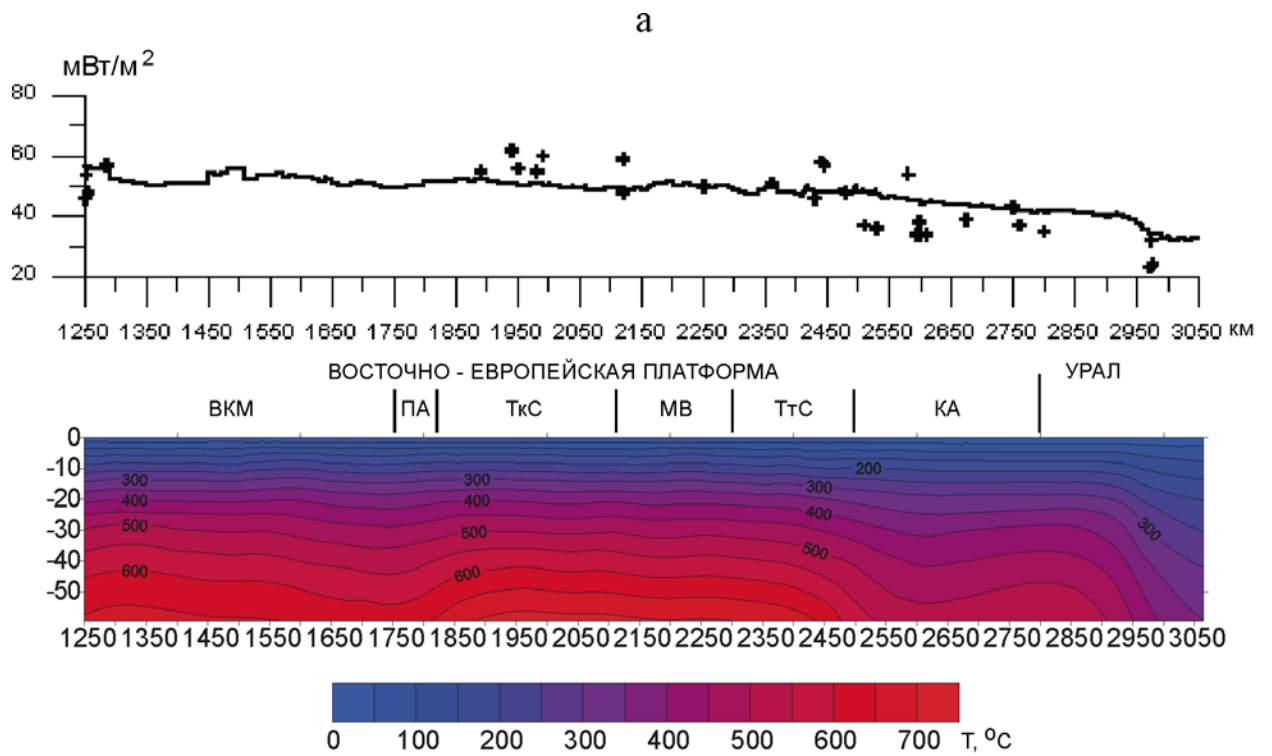


Рис. 2.72. Варианты геотермического разреза вдоль геотраверса “ГРАНИТ”

Обозначения геологических структур см. на рис. 2.40.

3. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе “ГРАНИТ”)

Проведенные на геотраверсе “ГРАНИТ” комплексные геофизические исследования и собранные геологические и геофизические материалы по его уральской, европейской и западносибирской частям по своей информативности далеко не одинаковы. Наиболее полный комплекс исследований удалось реализовать на Урале и Восточно-Европейской платформе, меньшим набором геофизических и геохимических данных оказались обеспечены Западно-Сибирская плита и Украинский щит. Поэтому результирующие геолого-геофизические разрезы (рис. 3.1, а также раздел “Карты и разрезы” электронного атласа) характеризуются неодинаковой детальностью построений в разных частях геотраверса.

Основой для построения геолого-геофизической модели строения земной коры и верхней мантии явились, прежде всего, сейсмические разрезы (построенные по отраженным, рефрагированным и головным волнам) и данные гравиразведки и магниторазведки. На их основании выделялись сейсмоструктурные комплексы, которые сопоставлялись с результатами дешифрирования космических снимков, распределением тепловых потоков, геохимическими и другими данными, собранными вдоль полосы геотраверса. При этом скоростные, плотностные, магнитные свойства и геохимическая специализация выделяемых блоков служили основой для прогноза вещественного состава; положение и геометрия сейсмических границ, углы падения границ, протяженность и сейсмическая расслоенность определяли структурный облик разреза; информация о сейсмической анизотропии, чередовании насыщенных отражателями блоков с сейсмически “прозрачными” участками и распределение температур в совокупности с известными геологическими, сейсмологическими и высокоточными геодезическими данными использовались для предположений о характере действующих в земной коре напряжений.

Разрез строился в соответствии с положениями геодинамической тектонической концепции с учетом результатов математического и физического моделирования геотектонических процессов, поведения пород и минералов в различных РТ-условиях и аналогичных построений, выполненных в пределах внутриплитных структур в других регионах земного шара.

Геодинамический подход к геологической интерпретации результатов геофизических исследований базируется на следующих положениях.

1. Земная кора имеет не слоисто-блоковое, а зернисто-кусковатое строение (Н.И. Павленкова, В.И. Литвиненко, В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов).

2. Главенствующую роль в формировании геотектонического облика коры играют субгоризонтальные напряжения с развитием автомодельности геодинамических процессов (М.А. Садовский).

3. Формирование тектонических структур определяется РТ-условиями, существенно изменяющимися как с глубиной, так и по латерали.

4. В процессе развития межплитных и внутриплитных процессов существует определенная последовательность, и нарушения более поздних этапов накладываются на ранее сформировавшийся архитектурный план коры.

3.1. Восточно-Европейская платформа

Анализ результатов геофизических и геохимических исследований, выполненных на геотраверсе, и их сопоставление с известными геологическими данными показывает, что земная кора выделяемых в пределах Восточно-Европейской платформы крупных геотектонических структур, как правило, отличается по строению, составу и характеру протекающих в ее глубинных частях физико-химических процессов.

Так, сейсмический разрез, построенный по отраженным волнам (прил. 7 электронного атласа), показывает существенное различие ее “отражательных” свойств. По этой характеристике можно выделить несколько разновидностей консолидированной части земной коры:

- слабо отражающая по всей мощности разреза;
- интенсивно отражающая по всей мощности;
- с интенсивно отражающей верхней частью;
- с интенсивно отражающей нижней частью.

Наибольшая мощность отражающей коры отмечается в пределах Воронежского кристаллического массива и Пермско-Башкирского свода, где она достигает 40-43 км. Увеличение мощности устанавливается в юго-западной части Южно-Татарского свода и северо-восточной части Токмовского свода. Таким образом, увеличенная мощность отражающей коры оказалась свойственна древним кристаллическим массивам. При этом отметим, что увеличение мощности коры происходит не обязательно сразу для всей крупной геотектонической структуры. Характерно, что отдельные части этих структур могут заметно отличаться по характеру распределения отражающих элементов. Такое строение разрезов крупных геотектонических структур может свидетельствовать о том, что они состоят из нескольких сближенных блоков. Достаточно уверенно просматриваются различия в архитектуре разрезов западной и восточной частей ВКМ и Пермско-Башкирского свода.

Наименьшая мощность отражающей коры (около 35 км) отмечается в пределах региона, охватывающего восточную часть Камско-Кинельской системы прогибов и западную часть Калтасинского авлакогена, а также Уральского подвижного пояса. Однако если в пределах первого региона нижняя граница отражающей коры выражена уверенно, то на Урале она просматривается неуверенно или совсем отсутствует. Средние значения мощности отражающей коры (около 40 км) при отчетливой ее нижней границе устанавливаются на большей части Токмовского свода.

Каких-либо устойчивых соотношений между мощностью отражающей коры и ее петрофизическими свойствами по результатам исследований не установлено.

Интересны результаты сопоставления мощности отражающей земной коры с положением границы М, определенной по критическим отраженным и головным волнам. Наибольшие расхождения отмечаются в пределах Токмовского свода, Мелекесской впадины и на Урале. Намечается сокращение мощности коры (подъем поверхности Мохо) на участках геотраверса, где интенсивно проявляются современные тектонические процессы (землетрясения, формирование сложного рельефа с преобладанием его положительных форм и т. д.).

По результатам интерпретации магнитной съемки в пределах Восточно-Европейской платформы выделяется четыре крупных района с повышенной намагни-

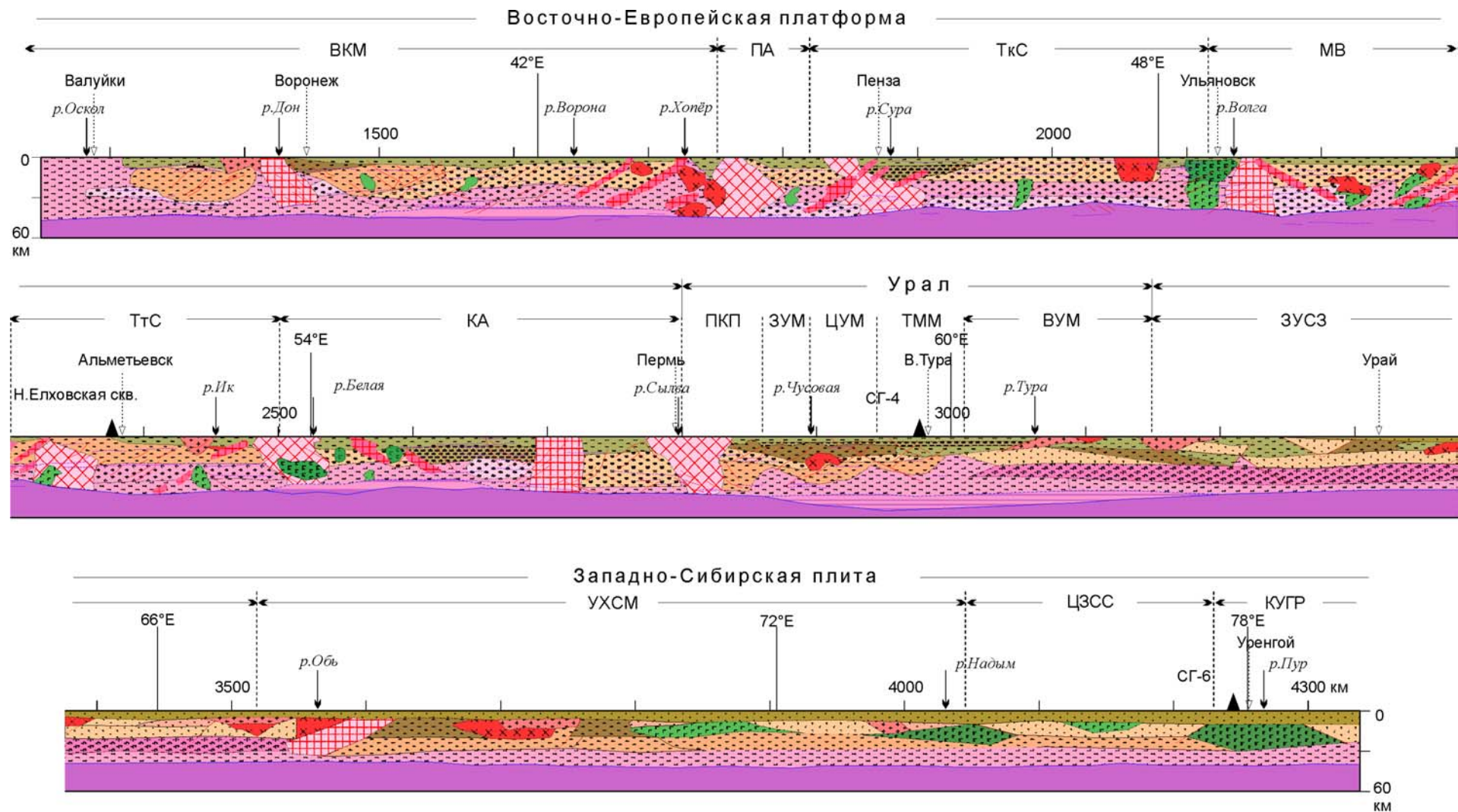
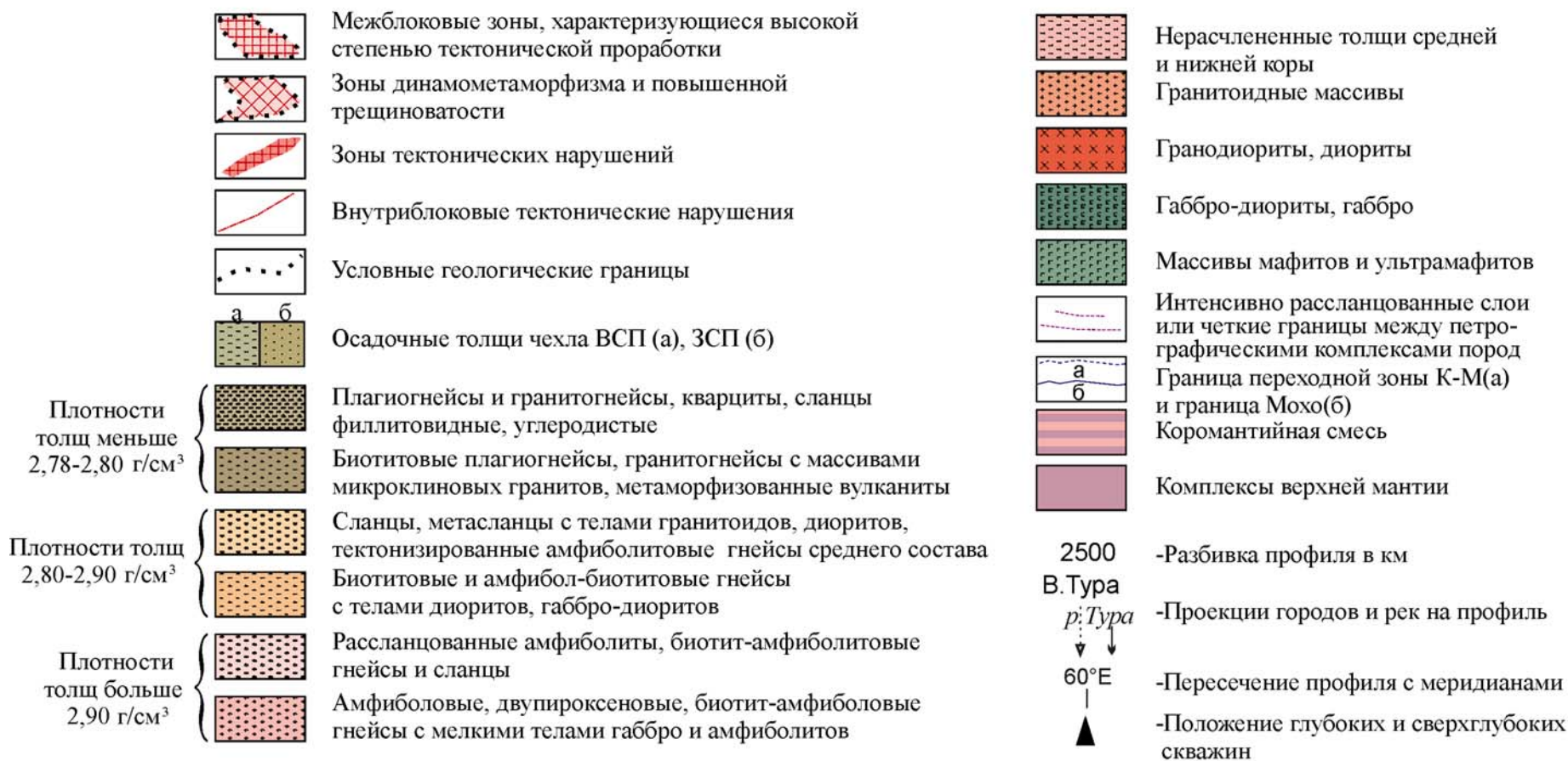


Рис. 3.1. Геолого-геофизический разрез по геотраверсу "ГРАНИТ"
(Условные обозначения см. на обороте)

Условные обозначения к рис. 3.1



Обозначение геологических структур: ВКМ - Воронежский кристаллический массив, ПА - Пачелмский авлакоген, ТкС - Токмовский свод, МВ - Мелекесская впадина, ТтС - Татарский свод, КА - Калтасинский авлакоген, ПКП - Предуральский краевой прогиб, ЗУМ - Западно-Уральская мегазона, ЦУМ - Центрально-Уральская мегазона, ТММ - Тагильско-Магнитогорская мегазона, ВУМ - Восточно-Уральская мегазона, ЗУСЗ - Зауральская складчатая зона, УХСМ - Уват-Хантымансийский срединный массив, ЦЗСС - Центрально-Западносибирская складчатая система, КУГР - Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт.

ченностью земной коры. Это западная часть Воронежского кристаллического массива, Токмовский и Татарский своды, Пачелмский и восточная часть Калтасинского авлакогена (прил_8 электронного атласа).

Относительно повышенными тепловыми потоками характеризуются Татарский и Токмовский своды и Мелекесская впадина (прил_6 и 8 электронного атласа).

Как уже отмечалось, в пределах Восточно-Европейской платформы установлены заметные отличия в распределениях аномалий естественного электрического поля, концентраций гелия в подземных водах и целого ряда химических элементов в гуматно-фульватной и ферри-марганцевой формах (см. рис. 2.50, раздел “Графики геохимических полей” и прил_4, 10 электронного атласа). Подробно эти отличия в связи с особенностями глубинного строения и характером внутриземных физико-химических процессов рассмотрены в предыдущем разделе. Ниже, не повторяя детального описания этих аномальных особенностей, мы постараемся дать обобщенную геолого-геофизическую характеристику глубинного строения пересекаемых геотраверсом структур.

Украинский щит

Анализ гравиметрических данных подтвердил существование в пределах изученной геотраверсом части УЩ трех блоков, характеризующихся различным распределением плотности пород в разрезе коры каждого блока. Судя по всему, границы между этими блоками тектонические и уверенно просматриваются как в гравитационном, так и магнитном полях.

Сопоставление положения в разрезе магнито- и гравивозмущающих объектов показывает их пространственное несовпадение.

По результатам водногелиевой съемки Украинский щит характеризуется повышенными содержаниями гелия, что хорошо видно на карте приповерхностного поля гелия (прил_4 электронного атласа). В общих чертах распределение гелия соответствует тем крупным блокам Украинского щита, которые были там выделены по результатам ранее проведенных исследований (см. рис. 1.6).

В аномальном естественном электрическом поле Украинский щит отмечается положительной аномалией второго ранга, что, в соответствии с представлениями, изложенными в подразделе 2.4, интерпретируется как приуроченность его к Украинско-Воронежской воздымающейся структуре (см. рис. 2.50, 2.51).

Выразительных геохимических аномалий в пределах УЩ по результатам изучения распределений отдельных элементов методами МПФ и ТМГМ вдоль геотраверса выявлено не было, за исключением мультипликативной аномалии медно-полиметаллической ассоциации, приуроченной к границе Украинского щита и Днепровско-Донецкого прогиба (см. раздел “Графики геохимических полей” электронного атласа).

И, наконец, следует отметить одну закономерность, которая до сих пор не нашла широкого отражения в региональных геотектонических построениях. Речь идет о том, что Украинский и Воронежский кристаллический массивы пространственно совпадают с южной частью крупной Курско-Балтийской аномалии МАГСАТ (см. рис. 1.42), на морфологию которой совершенно не влияет Днепровско-Донецкий авлакоген.

Днепровско-Донецкий авлакоген

В предыдущих разделах был рассмотрен большой объем данных по этой структуре. На основании анализа этой информации можно со значительной долей уверенности утверждать, что Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой типичную межблоковую (пограничную) структуру. Сформировалась она в современном виде в условиях преобладания сжимающих тектонических напряжений, которые возникли при сближении двух крупных геоблоков: Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. В пользу указанного механизма формирования ДДА свидетельствуют как асимметричность строения разреза авлакогена в широтном сечении (рис. 3.2, 3.3), так и приуроченность к этому региону близповерхностных землетрясений (Мухамедиев, Юнга, 1996; Новейшая тектоника..., 2000). Причем последний факт может свидетельствовать о том, что формирование ДДА продолжается и в настоящее время.

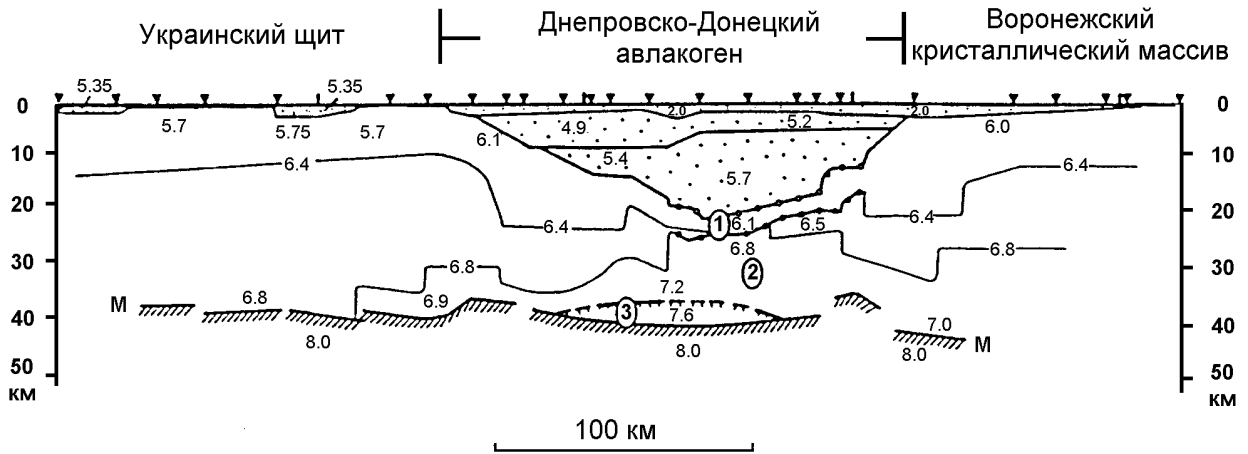


Рис. 3.2. Скоростная модель (ГСЗ) по профилю "В" (по Т.В. Ильченко)

1, 2, 3 - коровые слои; М - Мохо.

Результаты водногелиевой съемки показывают, что геологическая граница между УЩ и ДДА (прил_1 электронного атласа) является также и границей между блоками, существенно различающимися по характеру распределения концентраций гелия в подземных водах (прил_4 электронного атласа). По этому поводу можно высказать предположение о том, что фундамент ДДА существенно отличается от комплексов, слагающих УЩ. Другими словами, толщи УЩ не погружаются под осадочный чехол Днепровско-Донецкого прогиба, как это считает ряд исследователей. Объяснить такое резкое изменение морфологии поля гелия невозможно экранирующим влиянием осадочных толщ прогиба, так как увеличение мощности этих пород происходит постепенно от бортовых частей прогиба к его осевой части. При этом также постепенно должна была бы меняться и морфология поля гелия, которая на самом деле изменяется достаточно резко.

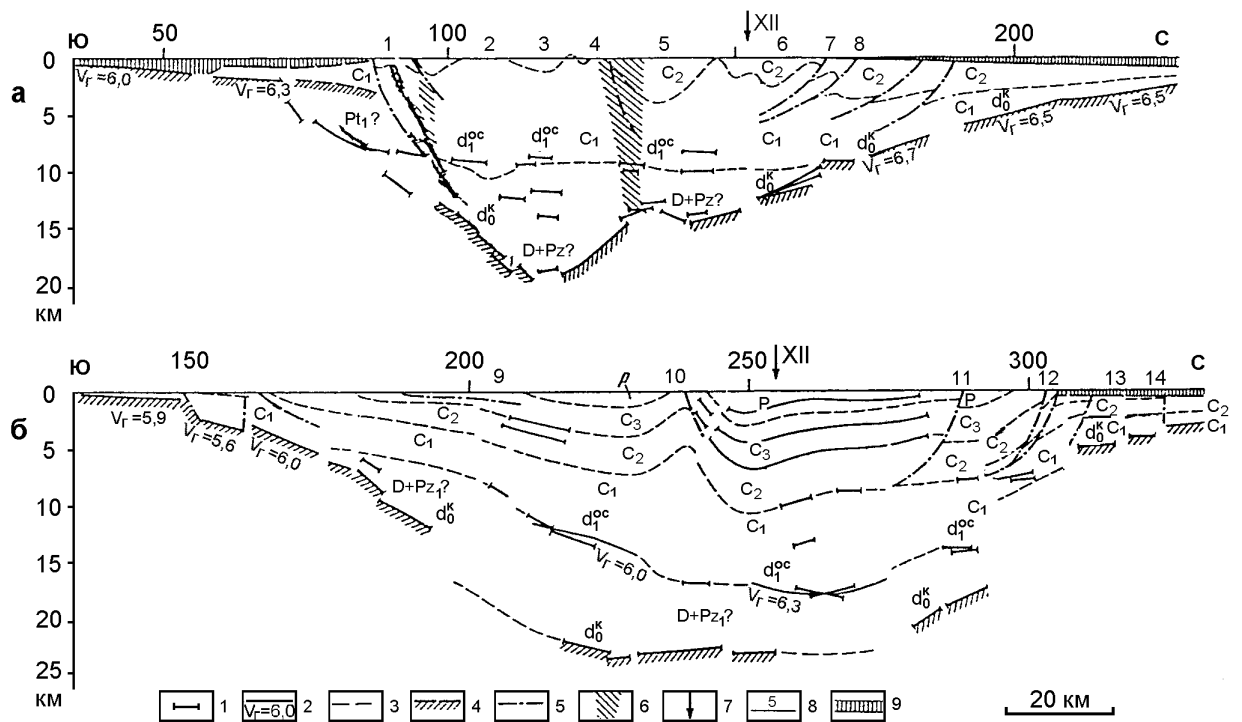


Рис. 3.3. Строение Донецкого бассейна по профилям XI (а) и X (б)
(А.К. Михалев, М.А. Бородулин, 1976)

1 - отражающие границы; 2 - преломляющие границы и граничная скорость, км/с; 3 - стратиграфические границы; 4 - поверхность кристаллического фундамента; 5 - разрывные нарушения по геологическим данным; 6 - зоны влияния разломов по геофизическим данным; 7 - пересечение с профилем ГСЗ; 8 - тектонические структуры; 9 - мезозойско-кайнозойские отложения. Цифры над профилями: 1 - Мушкетовский надвиг и южная зона мелкой складчатости; 2 - южная антиклиналь; 3 - Чистяково-Снежнянская синклиналь; 4 - Главная антиклиналь; 5 - Боково-Хрустальская синклиналь; 6 - Колпаково-Замчаловская синклиналь; 7 - Краснодонский надвиг; 8 - Ильичевский надвиг; 9 - Очеретинская флексура; 10 - Дружковско-Константиновская антиклиналь; 11 - Марьевский надвиг; 12 - Северо-Донецкий надвиг; 13 - Краснорецкий сброс; 14 - Западный сброс.

С этой точки зрения, видимо, не совсем корректна геодинамическая модель формирования ДДА, предложенная К.О. Соборновым (см. рис. 1.12), так как она предполагает формирование структуры авлакогена в рамках модели “растяжение - сжатие” с образованием серии листрических разломов, не проникающих в кристаллическое основание ДДА. В то же время многие исследователи указывают на существенные отличия целого ряда геофизических полей в пределах ДДА и северо-восточной окраины УЩ (Геотрансект..., 1990; Глубинные неоднородности..., 1990 и др.), что свидетельствует, видимо, об интенсивной тектонической переработке этого фундамента.

С точки зрения современной геодинамической тектонической концепции, где признается главенство горизонтальных тектонических напряжений, такие “пограничные зоны”, они же “межблоковые зоны”, выделенные по результатам исследований на геотраверсе “ГРАНИТ”, весьма перспективны на поиски углеводородов, так как в достаточной степени обеспечены энергией, необходимой для образования УВ и формирования структур для их концентрации.

Воронежская антеклиза

Геотраверс “ГРАНИТ” пересек юго-восточную часть антеклизы и ее составную часть – Воронежский кристаллический массив, представленный в полосе исследований Курским и Воронежским блоками (см. рис. 1.14, 1.15).

По особенностям геологического строения Воронежская антеклиза вещественно и структурно асимметрична. К ее юго-западной части приурочен Воронежский кристаллический массив. В северо-восточном направлении происходит его постепенное погружение, с заметным увеличением мощности пород осадочного чехла до 1.5-2 км. В юго-западном направлении мощность пород осадочного чехла нарастает существенно быстрее, и представлены они толщами, слагающими бортовую часть Днепровско-Донецкого прогиба.

Характер регионального гравитационного и магнитного полей (прил_2, 3 электронного атласа) свидетельствует о расчленении антеклизы на крупные геоблоки. Следует обратить внимание на юго-восточную часть антеклизы, представляющую собой обособленную структуру (Тамбовская моноклираль, Веденяпино-Кольшлейский вал), располагающуюся между Воронежским кристаллическим массивом и Пачелмским авлакогеном. А.В. Чекунов с соавторами (Глубинные неоднородности..., 1990) выделяет в этом районе область с разуплотненной верхней частью земной коры, которую относит к “гранитному” типу. Эта геотектоническая структура существенно отличается от остальной части Воронежской антеклизы относительно спокойными несколько повышенным гравитационным и пониженным магнитным полями. На карте приповерхностного поля гелия в этом районе выделяются несколько незначительных по размерам аномалий содержания гелия.

Специфический облик разреза земной коры устанавливается здесь по результатам исследований методом отраженных волн: на сейсмическом разрезе отсутствуют сколько-нибудь протяженные отражающие сейсмические границы, а сам разрез с небольшим количеством отражающих элементов выглядит достаточно аморфным. Отсутствует четкая нижняя граница отражающей коры.

Более детальный анализ гравитационного, магнитного полей и региональных геоэлектрохимических исследований позволяет установить, что в пределах рассматриваемого района Воронежской антеклизы намечается незначительное повышение магнитных и плотностных свойств консолидированной коры по мере приближения к Пачелмскому авлакогену. В этом же направлении наблюдается повышение аномального естественного электрического поля (ЕП) и увеличение содержания Ni и V в ферри-марганцевой (ТМГМ) форме.

Создается впечатление, что все эти изменения свойств земной коры обусловлены приближением к тектонически активной зоне, за счет энергии которой и происходят все указанные выше преобразования в земной коре.

Данные, полученные при проведении комплексных исследований на геотраверсе “ГРАНИТ” и собранные в процессе ознакомления с районом исследований, позволяют высказать ряд положений, касающихся современной геодинамики Воронежской антеклизы. Дело в том, что по Усманской шовной зоне (Лосевско-Мамонская зона разломов на рис. 1.14, 1.15) происходит сочленение двух крупных геоблоков, различающихся:

- типом земной коры (“тяжелый” восточный блок и “легкий” западный);

- строением сейсмического разреза (слабо отражающая кора западного блока и достаточно насыщенная отражениями - восточного);

- характером современного рельефа (холмистый - на западе и равнинный - на востоке с отчетливо выраженным между ними в современном рельефе уступом).

Если к тому же учесть, что к этой зоне приурочено основное количество современных тектонических землетрясений (см. рис. 1.15), то с достаточной долей уверенности можно утверждать, что по рассматриваемой зоне произошло столкновение двух разных по строению блоков земной коры. По данным сейсморазведки эта зона падает на северо-восток под углом около 45° .

Учитывая кинематику уже известных межблоковых зон, установленную в пределах подвижных поясов и платформенных областей континентов, становится очевидным, что восточный блок в настоящее время продолжает перемещаться в сторону западного блока. К такому же выводу приходят исследователи, занимающиеся кинематикой этого региона, по результатам палеомагнитных реконструкций (Михайлова и др., 1986).

При таком подходе вполне убедительно можно объяснить появление во фронтальной части Лосевской структуры и Павловско-Стрелецкой шовной зоны (Лосевско-Мамонской зоны разломов) интенсивно метаморфизованных пород и ультраметаморфитов.

Имеющиеся геологические и геофизические материалы дают основание предполагать, что Воронцовский прогиб (Воронежско-Лосевская структура) представляет обособленный тектонический блок (террейн). В пользу такого предположения говорят многие факты. Этот блок существенно отличается от пород его обрамления:

- составом слагающих его толщ;
- морфологией гравитационного и магнитного полей;
- величиной геоэлектрического сопротивления пород;
- характером проницаемости земной коры (см. рис. 1.5-1.18, прил_2-5 электронного атласа).

Наличие же уверенно выделяющегося западного и юго-западного тектонических контактов с породами Лосевско-Ливенского антиклинория, являющегося составной частью Павловско-Стрелецкой глубинной шовной зоны (по Н.М. Чернышову), лишь подтверждает правомерность высказанного предположения о структурно-тектонической обособленности рассматриваемого блока.

Есть все основания предполагать, что Усманская шовная зона (Лосевская структура или Воронежско-Эртильский синклиорий) представляют собой фрагмент тектонического покрова, формировавшегося в западной части Воронцовского прогиба (Калачско-Эртильского мегасинклиория).

Северо-восточная часть ВКМ, судя по комплексу геофизических данных, интенсивно тектонически переработана.

Пачелмский авлакоген

Эта линейная геотектоническая структура северо-западного простирания разделяет Воронежскую антеклизу и Токмовский свод (рис. 3.4).

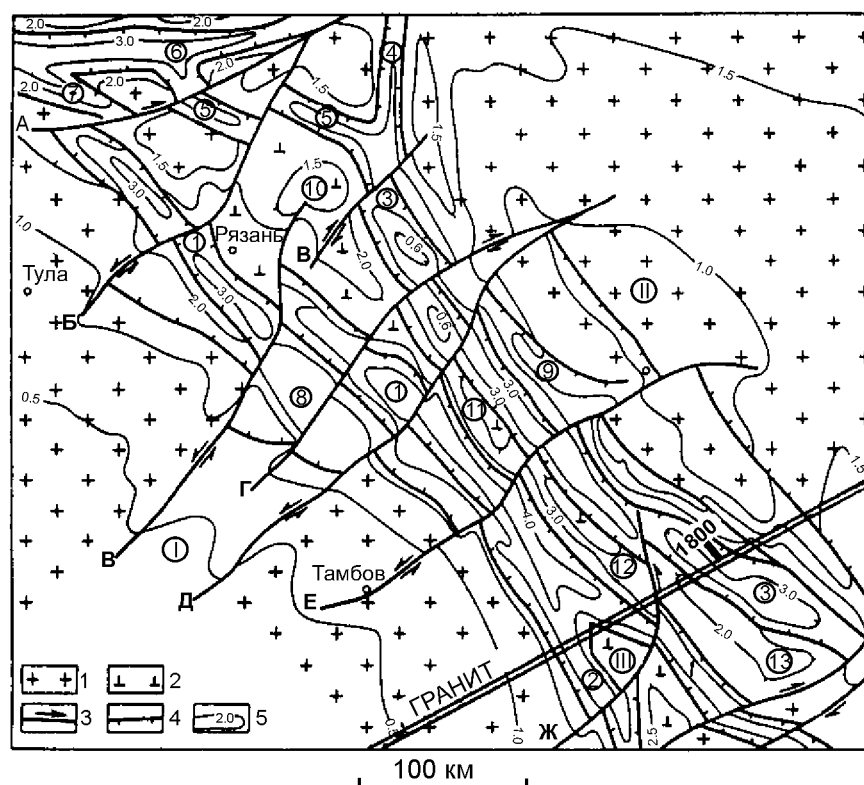


Рис. 3.4. Карта рельефа кристаллического фундамента Пачелмского авлакогена (Р.Н. Валеев, 1978)

1 - массивы, своды, выступы; 2 - срединные выступы, погребенные под додевонскими отложениями; 3 - предполагаемые сдвиги; 4 - сбросы; 5 - изогипсы поверхности фундамента по данным сейсмических, электроразведочных работ и глубокого бурения. Массивы, своды, выступы: I - Воронежский, II - Токмовский, III - Аткарский. Главные трогии: 1 - Рязано-Сердобский, 2 - Ртищевско-Баландинский, 3 - Петровско-Сасовский, 4 - Непейцинский, 5 - Егорьевско-Шатурский, 6 - Московский авлакоген, 7 - Подольский грабен. Ступени: 8 - Рязская, 9 - Зубово-Полянская. Срединные выступы: 10 - Тумский, 11 - Морсовский, 12 - Пачелмский, 13 - Широкополянский. Предполагаемые сдвиги: А - Запутновский, Б - Прудский, В - Рязский, Непейцинский, Г - Сомовский, Д - Липецкий, Е - Тамбовский (Сарано-Урманский), Ж - Сердобский.

Данные, полученные при исследованиях на геотраверсе "ГРАНИТ" в районе Пачелмского авлакогена, указывают на асимметричность его строения. Так, к юго-западной прибортовой части авлакогена в пределах геотраверса приурочены положительные гравитационная и магнитная (до 600-700 нТл) аномалии. В этой же части авлакогена на скоростном разрезе устанавливается заметное повышение скорости продольных волн, что также свидетельствует о повышенной плотности толщ этой части разреза земной коры. Северо-восточная часть авлакогена сложена относительно "легкими" и слабо магнитными толщами. К авлакогену приурочены аномалии повышенных содержаний гелия в приповерхностных водах.

Сейсмический разрез, построенный по отраженным волнам, также свидетельствует о явной асимметрии в строении земной коры авлакогена. Юго-западная часть разреза характеризуется отсутствием протяженных субгоризонтальных отражающих границ. В то же время здесь просматривается зона сейсмических отражающих элементов, падающих в северо-восточном направлении под углами 40-55° до глубин около 20 км. По обе стороны от этой границы особенности строения сейсмического

разреза существенно разнятся. Есть все основания считать, что эта сейсмическая граница соответствует тектоническим сбросам юго-восточной границы Пачелмского авлакогена. Северо-восточная часть авлакогена характеризуется существенным уменьшением количества отражающих площадок до глубины около 10 км. Глубже происходит заметное изменение архитектуры сейсмического разреза, характеризующееся появлением субгоризонтальных отражающих площадок.

В районе северо-восточной границы авлакогена достаточно отчетливо до глубины около 10 км прослеживается падающая на восток относительно пологая сейсмическая граница, которая вполне может иметь тектоническую природу. Вместе с тем, в районе 1880-1900 км (прил_10 электронного атласа) к дневной поверхности приближается мощная зона наклонных отражающих площадок, падающая на запад под углом 30-40° и прослеживающаяся до глубин 40-45 км. На дневной поверхности этой зоне отражателей соответствует северо-восточная граница Керенско-Чембарской зоны дислокаций Токмовской вершины и Сурско-Мокшанского вала (рис. 3.5).

Таким образом Пачелмский авлакоген и располагающаяся восточнее Керенско-Чембарская зона дислокаций ограничены падающими навстречу друг другу тектоническими нарушениями, образующими хорошо известную в геотектонике У-образную систему. Из них восточное нарушение, выходящее на поверхность в районе 1850-1900 км, по-видимому, является крупным глубинным надвигом. Все эти зоны наклонных границ хорошо выделяются аномально высокими содержаниями гелия в поверхностных водах.

Асимметричность Пачелмского авлакогена хорошо прослеживается и в строении чехла осадочных пород Рязанско-Саратовского прогиба, пространственно приуроченного к авлакогену. При этом прогиб смещен относительно авлакогена на северо-восток. Кроме того, асимметричность системы “авлакоген - прогиб” выражается в уменьшении мощности осадочных толщ (до 0.5-1.0 км) и ширины зоны их развития вдоль западного борта прогиба (см. рис. 3.4). Восточный же борт характеризуется большими мощностями и площадью распространения пород осадочного чехла - в скв. 1-Лопатино фундамент залегает на глубине 1.8 км (см. рис.3.5). Такая асимметрия является индикатором направления движения блоков при их коллизии.

Имеется и еще одна особенность рассматриваемого авлакогена, заключающаяся в том, что он уверенно фиксируется аномальными содержаниями Ni, V (МПФ), Pb, Cu, и Zn (ТМГМ), полученными при геоэлектрохимических исследованиях на геотраверсе “ГРАНИТ” (см. раздел “Графики геохимических полей” электронного атласа). Такие устойчивые совпадения аномалий МПФ и ТМГМ характерны для районов, перспективных на углеводороды.

Есть все основания предполагать, что Пачелмский авлакоген и Керенско-Чембарская зона дислокаций представляют собой единую геотектоническую (геодинамическую) систему. Не исключено, что к этой же системе может быть отнесен и Сурско-Мокшанский вал.

Косвенным подтверждением того, что Пачелмский авлакоген и структуры его северо-восточного обрамления могут представлять собой единую геотектоническую структуру, является также морфология поверхности М, представляющая собой переходный тип между мантией восточной части ВКМ и Пачелмского авлакогена, с одной стороны, и мантией Токмовского свода - с другой.

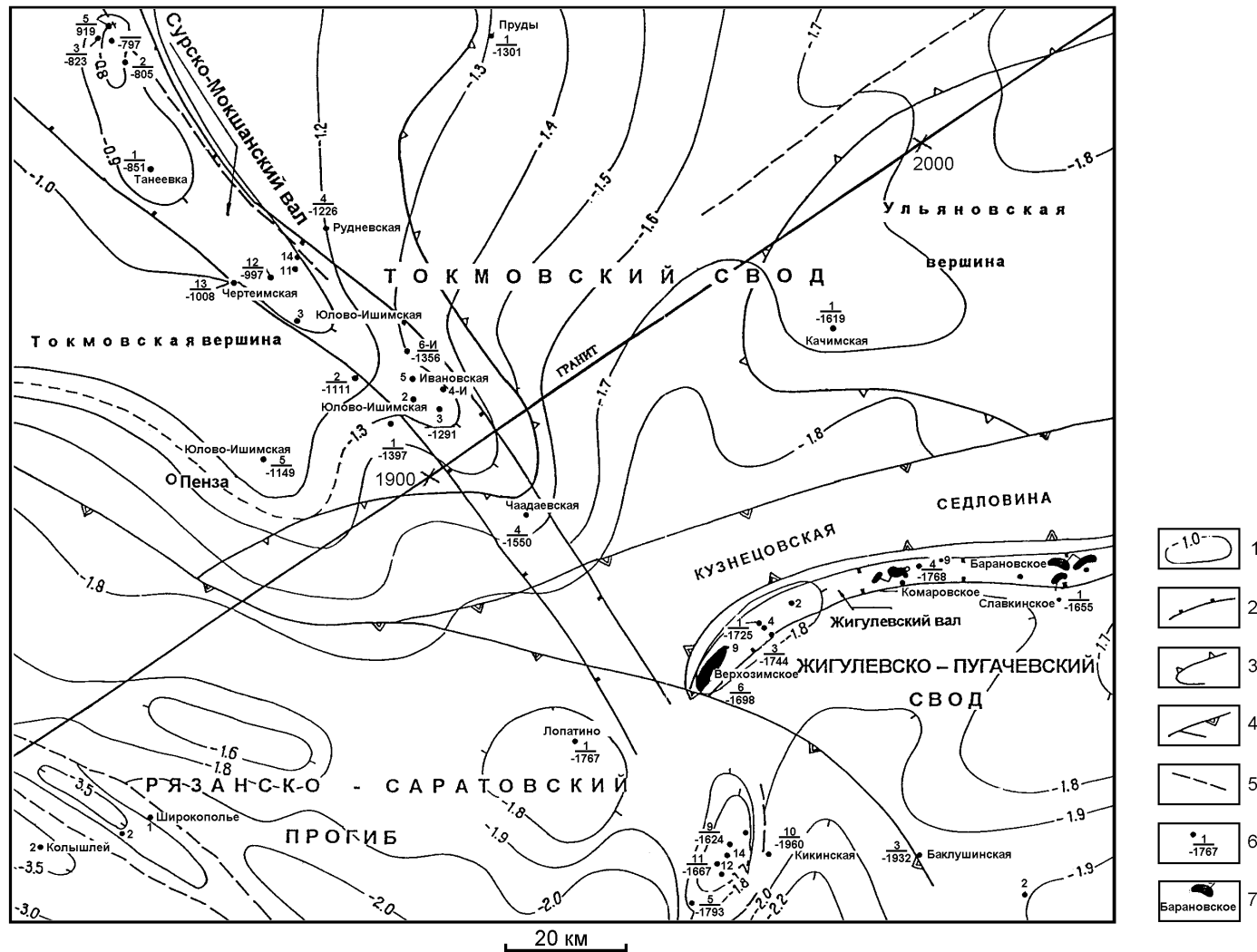


Рис. 3.5. Структурно-тектоническая карта западной части Волго-Уральского региона (по В.М. Проворову)

1 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2-4 - границы: 2 - валов, 3 - вершин свода, 4 - главных геотектонических структур; 5 - тектонические нарушения; 6 - буровые скважины: в числителе - номер скважины, в знаменателе - абсолютная отметка поверхности фундамента, название площади; 7 - месторождения нефти; цифры вдоль геотраверса соответствуют разбивке профиля в км.

С этих позиций находит свое объяснение механизм формирования и строение Керенско-Чембарской зоны дислокаций и Сурско-Мокшанского вала, представляющего собой передовые деформации земной коры в головной части перемещающегося по латерали блока. Свое логичное объяснение получает и формирование положительных форм рельефа Сурской возвышенности, которая возникла во фронтальной части крупного глубинного надвига. Интересно, что к восточному краю этой единой структуры приурочено такое же понижение гравитационного поля, как и над самим Пачелмским авлакогеном. Магнитное поле восточной части авлакогена аналогично магнитному полю Керенско-Чембарской зоны дислокаций, располагающейся в северо-восточной экзоконтактовой зоне Пачелмского авлакогена.

Полученные данные о строении рассматриваемого района дают основание оценить кинематику формирования этих структур. В связи с вероятностью существования в прибортовых частях этой структуры надвигов, приуроченность УВ к которым достаточно хорошо разработана для большого числа внутриплитных структур (рис. 3.6), заметно повышает перспективность рассматриваемой зоны на УВ. Причем следует отметить, что ранее все поиски нефти в этом районе проводились исключительно с позиции обнаружения традиционных антиклинальных ловушек (см. рис. 3.5).

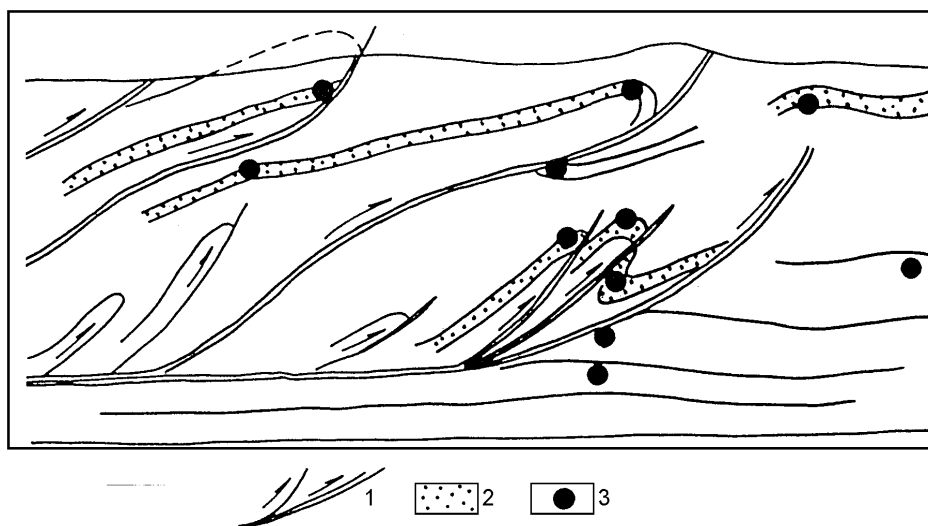


Рис. 3.6. Принципиальная схема размещения основных типов залежей нефти и газа в зонах надвигов (по Е.В. Кучеруку, Е.Р. Алиевой)

1 - поверхности надвигов; 2 - пласты-коллекторы в аллохтоне; 3 - залежи нефти и газа.

Полученные здесь геофизические данные хорошо сопоставляются с имеющимися в настоящее время сейсмическими разрезами по целому ряду профилей, пересекающих внутриплитные складчато-надвиговые (подвижные) зоны, где системы наклонных отражающих границ являются доминирующим элементом строения земной коры. Такие границы повсеместно на дневной поверхности совпадают с известными по геологическим данным зонами тектонических нарушений. В рамках такой схемы формирования межблоковой зоны (зоны сочленения Воронежской антеклизы и Токмовского свода) основным структурным элементом, отражающим строение ее разреза, являются наклонные сейсмические границы западного падения. Все это указывает на то, что авлакоген не мог быть сформирован в результате простого опускания отдельного блока земной коры (как это представляется при

формировании внутриплитных рифтов) прежде всего потому, что асимметричность структур не совместима с вертикальными перемещениями при их формировании. Кроме того, по имеющимся данным в районе Пачелмского авлакогена не выделяются как субвертикальные разломы, так и сколько-нибудь заметные положительные или отрицательные структуры в нижней части земной коры.

Таким образом, по выделенной нами межблоковой структуре, состоящей из Пачелмского авлакогена и Сурско-Мокшанского вала, происходит соприкосновение двух крупных геоблоков земной коры – Воронежского кристаллического массива и Токмовского свода. Видимо, существование здесь целой межблоковой геотектонической структуры, а не просто узкой внутрикоровой зоны, как это изображалось прежде, и объясняет несовпадение на различных картах границы между Токмовским сводом и Пачелмским авлакогеном.

И еще одна важная деталь, позволяющая подойти к оценке перспектив этой территории на обнаружение залежей УВ. С позиций классической фиксистой геотектонической концепции практически невозможно объяснить формирование нефтегазовых структур, образующих протяженные линейно ориентированные области, каких на континентах сейчас известно достаточно много. В рамках же рассматриваемого геодинамического подхода удастся не только объяснить образование таких структур, но и, что самое главное, решить проблему энергообеспеченности миграции нефти в сформировавшиеся ловушки. Дело в том, что процесс формирования, миграции и обособления нефти в виде месторождений требует гораздо больших энергетических затрат, чем затраты на формирование большинства месторождений твердых металлических полезных ископаемых (Ларин, 1984). Причем процесс формирования нефти как геологической категории и ее обособление (учитывая небольшой, с геологической точки зрения, срок ее “жизни”) должен составлять единый и, как представляется, неразрывный цикл. Исходя из этого, можно предположить, что в число площадей, перспективных на поиски УВ, кроме Пачелмского прогиба должны включаться и структуры юго-западной окраины Токмовского свода (Керенско-Чембарская зона дислокаций и Сурско-Мокшанский вал).

Токмовский свод

Токмовский свод, обычно рассматривавшийся как довольно однородная тектоническая структура, по результатам проведенных работ оказался достаточно неоднородным. Отдельные магнитные, скоростные и плотностные неоднородности разреза земной коры распространяются на всю ее мощность (прил_7-10 электронного атласа). Отражающие элементы сравнительно равномерно распределены в пределах консолидированной коры, мощность которой составляет от 40 км в юго-западной части свода до 30-34 км в его северо-восточной части. В верхней части консолидированной земной коры выделяется интенсивно отражающий слой мощностью около 10 км.

Подосва земной коры, построенная по головным и закритическим отраженным волнам, имеет достаточно сложную топографию и располагается несколько выше границы резкого уменьшения отражающих элементов, фиксируемых в поле докритических отраженных волн.

На Токмовском своде наиболее высокое стояние кристаллического фундамента - 800-850 м - отмечено в районе группы скважин “Танеевка” (см. рис. 3.5). К востоку и югу происходит его погружение до 1.5-1.8 км.

Каких-либо существенных аномалий содержания гелия в поверхностных водах, по которым можно было бы судить о количестве и ориентировке тектонических нарушений в верхней части земной коры, на Токмовском своде не просматривается.

Для регионального естественного электрического поля устанавливается его постепенное увеличение от краев к центру свода.

Анализ морфологии гравитационного и магнитного полей показывает, что свод отчетливо распадется на две неравные по размерам части: меньшую – юго-западную и большую – центрально-северо-восточную. В юго-западной части свода преобладают линейно вытянутые аномалии, в центрально-северо-восточной – изометричные (прил_2, 3 электронного атласа).

На сейсмическом разрезе в пределах свода отчетливо просматривается подъем границы М в северо-восточном направлении (прил_7 электронного атласа).

Земная кора в пределах юго-западной части свода сложена слабомагнитными и немагнитными разностями пород. Северо-восточная же его часть характеризуется интенсивными сложными по строению магнитными аномалиями. Здесь выделяется три локальных максимума, интенсивность которых убывает в северо-восточном направлении. Можно предположить, что выделяющийся здесь на геологических картах Саранский массив состоит из трех частей, заметно отличающихся по составу. Следует обратить внимание на то, что магматические массивы, выделяемые преимущественно по локальным магнитным и гравитационным аномалиям, проявляют устойчивую тенденцию в приуроченности к краевым частям крупных блоков.

Есть основание предполагать, что такие мелкие массивы эндоконтактных зон блоков формируются при переработке пород фундамента за счет энергии, выделяющейся в межблоковых зонах. Практически здесь проявляются те процессы, которые рассматривались ранее как процессы “отраженной активизации”. Учитывая длительность сближения блоков и изменение скоростной и угловой составляющих этого процесса, появляется возможность объяснить такие механизмы, как полицикличность и полихронность формирования магматических массивов как в пределах самой межблоковой зоны, так и в пределах ее экзоконтактов.

Устанавливается еще одна интересная особенность строения Токмовского свода, проявляющаяся в магнитном поле. Она заключается в том, что к окраинным частям свода приурочены области развития немагнитных или слабомагнитных пород (а иногда и блоков с обратной намагниченностью), что может быть следствием их интенсивной тектонической переработки.

Северо-восточная граница Токмовского свода, падающая под него, представлена достаточно широкой не особенно четкой зоной наклонных сейсмических границ, прослеживающихся не на всю мощность земной коры, а лишь до глубин 12-15 км. В этом же направлении происходит подъем и внутрикоровых границ, построенных по материалам широкоугольных наблюдений.

В верхней части консолидированной земной коры граница между Токмовским сводом и Мелекесской впадиной весьма невыразительна и напоминает зону столкновения типа “лоб в лоб”. По этой границе соприкасаются участки земной коры, заметно различающиеся по строению сейсмического разреза. Если предположить, что рассматриваемая зона наклонных отражающих площадок фиксирует крупную наклонную область тектонически раздробленных пород, то можно сказать, что по этой границе происходит сочленение двух различных по строению блоков земной коры при незначительном горизонтальном перемещении сочленяющихся блоков. В

пользу такой геодинамики может свидетельствовать возникновение Приволжской возвышенности с достаточно расчлененным рельефом.

На широте г. Ульяновска к зоне наклонных сейсмических границ, которая, видимо, соответствует восточной границе свода и с которой пространственно на поверхности совпадает Вятская система дислокаций, приурочена крупная положительная гравитационная аномалия. Расчеты показывают, что ее источник предположительно располагается на глубине около 12 км. Таким образом, эта аномалия может быть обусловлена объектом, приуроченным к зоне сочленения Токмовского свода и Мелекесской впадины, например, блоком пород фундамента, перемещенным вверх при надвигании восточного сегмента на западный. В пользу такого предположения свидетельствуют как морфология границы сочленения геотектонических структур, так и результаты интерпретации гравиметрических данных, указывающие на близость плотностей этого блока и комплексов пород фундамента (прил_8-10 электронного атласа).

Следует напомнить, что породы повышенной плотности (основности) тяготеют и к юго-западной границе Токмовского свода, то есть к зоне сочленения свода и Пачелмского авлакогена.

Мелекесская впадина

Определение границ между крупными геотектоническими блоками земной коры на платформах под мощным чехлом осадочных образований всегда являлось достаточно сложной задачей. Положение границы между Токмовским сводом и Мелекесской впадиной на тектонических схемах и картах различных авторов существенно отличается. В значительной степени это обстоятельство связано с тем, что окраина Токмовского свода перекрыта отложениями юго-западного борта Мелекесской впадины. Не устанавливается четкой границы между ними и по результатам глубинных исследований, выполненных в сечении геотраверса “ГРАНИТ”. Дело в том, что на этот район приходится сочленение сразу нескольких крупных геотектонических структур: южного замыкания Вятского и западной окраины Серноводско-Абдулинского авлакогенов, Самарско-Кинельской зоны дислокаций и северного борта Ставропольского прогиба^{*)}. Надо сказать, что такая ситуация не редкость для внутриплитных впадин.

Большинство авторов указывает на неопределенность выделения границ Мелекесской впадины на юге. На севере она постепенно сливается с Нижнекамской межблоковой зоной, располагающейся между Северным и Южным куполами Татарского свода. Мощность пород осадочного чехла впадины увеличивается в юго-восточном направлении и достигает 2250 м.

По результатам исследований на геотраверсе “ГРАНИТ” к району впадины приурочены геохимические аномалии Ni, V (МПФ), Pb, Cu, Zn (ТМГМ) (см. раздел “Графики геохимических полей” электронного атласа) и небольшая положительная аномалия регионального естественного электрического поля. Плотность теплового потока, по данным немногочисленных измерений, составляет 45-55 мВт/м², не отличаясь заметно от значений в соседних структурах.

^{*)} Названия перечисленных выше геотектонических структур приводятся по Международной тектонической карте Европы и смежных областей М 1:2500000; под ред. В.Е. Хаина, 1981.

Судя по характеру наблюдаемого гравитационного и магнитного полей, фундамент впадины достаточно однороден (за исключением центральной части, где в аномальном магнитном поле выделяется ряд положительных аномалий).

Восточная граница Мелекесской впадины представлена широкой зоной наклонных отражающих площадок западного падения, образующих на отдельных участках сравнительно протяженные сейсмические границы. Выход их к дневной поверхности восточнее 2300 км по профилю пространственно совпадает с крупными надвигами, известными в этом районе. В этой зоне в кристаллическом фундаменте бурением установлены массивы габброидов. Заметим, что такое падение зоны хорошо согласуется с интерпретацией данных гравиразведки.

Восточнее выхода к поверхности этой тектонической зоны, то есть в головной части надвига, располагается Сотниковский выступ кристаллического фундамента, а в современном рельефе выделяется Бугульминско-Белебеевская возвышенность. Такая геодинамика соответствует приуроченности современных горообразующих процессов к фронтальным частям надвиговых зон и установлена во многих подвижных поясах континентов. Если при этом учесть, что здесь же сосредоточено основное количество известных в этом районе (преимущественно верхнекоровых) землетрясений, то есть все основания рассматривать эту зону как тектонически активную и на современном этапе развития.

Блок земной коры, к которому приурочена Мелекесская впадина, существенно “легче” и менее магнитен, чем прилегающие участки консолидированной коры Татарского и Токмовского сводов, причем наименее магнитны краевые части этого блока.

Касаясь деталей внутреннего строения Мелекесской впадины, можно предположить, что осадочные толщи западной и восточной частей впадины залегают на блоках фундамента, несколько отличающихся друг от друга по составу. Характерно, что к восточной части Мелекесской впадины приурочены Мухано-Ероховский и Усть-Черемшанский прогибы Камско-Кинельской системы. Эта особенность строения фундамента Мелекесской впадины, по-видимому, оказывает свое влияние на процессы генерации УВ в породах осадочного чехла. Так, на Тектонической карте нефтегазоносных территорий РСФСР (под ред. Л.И. Ровнина, 1986) западная и центральная части впадины выделяются как наиболее нефтегазоперспективные в ее пределах, восточная же часть в ряде случаев вообще относится к внешнему бортовому уступу Камско-Кинельской системы прогибов (как, например, на Тектонической карте Центральных районов под ред. Ю.Т. Кузьменко и др., 1989).

Южно-Татарский свод

Геотраверс “ГРАНИТ” пересекает южную вершину Татарского свода – Южно-Татарский свод. С этой вершиной пространственно совпадает северный максимум региональной Камско-Эмбинской магнитной аномалии МАГСАТ интенсивностью от 6 до 10 нТл (см. рис. 1.42).

В сечении геотраверса Южно-Татарский свод разделяется на две практически одинаковые по величине части, граница между которыми проходит в районе 2430 км, что наиболее отчетливо проявляется на сейсмическом разрезе по отражающим свойствам коры, скорости поперечных волн, плотности и намагниченности толщ, слагающих верхнюю часть разреза земной коры. Граница между юго-западной

и северо-восточной частями свода может быть проведена по зоне интенсивных положительных магнитных и пространственно связанных с ними изометричных локальных гравитационных аномалий. По результатам водногелиевой съемки и результатам дешифрирования космических снимков существенного различия между Южно-Татарским сводом и Мелекесской впадиной не просматривается.

Юго-западная часть фундамента свода характеризуется:

- более плотной и несколько более высокоскоростной корой;
- большей дифференциацией магнитных свойств слагающих его пород;
- широким развитием, практически, на всю мощность консолидированной коры (до глубин 38-42 км) отражающих элементов с различными углами наклона;
- несовпадением нижней границы отражающей части коры и поверхности М, выделяемой по закритическим отраженным и головным волнам.

В интервале 2300-2400 км на геотраверсе выделяется крупный надвиг, приуроченный к головной части глубинной зоны сочленения фундаментов Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, выход которого на дневную поверхность совпадает с известной по геологическим данным Алтунино-Шунакской тектонической зоной.

Северо-восточная часть фундамента свода по сейсмическим данным характеризуется относительно меньшим числом отражающих элементов в консолидированной части земной коры. Причем нижняя граница отражающей коры практически совпадает с разделом М.

По результатам интерпретации данных гравиметрии, выполненной А.Т. Калининым (ГПП "Волгогеология"), земная кора Южно-Татарского свода с глубины около 10 км сложена преимущественно мафическими породами. Выше в разрезе преобладают сиало-мафические образования. При этом поверхность плотных пород постепенно погружается на восток под северо-восточную часть свода. В этом же направлении снижается интенсивность магнитных аномалий.

Следует обратить внимание на то, что наиболее отчетливо различия в строении и составе земной коры проявляются лишь до глубины 19-22 км. Глубже эти различия существенно меньше, хотя и здесь можно выделить блоки, отличающиеся по физическим свойствам слагающих их пород.

Юго-западная окраина свода характеризуется несколько более высокой плотностью теплового потока (в среднем 58-64 мВт/м²) и минимальными значениями аномального естественного электрического поля. По-видимому, эти особенности связаны с современной активностью рассмотренных ранее наклонных тектонических нарушений, падающих на запад и входящих в систему зоны сочленения Мелекесской впадины и Татарского свода. По геологическим данным здесь устанавливается достаточно широкое развитие мелких тел перидотитов, пироксенитов и габброидов.

К юго-западной части Южно-Татарского свода приурочены широко известные месторождения нефти, среди которых выделяется уникальное по размерам Ромашкинское месторождение.

Считается, что северо-восточная часть свода сложена преимущественно мигматитами, гранитогнейсами и биотитовыми плагиогнейсами, образующими свекофенско-карельский (AR?) массив. В строении же юго-западной части существенным развитием пользуются биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, высокоглиноземистые гнейсы и амфиболиты (Кристаллический фундамент, 1996, Постников, 1995).

Интересным является тот факт, что на поверхности как к восточной, так и к западной окраинам Южно-Татарского свода (то есть к его пограничным зонам или зонам сочленения с Мелекесской впадиной и с Калтасинским авлакогеном) приурочены прогибы, где по данным бурения мощность осадочных пород колеблется от 1548 до 2480 м.

Калтасинский (Камско-Бельский) авлакоген

Граница Калтасинского авлакогена с Южно-Татарским сводом отчетливо проявляется в гравитационном, магнитном полях и на сейсмическом разрезе (см. раздел “Карты и разрезы” электронного атласа). По результатам исследований на геотраверсе она представляется существенно шире той, которая обычно указывается на геологических и тектонических картах и схемах. Более правильно, с нашей точки зрения, говорить не о границе, а о зоне сочленения Южно-Татарского свода и Калтасинского (Камско-Бельского) авлакогена.

На сейсмическом разрезе эта зона характеризуется существенным уменьшением количества отражающих площадок и различными углами их падения. По своей морфологии она очень напоминает зоны “лобового” столкновения блоков без образования субдуцирования или обдуцирования их окраинных частей в процессе сближения (зоны типа “крокодил”). Основным типом тектонических деформаций в пределах таких зон является дробление и взаимовнедрение небольших тектонических фрагментов фронтальных частей сближающихся блоков. Характерной особенностью строения таких зон является их значительная ширина и интенсивная тектоническая переработка пород.

К выходу этой зоны на поверхность непосредственно в полосе геотраверса приурочена долина р. Белой и Актанышский прогиб Камско-Кинельской системы впадин.

К границе Калтасинского авлакогена и Южно-Татарского свода (2500 км по профилю) тяготеют небольшие тела пород с повышенной плотностью, образующие зону северо-западного направления. Не исключено, что такими породами могут быть либо установленные здесь дайки габбро-диабазов, либо фрагменты вулкано-генных построек, сложенные эффузивными породами основного состава.

Если же вернуться к описанию строения пограничных зон более западных частей геотраверса, а также других геофизических разрезов, пересекающих аналогичные структуры на различных континентах, то можно отметить, что приуроченность небольших массивов высокоплотных пород (мафитов и ультрамафитов) к межблоковым (пограничным) зонам устанавливается практически повсеместно.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что к пограничным зонам сочленения крупных геотектонических блоков (тектонических структур континентальной коры) практически повсеместно тяготеют зоны развития плотных и в разной степени магнитных пород, что является одной из интересных особенностей строения пограничных зон ВЕП, выявленной в результате исследований на геотраверсе “ГРАНИТ”.

С общих позиций геодинамики можно предположить, что такие зоны могут быть теми геотектоническими структурами, где в первую очередь в земной коре реализуются аномальные РТ-условия, обусловленные выделением энергии сближающихся блоков. Характерно, что в ряде случаев таким зонам соответствуют по-

ложительные формы рельефа, представляющие собой результат скучивания самых верхних толщ земной коры.

Проведенные на геотраверсе работы по дешифрированию космических снимков позволили в какой-то мере определиться с теми тектоническими нарушениями, которые проявляются в настоящее время. На рис. 2.58 приведены результаты выделения линеаментов в той части геотраверса, где он проходит через Камско-Башкирский мегасвод^{*)}. Эта региональная структура явно не выделяется на схеме линеаментов. На этой площади много линеаментов распределено хаотично, что вообще наблюдается на участках современного подъема фундамента. Однако прослеживаются и линеаменты субмеридионального направления. Хорошо выраженная система проходит восточнее городов Октябрьского и Кунгура. К этой системе нарушений мы еще вернемся при рассмотрении системы “уральских” нарушений и приуроченности к ним месторождений УВ.

По геофизическим и геологическим данным Калтасинский авлакоген отчетливо разделяется на две части. Юго-западная его часть характеризуется относительно пониженной плотностью пород, скоростью распространения упругих колебаний, несколько меньшим количеством магнитовозмущающих объектов в земной коре (прил_8, 9 электронного атласа). Для северо-восточной части свойственны более высокие плотности пород, скорости сейсмических волн и большее количество тел с различной степенью намагниченности. Кроме того, к восточной границе авлакогена приурочены аномалия МАГСАТ и интенсивные наземные магнитные аномалии (Манчажская, Михайловская, Верхнеуфимская, Кунгурская), природа которых до сих пор остается спорной.

Существенно отличаются обе части авлакогена и по данным МОВ. Значительно меньшей мощностью отражающей коры и большим количеством отражающих элементов характеризуется его юго-западная часть, большей мощностью отражающей коры и меньшим количеством отражающих площадок - восточная (прил_7 электронного атласа). Кроме того, к границе между ними приурочена отчетливая наклонная сейсмическая граница, падающая на запад. Эта граница приближается к дневной поверхности несколько восточнее 2700 км по профилю. Природа ее пока неизвестна. Дело в том, что к этому же району тяготеет и достаточно мощная зона отражающих площадок, также падающих на запад, но более круто. Учитывая морфологию этих зон, приуроченность их к западному контакту Пермско-Башкирского свода и характер разрушения краевых частей крупных массивов в условиях формирования конвергентных границ, можно предположить, что вторая - более крутая и менее отчетливая - зона отражающих площадок может быть приурочена к западному контакту свода, а первая - более четкая и более пологая - фиксирует “постель” достаточно молодого (учитывая четкость сейсмической границы) крупного тектонического надвига.

Если же принять во внимание, что в пределах северо-восточной части авлакогена располагается крупный массив интрузивных пород, то различие двух частей авлакогена не вызывает сомнения. Следует иметь в виду, что на различных картах и схемах количество массивов, их размеры и названия несколько разнятся. Видимо, поэтому и северо-восточная граница Калтасинского авлакогена не выделяется столь четко.

^{*)} Терминология Международной тектонической карты Европы и смежных областей М 1:2500000; под ред. В.Е. Хаина, 1981.

По комплексу геофизических данных на геотраверсе “ГРАНИТ” в пределах Калтасинского авлакогена с юго-запада на северо-восток с определенной долей условности нами выделяются Арланский (Нефтекамский), Гондыревско-Батырбаевский и Пермско-Башкирский блоки. Последний пространственно совпадает с одноименным сводом.

Арланский (Нефтекамский) блок характеризуется отчетливой сейсмической расслоенностью. При этом наибольшее количество отражающих пологопадающих в восточном направлении и реже субгоризонтальных сейсмических границ приурочено к верхней (до глубин 18-22 км) части разреза. Падение пологопадающих на восток сейсмических границ коррелируется с падением выделяемых здесь по геологическим данным комплексов пород. Небольшой по размерам блок с отчетливыми субгоризонтальными сейсмическими границами проявляется на глубинах 4-16 км в районе г. Нефтекамска. Мощность всей отражающей коры оценивается достаточно надежно и составляет около 40 км.

Западной и восточной границами этого блока являются зоны наклонных сейсмических отражателей. При этом западная граница блока существенно положе восточной. Она выходит к поверхности в районе р. Белой и вместе с системой нарушений западного падения, приуроченных к восточной окраине Южно-Татарского свода, образует здесь сложную по строению переходную зону между двумя тектоническими блоками. Восточная, более крутая граница Арланского блока выходит к дневной поверхности в районе г. Нефтекамска.

Гондыревско-Батырбаевский блок выделяется по большому количеству протяженных отражающих сейсмических границ, равномерно распределенных по всей мощности отражающей коры. Этот блок, кроме большого количества отражающих элементов в разрезе, имеет еще и наименьшую мощность отражающей коры, составляющую всего 34-37 км. Здесь же наблюдается относительно повышенная плотность теплового потока (до 58-65 мВт/м²).

На сейсмическом разрезе, построенном по отраженным волнам, достаточно уверенно прослеживается протяженная сейсмическая граница, которая постепенно поднимается в восточном направлении и выходит на дневную поверхность в районе, где проводится геологическая граница между осадочными толщами и древними породами фундамента Пермско-Башкирского свода (об этой границе говорилось ранее, когда шла речь о разделе между юго-западной и северо-восточной частями авлакогена).

Обращает на себя внимание тот факт, что к этому блоку приурочены Гондыревское, Батырбаевское, Куединское и Танлыпское месторождения нефти.

Пермско-Башкирский свод располагается в пределах восточной части Калтасинского авлакогена. В разное время и разными авторами в этом районе выделялись Башкирский, Пермско-Башкирский, Пермский архейский массивы. Не исключено, что все эти названия относятся к одной и той же структуре.

При рассмотрении особенностей строения свода, видимо, стоит еще раз акцентировать внимание на том, что для этой части разреза, относящейся к Калтасинскому авлакогену, характерно преобладание наклонных тектонических нарушений восточного падения.

Пермско-Башкирский свод относится к числу тех структур, которые обладают в разрезе хорошо просматривающейся индивидуальностью строения. На сейсмическом разрезе свод характеризуется равномерным распределением отражающих

элементов по всей мощности земной коры, достигающей примерно 50 км. Эта геотектоническая структура имеет достаточно отчетливо прослеживающуюся нижнюю границу отражающей коры, которая практически совпадает с границей Мохо.

Особенности гравиметрического и магнитного полей указывают на то, что западная и восточная части свода существенно отличаются составом слагающих их толщ. К западной части приурочены положительные магнитная и гравитационная аномалии, что свидетельствует о преобладании здесь плотных и магнитных пород, сопоставимых с мафитами и ультрамафитами.

В строении же восточной части свода, судя по магнитному и гравитационному полям, развиты преимущественно комплексы кислого и основного составов, представленные, видимо, гнейсово-мигматит-гранитовыми породами.

Характер гравитационного и магнитного полей, особенности архитектуры сейсмического разреза позволяют предположить, что Пермско-Башкирский свод в настоящее время в разрезе сложен тремя тектоническими блоками, соприкасающимися по наклонным, падающим на восток тектоническим нарушениям. Западный и восточный блоки примерно равны по размерам и выходят на дневную поверхность. Они разделены крутопадающим тектоническим нарушением восточного падения и представляют собой ту часть свода, которая фиксируется на геологических картах.

Третий блок располагается на глубине и приурочен к западной части свода. Он перекрыт сверху краевой частью западного блока. При этом западная граница третьего блока располагается существенно западнее, чем граница Пермско-Башкирского свода на поверхности.

Анализируя рассмотренные выше особенности строения разреза Пермско-Башкирского свода и петрофизические характеристики пород, слагающих различные части свода, можно предположить, что восточный блок свода надвинут на западный. Учитывая величину смещения сейсмических границ и подошвы отражающей коры на разрезе, вертикальная составляющая перемещения западного и восточного блоков относительно друг друга может достигать 2-4 километров.

Характерно, что граница между блоками (2750-2775 км по профилю) пространственно совпадает с Суксунским сбросом, выделяемым здесь на современных геологических картах, и хорошо просматривается на сейсмическом разрезе, в геофизических полях и карте космолинеаментов (см. раздел "Карты и разрезы" электронного атласа). А главное, что к головной (фронтальной) части этой зоны приурочен линейно вытянутый вдоль нее район развития месторождений УВ (рис. 3.7). Далее, в северном направлении выразительность этой зоны (в плане) снижается, и в этом же направлении падает ее нефтегазоносность. И еще, к фронтальной части зоны приурочен один из прогибов Камско-Кинельской системы, что весьма типично для аналогичных геотектонических ситуаций.

Сказать что-либо определенное о природе третьего - нижнего - блока пока невозможно. Ясно лишь одно, что если западный и восточный блоки представляют собой фрагменты некогда единого массива, то нижний блок, существенно отличающийся от них по своим характеристикам, с учетом его обособленной структурно-тектонической позиции, видимо, может рассматриваться как террейн. Вся же эта композиция из трех блоков сформировалась, по-видимому, в аккреционных условиях при перемещении крупных геоблоков коры на запад (Унксов, Унксова, 1992).

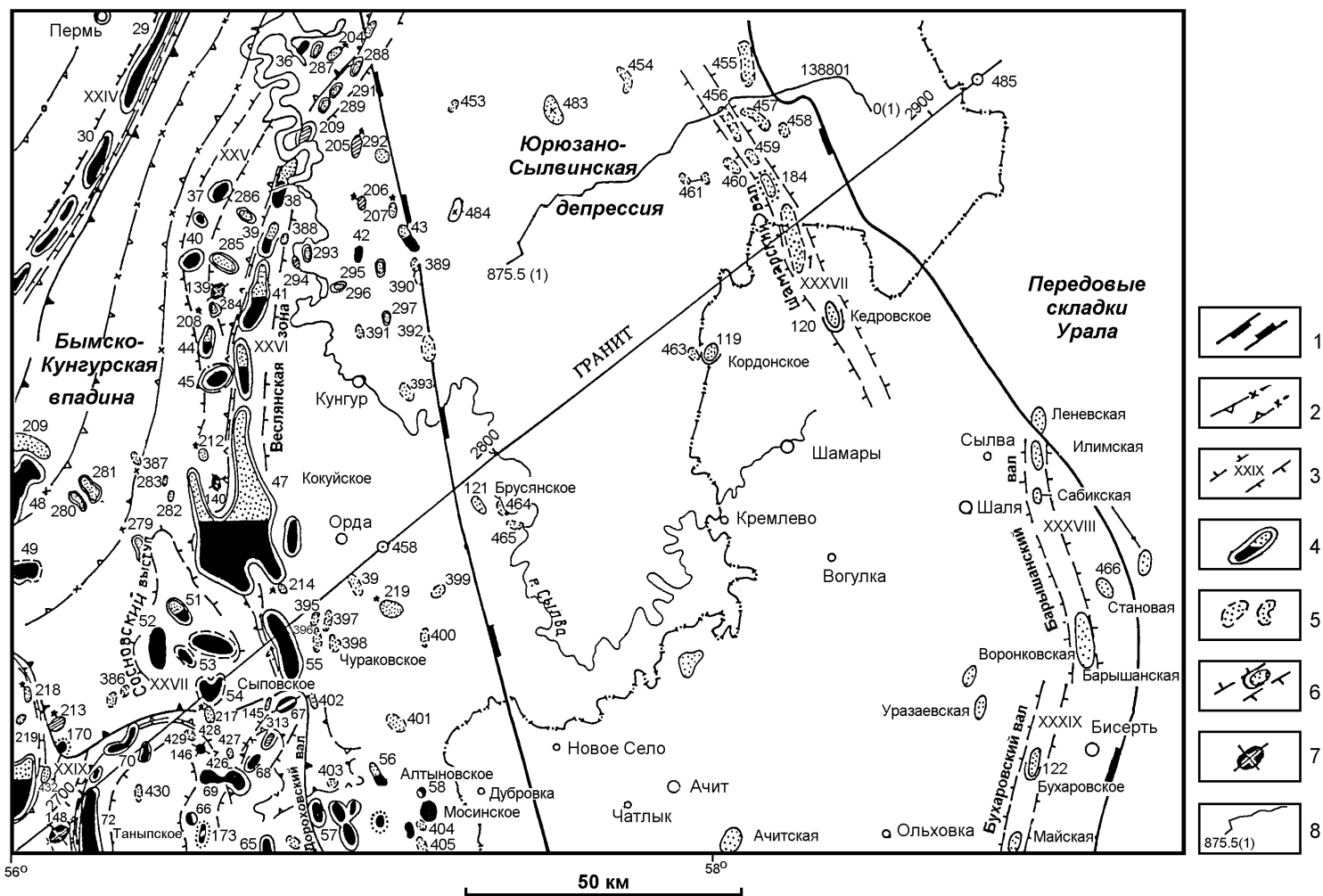


Рис. 3.7. Структурная схема и перспективы нефтегазоносности Приуральской части ВЕП (по В.М. Проворову)

1 - границы тектонических структур; 2 - границы отрицательных структур (малоперспективных земель); 3 - границы положительных структур (валов) и их номера; 4 - месторождения нефти и газа и их номера; 5 - нефтеносные (предположительно) структуры и их номера; 6 - мелкие месторождения с подсчетом запасов; 7 - отработанные месторождения; 8 - сейсмический профиль ОГТ (Пермнефтегеофизика, г. Пермь); цифры вдоль геотраверса соответствуют разбивке профиля в км.

И, наконец, в заключение данного подраздела хотелось бы высказать некоторые соображения относительно нового подхода к проблеме поиска месторождений УВ на территории восточной окраины Восточно-Европейской платформы с точки зрения рассмотренных выше особенностей ее строения.

Отметим, что деформации пород осадочного чехла Волго-Уральского региона весьма разнообразны (рис. 3.8). Потому нет оснований считать, что только традиционные ловушки УВ в антиклинальных складках составляют единственный тип месторождений в этой нефтегазоносной провинции. Более того, очевидно, что по мере истощения месторождений такого типа рано или поздно встанет вопрос об альтернативных подходах к поискам новых месторождений.

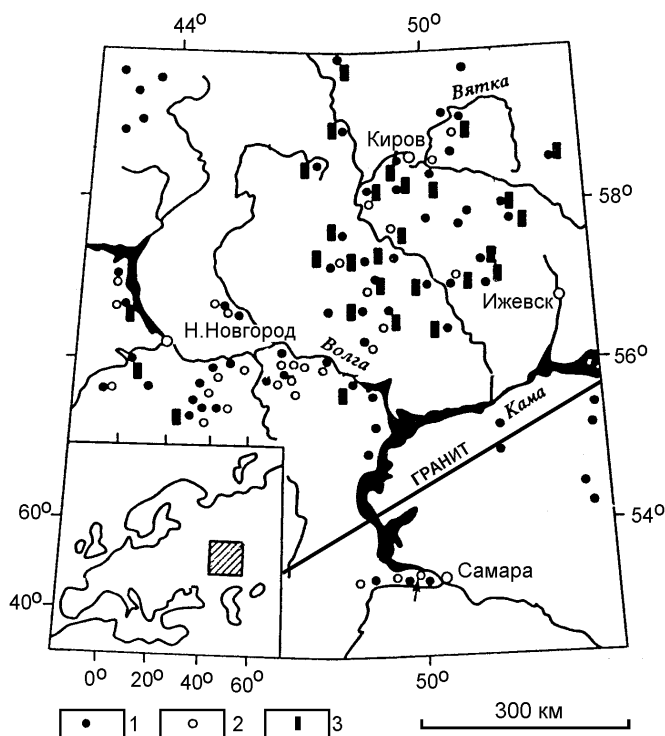


Рис. 3.8. Схема размещения разных типов деформаций позднепермско-раннетриасовой части осадочного чехла Волго-Уральской области (по А.В. Архипову и др.)

1, 2 - места обнаружения: 1 - тектонических меланжей, маркирующих разнотипные разрывные нарушения; 2 - складок; 3 - участки моноклиального залегания пород.

В этой связи заслуживает интереса большая группа структур, перспективность которых на нефть и газ подтверждается во многих районах земного шара. Это месторождения передовых надвигов подвижных поясов, зоны материкового склона, кордильеры и надвиги в пределах внутриплитных структур (рис. 3.9).

Наиболее ярким представителем месторождений такого рода является месторождение Тепи-Флатс в США (рис. 3.10)*).

*) Интересны также данные С.В. Шеина по Ферганскому нефтегазоносному бассейну (1983), Р.У. Карамазова по площадям Маданаят и Акбель-Карамазар в Средней Азии (где ситуация очень схожа с ситуацией по месторождению Тепи-Флатс), В.Г. Сереженкова по Предпатомскому прогибу (1996), Б.А. Соколова по Московскому бассейну (1996), В.К. Утопленникова и И.С. Огарина по Бельской впадине (1985) и многих других авторов.

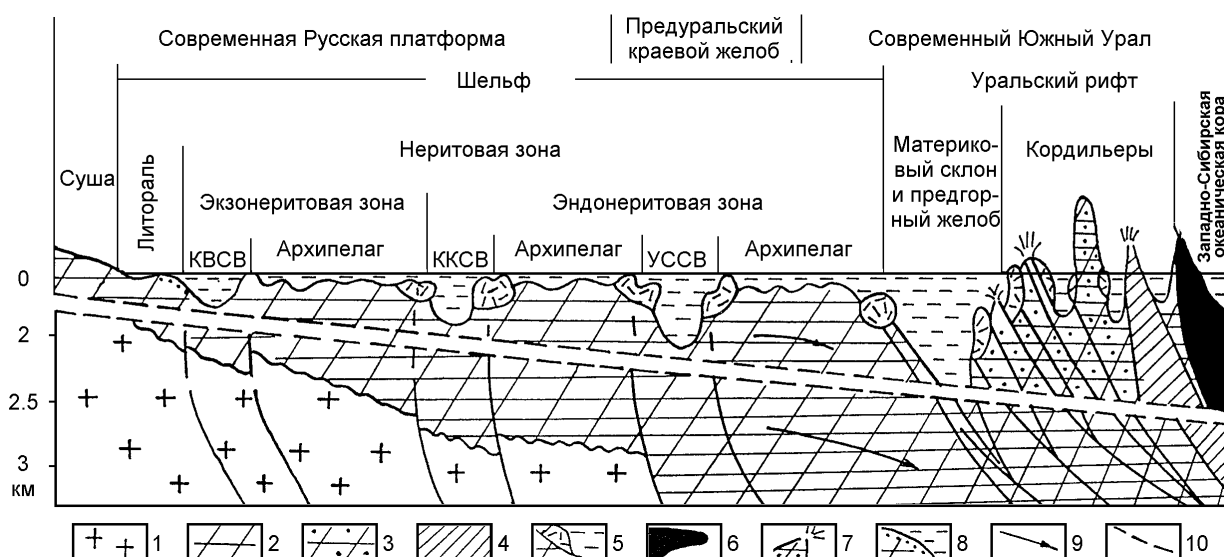


Рис. 3.9. Схематический профиль через морфологический ряд “суша - островные дуги Урала” Урало-Поволжья (по В.М. Проворову)

1 - беломорско-карельский фундамент; 2 - основной комплекс Русской плиты; 3 - осадочный метаморфический комплекс Уральских Кордильер; 4 - офиолитовый комплекс Тагильско-Магнитогорской зоны; 5 - зоны развития разновозрастных органогенно-карбонатных и рифогенных массивов; 6 - базальтовые комплексы Западно-Сибирской океанической плиты; 7 - вулканы; 8 - прибрежные бары, косы; 9 - направление надвига Русской плиты; 10 - системы разломов и ослабленных зон фундамента; КВСВ - Камско-Вятская система впадин; ККСВ - Камско-Кинельская система впадин; УССВ - Уткинско-Серебрянская система впадин.

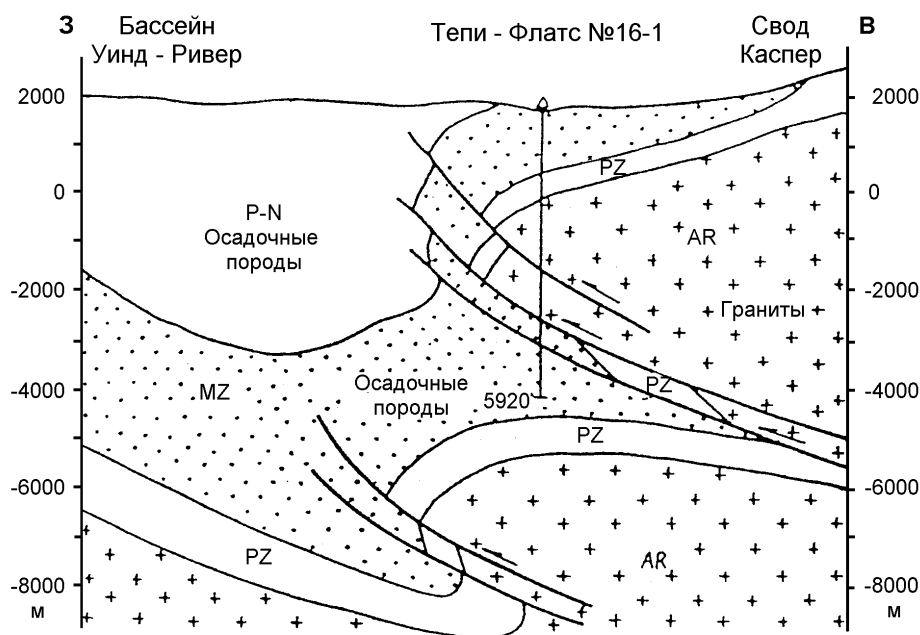


Рис. 3.10. Разрез месторождения Тепи-Флатс. Фронтальная часть хребта Анкомпангр, штат Юта, США (по Е.В. Кучеруку)

Широкое развитие надвигов (рис. 3.11) в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы известно уже давно (Камалетдинов, 1974; Утопленников, Огарин, 1981; Казанцев, 1984; Шарьяжные и надвиговые структуры..., 1987;

Скрипий, Юнусов, 1989; Ковалев, 1987; Проблема нефтегазоносности..., 1987; Степанов и др., 1990 и др.).

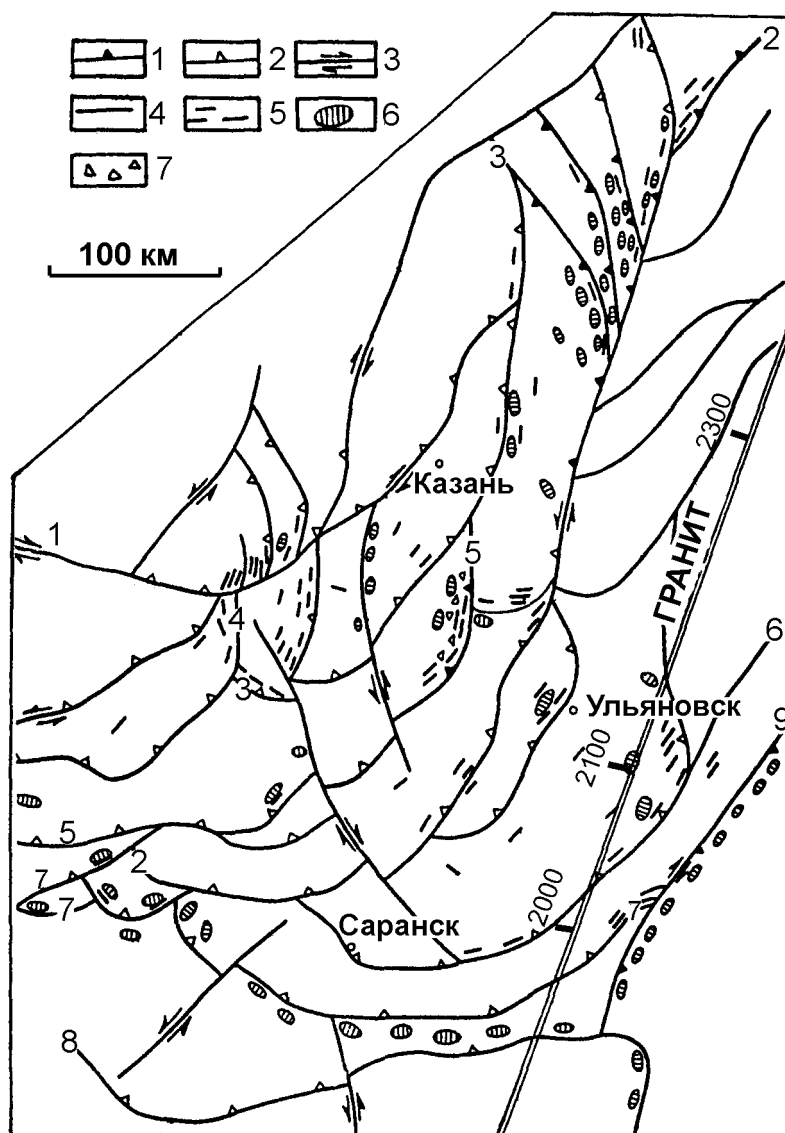


Рис. 3.11. Сурско-Камская система надвигов и шарьяжей (Р.Н. Валеев, 1978)

1 - надвиги, установленные бурением и в обнажениях; 2 - надвиги, предполагаемые по геолого-геофизическим данным; 3 - сдвиги; 4 - разломы с неустановленной кинематической характеристикой; 5 - интенсивные дислокации осадочного чехла в виде запрокинутых складок, сорванных покровов течения, и т. д. (по материалам В.В. Бронгулеева, А.П. Дедкова и Т.В. Бистракова); 6 - локальные структуры; 7 - зона развития тектонических брекчий ("перемятая" толща), представленных обломками пород осадочного чехла. Основные разломы: 1 - Урмарский, 2 - Камский, 3 - Улеминский, 4 - Пучеж-Катунский, 5 - Карминский, 6 - Саранский, 7 - Сурско-Мокшинский, 8 - Гусихинский, 9 - Жигулевский.

В свете же тех геодинамических построений по геотраверсу "ГРАНИТ", о которых шла речь выше, представляется целесообразным именно с этой точки зрения взглянуть на проблему поисков новых нефтеперспективных структур на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

3.2. Урал

С точки зрения современной геодинамической тектонической концепции и полученных в последние годы геологических и геофизических данных, свидетельствующих о существенном различии строения восточной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, Урал представляет собой внутриплитный подвижный пояс или крупную межблоковую структуру.

По характеру аномалий геофизических полей Урал резко отличается от сопредельных платформенных территорий. В табл. 3.1 сведены основные особенности региональных геофизических полей, фиксирующие эти отличия. Часть из них известна достаточно давно, часть - впервые установлена или сформулирована при исследованиях на геотраверсе "ГРАНИТ".

Таблица 3.1

Отличия Урала от сопредельных частей Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты в сечении геотраверса "ГРАНИТ" по геофизическим и геохимическим данным

Метод исследований	Основные региональные особенности полей	Предполагаемые особенности глубинного строения	Возможные альтернативные представления
1	2	3	4
Сейсмометрия	<ul style="list-style-type: none"> • Большие времена регистрации волн P_0^M и P_{OTR}^M • Наличие нескольких динамически выраженных закритических отраженных волн от подошвы земной коры, отсутствие резкого излома годографа волн при выходе в первые вступления волн P_0^M • Высокие скорости волн в первых вступлениях • Интерференционный, дискретный характер поля отраженных волн, отсутствие протяженных годографов отраженных волн • Квазисимметричный облик земной коры в поле отраженных волн • Азимутальная анизотропия скоростей упругих волн и наличие устойчивых аномалий поляризации поперечных волн с преимущественной субширотной ориентировкой вектора максимальных значений скорости в верхней части земной коры • Азимутальная анизотропия граничной скорости в верхней мантии 	<ul style="list-style-type: none"> • Увеличенная мощность земной коры • Наличие переходной зоны в низах коры с промежуточными значениями между корой и мантией скоростей • Повышенная основность земной коры • Повышенная тектоническая раздробленность консолидированной земной коры • Пограничное положение Урала между двумя литосферными массивами • Преобладание субширотных сжимающих напряжений в верхней части земной коры • Субперидотитовый состав верхней мантии 	<ul style="list-style-type: none"> • Низкие скорости в средней и нижней частях земной коры • Расслоенность нижней части земной коры и верхней мантии • Отсутствие "плитного" комплекса • Наличие крутопадающих трансформированных зон • Бивергентная коллизийная структура Урала • Упорядоченная ориентировка породобразующих минералов • Латеральная неоднородность верхней мантии

1	2	3	4
Гравиметрия	<ul style="list-style-type: none"> • Отрицательная региональная аномалия поля силы тяжести • Чередование положительных и отрицательных аномалий силы тяжести субмеридионального простирания 	<ul style="list-style-type: none"> • Погружение подошвы земной коры • Чередование блоков земной коры с различной основностью 	<ul style="list-style-type: none"> • Преобладающий кислый состав средней и нижней коры • Выдержанное вдоль Урала тектоническое положение структурно-вещественных комплексов в верхней части земной коры
Магнитометрия	<ul style="list-style-type: none"> • Отрицательная региональная слабо затухающая с высотой аномалия напряженности магнитного поля • Чередующиеся положительные и отрицательные полосовые аномалии магнитного поля • Мозаичное распределение интенсивных положительных и менее интенсивных отрицательных аномалий магнитного поля 	<ul style="list-style-type: none"> • Отсутствие источников магнитного поля в средней и нижней частях земной коры под Уралом и наличие таких источников в соседних структурах • Зоны глубинных разломов или щелевых рифтов, заполненные породами офиолитовой ассоциации • Литологическая дифференцированность образований в верхней части земной коры 	<ul style="list-style-type: none"> • Обратная намагниченность средней части земной коры • Прямое и обратное намагничение вулканитов основного состава вблизи разломов • Неравномерное распределение магнетита в верхней части земной коры
Электрметрия	<ul style="list-style-type: none"> • Положительная региональная аномалия естественного электрического поля 	<ul style="list-style-type: none"> • Преобладание анодных окислительных процессов, связанных с современным воздыманием 	<ul style="list-style-type: none"> • Отсутствие проводящего осадочного слоя
Геохимия (МПФ, ТМГМ)	<ul style="list-style-type: none"> • Повышенные содержания элементов медно-полиметаллической ассоциации в ферри-марганцевых соединениях и железа в магнетитовой форме 	<ul style="list-style-type: none"> • Преобладание фемического типа минерализации, связанное с повышенной основностью земной коры 	<ul style="list-style-type: none"> • Вынос под действием естественного электрического поля элементов, находящихся преимущественно в катионной форме, в область с преобладанием анодных окислительных процессов
Водногелиевая съемка	<ul style="list-style-type: none"> • Повышенные концентрации гелия в подземных водах в сравнительно узких зонах субмеридионального простирания 	<ul style="list-style-type: none"> • Восходящие потоки глубинных флюидов через зоны повышенной проницаемости земной коры 	<ul style="list-style-type: none"> • Чередование слабонарушенных блоков и тектонически проработанных зон в верхней части земной коры

1	2	3	4
Термометрия	<ul style="list-style-type: none"> • Пониженный тепловой поток над осевой частью Урала 	<ul style="list-style-type: none"> • Базифицированный состав консолидированной земной коры и аномально низкий тепловой поток из мантии 	<ul style="list-style-type: none"> • Более интенсивный теплоперенос по сравнению с перекрытыми осадочным чехлом структурами обрамления

По особенностям геологического строения пересекаемая геотраверсом область Уральского подвижного пояса состоит из двух различных по строению частей, которые образовались в единых геодинамических условиях. Западная часть (Предуральский прогиб) сформировалась за счет комплексов восточной окраины Восточно-Европейской платформы и на поверхности представлена осадочными породами средне-верхнепалеозойского возраста. Степень тектонической деформированности пород возрастает с запада на восток по мере приближения к “открытому” Уралу, который и представляет собой вместе с западной окраиной Западно-Сибирской плиты восточную часть этой геодинамической системы.

По данным водногелиевой съемки, для Предуральского краевого прогиба характерно отчетливое понижение проницаемости земной коры. Осевая же часть Урала выглядит в поле гелия достаточно тектонически нарушенной. Правда, отсутствие информации об изотопном составе гелия (соотношении изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$, определяющем генетический тип гелия (Поляк, 1990)) не позволяет по результатам выполненной съемки построить сколь-либо обоснованные предположения о глубине проникания эманулирующих зон.

По результатам дешифрирования космических снимков вполне удовлетворительно выделяются разрывные нарушения, фиксирующие границы между основными структурно-тектоническими зонами в этой части Урала. Так, в районе 2800 км прослеживается зона субмеридиональных линеаментов, которая совпадает с западной границей Предуральского краевого прогиба. Западнее и восточнее неё характер распределения космолинеаментов существенно меняется (см. прил_5 электронного атласа). Системой линеаментов субмеридионального простирания примерно в 30 км к западу от г. В. Тура (рис. 2.57) отмечается граница между Центрально-Уральской и Тагильско-Магнитогорской зонами (зона Главного уральского разлома). Также хорошо выделяется система нарушений в пределах Западно-Уральской зоны. Но эта структура существенно неоднородна, что отражается в существовании линеаментов других направлений. На том же рисунке видно, как к запад-северо-западу от г. В. Тура прослеживается отчетливая зона с субширотными нарушениями. А вот граница между Предуральским краевым прогибом и зоной линейных складок (по И.Д. Соболеву) практически не прослеживается, что позволяет предполагать единый характер современных тектонических процессов в пределах этих структур.

Для западной и восточной частей Предуральского прогиба характерно существенное различие строения сейсмических разрезов. Это выражается в увеличении количества отражающих элементов на сейсмическом разрезе западной части Предуральского прогиба. При этом отражающие площадки равномерно распределены по всей мощности отражающей коры, достигающей здесь 42-50 км. В восточной же

части прогиба, пространственно совпадающей с Предуральской надвиговой зоной, характер сейсмического разреза существенно меняется. Здесь в нижней части коры выделяется участок сейсмического разреза изометричной формы, где существенно уменьшается количество и протяженность отражающих сейсмических границ. Аналогичные ситуации отмечались при проведении ранее сейсмических работ МОВ в районах крупных магматических массивов Платиноносного пояса и восточного склона Среднего Урала (Соколов, 1992). В связи с тем, что рассматриваемое образование на поверхность в районе профиля не выходит, оценить его вещественный состав в какой-то мере можно по результатам интерпретации гравитационного и магнитного полей. Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что область существенного сокращения сейсмической информации на разрезе, построенном по отраженным волнам, может соответствовать крупному блоку кислых ультраметаморфических пород. В пользу сделанного предположения свидетельствует также и то, что этот участок коры характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн и повышенным прогнозным содержанием SiO_2 (прил_7 электронного атласа).

Таким образом, получается, что Юрюзано-Сылвинская депрессия в районе геотраверса “ГРАНИТ” приурочена к зоне сочленения двух различных по составу геоблоков, а западная и восточная части депрессии залегают на существенно различающихся по геологическому строению блоках фундамента. Есть все основания предполагать, что это скажется и на структурных особенностях строения осадочных толщ.

Постепенно вырисовывается следующая закономерность: узкие и протяженные прогибы, заполненные комплексом терригенно-осадочных пород, тяготеют к пограничным зонам, т. е. к зонам сочленения крупных геоблоков земной коры. Заметим, что объяснить такую приуроченность осадочных прогибов к пограничным зонам между соприкасающимися блоками земной коры гораздо легче, чем предполагать их образование за счет процесса прогибания достаточно монолитного фундамента (Белоусов, 1954; Артюшков, 1993).

Касаясь общих закономерностей строения Уральского региона, можно отметить, что нижняя граница “отражающей” коры в Предуралье проявляется достаточно уверенно и вполне удовлетворительно совпадает с границей Мохо. Однако по мере приближения к осевой части Урала отчетливость этой границы заметно уменьшается. Просматривается на сейсмическом разрезе и погружение осадочных палеозойских толщ Предуралья и кристаллического фундамента на восток под уральские комплексы пород. Причем, по представлениям С.Л. Костюченко с соавторами (Костюченко и др., 1998), уральские комплексы, включая комплексы Тагильской зоны, залегают на относительно “легкой” коре Восточно-Европейской платформы, пододвинутой под орогенное сооружение на 100-130 км (рис. 3.12). Оставив пока открытым вопрос об амплитуде горизонтальных перемещений в различных частях консолидированной земной коры, отметим, что в пользу такой модели говорят многочисленные геологические данные: широкое развитие надвигов в данном районе; образование аккреционных клиньев в осадочных породах в пределах восточного борта Предуральского прогиба (зона линейной складчатости); “сдваивание” разреза осадочных толщ Предуралья, установленное по результатам бурения глубоких скважин (скв. 1 Верхняя Сочь, скв. 33-П Изимбет и др.).

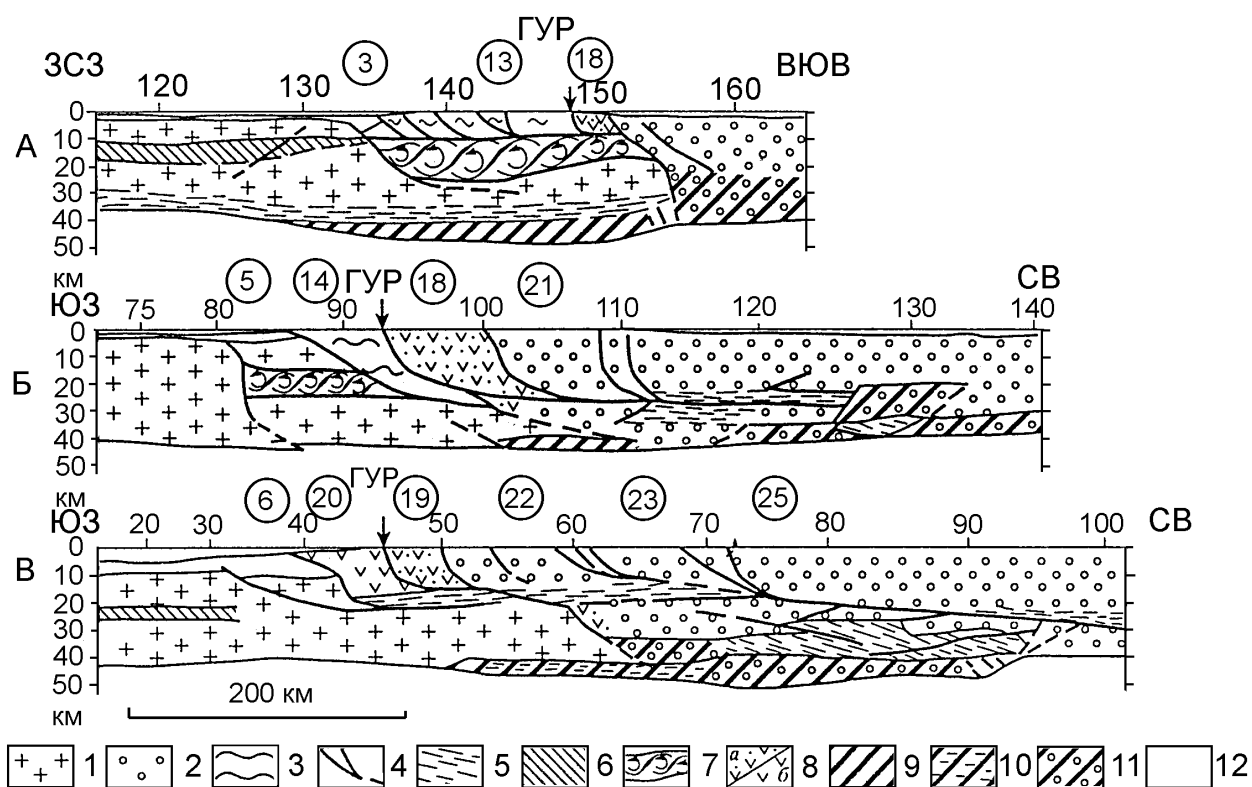


Рис. 3.12. Тектоническая модель Приполярного (А), Среднего (Б) и Южного (В) Урала (С.Л. Костюченко и др., 1998)

1 - кора Тимано-Печерской плиты и Восточно-Европейской платформы; 2 - кора Западно-Сибирской плиты; 3 - дислоцированные отложения палеоконтинентального склона; 4 - разломы; 5 - зоны тектонического расланцевания; 6 - зоны физических инверсий; 7 - вращение горных масс в системе S-образных разрывных нарушений; 8 - вулканогенно-осадочные образования Тагильско-Магнитогорской (а) и Сакмарской (б) зон; 9-11 - палеоокеанические комплексы: 9 - под корой Тимано-Печерской плиты и Восточно-Европейской платформы; 10 - тектонически расланцованные; 11 - под корой Западно-Сибирской плиты; 12 - чехольные образования. ГУР - Главный Уральский разлом. Цифры в кружках отвечают структурно-тектоническим элементам: 3 - Большесынинская впадина, 5 - Юрюзано-Сылвинская впадина, 6 - Бельская впадина, 13 - Северо-Уральский антиклинорий, 14 - Средне-Уральский антиклинорий, 18 - Тагильский синклинорий, 19 - Магнитогорский синклинорий, 21 - Верхотурско-Салдинский антиклинорий, 22 - Мугоджарский антиклинорий, 23 - Восточно-Уральский (Аятско-Иргизский) синклинорий, 25 - Тюменско-Кустанайская зона (Валерьяновский вулканический пояс).

Существенным элементом геологического строения осевой части Урала являются массивы габброидов Платиноносного пояса. Результаты интерпретации предшествующих комплексных геофизических исследований и геологосъемочных работ в пределах Платиноносного пояса показали, что эти массивы представляют собой достаточно сложные по составу габбро-гранитоидные бескорневые тела, падающие на восток и прослеживающиеся, по данным сейсморазведки, лишь до глубин 8-12 км (рис. 3.13). Такая их позиция противоречит представлениям о базификации земной коры Тагильской зоны (Соколов и др., 1988_{1,2}), но позволяет отдать предпочтение модели формирования Урала в результате тектонического скупивания верхней части земной коры.

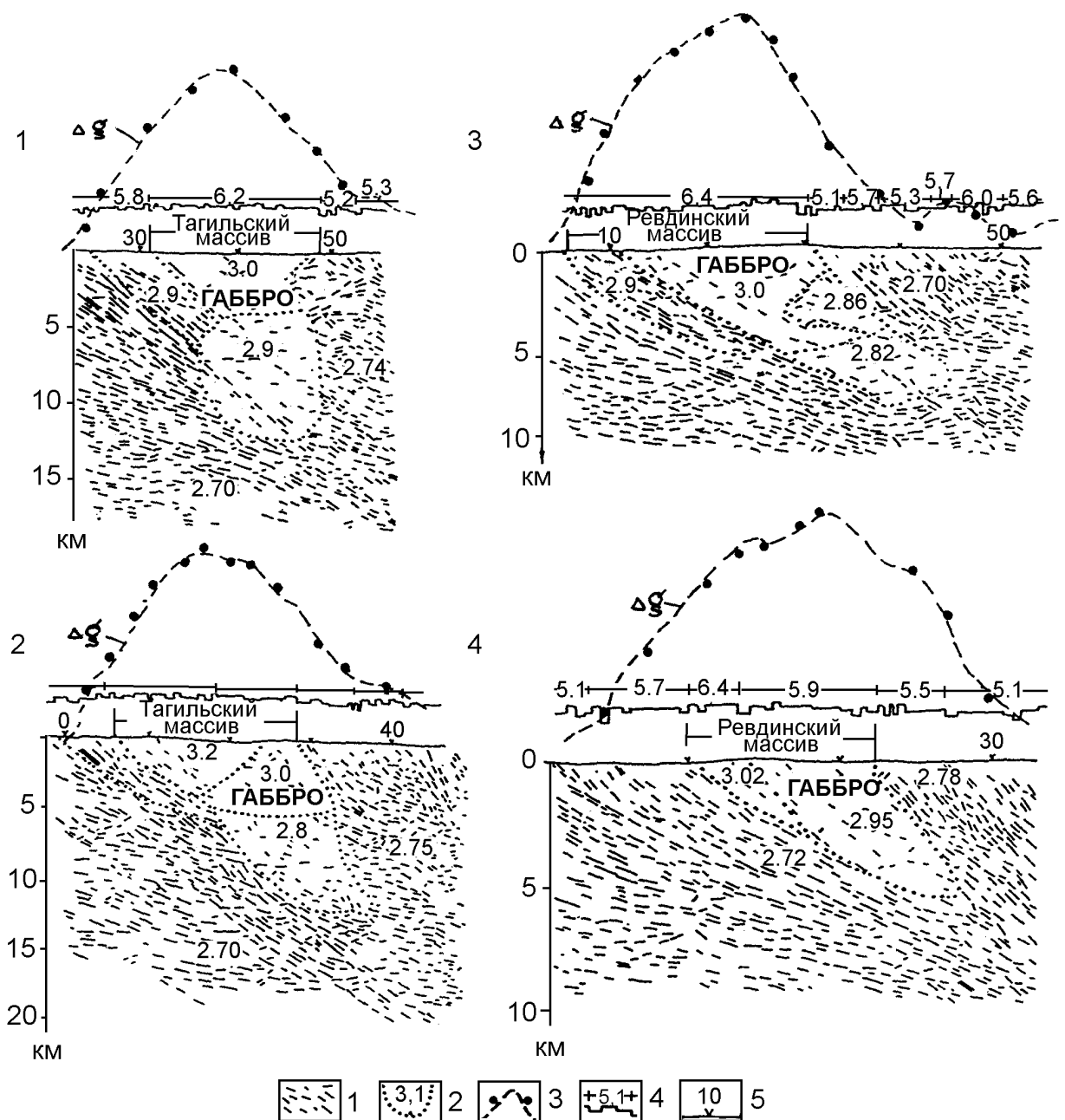


Рис. 3.13. Сейсмические разрезы и результаты интерпретации данных гравirazведки по профилям, пересекающим Тагильский и Ревдинский габброидные массивы Платиноносного пояса (по В.Б. Соколову)

Профили: 1 - Черноисточинский, 2 - Левихинский, 3 - Дегтярский, 4 – Светлореченский. 1 - отражающие площадки; 2 - контуры тел и их плотность (г/см^3); 3 - остаточные аномалии силы тяжести и “расчетные” точки; 4 - график граничной скорости (км/с); 5 - линия профиля с номерами пунктов взрывов.

Одним из принципиальных вопросов тектоники Уральского подвижного пояса является природа Главного Уральского Разлома (ГУР), разделяющего Центрально-Уральскую и Тагильско-Магнитогорскую зоны. Крутое ($70-80^\circ$) восточное падение сместителя в верхней части разреза, установленное по геологическим данным, позволяло долгие годы считать его субвертикальным глубинным разломом. При этом

он интерпретировался как система дизъюнктивных нарушений – сбросов и взбросов (Соболев, 1968; Тектоническая карта..., 1986).

Результаты интерпретации сейсморазведочных материалов МОВ-РНП по целой серии субширотных профилей на Среднем Урале, демонстрировавших более пологое падение сместителя ГУР на глубине (30-50° на восток), позволили сформировать представление об этой структуре как о надвиге, постепенно выполаживающемся с глубиной (Соколов, 1990, 1992, 1996, 2001 и др.). Этой точки зрения в настоящее время придерживается большинство исследователей, что находит свое отражение на современных геологических и тектонических картах (Геологическая карта..., 1997; Иванов, 1998 и др.).

По данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ, выполненных вдоль линии геотраверса по программе ЕВРОПРОБА, ГУР падает на восток под углом 45-50° и прослеживается практически без выполаживания до глубины около 35 км.

Результаты исследований на геотраверсе “ГРАНИТ” позволяют рассматривать Главный уральский разлом как восточную ветвь широкой тектонической зоны падающих на восток нарушений, которые прослеживаются на сейсмическом разрезе земной коры вплоть до восточной границы Южно-Татарского свода (прил_7, 9, 10 электронного атласа). Другими словами “уральский” тип тектоники с преобладанием наклонных нарушений восточного падения захватывает не только западную часть Уральского подвижного пояса и Предуральский прогиб, но и значительную часть восточной окраины Восточно-Европейской платформы.

Одной из важнейших тектонических границ в этой системе является граница внутри Пермско-Башкирского свода (в районе 57° в.д., ≈2700 км по разрезу), разделяющая два различных по строению и составу слагающих их пород блока земной коры, тектонически сближенных друг с другом. Характерно, что эта граница кроме того разделяет области земной коры с различной сейсмологической обстановкой и различной интенсивностью современных горообразующих процессов, а также ограничивает с запада зону развития крупных магнитных аномалий Приуралья и районы с различной перспективностью на УВ.

Обращает на себя внимание тот факт, что связанные между собой процессы надвигообразования, формирования современного рельефа и землетрясения проявляются не столько в пределах Уральского подвижного пояса, где не установлено заметных движений блоков, а западнее - в зоне его сочленения с Восточно-Европейской платформой (Шапиро, Корокина, 1981; Типы новейших структур..., 1993). При этом, как представляется по результатам геофизических работ на геотраверсе “ГРАНИТ”, полого падающие в сторону Урала тектонические нарушения в фундаменте Восточно-Европейской платформы уверенно прослеживаются на запад до меридиана г. Перми (прил_9 электронного атласа). Видимо, с этими тектоническими процессами сгущивания связано и выдавливание к поверхности блока фундамента, известного как Красноуфимский массив (Осинцевско-Красноуфимский выступ). Западнее рассматриваемой границы располагается линейно ориентированная область широкого развития месторождений УВ (см. рис. 3.7).

И, наконец, граница между Пермским сводом, Верхнекамской и Бымско-Кунгурской впадинами и располагающейся восточнее Юрюзано-Сылвинской депрессией, вероятнее всего, проходит несколько западнее и имеет вогнутую в сторону Урала форму. На поверхности она фиксируется прослеживающейся с севера

на юг цепочкой месторождений УВ и локальными узкими линейными субмеридионально ориентированными тектоническими структурами.

Не исключено, что система установленных в разрезе западнее рассматриваемой границы тектонических разломов представляет собой семейство сколово-надвиговых дизъюнктивных нарушений, формирующихся перед фронтом надвигающейся в западном направлении Западно-Сибирской плиты.

Суммируя приведенные геофизические и геологические данные, можно с большой долей уверенности утверждать, что Уральский подвижный пояс сформировался как межблоковая (пограничная) зона при коллизии Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, земная кора которых существенно отличается по петрофизическим свойствам и, по-видимому, никогда не представляла собой единого целого. Об этом же говорят изотопные данные, свидетельствующие, что признаков терригенного сноса с древнего архейского кратона не устанавливается ни в составе обломочных пород, ни в составе терригенной взвеси кремнистых отложений. Источником же сноса явились вулканы островной дуги (Проект Уральская сверхглубокая..., 1996). Следовательно, все современные структуры Урала располагаются сейчас на месте захлопнувшегося при коллизии океана.

В рамках современной геотектонической теории появляется возможность объяснить, откуда берется энергия, обеспечивающая процессы петрогенеза и рудогенеза.

В условиях сближения крупных геоблоков земной коры между ними формируются “пограничные” (межблоковые) структуры, развивающиеся в условиях действия латеральных сжимающих усилий. Расчеты показывают, что при скоростях сближения блоков порядка десятка миллиметров в год в пограничной зоне выделяется такое количество энергии, которого вполне достаточно для обеспечения всех геологических процессов, формирующих современный облик этих зон. Так, в начале 1990-х годов D. Abalos (1992), изучая в Испании РТ-условия на пяти пластинах срыва в пределах Кадомской структуры, показал, что температура на их поверхности достигала 670-850°, а давление колебалось от 8 до 15 кБар. При этом РТ-условия в нижних частях пакета были ниже, чем в верхних, т. е. имела место обратная зональность метаморфизма (Соколов, 1990). При исследовании температурного режима процессов надвигообразования на Южном Урале Н.А. Андриянова (1990), используя наблюдения под микроскопом и вакуумную декриптацию, показала, что динамометаморфизм при надвигообразовании протекает при температурах 500-700°. На существование зон плавления на плоскостях надвигов в различных частях земного шара указывал И.Е. Шаргородский (1987). Таким образом, зоны развития надвигов являются наиболее энергонасыщенными. Причем, в условиях тектонического расслоения коры уже на глубинах 20-25 км вполне вероятно возникновение РТ-условий, достаточных для локального магмообразования.

Многочисленные исследования физических свойств горных пород и минералов при высоких температурах и давлениях позволяют спрогнозировать изменения прочностных и вязкостных свойств образований в условиях, эквивалентных средним глубинам земной коры (Физические свойства..., 1984, 1986, 1988 и др.). Так, при температурах 260-300 °С один из наиболее распространенных породообразующих минералов - кварц - теряет свою прочность, а при давлении 100 МПа начинает “течь”. При давлении 100 МПа и температуре 480 °С начинает “течь” долерит, при температуре 600 °С - базальт, а при 700 °С - пироксенит. При температурах, равных 2/3 температуры

плавления, вещество коры ведет себя как вязкое, а при температуре около 150-250 °С происходит скачкообразное уменьшение вязкости на порядок, что предопределяет повсеместно в земной коре наличие на глубинах от 10-12 до 20-22 км границы между хрупким и пластическим типом деформации пород (раздел Орована-Баэрли), делающим невозможным образование и существование сквозных глубинных разломов.

Таким образом, учитывая все сказанное выше, можно предполагать, что в “пограничных” зонах геологические процессы могут протекать за счет реализации энергии сближающихся блоков без какого-либо энергомассопереноса из мантии. При этом существенное значение приобретают механо-химические преобразования горных пород.

Собранные в процессе исследований на геотраверсе “ГРАНИТ” материалы не позволяют предложить в настоящее время какую-то одну тектоническую модель строения земной коры Урала, каждый элемент которой в равной степени удовлетворял бы всем имеющимся геофизическим, геохимическим и геологическим данным. С позиций современной геодинамической концепции эти данные позволяют представить глубинное строение земной коры Урала следующим образом:

- консолидированная земная кора этой крупной пограничной структуры имеет надвигово-пластинчатое строение;

- наиболее неоднородной является ее верхняя (до 12-20 км) часть;

- практически все хрупкие деформации происходят в верхней части земной коры;

- нижняя граница этой части коры представляет собой тот раздел, где скачкообразно меняются значения многих физических свойств геологических комплексов;

- нижняя часть земной коры находится в квазивязком состоянии, что в условиях преобладания горизонтальных тектонических напряжений исключает физическое взаимодействие между мантией и верхней корой;

- поверхность верхней мантии (граница М) пассивна и за относительно короткий (1.5-3.5 млн. лет) геологический период приспособляется к тем тектоническим деформациям, которые произошли в земной коре (Гаврилов, 1996);

- наиболее контрастным строением отличаются пограничные (межблочные) зоны различных рангов, представляющие фактически самостоятельный тип геотектонических структур, геологический облик которых формируется за счет энергии, выделяющейся непосредственно в пределах этих зон в процессе сближения геоблоков.

С проблемой формирования и развития Урала тесно связан вопрос, который активно обсуждается на протяжении многих лет, – это вопрос о восточной границе Уральско-Сибирского подвижного пояса. С одной стороны, по характеру региональных геофизических полей и предполагаемым особенностям глубинного строения Урал отличается от западной окраины Западно-Сибирской плиты (см. табл. 3.1, прил_2-10 электронного атласа). С другой стороны, в морфологии ряда локальных аномальных геофизических полей, в морфологии серпентинитовых массивов (рис. 3.14), в составе и строении донорского фундамента ЗСП и “открытого” Урала много общего, что не дает оснований однозначно обозначить границу между ними под чехлом развитых здесь мезозойско-кайнозойских отложений. С позиций развиваемой нами геодинамической концепции, имеющиеся данные позволяют обсуждать по крайней мере два сценария формирования и развития Урала.

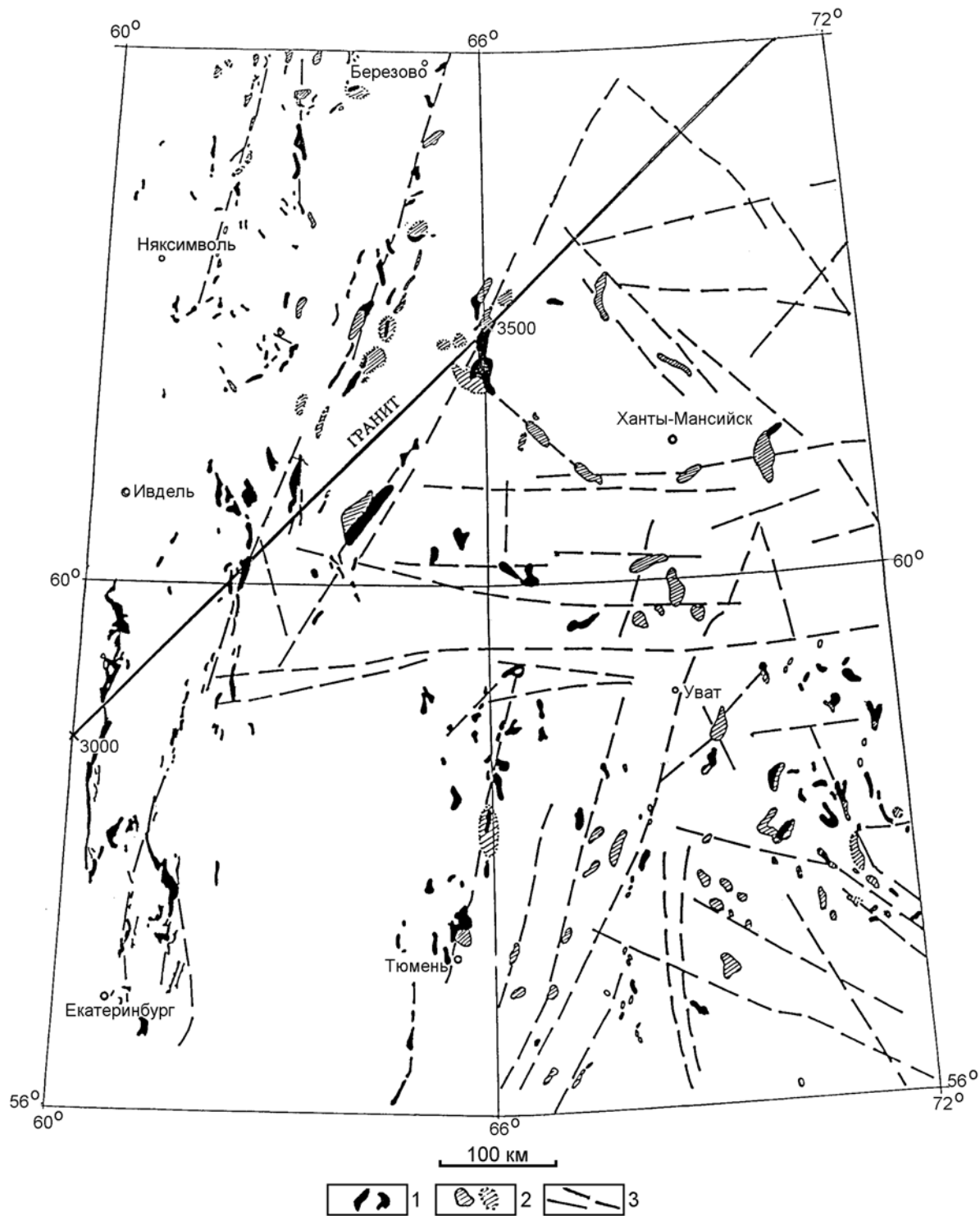


Рис. 3.14. Карта серпентинитовых массивов на Среднем и Северном Урале и в западной части Западно-Сибирской плиты (по С.В. Шебуховой)

1 - серпентинитовые массивы, выделенные с достаточной степенью надежности по геологическим и геофизическим данным; 2 - серпентинитовые массивы, предполагаемые по геофизическим данным; 3 - предполагаемые разломы; цифры вдоль геотраверса соответствуют разбивке профиля в км.

В рамках первого из них “открытый” Урал представляет собой межплитную структуру, сформировавшуюся на коллизионном этапе в зоне столкновения Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы, в рамках другого - фронтальную, переработанную часть Западно-Сибирской плиты, обдущированную на Восточно-Европейскую платформу в процессе их столкновения. Заметим, что в последнем случае структурные формы, устанавливаемые в пределах “открытого” Урала, постепенно ослабевая, будут прослеживаться в восточном направлении. Кроме того, в такой сценарий развития зоны сочленения двух плит хорошо укладывается давно известное на Урале положение об омоложении магматических процессов в восточном направлении. И, наконец, не будет образовываться зона Беньофа-Заварицкого, наличие которой иногда уделяется такое большое значение и следы которой не обнаруживаются на Урале.

На рис. 3.15 (А и Б) схематически показаны оба сценария, приводящие к формированию изображенной здесь же обобщенной модели глубинного строения земной коры Уральского подвижного пояса в пределах Среднего Урала.

Первый тип модели формирования Урала (модель А на рис 3.15) предполагает его образование как зоны, сложенной комплексами океанической коры, которые в процессе сближения плит могли быть выдавлены вверх и образовать крупную сутурную зону. Эта зона включает в себя террейны, представляющие собой метаморфизованные обломки фронтальных частей обеих плит. Не исключено, что при последующем развитии эта зона могла быть отсечена от своих корней сближающимися блоками двух плит. При таком сценарии развития сутурная зона превращается в синформу, залегающую на “чужом” фундаменте.

Второй тип модели развития Уральского подвижного пояса (модель Б на рис. 3.15) предполагает надвигание и изгибание вверх (наподобие носка лыжи) фронтальной части земной коры Западно-Сибирской плиты. В дальнейшем в результате процессов эрозии глубинные части коры, сложенные, как это принято считать, более основными разностями пород, оказались выведенными на дневную поверхность западнее остальных более кислых и молодых толщ. Такое их положение как нельзя лучше соответствует представлениям о постепенном омоложении магматизма Урала в восточном направлении. Функционирование же этого процесса, как представляется, обусловлено выделением тепла в зоне сочленения плит, постепенным прогреванием и вовлечением в процесс магмогенерации верхних частей коры. Этим же можно объяснить отсутствие сколько-нибудь значительных объемов магматизма на западном склоне Урала. Развитие девонских даек основных пород в пределах Центрально-Уральского поднятия находит в предложенной модели простое и логичное объяснение в рамках интенсивного сжатия и прогрева за счет “фрикционного” тепла, выделяющегося в процессе тектонического расслоения толщ. А ряд таких комплексов, как Салдинский, Петрокаменский, Сысертский, Мурзинский, Адуйский, Уватский, Ханты-Мансийский, Тараташский и другие, могут рассматриваться как террейны, что, в частности, подтверждается данными цирконового геохронологии (Цирконовая геохронология..., 1998).

Хотя оба механизма тектонического развития Урала формируют в конечном итоге очень схожие структуры разреза земной коры, есть факты, позволяющие отдать предпочтение второй модели. В первую очередь, это характер современных деформаций земной коры. Дело в том, что наиболее интенсивные горообразовательные процессы

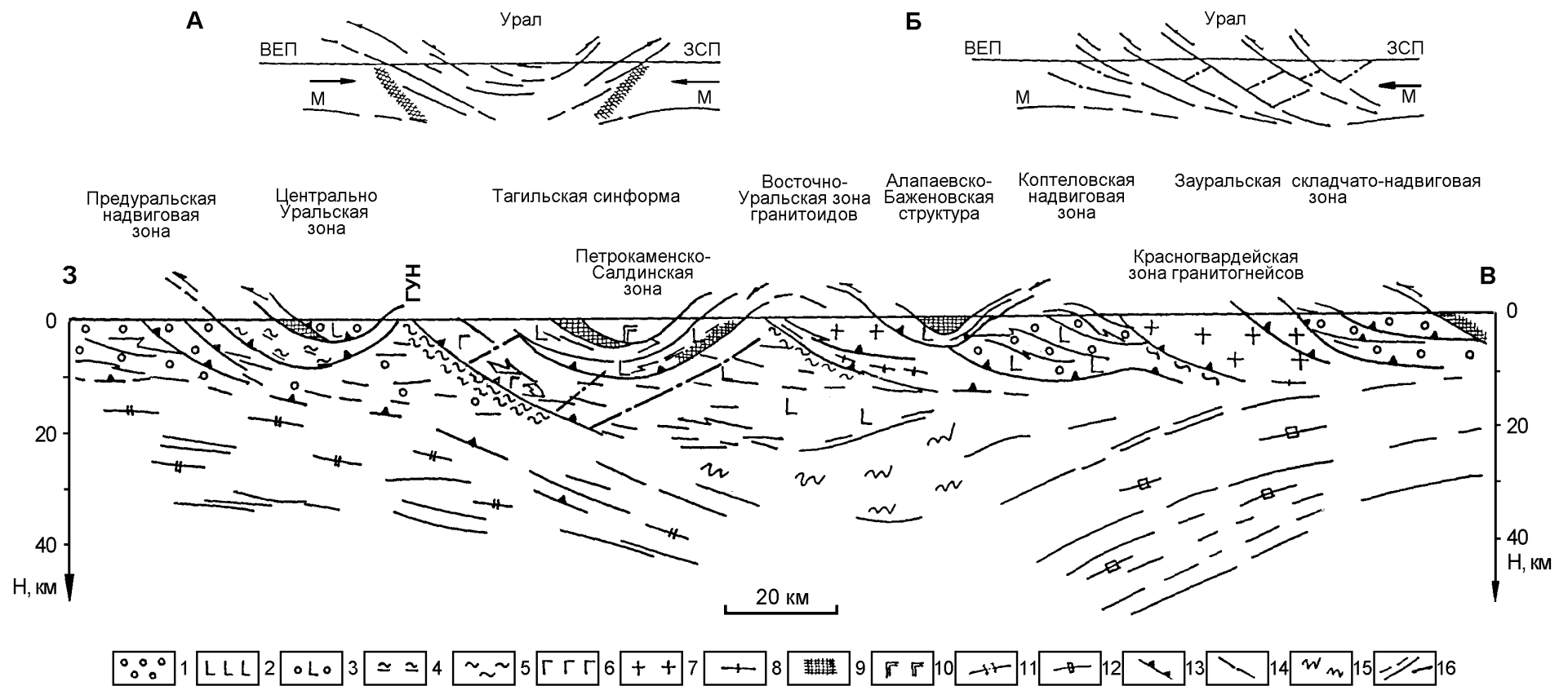


Рис. 3.15. Модель строения земной коры Среднего Урала (по В.Б. Соколову)

А и Б - возможные схемы формирования современного облика земной коры Урала; 1 - осадочные и вулканогенно-осадочные породы восточной окраины Восточно-Европейской платформы; 2 - вулканогенные, вулканогенно-осадочные, метаморфические комплексы центральной зоны Урала; 3 - вулканогенные и осадочные породы восточного склона Урала; 4 - сланцы, рассланцованные породы; 5 - тектонические сланцы зон крупных надвигов; 6 - габброиды; 7 - гранитоиды; 8 - гранитоиды, гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; 9 - массивы серпентинитов, зоны серпентинитового меланжа; 10 - метаморфические и интрузивные образования петрокаменского комплекса; 11 - комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы; 12 - комплексы фундамента Западно-Сибирской плиты; 13 - крупные надвиги; 14 - дизъюнктивные нарушения; 15 - область интенсивно тектонически дислоцированных комплексов средней части земной коры; 16 - сейсмические границы.

происходят в настоящее время в западном обрамлении Уральского подвижного пояса (рис. 3.16), а это логичнее всего объясняется сгущиванием геологических комплексов во фронтальной части перемещающейся на запад плиты^{*)}. И, во-вторых, подобие морфологии аномальных гравитационного и магнитного полей западной окраины Западно-Сибирской плиты и восточной части “открытого” Урала, которое может интерпретироваться как их структурно-вещественное и генетическое единство.

Следует подчеркнуть, что, с одной стороны, в предлагаемую схему формирования Среднего Урала хорошо вписываются почти все уже известные ранее фактические геологические данные, а, с другой стороны, предлагаемая схема открывает принципиально новые перспективы по прогнозированию формирования месторождений полезных ископаемых и металлогеническому районированию Уральского региона. В частности, совершенно по-новому в свете изложенных представлений видится проблема формирования месторождений поднадвиговой нефти в Предуралье и минерагенический потенциал пограничных (межблоковых) зон в пределах самого подвижного пояса.

3.3. Западно-Сибирская плита

В пределах Западно-Сибирской плиты геотраверс “ГРАНИТ” пересекает (с запада на восток) Зауральскую складчатую систему, Уват-Хантымансийский срединный массив, Центрально-Западносибирскую складчатую систему. Восточное окончание геотраверса находится в пределах Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта в районе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6). Все перечисленные структуры находят свое отражение в аномальных гравитационном и магнитном полях, особенностях сейсмического разреза, распределении плотности теплового потока и характере распределения линеаментов, выделяемых при дешифрировании космоснимков (см. раздел “Карты и разрезы” электронного атласа).

Материалы по этой части геотраверса “ГРАНИТ” позволяют отметить по крайней мере три важных особенности глубинного строения ЗСП в целом.

Первая состоит в том, что уровень региональных составляющих гравитационного, магнитного и теплового полей в пределах Западно-Сибирской плиты заметно выше, чем на Урале. Вторая - в том, что, как и на Восточно-Европейской платформе, границы между перечисленными крупными геотектоническими структурами, по существу, являются не узкими швами, а представляют собой достаточно широкие (от 10-15 до 75-150 км) межблоковые зоны, резко отличающиеся строением земной коры от сопредельных структур. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать эти пограничные зоны в качестве самостоятельных структур, формирующихся в специфической геодинамической обстановке, обусловленной изменением взаимоположения крупных блоков в процессе развития земной коры. И, наконец, третья особенность заключается в том, что большинство крупных участков современных положительных движений (суммарных амплитуд новейших тектонических поднятий) совпадают с положительными гравитационными аномалиями, и наоборот. Таким образом “тяжелые” блоки как бы всплывают, а “легкие” погружаются, что хорошо видно на прогнозном разрезе земной коры по линии геотраверса “ГРАНИТ”, построенном В.С. Сурковым с коллегами (см. рис. 1.31).

^{*)} При аккреционном механизме современные положительные вертикальные движения коры должны быть приурочены ко всему выдавливаемому вверх комплексу пород.

Обилие разноориентированных и часто достаточно протяженных систем линеаментов, выделяемых по космоснимкам в этом регионе, может свидетельствовать о значительной нарушенности земной коры в пределах нефтегазоносных областей Западной Сибири и о многообразии ориентировок действовавших здесь напряжений.

В частности, в Приобье развиты системы субширотного и северо-западного направлений. Они связаны с р. Обью и ее притоками. По мере приближения к Уралу выразительность и протяженность систем космолинеаментов северо-западного направления проявляется еще более четко (прил_5 электронного атласа). Значительная нарушенность земной коры фиксируется вблизи г. Краснотуркменска, а также в системах космолинеаментов от городов Урая до Шаима и от Пелыма до Ивделя (см. рис. 2.56). Эти системы прослеживаются непосредственно до Урала. Восточное окончание геотраверса находится в зоне четко выраженных линеаментов субмеридиональных направлений, связанных с р. Пур.

Учитывая различие физических свойств пород разных блоков, а следовательно и их различное сопротивление сдвиговым, сжимающим и растягивающим усилиям, можно предположить, что в каждом блоке будут развиваться системы космолинеаментов определенной, присущей именно этому блоку, морфологии. Поэтому поле коротких взаимопересекающихся линеаментов может отражать характер внутриблоковой тектоники, а протяженные системы линеаментов логичнее связывать с межблочными нарушениями.

К аналогичным выводам о сложном тектоническом строении и многообразии ориентировок действовавших здесь напряжений приводят результаты других геологических и геофизических исследований. Так, анализ тектонических карт различных по возрасту мегакомплексов ЗСП показал, что более молодые девонско-триасовые мегакомплексы формируют свой структурно-тектонический план, который существенно отличается от структурного плана предыдущего этапа развития фундамента плиты (Мегакомплексы и глубинная структура..., 1986). При анализе геофизических материалов отмечается изменение с глубиной ориентировки источников гравитационного и магнитного полей (Песковский, 1992 и др.). Такой же вывод можно сделать из построенных разными авторами траекторий движения блоков земной коры по результатам палеомагнитных исследований (Формирование земной коры..., 1986; Свяжина, Коптева, 1996; Пучков, 2000).

Таким образом, все эти данные свидетельствуют в пользу того, что при формировании тектонического облика ЗСП со временем изменялось направление субгоризонтальных тектонических напряжений.

Зауральская складчатая система

Эта система является продолжением на восток под чехол осадочных пород Западно-Сибирской плиты складчатых структур уральского направления. Видимо, поэтому западная граница Зауральской складчатой системы нечеткая и по ряду признаков (геологические данные, магнитное, гравитационное и естественное электрическое поля) сходна с Восточно-Уральской мегазоной.

В целом для Зауральской складчатой системы характерно повышенное гравитационное поле, на фоне которого выделяются локальные положительные и отрицательные аномалии, свидетельствующие о более сложном геологическом строении восточной части рассматриваемой структуры. Блоки, сложенные достаточно плот-

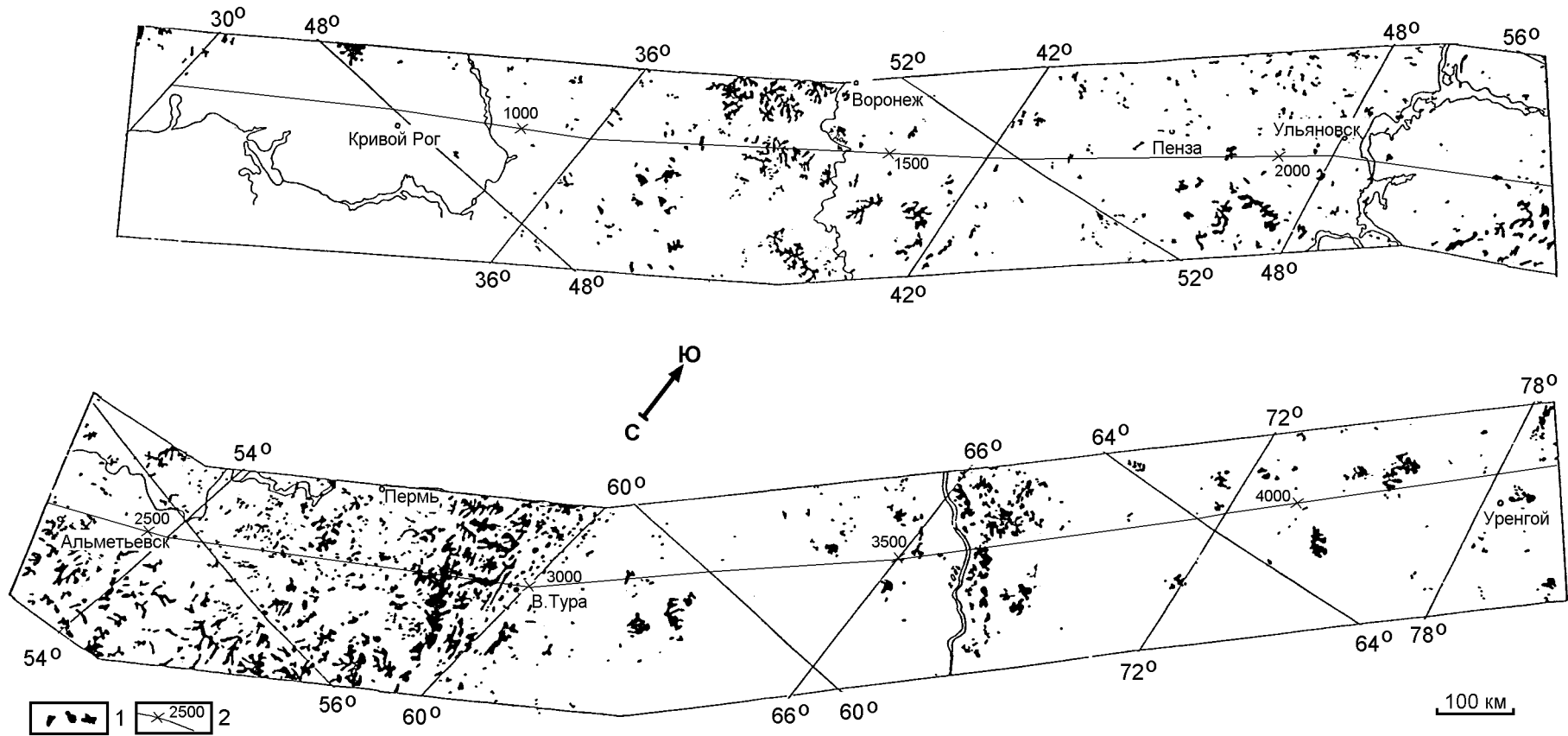


Рис. 3.16. Области развития положительных форм рельефа в пределах геотраверса "ГРАНИТ" (по В.Н. Логвину)
 1 - положительные формы рельефа; 2 - геотраверс "ГРАНИТ" с разбивкой в км.

ными ($2.81-2.86 \text{ г/см}^3$) вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, фиксируются повышением гравитационного поля. Понижение гравитационного поля обусловлено развитием менее плотных ($2.60-2.74 \text{ г/см}^3$) пород, представленных преимущественно осадочными и терригенными разностями.

Рассматриваемая складчатая зона характеризуется наличием в ее пределах изометричных аномалий повышенной плотности теплового потока (прил_6 электронного атласа). Наиболее высокие значения (до $70-78 \text{ мВт/м}^2$) устанавливаются в пределах Шеркалинского мегасинклиория и прослеживаются до р. Оби.

По результатам интерпретации геофизических данных земная кора западной и восточной частей Зауральской складчатой системы существенно различается по петрографическому составу слагающих ее пород. Наиболее отчетливо эти различия проявлены на разрезе земной коры, построенном по данным магнитометрии, и на разрезе отношения V_p/V_s (прил_7-9 электронного атласа). Граница между западной и восточной частями складчатой системы проходит в районе 3300 км по профилю и, судя по сейсмическим данным, падает на запад. Следует отметить, что к этой части тяготеют основные месторождения УВ Шаимского мегавала. Возможно, что эти данные могут в дальнейшем послужить основанием для расчленения рассматриваемой складчатой системы на две различные геотектонические структуры.

Восточная и западная границы Зауральской складчатой системы в целом фиксируются достаточно заметными понижениями гравитационного и магнитного полей, существенным уменьшением в разрезе верхней части коры магнитоактивных масс. Отметим, что к границе сочленения Зауральской складчатой системы с Уват-Хантымансийским срединным массивом приурочена локальная положительная гравитационная аномалия, свидетельствующая о присутствии здесь в верхней части коры пород повышенной плотности. Характерно, что такая же архитектура гравитационного поля была отмечена практически для всех пограничных зон на Восточно-Европейской платформе.

Вероятнее всего, на границе Зауральской складчатой системы и Уват-Хантымансийского массива при их взаимных перемещениях сформировалась область интенсивно тектонически раздробленных пород, образующих межблоковую (пограничную) зону. В таких пограничных зонах практически повсеместно в пределах внутриплитных структур присутствуют массивы мафитов и ультрамафитов. Учитывая это, ширина межблоковой зоны, разделяющей Зауральскую складчатую систему и Уват-Хантымансийский массив, составляет более 100 км ($3500-3650 \text{ км}$ по разрезу). К восточной части межблоковой зоны приурочена система субмеридиональных тектонических нарушений и узкий, согласно ориентированный с ними, Помутнинский мегавал. Это еще раз подтверждает сделанный нами ранее вывод о том, что положительные формы рельефа также повсеместно тяготеют к краевым частям межблоковых структур (см. рис. 3.16).

К западному борту межблоковой зоны (или к восточной окраине Зауральской складчатой системы), где земная кора достаточно контрастна, и относительно легкие блоки перемежаются с плотными как в верхней, так и в нижней ее частях, приурочены крупные месторождения УВ Краснотенинского свода. Характерной особенностью строения коры этой пограничной структуры является то, что практически все сейсмические границы и границы, разделяющие блоки с различными физическими свойствами, имеют западное падение (прил_7-9 электронного атласа). Такая морфология разреза могла сформироваться при частичном скупивании коры, когда со-

прикосновение блоков по нарушениям западного падения приводило к погружению их западных частей или вздыманию восточных. Аналогичные нарушения были установлены также при проведении сейсмических исследований в западной части ЗСП на профиле “Кратон” (Чернышев, Егоркин, 1980), причем выход этих границ на поверхность фундамента пространственно совпадал либо с границами геотектонических структур, либо с районами повышенной нефтегазоносности (рис. 3.17).

Следует остановиться на положении западной границы Зауральской складчатой системы. Ранее при описании геологического строения Урала было показано, что в настоящее время нет убедительных данных, обосновывающих восточную границу Уральского подвижного пояса. Вероятнее всего, она представлена широкой тектонической зоной, располагающейся на геотраверсе “ГРАНИТ”, примерно в районе 3190-3210 км. На этом интервале происходит заметное изменение морфологии гравитационного и магнитного полей. Примерно до этого же района в настоящее время прослеживается сходная морфология серпентинитовых массивов Урала и западной части ЗСП (см. рис. 3.14). На этом же отрезке геотраверса происходит хорошо просматриваемая смена архитектуры скоростных сейсмических разрезов (прил_7 электронного атласа). Отметим, что так же, как и на Урале, серпентиниты доюрского фундамента Зауральской складчатой системы в настоящее время выдавливаются вверх, образуя в рельефе фундамента достаточно крупные положительные морфологические формы (рис. 3.18), а последние данные о строении доюрского фундамента (Воронов и др., 1999) свидетельствуют о развитии в нем полого падающих тектонических нарушений.

Таким образом, западная часть Зауральской складчатой системы по характеру геофизических полей и особенностям строения разреза земной коры имеет много общего с располагающейся западнее Восточно-Уральской мегазоной. Не исключено, что эти крупные геотектонические структуры формировались в едином геодинамическом режиме при перемещении Западно-Сибирской плиты на запад.

Уват-Хантымансийский срединный массив

Эта крупная и своеобразная по строению геотектоническая структура состоит из двух блоков - Уватского и Хантымансийского, существенно отличающихся по составу (а, возможно, и по возрасту) слагающих их пород, характеру тектонической нарушенности толщ доюрского фундамента и морфологии аномалий гравитационного поля. Судя по всему, эти блоки представляют собой самостоятельные геологические образования (террейны), тектонически совмещенные в настоящее время и граничащие между собой по достаточно широкой зоне (3700-3800 км по профилю), представленной системой субпараллельных дизъюнктивных тектонических нарушений. Кроме того, каждый из блоков еще сам неоднороден по своему внутреннему строению. Тепловой поток в пределах Хантымансийского массива существенно превышает среднюю величину для такого типа структур (рис. 3.19, прил_6, 8, 9 электронного атласа).

Геотраверс “ГРАНИТ” пересекает лишь северо-западную часть Хантымансийского массива, оконтуренного межблоковой (пограничной) зоной. Характерно, что эта зона выделяется, по сравнению с соседними участками, увеличением суммарных амплитуд новейших тектонических поднятий, что может свидетельствовать о преобладании здесь сжимающих напряжений.

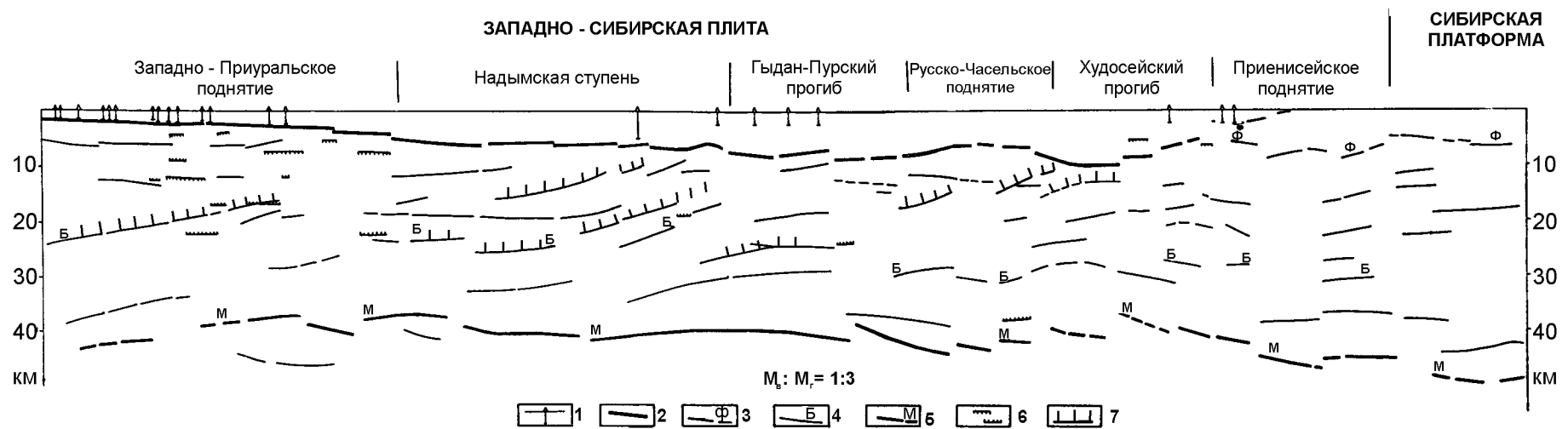


Рис. 3.17. Фрагмент глубинного сейсмического разреза по геотраверсу “Кратон” (по материалам Н.М. Чернышова и А.В. Егоркина)

1 - линия профиля с близрасположенными скважинами; 2 - поверхность разновозрастного складчатого фундамента; 3 - поверхность кристаллического фундамента; 4 - поверхность условного “базальтового” слоя; 5 - поверхность верхней мантии; 6 - положение кромок магнитовозмущающих масс; 7 – предполагаемые пологие тектонические нарушения.

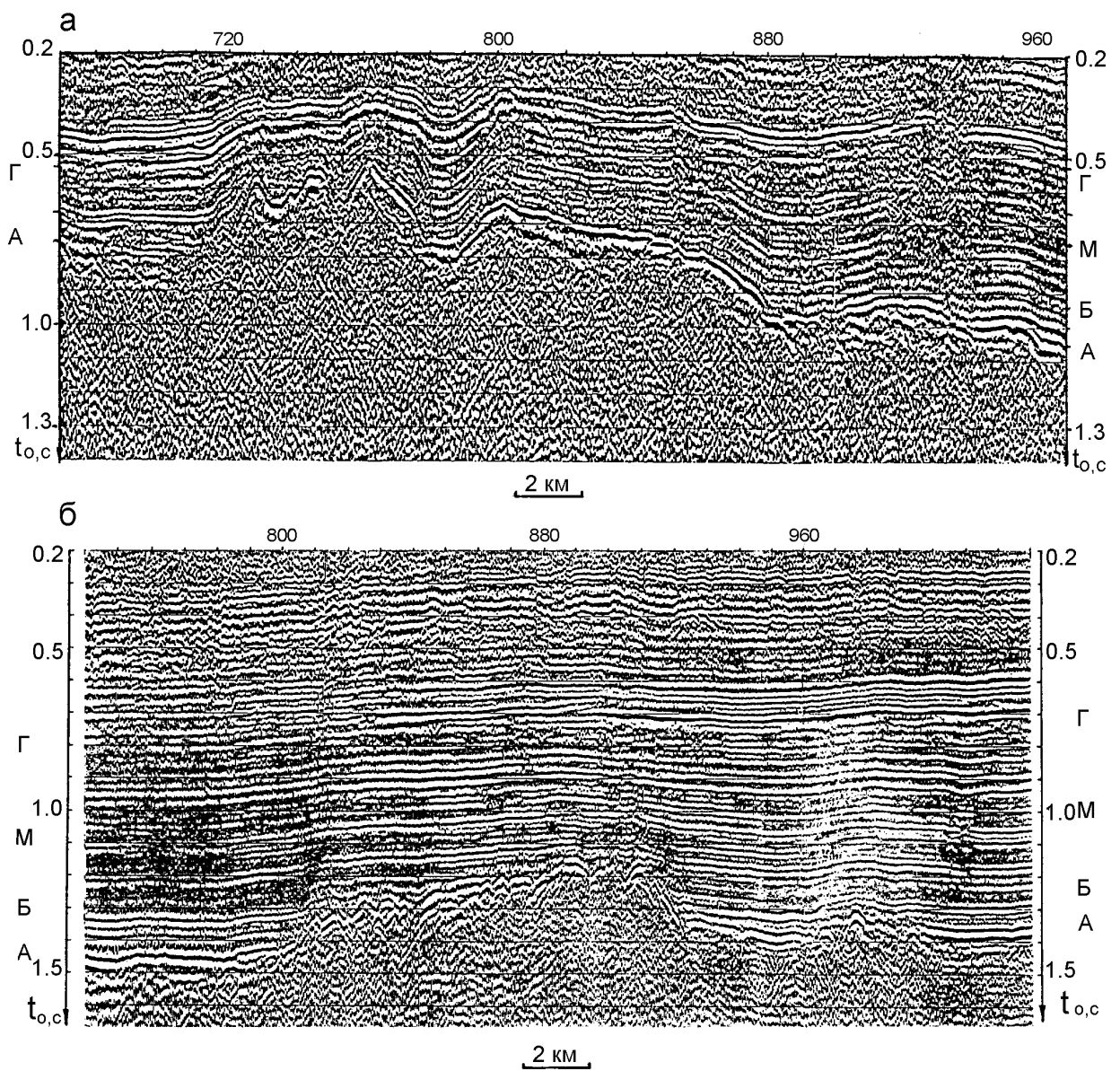


Рис. 3.18. Строение поверхности доюрского фундамента ЗСП в районе Массавского (а) и Хангласынского (б) поднятий (по Ю.З Сегалю и др.)

А - поверхность доюрского фундамента; Б, М, Г - горизонты внутри пород осадочного чехла.

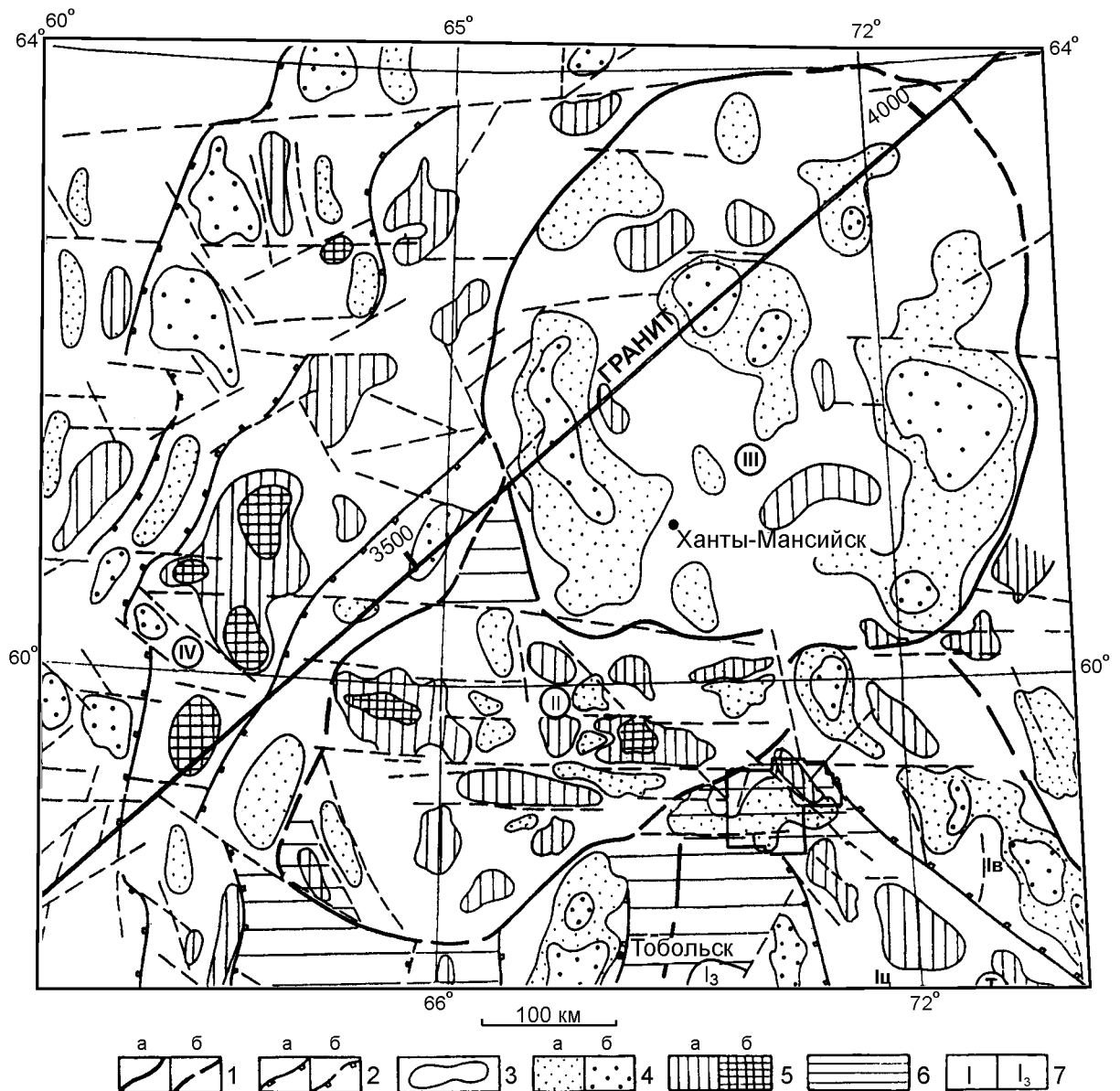


Рис. 3.19. Схема регионального районирования гравитационного поля юго-западной части Западной Сибири (по С.В. Шебуховой)

1-3 – границы аномальных подразделений гравитационного поля (выделено: а - уверенно, б - менее уверенно): 1 - региональной области, отличающейся уровнем, морфологией, дисперсией и ориентировкой основных элементов; 2 - пояса или подобласти относительно повышенного или пониженного поля (бергштрих показывает понижение); 3 - участка с различной характеристикой поля; 4-5 - аномальные участки в пределах региональных подразделений (а - с меньшей, б - с большей интенсивностью аномалий): 4 - относительно понижений, 5 - относительно повышений; 6 - участки сочленений региональных подразделений, в которых значительно ослаблены их характерные признаки; 7 - индексы областей и поясов. Список областей и поясов: I - знакопеременная область северо-западного направления линейной зональности - Салымская (аномальные пояса пониженных значений гравитационного поля: I_з - Западно-Салымский, I_в - Восточно-Салымский; и повышенных значений I_ц - Центрально-Салымский); II - область преимущественно положительного гравитационного поля с субширотной зональностью (Уватская); III - область знакопеременного поля с кольцеобразной зональностью (Хантымансийская); IV - высокодисперсная область с ярко выраженной субмеридиональной зональностью (Уральская).

Начиная с западной окраины Хантымансийского массива и далее на восток, в разрезе земной коры выделяется существенно больше сейсмических границ по сравнению с более западными районами Зауральской складчатой системы.

По результатам интерпретации аномального поля силы тяжести массив можно разделить на юго-западную и северо-восточную части, примерно равные по размерам. Расчеты показывают, что средняя плотность коры юго-западной части массива существенно ниже ($2.73-2.82 \text{ г/см}^3$), чем северо-восточной ($2.83-2.91 \text{ г/см}^3$).

К северо-восточной части Хантымансийского массива (3850-4075 км) приурочена Надымская впадина, которая, по результатам интерпретации данных магниторазведки, расположена на достаточно однородном блоке консолидированной земной коры. С позиций развиваемого нами геодинамического подхода это, скорее всего, и определило сравнительно незначительное развитие здесь месторождений УВ. С этих же позиций более перспективной может оказаться межблоковая зона, окружающая Хантымансийский массив.

К центральной части Уват-Хантымансийского массива (3750-3850 км) приурочены две положительные локальные магнитные аномалии интенсивностью около 500-550 нТл и локальная отрицательная гравитационная аномалия. Этот участок профиля пространственно совпадает с северным замыканием Сургутского свода и системой нарушений северо-восточного направления. Внутренняя часть Хантымансийского массива неоднородна по строению, что было ранее установлено по результатам гравитационных и магнитных съемок и обобщения имевшихся геофизических и геологических материалов. Сложное неоднородное строение консолидированной коры устанавливается здесь и по распределению отношения V_p/V_s по результатам сейсмических исследований (прил_7, 9 электронного атласа).

Центрально-Западносибирская складчатая система

Центрально-Западносибирская складчатая система в плане ориентирована практически меридионально и этим отличается от Салымской складчатой системы, имеющей северо-западное простирание (см. рис. 1.29). Угловое несогласие направлений этих двух систем достигает 25-30 градусов. Характер их сочленения не вполне ясен и разными исследователями трактуется по-разному.

На поверхности Центрально-Западносибирская складчатая система представлена узкими субмеридионально ориентированными положительными структурами (Нижнепурский и Верхнепурский мегавалы, Северный свод, Танловский мегасвод). К этому же району приурочен и Худутейский рифт, ориентировка которого также совпадает с общим направлением выделяемых здесь структур. Эта часть Центрально-Западносибирской складчатой системы, интенсивно переработанная тектоническими процессами, является крупным нефтегазоносным районом Западно-Сибирской плиты.

В гравитационном и магнитном полях участок складчатой системы, пересекаемый геотраверсом, характеризуется чередованием локальных положительных и отрицательных аномалий. При этом с отрицательными аномалиями гравитационного поля совпадают положительные аномалии магнитного поля, и наоборот. Одним из объяснений такого положения может быть предположение о том, что при тектонической переработке коры формируются, с одной стороны, зоны интенсивно тектонически раздробленных пород, а с другой – происходит рекомбинация железа и обособление его магнитных разностей в проницаемых зонах.

По сейсмическим данным, этот участок складчатой системы имеет в разрезе достаточно отчетливо выраженную синклиналиную форму, образованную падающими под структуру пологими границами и разделяющими блоки пород доюрского фундамента с различными значениями отношения V_p/V_s . Как и на других участках геотраверса, к зонам сочленения этой структуры с соседними блоками приурочены комплексы пород повышенной основности (характеризующиеся пониженными значениями прогнозного содержания SiO_2) (прил_7 электронного атласа). В фундаменте осевой части Центрально-Западносибирской складчатой системы в полосе геотраверса выделяется ограниченный по мощности комплекс, представленный более плотными и магнитными по сравнению с соседними блоками породами (прил_8 электронного атласа).

Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт

Геотраверс “ГРАНИТ” заканчивается в пределах западного борта Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, не пересекая его полностью. Поэтому данных, полученных в рамках данного профиля, для построения геодинамической модели глубинного строения этой структуры в исследуемом масштабе оказалось недостаточно.

Подтверждено известное ранее в пределах этой структуры совпадение положительных локальных гравитационных и магнитных аномалий. Обращает на себя внимание факт приуроченности к зоне рифта существенного уменьшения амплитуды современных положительных вертикальных движений, что предположительно может быть истолковано как проявление здесь растягивающих латеральных тектонических напряжений, сопровождающееся, по данным лабораторного моделирования этого процесса, прогибанием верхней части коры.

В целом для всей Западно-Сибирской части геотраверса наиболее существенными результатами геологической интерпретации выполненных исследований, по-видимому, следует считать выделение самостоятельного типа внутриплитных геотектонических структур – межблоковых или пограничных зон, разграничивающих крупные блоки земной коры. Эти зоны формируются в районах взаимодействия перемещающихся блоков земной коры и имеют общие для всех них особенности строения разреза, хорошо фиксируемые в геофизических полях. Наиболее отчетливо проявляются пограничные зоны, формирующиеся между сближающимися блоками. Как правило, они выделяются на сейсмических разрезах по характерному распределению наклонных отражателей и сопровождаются локальными положительными магнитными и гравитационными аномалиями, связанными с приуроченными к этим зонам мафитами и ультрамафитами. Во фронтальных частях таких зон часто образуются положительные формы рельефа. Процессы, формирующие геологический облик этих зон, обеспечиваются энергией перемещающихся блоков^{*)}; ширина зависит от размеров, состава и интенсивности взаимодействия блоков.

^{*)} Выделяющейся при формировании пограничных зон энергии, как правило, бывает вполне достаточно, чтобы объяснить как процессы наблюдающегося в них метаморфизма, так и формирования месторождений полезных ископаемых, включая месторождения УВ. По оценкам ряда исследователей, соотношение объемной плотности энергии, накопленной на одинаковых глубинах и необходимой для начала скольжения по надвигам, сдвигам и сбросам, составляет 16:2.6:1.0 (Трифонов, 1991). Таким образом, наиболее энергоемкими процессами будут тектонические, вызванные горизонтальными тектоническими напряжениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты и выводы, полученные при выполнении исследований по геотраверсу “ГРАНИТ” и изложенные в настоящей монографии, можно условно разделить на три группы:

- технико-методические;
- геофизические и геохимические;
- геологические.

Технико-методические результаты исследований

1. Впервые при работах на геотраверсах I класса на значительной части профиля (от границы с Украиной до Уральской сверхглубокой скважины СГ-4) реализован достаточно полный комплекс полевых геофизических и геохимических исследований, включающий: сейсморазведочные наблюдения МОВ, МПВ, ГСЗ, МОВЗ; разновременную аэромагнитную съемку на высотах 150 и 2000 м; геоэлектрохимические исследования ЕП, МПФ, ТМГМ; водногелиевую съемку в полосе шириной 100 км. На весь геотраверс собраны и обобщены результаты гравиметровых съемок, данные о распределении плотности теплового потока, выполнено дешифрирование космических снимков.

2. При региональных сейсмических исследованиях предложена и реализована комбинированная система наблюдений МОВ, МПВ, ГСЗ, предусматривающая совместное использование цифровых многоканальных сейсмостанций и автономных регистраторов, обеспечивающих площадную позиционную и 3-компонентную регистрацию волнового поля в диапазоне удалений от 0 до 380 км.

3. Разработаны и реализованы на участках детализации специальные системы наблюдений, позволяющие изучать сейсмическую анизотропию земной коры и верхней мантии (сейсмический эксперимент “АСТРА”) и разделять регистрируемое волновое поле по направлениям возбуждения (наблюдения МОВ-ОБВ в районе СГ-4).

4. Оценено влияние кривизны Земли на результаты интерпретации аномально-го поля силы тяжести и теплового поля на профиле длиной 3000-3500 км при глубине исследований 60-70 км и сделан вывод о том, что при реальной точности исходных данных сферичностью Земли можно пренебречь.

Основные геофизические и геохимические результаты

1. Построены модели глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса, отражающие распределение сейсмических границ, скоростей продольных и поперечных волн и их производных (V_p/V_s , ΣSiO_2 и др.), плотности, намагниченности, глубины и интенсивности источников естественного электрического поля, температур в пределах крупных геотектонических структур Северной Евразии.

2. Получены новые данные о распределении региональных аномалий Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, Cr, Ga, Mo, As, W, Sn в гуматно-фульватной и ферри-марганцевой формах вдоль профиля исследований и концентраций содержаний гелия в подземных водах в 100-километровой полосе геотраверса в пределах ВЕП и Урала.

3. Выполнено дешифрирование космических снимков с выделением линеаментов и тоновых аномалий в полосе геотраверса.

4. Построены объемные модели распределения упругих параметров в земной коре Воронежского кристаллического массива.

5. Установлена азимутальная анизотропия скоростей головных продольных волн в верхней мантии и исследована сейсмическая анизотропия земной коры ВКМ.

6. Впервые при сейсмических работах в районе СГ-4 за счет разделения волнового поля по направлениям подхода удалось проследить протяженные отраженные волны на всем реализованном интервале наблюдений (9 км) в диапазоне удалений от 2.0 до 16.5 км, проследить до дневной поверхности и отождествить с выходящими на поверхность геологическими образованиями ряд крутопадающих отражателей, пересекаемых скважиной, построить сейсмический разрез с учетом влияния "боковой" информации.

7. При интерпретации аномалий сейсмической анизотропии в верхней части консолидированной земной коры ВКМ высказаны предположения о характере распределения тектонических напряжений, приводящих к повышенной сейсмической активности этого района ВЕП; аномалии азимутальной анизотропии P_M -волн связаны с предположительно субперидотитовым составом верхней мантии.

8. Подтверждены ранее существовавшие представления о наличии под Уралом мощной переходной зоны кора - мантия и заметно более высокой плотности пород в консолидированной земной коре Урала и ЗСП по сравнению с корой ВЕП.

9. Рассмотрены современные представления о природе намагниченности образований в нижней части земной коры, возможных механизмах образования и переноса магнитных минералов в консолидированной земной коре, и на этой основе региональная отрицательная аномалия магнитного поля над Уралом связана с влиянием нижних кромок нормально намагниченных объектов в пределах нижней и средней коры ВЕП и ЗСП при отсутствии таких объектов под Уралом, а интенсивные локальные положительные аномалии с перераспределением магнитных минералов в зонах глубинного флюидомассопереноса и обогащением магнетитом верхних частей таких зон.

10. При интерпретации положительных аномалий естественного электрического поля и распределений концентраций химических элементов, находящихся преимущественно в окислительно-катионной форме, отмечена их приуроченность к областям с воздымающимися структурами, на основании чего сделано предположение о причинно-следственной связи между физико-химическими (в основном анодными окислительными) процессами в корнях таких структур, обуславливающими глубинные естественные электрические поля тектоническими движениями и распределением соответствующих ассоциаций химических элементов.

11. При интерпретации аномалии пониженного теплового потока над Уралом показано, что наблюдаемые значения плотности теплового потока не могут быть объяснены лишь низкой теплогенерацией земной коры, и необходимо предполагать существенно меньшее поступление тепла из мантии в этом регионе по сравнению с сопредельными частями ВЕП и ЗСП.

Геологические результаты и выводы

1. В земной коре континентов существует целый класс тектонических структур, располагающихся между крупными блоками земной коры и развивающихся за счет энергии, выделяющейся при сближении обособившихся тектонических блоков, которые могут рассматриваться как самостоятельные пограничные межплитные или межблоковые и внутриблоковые структуры.

2. Геодинамическая модель тектонического развития внутриплитных структур, в наиболее полном виде рассматривающая механизмы функционирования внутриплитной и межплитной тектоники, объединяет три основных элемента:

межплитную тектонику с формированием межплитных зон. Главенствующую роль при формировании тектонического облика таких зон играют тангенциальные тектонические напряжения, которые обеспечиваются энергией сближающихся плит и приводят к формированию покровно-надвиговых поясов и региональных протяженных линейных тектонических зон;

внутриплитную (межблоковую) тектонику с формированием межблоковых (промежуточных, переходных) зон. Некоторые крупные геотектонические структуры, такие, как Воронежский кристаллический массив, Токмовский свод, Южно-Татарский свод, Уват-Хантымансийский массив, представляют собой ассоциацию тектонически сближенных блоков (террейнов). Соприкасающиеся или сближенные краевые части таких блоков несут следы интенсивного динамометаморфизма, складчато-надвиговой тектоники и «отраженной активизации» окраинных частей сближающихся блоков;

и **внутриблоковую** тектонику с формированием различных площадных систем дизъюнктивных нарушений или линейных зон. Морфология таких зон, как в разрезе, так и в плане, зависит преимущественно от РТ-условий и петрофизических свойств пород, вовлеченных в тектоническую переработку. Чаще всего весь комплекс этих нарушений амагматичен.

При этом процесс формирования сквозных нарушений в слоистых средах с изменяющимися реологическими свойствами маловероятен. В таких условиях в каждом слое (применительно к геотектонике это будут верхняя хрупкая часть земной коры, средняя и нижняя ее части) будет формироваться специфический морфологический облик нарушений.

Предлагаемая концепция позволяет выстроить непрерывный ряд взаимосвязанных тектонических процессов, начинающийся в межплитных зонах с огромным запасом энергии сближающихся плит и собственной архитектурой разрезов земной коры, продолжающийся в межблоковых пограничных зонах и заканчивающийся формированием специфической внутриблоковой тектоники. Таким образом, эти три геотектонические этапа развития континентальной коры образуют единый, развивающийся последовательно геодинамический процесс.

Интенсивность тектонических процессов в межплитных и межблоковых зонах оказывает существенное влияние на интенсивность внутриплитных и внутриблоковых тектонических метаморфических и минерагенических процессов. Новым элементом разработанной модели является учет этой энергии. Процесс формирования тектонического облика рассматриваемых зон существенно зависит от того, каким образом происходило сочленение блоков:

- надвиганием одного из них на другой и тектонической переработкой фронтальных частей надвигающихся блоков;
- сочленением блоков “лоб-в-лоб” с образованием зон типа “крокодил”;
- выдавливанием океанических или островодужных комплексов и образованием сутурной зоны либо с полным отсечением вулканогенно-интрузивного комплекса (“вулканогенного кома”) от мантии (“захлопывание океана”), либо с сохранением с ней пространственной (а, возможно, и генетической) связи.

В такую концепцию строения и развития пограничных (межблоковых) зон хорошо вписываются как установленные ранее особенности их строения, так и существование на платформах блоков, резко отличающихся геологическим строением и металлогенической специализацией, но разделенных лишь наклонными амагматическими тектоническими зонами.

3. Восточно-Европейская платформа и Западно-Сибирская плита вряд ли представляли собой единое целое в геологическое время, так как земная кора в их пределах существенно отличается по геологическому строению и геофизическим характеристикам. Поэтому Урал образовался как типичный складчатый (подвижный) пояс при сближении этих плит и, с точки зрения своего тектонического развития, не отличается от аналогичных линейных подвижных поясов других континентов земного шара, сформировавшихся при главенствующей роли тангенциальных тектонических напряжений.

4. В рамках развиваемого геодинамического подхода возможны два сценария формирования современной модели Урала. По первому из них он мог образоваться как крупная сутурная зона, развивающаяся при сближении двух плит. Вторым сценарий учитывает то, что отчетливая восточная граница Урала отсутствует, и, с этой точки зрения, Урал представляет собой пограничную зону с особым типом тектонических комплексов, сформированных на аккреционном этапе развития за счет энергии, выделяющейся при сближении крупных блоков континентальной коры.

5. Тектоника “уральского” типа проявляется существенно западнее “официальной” западной границы Урала. При этом есть все основания считать, что эта тектоника оказывает реальное влияние на формирование месторождений углеводородов, которые могут рассматриваться как самостоятельный тип месторождений нефти (“поднадвиговая нефть”).

6. При региональном металлогеническом районировании необходимо учитывать, что достаточно широкий ряд месторождений полезных ископаемых приурочен именно к пограничным зонам. С учетом повышенной энергонасыщенности таких зон образование месторождений может обеспечиваться либо процессами рекомбинации ранее сформировавшихся минеральных ассоциаций, либо за счет проявления нелинейных процессов мобилизации (а возможно и генерации) рудных компонентов, первоначально рассеянных в породе.

7. Изометричные или удлиненные зоны отсутствия сейсмической информации на разрезах докритических отраженных волн могут быть связаны с интенсивным тектоническим раздавливанием пород (например, блоки внутри Пермского свода и массивы Платиноносного пояса на Урале).

8. Несовпадение нижней границы отражающей коры с границей М, построенной по головным и закритическим отраженным волнам (чаще всего наблюдающееся в пограничных зонах), возможно свидетельствует о том, что поверхность М “пассивна” и за относительно короткий (1.5-3.5 млн. лет) геологический период “приспосабливается” к тем тектоническим деформациям, которые произошли в земной коре.

Авторы отдают себе отчет в том, что не все изложенные в монографии подходы и предлагаемые выводы будут одинаково оценены другими исследователями. Поэтому особенно надеются на пользу для последующих интерпретаторов собранных и приведенных ими в электронном атласе геофизических и геохимических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамишвилли Т.Д., Джаши Г.Г., Рысс Ю.С. Естественные электрические поля глубинного происхождения. Советская геология, 1983, № 2.
- Авчан Г.М., Матвеевко А.А., Стефанкевич З.Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М., Недра, 1979, 224 с.
- Акустическая эмиссия и интерпретация результатов ее измерений на Уральской сверхглубокой скважине. /А.Л. Алейников, В.Т. Беликов, Н.И. Немзоров, А.К. Троянов/. - Геология и геофизика, 1992, № 6, с. 118-126.
- Алейников А.Л., Егоркин А.В., Немзоров Н.И. Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ. Советская геология, 1990, № 10, с. 91-97.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Кашубин С.Н. Способ определения типа горных пород по сейсмическим данным. Авт. свид. № 1642416 А1 кл. G 01 V1/30, 1991.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М., Наука, 1986, 112 с.
- Аллохтоны Магнитогорского синклиория (северная центриклиналь). /Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов и др./. - Уфа, БНЦ РАН, 1990, 44 с.
- Алферов В.А., Пуртова С.И. Опорные скважины СССР. Уватская опорная скважина (Тюменская область), Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Ананьин И.В. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977, с. 465-470.
- Ананьин И.В. Русская равнина и Урал. Сейсмическое районирование территории СССР. М., Наука, 1980, с. 109-114.
- Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Недра, 1965, 496 с.
- Андриянова Н.А. Особенности температурного режима процессов надвигания на Южном Урале. ДАН, 1990, т. 311, № 6, с. 1421-1423.
- Антоненко А.Н. Глубинная структура земной коры Казахстана (по сейсмическим данным). Алма-Ата, Наука, 1984, 276 с.
- Артемьев М.Е., Кучериненко В.А., Кабан М.К. Плотностные неоднородности подкорового слоя Северной Евразии. ДАН СССР, 1991, т.317, № 3, с. 616-619.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- Афанасьев Н.С., Тарков А.П. Строение и состав коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива вдоль профиля ГСЗ Купянск-Липецк. Бюллетень МОИП, 1982, вып. 5, с. 11-20.
- Ахияров В.Х., Салманов Ф.К., Хафизов Ф.З. Геологические процессы под действием приливного трения. Советская геология, 1988, № 7, с. 62-67.
- Бабаджанов Т.Л., Шейх-Заде Э.Р. О моделировании континентальной земной коры. Советская геология, 1990, № 5, с. 104-108.
- Баррет Э., Куртис Л. Введение в космическое землеведение. Пер. с англ. М., Прогресс, 1979, 368 с.
- Бат М. Спектральный анализ в геофизике. М., Недра, 1980, 535 с.
- Башорин В.Н. Роль тектонических нарушений в формировании гелиевых аномалий в подземных водах Зауралья. Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, УФАН СССР, 1970.
- Башорин В.Н. Концентрация и изотопный состав гелия в подземных водах Урала. 5 Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., АН СССР, 1974, с. 184-185.
- Башорин В.Н. Гелиевая съемка как метод изучения долгоживущих разрывных нарушений. ДАН СССР, 1980, 255, № 4, с. 932-935.
- Башта К.Г., Горбачев В.И. Задачи и целесообразная глубина бурения СГ-4. Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008). Геология, геофизика, технология. Ярославль, ГНПП Недра, 1992, с. 7-17.

- Башта К.Г., Горбунов В.А. Состояние бурения и исследований СГ-4. Основные результаты. Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008). Геология, геофизика, технология. Ярославль, ГНПП Недр, 1992, с. 18-25.
- Башта К.Г., Горбачев В.И., Шахторина Л.Н. Задачи и первые результаты бурения Уральской сверхглубокой скважины. Советская геология, 1991, № 8, с. 51-63.
- Баяк И.О., Калинин А.В. Упругая анизотропия горных пород. I. Ориентированная система пор произвольной концентрации. Физика Земли, 1995₁, № 2, с. 61-68.
- Баяк И.О., Калинин А.В. Упругая анизотропия горных пород. II. Ориентированная система трещин произвольной формы и концентрации. Физика Земли, 1995₂, № 3, с. 10-16.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970, 274 с.
- Белоусов В.В. Вопросы геонмии. М., Издание МГУ, 1972, 52 с.
- Белоусов В.В., Основные вопросы геотектоники. М., ГНТИ, 1954, 604 с.
- Белоусов В.В. Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материков. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 3-21.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., Недр, 1978.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии. Геотектоника, 1986, № 6, с. 8-20.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры. Геотектоника, 1985, № 1, с. 3-14.
- Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недр, 1981, 432 с.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Тимушева В.Н. Строение Лемвинской аллохтонной пластины. Геотектоника, 1992, № 4, с. 125-128.
- Беляков С.Л., Шлезингер А.Е. Природа сейсмических границ в континентальной консолидированной земной коре. ДАН СССР, 1996, т. 350, № 4, с. 512-514.
- Бендерский В.Я., Райхер Л.Д., Хараз И.И. Метод управления фронтами волн в сейсморазведке. Труды УкрНИГРИ, вып. XXIX, М., Недр, 1973, 200 с.
- Берлянд Н.Г. Районирование Урала по типу строения земной коры. Советская геология, 1982, № 11, с. 78-89.
- Берман В.И. Горизонтальные мантийные течения и геотектонические процессы. М., НПФ НОРТЕК, 1991, 179 с.
- Близнецов М.Т. Разделение волнового поля методом регулируемого направленного возбуждения при сейсморазведке в рудных районах. Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. Свердловск, СГИ, 1987, с. 59-64.
- Близнецов М.Т. Разделение интерференционного волнового поля при сейсморазведке рудных районов. Известия ВУЗов, Геология и разведка, 1988, № 10, с. 108-114.
- Близнецов М.Т., Кашубин С.Н., Маковский В.В. Анализ сейсмического волнового поля на больших удалениях взрыв - прием. Передовой науч.-произв. опыт, рекомендуемый для внедрения в геол.-развед. отрасли: Науч.-техн. информ. ВИЭМС. М., 1989, вып. 4. с. 42-49.
- Боганик Н.С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М., Наука, 1975, 158 с.
- Боганик Н.С. Распределение температур на поверхности мантии в пределах континентальной части территории СССР. Советская геология, 1980, № 5, с. 114-119.
- Богданов А.И. Теория сейсмических годографов. М., Гостоптехиздат, 1960, 290 с.
- Богданова С.В. Тектоническое районирование фундамента Восточно-Уральской нефтегазоносной провинции Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. М., 1982, с. 15-25.
- Бондарев В.И. Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей. М., Стройиздат, 1974, 141 с.
- Борисевич Д.В. Неотектоника Урала. Геотектоника, 1992, с. 57-67.

- Бочкарев В.С. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты и некоторые общие вопросы тектоники платформенных областей. Тюмень, Тр. ЗапСибВНИГНИ, вып. 125, 1977, с. 5-11.
- Боярских Г.К. Опорные скважины СССР. Березовская опорная скважина (Тюменская область). Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Брагин Ю.Б., Калашник П.К. Закономерности локализации содовых минералов палеозойских отложениях Донбасса. Геологический журнал, 1988, № 4, с. 44-48.
- Бродский А.Я., Воронин Н.И., Мешалев И.А. Модель глубинного строения зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода. Отечественная геология, 1994, № 4, с. 50-54.
- Бронгулеев В.В. Аксенов А.А., Аксенов С.М. Геология и нефтеносность Восточно-Европейской платформы. М., МГУ, 1985, 288 с.
- Бугаевский А.Г. Природа азимутальной сейсмической анизотропии. М., ИФЗ АН СССР, 1988, 157 с.
- Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М, Наука, 1964, 302 с.
- Булашевич Ю.П. Информативность геотермии при изучении земной коры Уральской эвгеосинклинали. Физика Земли, 1983, № 8, с. 76-83.
- Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермические особенности Уральской геосинклинали. ДАН СССР, 1978, 243, № 3, с. 715-718.
- Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермическая характеристика Урала. Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск, 1983, с. 3-17.
- Булгаков В.Ю., Кавеев И.Х., Исмагилова Г.М. Изучение современных тангенциальных тектонических движений фундамента по данным геоморфологического анализа (на примере Южно-Татарского свода). Структурная геология, геофизика и нефтегазоносность. Уфа, БНЦ УрО РАН, 1992, с. 67-77.
- Булин Н.К. Морфология поверхности Мохоровичича в пределах территории СССР. ДАН СССР, 1981, 258, № 3, с. 710-713.
- Булин Н.К. Применение метода обменных волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы Земли. Деп. ВИНТИ ВСЕГБИ, 1984.
- Булин Н.К. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы по сейсмическим данным. Советская геология, 1989, № 5, с. 58-66.
- Булина Л.В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры. Советская геология, 1961, № 5.
- Булина Л.В. Особенности пространственного распределения нижних кромок намагниченных образований консолидированной земной коры. Известия АН СССР, сер. геол., 1970, № 5.
- Бурба В.И. Неотектоника Казанского Закамья. Казань, Казанский гос. ун-т, 1972, 75 с.
- Вагин В.И. Температурные фазовые превращения гидроокислов железа и магнетита и химическая остаточная намагниченность, возникающая при этих превращениях. VI конференция по постоянному магнитному полю Земли. Тезисы докладов, Л., 1966.
- Валеев А.К. Магнитные свойства горных пород при высоких давлениях, температурах и проблема магнитоактивного слоя земной коры и верхней мантии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. М., 1984.
- Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978, 153 с.
- Вахромеев И.С. Геолого-структурные позиции рудных месторождений в надвиговых зонах континентальной земной коры. Уфа, БНЦ РАН, 1992, 123 с.
- Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. Труды сейсмологического института АН СССР, М., Л., 1940, № 104, 12 с.
- Викторов А.С. Рисунок ландшафта. М., Мысль, 1986, 180 с.
- Виноградов А.М., Рапопорт М.С. Нелинейная геодинамика Урала и сопредельных территорий. Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 92-101.
- Виноградов С.Д., Троицкий П.А., Соловьева М.С. Влияние трещиноватости и напряжений в среде на параметры распространяющихся упругих волн. Физика Земли, 1989, № 4, с. 42-56.

- Виноградов С.Д., Троицкий П.А., Соловьева М.С. Изучение распространения упругих волн в среде с ориентированной трещиноватостью. *Физика Земли*, 1992, № 5, с. 14-34.
- Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, Наука, 1981, 210 с.
- Волк В.Э. Физико-геологические предпосылки использования результатов интерпретации магнитометрических данных при изучении земной коры. *Геофизические методы разведки в Арктике*. Вып. 9, Л., 1974.
- Волк В.Э. Аэромагнитные данные в исследовании земной коры. *Тр. ВНИИ геологии и минер. ресурсов Мирового океана*. т. 189, М., 1982, 151 с.
- Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н. Использование статистической обработки данных интерпретации материалов аэромагнитной съемки при изучении строения земной коры. *Геофизические методы разведки в Арктике*. Вып. 6, Л., 1971.
- Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н. Методика интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры на примере исследования шельфа северных морей СССР. Л., 1973.
- Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкеева Д.А., Новые перспективные газопоисковые объекты Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 1999, № 5-6, с. 7-16.
- Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. *Справочник геофизика*. /Под ред. В.И. Дмитриева/. - М., Недра, 1982, 222 с.
- Габриэлянц Г.А., Клещев К.А., Шеин В.С. Плитотектоническая основа прогноза месторождений нефти и газа. *Прогноз месторождений нефти и газа*. М., ВНИГНИ, 1989, с. 4-27.
- Гаврилов В.П. Океаногенез и континентогенез - основные этапы полного цикла развития литосферы. *Известия ВУЗов, Геология и разведка*, 1986, № 1, с.3-10.
- Гаврилов С.В. Реологические свойства континентальных пород у границы Мохо по моделям столкновения континентов. *Физика Земли*, 1996, № 8, с. 13-17.
- Галдин Н.Е., Муслимов Р.Х., Назипов А.К. О результатах геофизических исследований кристаллического фундамента Акташ-Новоелховского поднятия (южная вершина Татарского свода) по разрезу Новоелховской скважины. *Известия ВУЗов Геология и разведка*, 1994, № 6, с. 109-118.
- Галецкий Л.С., Пастухов В.Г. Геодинамика и металлогения Украины. Киев, РДЭНТП, 1989, 31 с.
- Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М., Недра, 1977, 277 с.
- Гарецкий А.В. Эволюционные аспекты тектонических процессов. *Эволюция геологических процессов в истории Земли*. М., Недра, 1993, 240 с.
- Гафаров Р.А. Типы разломов и тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, 1976, № 6, с. 27-38.
- Геодинамика Урала по данным натуральных и модельных исследований. /А.Л. Алейников, В.Ф. Боровков, А.В. Зубков, Н.И. Халевин/. - *Геология и геофизика*, 1977, № 2, с. 156-159.
- Геодинамическая карта территории Украинской ССР (основных срезыв) масштаба 1:1000000. /В.Г. Пастухов, Н.А. Астахов, М.К. Багинян и др./. - *Кривой Рог, ВНТГО*, 1989, с. 17-19.
- Геодинамическая модель центральной части Украинского щита и Криворожской сверхглубокой скважины. /А.В. Чекунов, В.Б. Соллогуб, Л.С. Галецкий, Н.С. Курлов/. - *Геофизический журнал*, 1989, № 4, с. 3-13.
- Геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-40(41) - Екатеринбург. Объяснительная записка. /Под ред. В.В. Шалагинова/. - Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, 252 с.
- Геологические исследования из космоса. /Под ред. С. Фредена, Э. Мерканти, М. Беккера/. - М., Мир, 1975, 287 с.
- Геологический атлас России. Масштаб 1:10000000. М. - СПб., 1996, (Роскомнедра, Госкомвуз, РАН, Геокарт). 40 карт с объяснительными записками.
- Геологическое развитие и металлогения Урала. /К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др./. - М., Недра, 1981, 256 с.
- Геология и геофизика нефтегазоносных территорий юга СССР. /Под ред. С.П. Максимова и др./. - М., Недра, 1986, 232 с.

- Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М., Наука, 1991, с. 7-17.
- Геология нефти и газа Западной Сибири. /А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др./ - М., Недра, 1975, 680 с.
- Геология СССР. том XII, ч. I, кн. 2, М, Недра, 1969, 302 с.
- Геоманнитные исследования по геотраверсу "Гранит". /А.В. Чурсин, В.М. Рыбалка, С.Н. Кашубин и др./ - Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Воронеж, ВГУ, 1996, с. 20-21.
- Геотермическая карта России. М 1: 10000000. М., ГосКомНедра, ГосКомВУЗ, 1995.
- Геотермические модели геологических структур. СПб., ВСЕГЕИ, 1991, 185 с.
- Геотраверс "Гранит". Методика и результаты исследований. Екатеринбург, УРГК и УТП ВНТGeo, 1992, 113 с.
- Геотрансект Днепровско-Донецкий палеорифт - Украинский щит - Южные Карпаты. /А.В. Чекунов, Н.В. Соллогуб, В.И. Старостенко и др./ - Геологический журнал, 1990, № 6, с. 3-31.
- Гиригорн Л.Ш., Кабалык В.Г. Поднятия чехла над глубинными кольцевыми депрессиями на севере Западной Сибири. Советская геология, 1990, № 1, с. 57-63.
- Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральяского прогиба. /М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и др./ - Уфа, БФАН СССР, 1977, 50 с.
- Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. /Под ред. А.М. Дымкина, В.А. Коротева/. - М., Наука, 1990, 269 с.
- Глебовский Ю.С. Методические рекомендации по средне- и крупномасштабной магнитной картографии. Л., НПО Рудгеофизика, 1990, 84 с.
- Глевасский Е.Б. Плитотектонические модели условий образования докембрийских железорудных формаций. Геодинамика и минерагения Украины. Кривой Рог, ВНТГО, 1989, с. 44-45.
- Глевасский Л.С., Пастухов В.Г. Геодинамика и минерагения Украины. Геодинамика и минерагения Украины. Кривой Рог, 1989, с. 9-11.
- Глубинное строение восточной части Русской платформы. /М.П. Воларович, В.Е. Дибров, Ю.С. Куцев и др./ - М., Наука, 1977, 124 с.
- Глубинное строение и металлогения Урала. /В.М. Рыбалка, Е.М. Ананьева, Е.Б. Горонович, Г.Ф. Коваленко/. - Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 40-54.
- Глубинное строение и геодинамика литосферы. /Под ред. А.А. Смыслова/. - Л., Недра, 1983, 276 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). /Под ред. А.Ф. Морозова и др./ - Тверь, изд-во ГЕРС, 2001, 286 с.
- Глубинное строение Криворожского бассейна и его геодинамика по данным сверхглубокого бурения. /Р.Я. Белевцев, Я.Н. Белевцев, Н.С. Курлов, В.В. Решетняк/. - Геодинамика и минерагения Украины. Тезисы докладов. Кривой Рог, 1989, с. 55-57.
- Глубинное строение литосферы Восточно-Европейской платформы по результатам сейсмологических наблюдений. /Е.Е. Золотов, С.Л. Костюченко, В.А. Ракитов и др./ - Разведка и охрана недр, 1998, № 2, с. 11-13.
- Глубинное строение литосферы Центральной и Юго-Восточной Европы. /А.В. Чекунов, В.Б. Соллогуб, Н.В. Соллогуб и др./ - Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993, вып. 1, с. 152-161.
- Глубинное строение Северо-Западной Ферганы по геофизическим данным в связи с перспективами нефтегазоносности. /П.Ю. Готфрид, З.С. Куртбедин, Н.В. Петров и др./ - ДАН Таджикской ССР, 1983, т. 26, № 7, с. 24-27.
- Глубинное строение складчатого обрамления востока Русской плиты. /А.Л. Алейников, О.В. Беллавин, В.С. Дружинин и др./ - Тектоника, магматизм, метаморфизм, металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск - Миасс, УНЦ АН, 1985, с. 3-4.

- Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. /Под ред. И.Л. Нерсесова/. - М., Наука, 1987, 238 с.
- Глубинное строение Урала по геофизическим данным. Глубинное строение СССР. /Под ред. В.В. Белоусова/. - М., Наука, 1991, 224 с.
- Глубинное строение Урала по геофизическим данным. /В.М. Рыбалка, Е.М. Ананьева, С.Н. Кашубин и др./. - Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, с. 101-118.
- Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура - Орск. /В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, В.И. Вальчак и др./ - Советская геология, 1985, № 1, с. 74-86.
- Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. /В.М. Нечухин, Н.Г. Берлянд, В.Н. Пучков, В.Б. Соколов/. - Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986, 108 с.
- Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы /А.В. Чекунов, В.Б. Соллогуб, Т.В. Ильчено и др./. - Геофизический журнал, 1990, № 4, с. 3-22.
- Голиздра Г.Я. О нарушениях юга Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования телевизионных космических снимков. Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1980, № 10, с. 10-15.
- Голиздра Г.Я. Анализ линеаментов космических снимков в пределах Урала и прилегающей территории. Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1988, № 12, с. 12-17.
- Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М, Недра, 1988, 212 с.
- Голиздра Г.Я. Особенности разрывной тектоники Урала и прилегающей территории по результатам дешифрирования космических снимков. Известия ВУЗов. Горный журнал, 1990, № 2, с. 8-12.
- Голиздра Г.Я. Региональная разрывная тектоника Донбасса по результатам анализа геофизических полей и космических снимков. Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1991, № 12, с. 20-26.
- Голиздра Г.Я. Изучение разрывной тектоники земной коры в полосе геотраверса "Гранит" по результатам дешифрирования космических снимков. Геотраверс "Гранит". Методика и результаты исследований. Екатеринбург, УРГК и УТП ВНТГео, 1992, с. 75-83.
- Голиздра Г.Я. Разрывная тектоника земной коры в полосе геотраверса "Гранит" по результатам дешифрирования космических геофизических съемок. Геофизический журнал, 1992, № 6, с. 83-89.
- Голиздра Г.Я., Кашубин С.Н., Логвин В.Н., Рыбалка В.М. Интерпретация комплексных геофизических исследований на широтных геотраверсах через Урал. Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 12, с. 113-121.
- Голиздра Г.Я., Новикова Н.А. Использование карты тоновых аномалий космических снимков при изучении регионального геологического строения Урала. Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1989, № 11.
- Голов А.А., Дитмар В.И., Митрейкин Ю.Б. Перспективы дальнейших поисков залежей нефти и газа в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Геология нефти и газа, 1994, № 10, с. 2-6.
- Голованова И.В. Каталог данных по тепловому потоку Урала. Препринт доклада Президиуму Уфимского научного центра РАН, Уфа, 1994, 30 с.
- Гольдин С.В., Гриценко С.А., Поляков Д.Б. Способ оценки эффективных скоростей. Геология и геофизика, 1991, № 10.
- Гольдшмидт В.И. Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа. М., Недра, 1979, 220 с.
- Гордиенко В.В. Аномальный тепловой поток и его геотермическая интерпретация в центральной части Украинского щита. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Киев, 1999.
- Гордиенко В.В. Комплексная геофизическая модель тектоносферы и глубинные процессы в Трансевропейской зоне современной активизации. Структура верхней мантии Земли. Тезисы докладов международной конференции. М., ГЕОС, 1997, с. 82.

- Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тепловое поле юго-восточной части Русской плиты. Геофизический журнал, 1984, т.6, № 6, с. 3-11.
- Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тепловое поле юго-восточной части Украинского щита и его склонов. Геофизический журнал, 1989, т.11, № 2, с. 3-9.
- Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала. /А.Л. Алейников, О.В. Беллавин, Ю.П. Булашевич и др./ - Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск, УрО АН СССР, 1988, с. 106-113.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. /Под ред. Е.А.Мудрецовою/. - М., Недра, 1981, 398 с.
- Гравитационное поле и плотностные модели астеносферы окраинных морей Тихого океана. /А.А. Булычев, А.Г. Гайнанов и др./ - 4-я Международная конференция "Океангеоресурсы", СПб, Севморгеология, 1991, с. 11-13.
- Граничные скорости фундамента европейской и запада азиатской части СССР. /Н.Я. Кунин, Л.И. Иогансон, Г.А. Березина и др./ - Советская геология, 1986, № 10, с. 88-96.
- Грин Д., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968.
- Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза, Киев, Наукова думка, 1987, 127 с.
- Гутерман В.Г., Козленко В.Г. Механизм формирования грабен-синклинали: генетический анализ разреза Днепровско-Донецкой впадины. Геофизический журнал, 1990, № 1, с. 17-24.
- Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М., Наука, 1977, 164 с.
- Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Возраст и пространственное положение пород силура в среднем течении р. Сакмары (Южный Урал) по палеомагнитным данным. Тектоника и нефтегазоносность. Уфа, БашФАН СССР, 1988, с. 52-60.
- Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М., Мир, 1977, 572 с.
- Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Геолого-геофизическая модель земной коры Европейского Северо-Востока СССР. Проблемы геологии Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1983.
- Динамика напряженного состояния среды в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. /А.Н. Гуляев, В.С. Дружинин, А.В. Троянов, Ф.Ф. Юнусов/. - Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 251-263.
- Докембрийская геология СССР. /В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский, С.Б. Лобач-Жученко и др./ - Л., Наука, 1988, 440 с.
- Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. /М.Ю. Васильева, Е.Г. Журавлев, В.С. Князев и др./ - М., Недра, 1992, 309 с.
- Дортман Н.В. Влияние термодинамических условий образования магматических пород на их магнитные характеристики. Магнитные аномалии земных глубин. Киев, Наукова думка, 1981, с. 102-147.
- Дрейф Австралии и размещение нефти и газа в фанерозое в ее пределах. Экспресс-информация. Сер. "Нефтегаз. геол. и геофизика", 13, 1987.
- Дрейф Северной Америки и нефтегазообразование в ее пределах. Экспресс-информация. Сер. "Нефтегаз. геол. и геофизика", 14, 1987.
- Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ. ДАН СССР, 1990, 315, № 5, с. 1086-1090.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С. Специфика глубинного строения, сейсмичности и минерагении центральной структуры Уральского подвижного пояса. Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, ИГ УрО РАН, 1998, с. 66-68.
- Дружинин В.С., Карманов А.Б., Кашубин С.Н. Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скоростной модели. Геология и геофизика, 1990, № 4, с. 106-112.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н. Многоволновые региональные сейсмические исследования на Урале. Разведочная геофизика, 1992, № 114, с. 84-92.

- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М. О характере сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Уральского складчатого сооружения. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа. Киев, Наукова думка, 1989, с. 8-11.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., Недра, 1976, 158 с.
- Дубянский А.И., Надежка Л.И., Тарков А.П. Структура поверхности Мохоровичича центральной части Восточно-Европейской платформы. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993, вып. 1, с. 162-164.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышов Н.М. Верхняя мантия Сибири. 27-й Международный геологический конгресс. Геофизика, секция С.08, доклады. Т. 8. М., Наука, 1984, с. 27-42.
- Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Связь размещения месторождений нефти и газа с особенностями строения консолидированной коры. Материалы международной геофизической конференции. СПб., 10-13/VIII-1995, с. 16.1.
- Ежов Ю.А. Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 314-323.
- Еремеев А.Н. Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре. Открытия в СССР. 1968-1969. М., ППП "Патент", 1970, с. 14-15.
- Еремеев А.Н., Ершов А.Д., Яницкий И.Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения. Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1976, с. 49-60.
- Ермаков Б.В., Семов В.Н., Шукин Ю.К. Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным. Современная тектоническая активность территории СССР. М., Наука, 1984, с. 96.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М., Наука, 1984, 248 с.
- Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах. Отечественная геология, 1999, № 3, с. 31-40.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры. Геотектоника, 1993, № 3, с. 34-38.
- Ехлаков Ю.А. К вопросу о палеотектоническом развитии территории бурения Тюменской сверхглубокой скважины в триасовый и юрский периоды. Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995, с. 93-95.
- Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. Триасовые и юрские отложения в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины. Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь, 1995, с. 29-31.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983, 416 с.
- Живкович А.Е., Чехович П.А. Структура Центральной части Уфимского амфитеатра (Средний Урал). Геотектоника, 1986, № 2, с. 67-84.
- Жуков И.М. Перспектива нефтегазоносности зон сочленения Волго-Уральской антеклизы, Предуралья Краевого прогиба и Прикаспийской впадины. Геология нефти и газа, 1988, № 2, с. 5-13.
- Жученко А.Г. Аэрогеологические работы на Урале. Свердловск, 1982, 48 с.
- Закатов П.С. Курс общей геодезии. М., Недра, 1976, 511 с.
- Золоев К.К. Подвижные пояса Земли: эволюция, особенности магматизма и металлогении. Геология и металлогения подвижных поясов. Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, с. 60-78.
- Золотухин В.В., Чернышов Н.М., Молотков С.П. Об одном перспективном типе никеленосных интрузивов. ДАН СССР, 1984, 276, № 26, с. 442-445.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, 334 с.

- Зоненшайн А.П., Натапов Л.М. Строение континентальной коры и сверхглубокое бурение. Советская геология, 1991, № 8, с. 17-25.
- Зубков А.В., Липин Я.И. Исследование поля тектонических напряжений земной коры Урала и его связи с тектоническим развитием. Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 1998, с. 80-82.
- Зубков А.В., Липин Я.И., Гуляев А.Н. Напряженное состояние верхней части земной коры Урала и тектоническое развитие региона. ФТПРПИ, 1996, № 4, с. 61-68.
- Иванкин В.П., Зотова А.К., Плотников Н.А. О распространенности зон с аномально низким пластовым давлением в недрах Татарии и оценке их нефтегазоносности. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, 1989, с. 41-43.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Свердловск, ИГиГ УрО РАН, 1998.
- Иванов С.Н., Иванов К.С., Пучков В.Н. Формирование структуры Южного Урала в палеозое. ДАН СССР, 1985, 285, № 1, с. 177-180.
- Изучение и оценка сейсмичности платформенных территорий. /Г.Е. Кузнецов, П.В. Вишневецкий, Б.В. Буров и др./ - Разведка и охрана недр, 1996, № 2, с. 38-40.
- Изучение на физических моделях влияния трещиноватости горных пород на сейсмическое волновое поле. /В.Д. Гик, Ю.Л. Брылкин, Ю.А. Орлов, Б.А. Бобров/. Геология и геофизика, 1994, № 5, с. 150-160.
- Изучение плотности пород разреза скважины 20000 с помощью плотностного гамма-каротажа. /В. Карус, В.Ф. Караниколо, Г.П. Балагина и др./ - Известия ВУЗов, Геология и разведка, 1977, № 6 с. 139-144.
- Изучение поляризации сейсмических волн в сейсмоактивных районах на примере Гармского полигона. /М.А. Краснова, С. Крампин, Д.К. Бут и др./ - ДАН СССР, 1986, т. 288, № 3, с. 582-585.
- Изучение строения доюрского фундамента Западной Сибири с помощью трехмерной сейсморазведки МПВ. /В.С. Дружинин, А.Б. Карманов, С.В. Автонеен, Л.В.Турыгин/. - Советская геология, 1992, № 3, с. 80-88.
- Ильченко Т.В., Пашкевич И.К., Каратаев Г.И. Взаимосвязь состава и мощности земной коры Украинского щита. ДАН УССР, 1988, № 4, с. 13-16.
- Индикатор гелия магниторазрядный ИНГЕМ-1. Паспорт 012.840.001 ПС. 1975.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1983.
- Использование результатов многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры Урала. /В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, В.И. Вальчак и др./ - Геология и геофизика, 1985, № 1, с. 91-98.
- Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. /Под ред. М.П. Воларовича и др./ - Киев, Наукова думка, 1977, 220 с.
- К вопросу о геомагнитной модели Урала. /А.В. Чурсин, В.А. Шапиро, М.Г. Карымов и др./ - Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985, с. 209-211.
- К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. I Характеристика экспериментальных данных. /А.С. Алексеев, И.С. Вольвовский, Н.И. Ермилова и др./ - Известия АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 11, с. 1620-1630.
- К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. II Теоретический анализ земной коры для районов Средней Азии. /А.С. Алексеев, И.С. Вольвовский, Н.И. Ермилова и др./ - Известия АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 1, с. 3-19.
- К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ. III Сопоставление результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными. /А.С. Алексеев, И.С. Вольвовский, Н.И. Ермилова и др./ - Известия АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 1, с. 184-195.

- Кабан М.К. Современные методы исследования изостазии. Разведочная геофизика: Обзор ВНИИ Экон.минер.сырья и геол.развед. работ. М., ВИЭМС, 1987, 47 с.
- Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М., Наука, 1984, с. 184.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Трансект через Южный Урал. Уфа, ИГ БНЦ РАН, 1992, 21 с.
- Каляев Н.Г. Тектоника плит в ранней истории Земли. Геодинамика и минерагения Украины. Кривой Рог, 1989, с. 6-7.
- Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974, 231 с.
- Камалетдинов М.А., Постников Д.В. Тектонические структуры фундамента на южной окраине Татарского свода. ДАН СССР, 1979, 248, № 2, с. 418-422.
- Камалетдинов М.А., Постников Д.В., Кавеев И.Х. Покровно-надвиговое строение Нурлат-Черемшанской зоны Татарского свода Восточно-Европейской платформы. ДАН СССР, 1983, 269, № 5, с. 1158-1161.
- Каратаев Г.И. Магнитная модель литосферы Европы. Киев, Наукова думка, 1990, 166 с.
- Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Методика комплексирования данных гравиметрии, магнитометрии и сейсмометрии при изучении глубинного строения земной коры. Геофизический журнал, 1985, т.7, № 2, с. 87-95.
- Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. О корреляционной методике выделения и обосновании глубинной природы региональной компоненты гравитационного и магнитного полей. Геофизический журнал, 1985, т.7, № 3, с. 47-51.
- Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Фурс В.К. Комплексирование геофизических полей на основе корреляционного анализа. Геофизический журнал, 1984, т.6, № 6, с. 3-11.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей М 1:5000000. /Под ред. Н.А. Моргуновой/. - М., 1984.
- Карта теплового потока Европейской части СССР. М 1:5000000. М., МинГео СССР, АН УССР, 1987.
- Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. М 1:10000000. М., ГУГК, 1980.
- Картографирование сейсмоопасных зон и территорий Уральского региона /С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев, Г.В. Шилина/. - Известия ВУЗов, Горный журнал, 1998, № 7-8, с. 123-135.
- Кац Я.Г., Тевелев А.В., Полетаев А.И. Основы космической геологии. М., Недра, 1988, 236 с.
- Кашубин С.Н. Методика анализа физических свойств горных пород при региональных сейсмических исследованиях (на примере Тагильско-Магнитогорского прогиба). Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. Свердловск, 1984, с. 83-91.
- Кашубин С.Н. Особенности методики сейсмических исследований по геотраверсу "Гранит". Геотраверс "Гранит". Методика и результаты исследований. Екатеринбург, УРГК и УТП ВНТГео, 1992, с. 22-32.
- Кашубин С.Н. Связь аномалий сейсмической анизотропии с распределением тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале. Недра Поволжья и Прикаспия, спец. выпуск, 1996, № 13, с. 14-18.
- Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Урала. Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Серия: Геология и геофизика. Вып. 8. Екатеринбург, УГГА, 1998, с. 132-136.
- Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург, УрО РАН, 2001, 182 с.
- Кашубин С.Н., Лещиков В.И., Рыжий Б.П. Геофизические особенности Урала. Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Екатеринбург, УрО РАН, 1997, ч. 1., с. 83-88.
- Кашубин С.Н., Чурсин А.В. Магнитная модель Южного Урала по результатам разновысотных аэромагнитных наблюдений по Троицкому профилю ГСЗ. Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 208-217.

- Клушин С.В., Гарецкий Р.Г., Верно С.А. Сейсморазведка отраженными волнами при изучении земной коры и верхней мантии Белоруссии. Геофизический журнал, 1989, № 5, с. 3-18.
- Клушин С.В., Познякевич З.А., Синичка А.М. Асимметрия Припятского палеорифта -особенности геодинамики и структурные стили. Известия АН СССР, сер. геол., 1989, № 12, с. 100-114.
- Ковалев И.Х., Газизова С.А., Исмагилова М.Г. Сравнительный анализ структур Жигулевского вала Восточно-Европейской платформы и Сургутского мегавала Западно-Сибирской плиты. Аллохтонные структуры в земной коре. Уфа, БНЦ АН СССР, 1987, с. 62-67.
- Козлов И.Г., Ястребова Т.А. Опорные скважины СССР. Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область). Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Козловский Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр. Советская геология, 1982, № 9.
- Колчанов В.М. Итоги заседания комиссии по Международным тектоническим картам. Геотектоника, 1972, № 5, с. 71-74.
- Кольская сверхглубокая. /Под ред. Е.А.Козловского/. - М., Недра, 1984. 490 с.
- Кольцевые структуры земной коры Волжско-Камской антеклизы. /В.П. Степанов, В.П. Воронин, Н.А. Докучаева и др./ - Казань., КГУ, 1983, 98 с.
- Комплекси́рование методов разведочной геофизики (справочник геофизика). /Под ред. В.В. Бродового, А.А. Никитина/. - М., Недра, 1984. 384 с.
- Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии. /А.Ф. Буянов, В.Н. Глазнев, А.Б. Раевский, Г.Б. Скоченко/. - Геофизический журнал, 1989, т. 11, № 2, с. 30-39.
- Кондратьев Г.М. Тепловые измерения. М. - Л., Машгиз, 1957.
- Корчагин В.И. Положение основных скоплений нефти и газа в крупнейших нефтегазоносных бассейнах мира. Геология и разведка, 1992, № 3, с. 149-153.
- Корчагин И.Н. Методы автоматизированного подбора и их использование при интерпретации геофизических данных. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Киев, 1994.
- Космическая геология. Пер. с англ. /Под ред. В.А. Кирюхина/. - Л., Недра, 1979, 381 с.
- Космогеология СССР. /Н.С. Афанасьев, В.И. Башилова, В.Н. Брюханов и др./ - М., Недра, 1987, 240 с.
- Космофизические явления и эндогенные тектонические процессы на территории Татарстана. /В.К. Александров, Н.Я. Шабалин, В.А. Трофимов и др./ - I Всероссийская конференция "Мониторинг геологической среды". Казань, 1997, с. 22-23.
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Особенности литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования. Геотектоника, 1998, № 4, с. 3-18.
- Краснобаева А.Г. О геоэлектрической модели строения земной коры и верхней мантии Среднего Урала. Электромагнитные зондирования. М., 1981, с. 41.
- Краснобаева А.Г. Первые результаты магнитотеллурического зондирования по Свердловскому пересечению. Глубинное строение Урала. М., 1968, с. 353-354.
- Краснова М.А., Чесноков Е.М. Экспериментальное исследование сейсмической анизотропии литосферы Земли в СССР и за рубежом. М., ВИЭМС, 1986, 36 с.
- Краснопевцева Г.В. Прогнозная сейсмическая модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса "Гранит". Геотраверс "Гранит". Методика и результаты исследований. Екатеринбург, УРГК и УТП ВНТГео, 1992, с. 97-103.
- Краснопевцева Г.В., Шукин Ю.К. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы. Геофизика, 1996, № 4, с. 19-25.
- Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984, 224 с.
- Красный Л.И. Тектоника СССР и некоторые вопросы минерогения. Советская геология, 1991, № 4 с. 58-67.
- Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле (Гравитационное моделирование структур земной коры континентального типа). Киев, Наукова думка, 1981, 264 с.

- Краюшкин В.А. Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев, Наукова думка, 1984, 174 с.
- Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. /Р.Х. Муслимов, Н.Е. Галдин, С.М. Гвоздь и др./ - Казань, Дента, 1996, 488 с.
- Крутиховская З.А. Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов. Геофизический сборник, 1976, № 73, с. 3-30.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. Магнитные аномалии земных глубин. Киев, Наукова думка, 1976, с. 108-125.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Связь длинноволновых магнитных аномалий Украинского щита с глубинным строением земной коры. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев, Наукова думка, 1980, с. 47-54.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1982, 216 с.
- Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры (на примере Алтае-Саянской и Байкальской сейсмических областей). Геология и геофизика, 1996, № 9, с. 56-65.
- Крылов С.В., Тен Е.Н. Оценка прочности кристаллических пород по данным глубинного сейсмического зондирования на Р- и S- волнах. Геология и геофизика, 1994, № 5, с. 20-30.
- Крылов С.В., Тен Е.Н. Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского районов. Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 2, с. 137-150.
- Крылов С.В., Шелудько И.Ф. Основы способа линеаризованной интерпретации временного поля отраженной сейсмической волны. Геология и геофизика, 1987, № 7, с. 110-120.
- Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала. Екатеринбург, УГГГА 1998, 382 с.
- Куликов П.К. Структуры фундамента Западно-Сибирской плиты. Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М., Известия АН СССР, 1973, с. 11-13.
- Кульханек О.Л. Введение в цифровую фильтрацию в геофизике. М., Недра, 1981.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Мафическая континентальная земная кора Евразии. ДАН СССР, 1986, 291, № 3, с. 571-575.
- Курлов Н.С., Решетняк В.В. Новые данные о геологическом строении Кривбасса по предварительным результатам сверхглубокого бурения и региональных геологосъемочных работ. Геодинамика и минералогия Украины. Кривой Рог, 1989, с. 53-54.
- Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1978, 148 с.
- Кутас Р.И. Температура в коре и верхней мантии Земли. Магнитные аномалии земных глубин. Киев, Наукова думка, 1981.
- Кутас Р.И., Бевзюк М.И. Земной тепловой поток Донбасса. Геофизический журнал, 1992, № 2, с. 14-22.
- Кучерук Е.В., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Тектоника плит и нефтегазоносность региональных надвигов. 27-й МК. Тезисы докладов. Т. 9, ч. 2. М., 1994, с. 259-261.
- Кучерук Е.В., Ушаков С.А. Тектоника плит и нефтегазоносность. Серия Физика Земли, т. 8, М., ВИНИТА, 1985, 200 с.
- Лапинская М.А. Стратиграфия раннего докембрия Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. М., 1982, с. 25-36.
- Ларин В.Н. Продолжительность и интенсивность формирования залежей нефти и газа. ДАН СССР, 1984, т. 340, № 6, с. 797-798.
- Ларин В.Н., Руженцев С.В. Моделирование покровных структур. Геотектоника, 1975, № 3, с. 32-34.

- Лебедев В.А., Журавлева А.В., Фролов В.М. Геохимическая природа сейсмических границ. Развитие теории и методики создания геолго-петрографических моделей. Л., ВНИГРИ, 1990, с. 70-86.
- Лебедев Т.С., Савенко Б.Я. Роль основных ферромагнитных минералов в РТ-изменениях остаточной намагниченности изверженных пород. Геофизический журнал, 1998, № 6, с. 63-82.
- Левицкая А.Я. Землетрясения Урала. Землетрясения в СССР, М., АН СССР, 1961, с. 384-386.
- Литвиненко И.В., Ланев В.С., Лизинский М.Д. Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского Щита. Советская геология, 1989, № 10, с. 83-89.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. /В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, Р.Г. Гарецкий и др./ - Киев., Наукова думка, 1989, 188 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. /Т.В. Ильченко, Н.В. Соллогуб, А.А. Трипольский и др./ - Киев, Наукова думка, 1980, 172 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. /Под ред. А.В. Чекунова и др./ - Киев, Наукова думка, 1993, 260 с.
- Логачев Н.А., Шерман С.И. Тектонофизические проблемы образования и развития разломов в земной коре. Иркутск, СО АН СССР, 1990, 47 с.
- Лукинов В.В., Шкуро Л.Л. Влияние тектонического давления на уплотнение горных пород. Геотектоника, 1992, № 4, с. 122-123.
- Лучинин И.Л. Перспективы ураноносности Уральского региона. Отечественная геология, 1995, № 9, с. 39-42.
- Любимов Н.И., Носенко Л.И. Справочник по физико-механическим параметрам горных пород рудных районов. М., Недра, 1978. 285 с.
- Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Труды Геофизического института АН СССР, 1957, № 38, 90 с.
- Магнетизм и условия образования изверженных пород /Д.М. Печерский, В.И. Багин и др./ - М, Наука, 1975.
- Магнитная модель литосферы Европы. /И.К. Пашкевич, В.С. Марковский, М.И. Орлюк и др./ - Киев, Наукова думка, 1990, 167 с.
- Магнитометрические исследования Кольской сверхглубокой скважины. /А.Н. Бахвалов, В.Н. Пономарев, П.П. Смолин и др./ - Советская геология, 1989, № 9, с. 81-87.
- Магнитометрия Минибаевской скважины № 20000. /В.Н. Пономарев, А.Н. Бахвалов, А.К. Троянов, В.Н. Нехорошков/. - Известия ВУЗов, Геология и разведка, 1977, № 6, с. 130-140.
- Магниторазведка. Справочник геофизика. /Под пер. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского/. - М., Недра, 1990. 470 с.
- Магниторазрядный индикатор гелия. /В.В. Голоскоков и др./ - Приборы и техника эксперимента, 1973, № 1, с. 175-178.
- Магницкий В.А., Чесноков Е.М. Состояние проблемы геофизики анизотропных сред. Физика Земли, 1986, № 11, с. 3-9.
- Максимов С.П., Шейн В.С. Тектоника литосферных плит - теоретическая основа научного прогресса в геологии нефти и газа. Геология нефти и газа, 1986, № 9, с. 1-8.
- Масляев Г.А. Палеотектонические и геодинамические предпосылки изучения эволюции консолидированной части земной коры платформ. Нетрадиционные методы геофизических исследований неоднородностей в земной коре. М., АН СССР, 1989, с. 33-34.
- Масляк В.А., Листков В.П. Нетрадиционные критерии небиогенной природы промышленного газонакопления. Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента территории Татарстана и Волго-Камского региона. Казань, 1997, с. 32.
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. /Под ред. В.С. Суркова/. - М., Недра, 1986.
- Метод преломленных волн. /А.М. Епинатьева, Г.М. Голошубин, А.Л. Литвин и др./ - М., Недра, 1990, 298 с.

- Методика и предварительные результаты профильно-площадных сейсмических исследований в восточной части ВКМ (сейсмический эксперимент "АСТРА") /С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, Т.В. Кашубина и др./ - Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Воронеж, ВГУ, 1996, с. 122-123.
- Методика и технические средства геоиндикационного дешифрирования аэро- и космических снимков. Свердловск, 1986, 226 с.
- Методика проведения полевых гелиеметрических работ. М., ОЭП ВИМС, 1987, 78 с.
- Методические рекомендации по изучению глубинного строения Казахстана на основе геотраверсов. Алма-Ата, КазИМС, 1990, 102 с.
- Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. /Е.М. Ананьева, Е.Б. Горонович, З.Б. Черняк и др./ - Свердловск, Уралгеология, 1983, 302 с.
- Методология изучения глубинного строения Сибири. /В.С. Сурков, В.И. Лотышев, П.И. Морски, Г.Г. Ремпель/. - 27-й МК. Геофизика, секция С.08, доклады. Т. 8. М., Наука, 1984, с. 84-94.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли. Известия АН СССР, сер. геол., 1984, № 12, с. 12-18.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике. Геотектоника, 1991, № 1, с. 3-20.
- Минибаев Р.А., Палеомагнетизм и его применение для выявления горизонтальных смещений и поворотов массивов и структур. Аллохтонные структуры в земной коре и связь с ними полезных ископаемых. Уфа, БашФАН СССР, 1987, с. 55-62.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н. Геофизические и геолого-тектонические аспекты палеомагнитных исследований магматических пород Украины (важнейшие результаты и перспективы). Геофизический журнал, 1986, № 1, с. 87-96.
- Михалев А.К., Бородулин М.А. О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных. Геотектоника, 1976, № 5, с. 37-43.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф. Детальное изучение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по данным рефрагированных волн. Геология и геофизика, 1983, № 12, с. 82-91.
- Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризированной постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времен $t(x,l)$ рефрагированных волн. Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск, Наука, 1983. с. 140-152.
- Моделирование крупных разломов зон растяжения литосферы и количественная характеристика деформации. /С.И. Шерман, А.В. Черемных, С.А. Борняков, Л.П. Шишкина/. - Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 7, с. 1052-1057.
- Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. Л., Недра, 1986, 180 с.
- Моисеенко Ф.С. Основы глубинной геологии. Л., Недра, 1981, 179 с.
- Морфологические особенности магматических объектов ГУГР на Южном Урале, интерпретация с учетом размагничивания. /К.С. Иванов, Н.Н. Винничук, П.Н. Костров, А.Н. Ратушняк/. - Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, ИГ УрО РАН, 1998, с. 88.
- Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. М., Наука, 1974, 168 с.
- Мундт В., Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Методика построения магнитной модели литосферы. Изучение литосферы геофизическими методами (физические свойства, сейсмометрия, гравиметрия и магнитометрия). Киев, Наукова думка, 1986, с. 131-147.
- Муслимов Р.Х. Нефтеносность фундамента Восточно-Европейской платформы. Прогноз нефтегазоносности фундамента молодых и древних платформ. Казань, КГУ, 2001, с. 41-45.
- Муслимов Р.Х. Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов в пополнении резервуаров УВ-сырья в XXI веке. Прогноз нефтегазоносности фундамента молодых и древних платформ. Казань, КГУ, 2002, с. 61-63.

- Муслимов Р.Х. Цели и задачи изучения кристаллического фундамента ТАССР на современном этапе. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 75-77.
- Муслимов Р.Х., Ненароков С.Ю., Степанов В.П. Взаимосвязь залежей нефти и газа в Татарии с докембрийским фундаментом. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 44-47.
- Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. К определению максимально возможных магнитуд землетрясений на Восточно-Европейской платформе. Физика Земли, 1996, № 7, с. 3-20.
- Мяснякин В.И., Чернышов Н.М. Новый тип золотого оруденения в протерозойских толщах Тим-Ястребовской структуры. Отечественная геология, 1992, № 12, с. 16-20.
- Нагорный Ю.А., Нагорный В.А. О времени и глубине заложения региональных разломов Донецкого бассейна. Геотектоника, 1972, № 3, с. 34-42.
- Надвиговая тектоника и нефтегазоносность Предпатомского прогиба. /В.Г. Сереженков, В.С. Ситников, А.А. Аржаков и др./ - Геология нефти и газа, 1996, № 9, с. 4-12.
- Надежка Л.И., Дубянский А.И. Аномалии некоторых физических параметров земной коры Воронежского кристаллического массива. ДАН СССР, 1994, т. 336, № 6, с. 823-825.
- Надежка Л.И., Кашубин С.Н. Опыт выделения зон ВОЗ в восточной части Воронежского кристаллического массива по комплексу геолого-геофизических данных. Опыт комплексного изучения геофизических полей для целей сейсмопрогноза. М., ВСЕГИНГЕО, 1998, с. 33-34.
- Наливкин В.Д., Каменко М.Н., Семенович В.В. Совещание по проблеме "Стратегия поисков нефти и газа в СССР", Новосибирск, 1991. Геология нефти и газа, 1992, № 6, с. 36-37.
- Нанс Д., Уорсли Т., Муди Д. Суперконтинентальный цикл. Мир Науки, 1988, № 9 с. 34-41.
- Нарушенность земной коры по данным съемок из космоса и связь с ней полезных ископаемых (на примере Урала). /А.Л. Алейников, О.В. Беллавин, Б.П. Дьяконов и др./ - Геофизический журнал АН УССР, 1983, № 3, с. 45-52.
- Нгуен Линь Кат. Внутреннее строение Земли и ее концентрические разломы. ДАН СССР, 1983, 269, № 5, с. 1166-1168.
- Некоторые результаты структурно-тектонического изучения кристаллического фундамента Башкирии в связи с эволюцией осадочного чехла. /Е.В. Лозин, Р.Х. Масагутов, Ю.В. Андреев, В.Х. Хасанов/. - Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 57-59.
- Ненароков С.Ю., Баранов В.В. Перспективы нефтегазоносности рифейско-вендских отложений Татарии и смежных областей. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 49-52.
- Неоднородности земной коры и нефтегазоносность кристаллических пород фундамента (на примере Днепровско-Донецкого и Серноводско-Абдулинского авлакогенов). /А.В. Чекунов, И.И. Чебатаренко и др./ - Геологический журнал, 1990, № 2, с. 3-19.
- Неотектоника Урала и ее соотношения с геофизическими аномалиями. /В.П. Трифонов, Н.П. Влох, А.Л. Алейников и др./ - Геотектоника, 1969, № 6, с. 100-103.
- Никонов А.А. Сейсмические сотрясения на Русской равнине в XI-XVII вв. Физика Земли, 1990, № 11, с. 85-95.
- Никонов А.А. Неотектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы. Природа, 1995, № 10, с. 26-37.
- Никонова Ф.И. Методика исследования региональной составляющей гравитационного поля для Урала и сопредельных платформ. Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 84-89.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. /Под ред. А.Ф. Грачева/. - М., 2000, 487 с.
- Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1985, 733 с.

- Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры. /Ю.М. Саркисов, В.М. Кудымов, А.В. Овчаренко и др./ - Советская геология, 1992, № 3, с. 88-96.
- О возможности петрологической интерпретации сейсмических и гравитационных данных. /А.Л. Алейников, Д.В. Бахтерев, Н.И. Немзоров и др./ - Отечественная геология, 1993, № 1, с. 80-85.
- О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории. /Б.Г. Семенов, Е.М. Ананьева, Н.Я. Екидина и др./ - Геотектоника, 1983, № 4, с. 37-47.
- О глубинном строении восточного склона Среднего Урала. /Г.А. Кейльман, В.Б. Соколов, Е.И. Козырев и др./ Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, с. 58-62.
- О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации. /В.А. Дубов, И.Х. Кавеев, И.Л. Ханин и др./ - Геология нефти и газа, 1974, № 7, с. 33-36.
- О распространенности зон с аномально низким пластовым давлением в недрах Татарии и оценка их нефтегазоносности. /В.Н. Иванькин, Е.М. Золотов, Н.С. Гитиатулин и др./ - Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 41-43.
- О тектоническом районировании Урала и сопредельных территорий на глубинной и геодинамической основе. /В.С. Дружинин, Б.П. Рыжий, Ю.С. Каретин, С.В. Автонеенков/ - Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, Наука, 1996, с. 55-66.
- О характере сочленения древних толщ Центрально-Уральского поднятия с офиолитовым комплексом Тагильского прогиба по результатам комплексных геофизических исследований /Ю.З. Сегаль, В.А. Казачихин, А.А. Колечин и др./ - ДАН СССР, 1975, т.223, № 3, с. 688-691.
- Обрамление Западно-Сибирской равнины - новая провинция золоторудных месторождений коры выветривания. /Ю.А. Калинин, Н.А. Росляков, Г.В. Нестеренко, Н.В. Рослякова/ - Геология и геофизика, 1999, № 6, с. 884-895.
- Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000. /А.В. Пейве, С.А. Иванов, В.М. Нечеухин и др./ - М., Недра, 1977, 119 с.
- Огарин И.С. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1974, 86 с.
- Огарин И.С. Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали. Глубинное строение Урала. М., 1968, с. 117-121.
- Огарин И.С., Арсланбекова Л.Б., Юнусов Н.К. Комплексная геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Урала. Уфа, БашФАН СССР, 1981, 39 с.
- Огарин И.С., Харатьянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. ДАН СССР, 1962, 143, № 3, с. 678-671.
- Озерская М.Л. Общие сведения о физических свойствах осадочных пород и связях между ними. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., Недра, 1967, с. 719-738.
- Ольшанский Я.Н. Некоторые явления в телах со смешанной ионно-электронной проводимостью. Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. М., 1953.
- Онищенко Б.А. Новый взгляд на проблему строения и нефтегазоносности баженовской свиты Западной Сибири. Отечественная геология, 1996, № 7, с. 3-7.
- Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале /В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, Л.В. Сивкова и др./ - Свердловск, НТО Горное, 1982, 72 с.
- Опыт непродольного профилирования методом ГСЗ на Р- и S-волнах на Среднем Урале /С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, В.В. Маковский и др./ - Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 147-161.
- Опыт поисков нефти и газа под породами фундамента. /Р.У. Коломазов, В.С. Коробка, Е.В. Кучерук, М.П. Хобот/ - Геологические методы поисков и разведки нефти и газа. Вып. 6. М., ВИЭМС, 1984, с. 48.
- Основные результаты бурения Криворожской сверхглубокой скважины. /Н.С. Курлов, В.В. Касабов, Ю.П. Мечников и др./ - Советская геология, 1991, № 8, с. 69-80.

- Основные черты строения и развития архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы. /А.Н. Берковский, А.Б. Вревский, В.Д. Колий и др./ - Геотектоника, 1989, № 2, с. 3-11.
- Основы метода разделения и идентификации пород по петрофизическим и петрохимическим характеристикам. /Е.Е. Шлафштейн, А.С. Сердюкова, В.Б. Ратнер и др./ - Физика Земли, 1991, № 10, с. 60-81.
- Особенности глубокозалегающих мезозойских отложений севера Западно-Сибирской плиты. /Ю.А. Ехлаков, А.А. Диковский, М.Г. Фрик и др./ - Отечественная геология, 1991, № 8, с. 80-85.
- Особенности методики и результаты глубинных сейсмических исследований на Красноуральском профиле ГСЗ /В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, В.М. Рыбалка, Л.Н. Шарманова/. - Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М., 1981, с. 103-119.
- Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным). /В.Б. Соколов, Е.И. Козырев, В.М. Рыбалка, Л.Н. Чудакова/. - ДАН СССР, 1974, т.215, № 5, с. 1202-1206.
- Отображение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла. /Р.Г. Гарецкий, В.В. Печерников, Р.Е. Айзберг, С.В. Клушин/. - Советская геология, 1990, № 3, с. 93-99.
- Оценка изостазии Урала по данным сейсмометрии. /Б.П. Рьжкий, О.В. Беллавин, В.С. Дружинин, Н.И. Начапкин/. - Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 1998, с. 149-152.
- Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры. Геофизика, 1996, № 4, с. 11-19.
- Павлов Ю.А. К вопросу о выделении рифтовых структур в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Геотектоника, 1995, № 3 с. 23-27.
- Панков Ю.Д., Нечухин В.М., Соколов В.Б. Об офиолитовом характере субстрата мигматитов Тараташского комплекса на Южном Урале. ДАН СССР, 1979, 234, № 6, с. 1412-1415.
- Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей - сравнение. Геотектоника, 1973, № 3, с. 3-13.
- Первые результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). /К.Г. Башта, В.Н. Кусков, Л.Н. Шахторина и др./ - Геология и полезные ископаемые Урала, Свердловск, ПО "Уралгеология", ВНТГео, 1990, с. 19-30.
- Переславцев А.В., Смоляев А.А. Породообразующие минералы и петрогенезис никеленосных норит-диоритовых интрузий ВКМ. Известия АН СССР, сер. геол., 1992, № 11, с. 81-97.
- Перспективы нефтегазоносности промежуточного комплекса Западно-Сибирской плиты. /В.С. Славин, В.К. Бураков, П.А. Беспрозванный, Д.Б. Тальвирский/. - Советская геология, 1982, № 3, с. 59-64.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., Наука, 1997, 188 с.
- Песковский Д.И. Строение и общие закономерности развития литосферы Западной Сибири. Глубинное строение и структурно-формационные зоны Западной Сибири. Тюмень, Зап-СибВНИГНИ, 1986, с. 3-35.
- Песковский И.Д. Эволюция литосферы Западной Сибири и формирование осадочного бассейна. М., Недра, 1992, 334 с.
- Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостровной системы по геологическим и геофизическим данным. Отечественная геология, 2000, № 4, с. 14-20.
- Петрова Г.И., Печерский Д.М., Лыков А.В. Магнитные минералы. Магнитные аномалии. Магнитные аномалии земных глубин. Киев, Наукова думка, 1978, с. 55-64.
- Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. /Т.С. Лебедев, В.А. Корчин, Б.Я. Савенко и др./ - Киев, Наукова думка, 1988, 248 с.

- Петрофизические методы поисков и изучения железорудных месторождений на Урале (методические рекомендации). Свердловск, УПГО, 1988, 228 с.
- Петухов Б.С. Опытное изучение процессов теплопередачи. М. - Л., Госэнергоиздат, 1952.
- Печерский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры. Известия АН СССР, сер. геол., 1991, № 9, с. 66-78.
- Плаксенко А.Н. К проблеме генезиса и рудоносности докембрийских норит-диоритовых интрузий Воронежского кристаллического массива. Геологический журнал, 1992, № 2, с. 35-44.
- Плитотектонические модели нефтегазоносных бассейнов СССР. /В.С. Шеин, К.А. Клещев, С.А. Ушаков, Е.В. Кучерук/. - Прогноз месторождений нефти и газа. М., 1987, с. 12-19.
- Плотников И.Н., Краюшкин В.А. Геохимические аспекты поисков нефти в фундаменте Татарии. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 55-57.
- Плюснин К.П. Структурно-тектонические особенности развития Уральской геосинклинали. Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., Мингео РСФСР, 1988, с. 34-37.
- Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М., Наука, 1977, 86 с.
- Поиски и разведка малоразмерных месторождений нефти. /Г.И. Алексеев, А.Г. Алексин, В.А. Андреев и др./. - М., Наука, 1991, 119 с.
- Поляк Б.Г. Гелий и тепло Земли - общая судьба. Природа, 1990, № 9, с. 20-29.
- Померанцева И.В., Мозженко А.М. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М., Недра, 1977, 256 с.
- Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. /Под ред. Н.Н. Пузырева/. - М., Недра, 1967.
- Попов Б.А., Золоев К.К., Рапопорт М.С. Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники. Закономерности размещения полезных ископаемых. Екатеринбург, 1978, с. 27-37.
- Попов В.С. Тектоника. Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна. М., Недра, 1972, с. 43-71.
- Попов В.С., Рапопорт М. С. Тектономагматическое развитие Урала: новые аспекты старой проблемы. Известия ВУЗов, Геология и разведка, 1996, № 4, с. 3-21.
- Попов Ю.А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. ч. 1. Геология и разведка, 1983, № 9, с. 97-103.
- Попов Ю.А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. ч. 2. Геология и разведка, 1984, № 2, с. 81-86.
- Постников А.В. Раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты. Фундамент и промежуточные комплексы древних и молодых платформ СССР. М., МИНГ им. Губкина, 1982, с. 36-47.
- Постников А.В. Строение кристаллического фундамента Татарстана и его влияние на формирование осадочного чехла. Результаты изучения и исследования кристаллического фундамента Татарстана по материалам бурения скв. 20009-Новоелховской. Альметьевск, 1995, с. 15-17.
- Похиленко В.А., Федоров И.И., Томиленко А.А. Флюидный режим формирования мантийных пород по данным хроматографического анализа и термодинамическим расчетам. Геология и геофизика, 1994, № 4, с. 67-69.
- Поясное покровно-складчатое строение юга Сибирской платформы, проблемы миграции и нефтегазоносности. /М.П. Лобанов, В.И. Сизых, А.В. Синцов, А.А. Терещенко/. - Шарьирование и геологические процессы. Уфа, БНИ АН, 1989, с. 23-24.
- Проблема додевонского рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене. /А.Е. Лукин, А.С. Владимиров, И.М. Ермаков, Н.Г. Турчаненко/. - Геотектоника, 1991, № 2, с. 30-45.
- Проблема нефтегазоносности зон региональных надвигов. /С.П. Максимов, И.Н. Капустин, Л.Г. Кирюхин и др./. - Геология нефти и газа, 1987, № 7, с. 1-12.
- Проблема построения магнитной модели земной коры на примере широтного пересечения Урала. /В.А. Шапиро, А.В. Цирульский, Ф.И. Никонова и др./. - Физика Земли, 1982, № 9, с. 39-50.

- Проворов В.М. Особенности строения и нефтегазоносности верхнедевонско-турнейского палеошельфа северных и западных районов Урало-Поволжья. Геология нефти и газа, 1992, № 7, с. 16-19.
- Проект Уральская сверхглубокая скважина – 15000. /Л.А. Певзнер, К.Г. Башта, В.А. Горбунов и др./ - Международная конференция: Глубинное строение литосферы, Киев, 1996, с. 77-79.
- Прокин В.А., Соотношение палео- и современных структур Урала. Тектоника, геодинамика, металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск, УНЦ АН, 1989, с. 109-111.
- Профиль ГСЗ Путивль-Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины. /А.В. Чекунов, Н.К. Кившик, О.М. Харитонов и др./ - Геофизический журнал, 1992, № 2, с. 3-10.
- Пряхина Е.А., Голованова Н.Г. Новые данные о глубинном строении Московской синеклизы. Геофизика, 1999, № 1, с. 55-60.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, Наука, 1975, 158 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала, Уфа, Даурия, 2000, 145 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала. Геотектоника, 1993, № 3, с. 18-33.
- Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса - результат неравномерной косоугольной коллизии континентов. Геотектоника, 1996, № 3, с. 66-75.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления. Геотектоника, 1997, № 4, с. 42-61.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 145 с.
- Пучков В.Н., Свяжина И.А., Иванов К.С. Геодинамика Урала и северо-западного Казахстана в ордовике. Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск, УрО АН СССР, с. 113-116.
- Разрез зеленокаменных толщ Тагильского прогиба по Верхне-Туринскому профилю на Среднем Урале. /В.Б. Соколов, Ю.П. Аверкин, А.И. Назаров, В.А. Силин/. - ДАН СССР, 1983, т.272, № 4, с. 931-934.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов. 27-й МГК. Тектоника, секция С.07. Т. 7. М., Наука, 1984, с. 37-42.
- Ранние этапы становления, структура и металлогения литосферы юга Восточно-Европейской платформы. /А.В. Чекунов, З.А. Крутиховская, Л.С. Галецкий и др./ - Геофизический журнал, 1987, № 3, с. 79-91.
- Ревердатто В.В. Процессы и модели метаморфизма. Геология и геофизика, 1988, № 8, с. 3-11.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П., Чекунов А.В. Развитие Днепровско-Донецкого авлакогена в сравнении с Североевропейскими рифтами. Доклады РАН, 1993, 330, № 5, с. 620-623.
- Ревякин П.С. Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала. Советская геология, 1987, № 5, с. 47-60.
- Региональные геофизические исследования на Урале. /С.Н. Кашубин, Е.М. Ананьева, Б.П. Рыжий, В.С. Дружинин/. - Геологическое картографирование на Урале. Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, с. 81-96.
- Региональные магнитные аномалии Предуралья. /В.А. Шапиро, Ф.И. Никонова, Н.В. Федорова, А.В. Чурсин/. - Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. Киев, Наукова думка, 1984, с. 162-167.
- Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. М., Недра, 1984, 219 с.
- Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования в Уральском регионе. /А.Г. Дьяконова, А.Ф. Шестаков, И.Л. Варданянц, Г.С. Годнева/. - Физика Земли, 1990, № 2, с. 73-84.
- Результаты исследования земной коры и верхней мантии в решении задач прогноза минерализации Северной Евразии. /Б.В. Ермаков, В.А. Ерхов, Л.В. Ивановская и др./ - Геофизика, 1994, № 5.
- Результаты комплексных геофизических исследований в пределах Тагильского прогиба на Среднем и Северном Урале /В.Б. Соколов, А.И. Назаров, А.А. Колечин и др./ - ДАН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1435-1438.

- Результаты региональных исследований кристаллической толщи земной коры и верхней мантии при помощи сейсмостанции "Земля". /И.В. Померанцева, А.И. Мозженко и др./ - Методика, технология и результаты геофизической разведки. М., Недра, 1967, с. 20-25.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981, 584 с.
- Романов В.А. Складчато-чешуйчатая структура Южного Урала. М., Наука, 1975, 139 с.
- Рудные месторождения и физические поля Урала /Е.М. Ананьева, К.К.Золоев, Р.И. Лутков и др./ - Екатеринбург, УрО РАН, 1996, 295 с.
- Руководство по вычислению азимута и длины геодезической линии на поверхности эллипсоида Красовского. М., РИО ВТС, 1960, 179 с.
- Русская платформа. Т.1. /Под ред. Е.А. Козловского/. - Л., Недра, 1985, 356 с.
- Рыбалка В.М. Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования. Разведка и охрана недр, 1977, № 8, с. 31-36.
- Рыбалка А.В., Кашубин С.Н. Сейсмические исследования способом регулируемого направленного возбуждения в районе Уральской сверхглубокой скважины. Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 8, с. 1386-1397.
- Рысс Ю.С. Геоэлектрические методы разведки (Введение в геоэлектробию). Л., Недра, 1983.
- Рысс Ю.С., Джаши Г.Г. Картирование блоковой тектоники и металлогеническое прогнозирование с использованием геоэлектробиохимических методов при мелкомасштабных и региональных исследованиях. Опыт использования геоэлектробиохимических методов при поисках и разведке рудных месторождений. Красноярск, 1987.
- Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., Недра, 1979, 246 с.
- Рязанов И.А. Развитие идеи об океанизации земной коры. Глубинное строение и проблемы происхождения Тихого океана. Владивосток, ДВО АН, 1992, с. 106-128.
- Савко К.А. Силлиманит-мусковитовая зона в метаморфическом комплексе воронцовской серии. Геология и геофизика, 1994, № 6, с. 73-85.
- Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., Наука, 1987, с. 182-191.
- Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах Побужья (Украинский щит). Геология и геофизика, 1995, № 1, с. 71-80.
- Сазонов В.А., Огородников В.Н. Модель геологотектонического развития и эволюции металлогении Восточного склона Урала в период сжатия. Доклады РАН, 1992, 323, № 3, с. 523-526.
- Сальников В.Е. Геотермическая модель Южного Урала. Тектоника Украины и других регионов СССР. Киев, Наукова думка, 1980, с. 173-180.
- Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М., Наука, 1984, 88 с.
- Сальников В.Е., Голованова И.В. Новые данные о распределении теплового потока на Урале. Геология и геофизика, 1990, № 12, с. 129-135.
- Саркисов Ю.М. Новые представления о структуре земной коры Урала по материалам ГСЗ. ДАН СССР, 1981, 260, № 6, с. 876-879.
- Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. /Под ред. Э.Б. Наливкиной, Б.Н. Хахаева/. - СПб, ВСЕГЕИ, 1995, 247 с.
- Свяжина И.А., Коптева Р.А. Палеомагнитные свидетельства существования Уральского палеоокеана в палеозое. Глубинное строение и развитие Урала, Екатеринбург, Наука, 1996, с. 67-76.
- Связь сейсмичности с некоторыми особенностями строения и развития Урала. /А.Л. Алейников, О.В. Беллавин, В.С. Дружинин и др./ - ДАН СССР, 1994, 334, № 5, с. 632-634.
- Связь современных движений земной коры Урала с его глубинным строением (по геофизическим данным). /В.А. Шапиро, Н.И. Халевин, В.В. Колмогорова, В.А. Щапов/. - Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М., Наука, 1983, с. 99-101.
- Сегалович В.И., Дмитровская Ю.Е. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения. Известия РАН, 1992, № 6, с. 64-76.

- Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн /Н.Н. Пузырев, А.В. Тригубов, Л.Ю. Бродов и др./ - М., Недра, 1985, 277 с.
- Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. /С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев и др./ - Екатеринбург, УрО РАН, 2001, 126 с.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика. /Под ред. И.И. Гурвича, В.П. Номоконова/. - М., Недра, 1981, 464 с.
- Сейсморазведка с применением группирования взрывов на длинных базах и способа центральных лучей. /Под ред. В.А. Теплицкого/. - М., Недра, 1965, 108 с.
- Селлвуд Б. Осадочные бассейны, тектоника плит и нефтяные месторождения. Живая планета Земля. ИМНАКГ № 1, ЮНЕСКО, 1987, с. 45-54.
- Семенов Б.Г. Зависимость плотность-скорость и учет термодинамических условий при построении плотностной модели земной коры и верхней мантии. Геология и геофизика, 1983, № 6, с. 90-99.
- Семенова С.Г. Соотношение плотности и скорости продольных волн для горных пород земной коры и верхней мантии. Методика и интерпретация геофизических исследований. Киев, Наукова думка, 1978, с. 3-10.
- Система интерпретации двухмерных гравитационных и магнитных аномалий СИГМА. /Ф.И. Никонова, Д.В. Бахтерев, И.В. Ладовский, Н.В. Федорова/. - Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы международного семинара. М., 1993.
- Скрипий А.А., Юнусов Н.К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы. Геотектоника, 1989, № 6, с. 62-71.
- Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. Т.1. М., Недра, 1974, 326 с.
- Смирнов Я.Б. Термическая эволюция литосферы Днепровско-Донецкого авлакогена. Советская геология, 1991, № 8, с. 32-37.
- Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 28-37.
- Соболев Р.Н., Башанов А.М., Куртыбко Т.А. Экспериментальное изучение взаимодействий гранитного расплава с ксенолитами контрастного состава. Вестник МГУ, 1991, № 5, с. 50-60.
- Соборнов К.О. Строение и формирование надвигового аллохтона Гыдырвожской антиклинали Северного Урала. Вестник МГУ, 1991, № 1, с. 78-84.
- Соборнов О.К. Структурные сегменты Уральского пояса надвигов и его нефтегазоносность. Геология нефти и газа, 1996, № 3, с. 12-19.
- Соборнов К.О., Бушуев А.С. Строение фронта пояса надвигов Северного Урала (в районе Еджид-Кыртинской антиклинали). Доклады РАН, 1991, т. 321, № 1, с. 171-175.
- Соборнов К.О., Тарасов П.П. Двухъярусная надвиговая структура Интинской складчатой зоны Северного Предуралья. Доклады РАН, 1991, т. 318, № 4, с. 954-957.
- Соборнов К.О., Хацкель М.А. Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения. Известия АН СССР, сер. геол., 1991, № 9, с. 154-157.
- Современная геодинамика Урала. /И.И. Кононенко, Н.И. Халевин, М.А. Блюмин, В.Р. Яценко/. - Свердловск, 1990, 93 с.
- Современные идеи теоретической геологии. Л., Недра, 1984, 279 с.
- Созанский В.И. Теория и практика поиска залежей нефти и газа с позиций их абиогенного синтеза. Киев., Наукова думка, 1990, 81 с.
- Соколов Б.А. Флюидная модель нефтегазообразования. Вестник МГУ, 1996, № 4, с. 28-35.
- Соколов Б.А., Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Строение фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным. Доклады РАН, 1994, 336, № 1 с. 93-98.
- Соколов Б.А., Хаин В.Е. Теория и практика развития поисков нефти и газа в России: итоги и задачи. Известия АН СССР, сер. геол., 1992, № 8, с. 6-17.

- Соколов В.Б. Покровно-надвиговое строение земной коры Урала и значение его для металлогении. Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург, УрО РАН, 19961, с. 102-113.
- Соколов В.Б. Результаты и проблемы изучения земной коры Урала методом отраженных волн. Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, Наука, 19962, с. 111-123.
- Соколов В.Б. Строение верхней части земной коры западного борта Уральской геосинклинали по результатам сейсмических исследований. Тектоника, магматизм, металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, УрО АН СССР, 1985, с. 41-45.
- Соколов В.Б. Строение земной коры Урала по результатам комплексных геолого-геофизических исследований. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., ГИН, 1990.
- Соколов В.Б. О характере южного замыкания Тагильского прогиба на Урале (по результатам сейсмических исследований). ДАН СССР, 1987, 297, № 5, с. 1195-1199.
- Соколов В.Б. Строение земной коры Урала. Геотектоника, 1992, № 5, с. 3-20.
- Соколов В.Б. Характер взаимодействия Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе. Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург, 2001, с. 97-104.
- Соколов В.Б., Аверкин Ю.П. Строение зеленокаменного пояса, структурная позиция медноколчеданных месторождений Кировградской группы на Среднем Урале. Известия АН СССР, сер. геол., 1988, № 1, с. 129-134.
- Соколов В.Б., Аверкин Ю.П., Силин В.А. Строение разреза верхней части земной коры в районе развития зеленокаменных толщ Урала и структурная позиция Дегтярского меднорудного района. ДАН СССР, 1984, 276, № 5, с. 1185-1189.
- Соколов В.Б., Зенков И.И. Глубинное строение Кировградского медноколчеданного района. Советская геология, 1988, № 2, с. 110-114.
- Соколов В.Б., Козырев Е.И., Назаров А.И. Особенности строения, развития и металлогения Тагильского зеленокаменного прогиба на Среднем Урале. Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1978, с. 73-76.
- Соколов В.Б., Назаров А.И. Результаты изучения разреза зеленокаменного прогиба по Сосьвинскому профилю. ДАН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 941-944.
- Соколов В.Б., Назаров А.И. Строение земной коры Усть-Маньинского профиля на Северном Урале. Известия АН СССР, сер. геол., 1981, № 11, с. 147-152.
- Соколов С.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения. Геотектоника, 1990, № 6, с. 3-20.
- Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т. Структура и скоростная характеристика поверхности протофундамента в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта. ДАН УССР, сер. Б, 1987, № 2, с. 22-24.
- Соловьев Г.А. К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна. Геотектоника, 1991, № 4, с. 39-53.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа осевого вращения планет. Жизнь Земли. Эволюция Земли и планет. М., МГУ, 1990, с. 124-132.
- Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. /М.П. Воларович, Е.И. Бюрок, Г.Е. Кузьменкова и др./ - М., Недра, 1978, 237 с.
- Степанов В.П. Структура поверхности Акташско-Ново-Елховского валообразного поднятия. Геологические и технологические особенности заложения Ново-Елховской сверхглубокой скв. 20009. Альметьевск., ПО "Татнефть", 1988, с. 16-20.
- Степанов В.П., Павлова Л.П., Абдуллин Н.Г. Листрические разломы - новые структурные зоны осадочного чехла Татарии. Геология нефти и газа, 1990, № 8, с. 21-29.
- Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Физика Земли, 1984, № 6, с. 44-63.

- Стрельников С.И. Особенности структуры Урала по данным дешифрирования космических снимков. Советская геология, 1979, № 7, с. 49-61.
- Строение земной коры по профилю Темиртау - Куйбышев /Б.А. Хрычев, Л.М. Лысяков, С.М. Альтер, А.П. Иванов/. - Глубинное строение Урала. М., 1968, с. 88-93.
- Струйная миграция вещества в образовании вторичных ореолов рассеяния. /Ю.С. Рысс, И.С. Гольдберг, С.Г. Алексеев, А.С. Духанин/. - ДАН СССР, 1987, 297, № 4.
- Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины. /В.С. Сурков, В.П. Девятков, О.Г. Жеро и др./. - Геология и геофизика, 1993, т.34, № 1, с. 120-126.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. /В.Б. Соллогуб, А. Гутерх, Д. Просен и др./. - Киев, Наукова думка, 1980, 208 с.
- Структурные и формационные особенности краевых прогибов и их нефтегазоносность. /И.К. Королук, Н.А. Крылов, Н.Т. Куренков, Е.А. Меламуд/. - М., Наука, 1983, 208 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.
- Таврин И.Ф., Халевин Н.И. Геофизические модели земной коры Урала. Геотектоника, 1990, № 3, с. 39-49.
- Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. /Под ред. Г.Н. Доленко/. - Киев, Наукова думка, 1981, 227 с.
- Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. /Под ред. Н.И. Погребнова и др./. - М., Недра, 1975, 334 с.
- Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000. /И.Д. Соболев, С.В. Автонеев, Р.П. Белковская и др./. - Свердловск, ПГО "Уралгеология", 1986, 168 с.
- Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. /А.Д. Дучков, В.Т. Балобаев, Б.В. Володько и др./. - Новосибирск, СО РАН, 1994, 141 с.
- Терентьев Е.В. Новые данные о тектонике северной окраины Донбасса и перспективы поисков газоносных структур. Советская геология, 1987, № 5, с. 114-119.
- Тимашева А.Н. О закономерности изменения граничных скоростей в фундаменте восточных районов Русской платформы. Физика Земли, 1983, № 5, с. 35-48.
- Типы новейших структур Урала. /С.А. Несмеянов, О.А. Войкова, В.А. Галкин и др./. - Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1993, т.68, вып.1, с. 3-14.
- Томографический разрез литосферы Урала. /Л.П. Винник, Е.Е. Золотов, Г.Л. Косарев и др./. - Доклады РАН, 1996, т. 346, № 5, с. 668-671.
- Трифонов В.Г. Активные разломы континентов (Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере). Разломообразование в литосфере: тектонические аспекты. Иркутск, СО РАН, 1991, с. 217-219.
- Трифонов В.П. Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере. Разломообразование в литосфере: тектонические аспекты. Иркутск, СО РАН, 1991, с. 34-39.
- Трофимов В.А. Структуры горизонтального сжатия на территории Татарстана и Северной части Оренбургской области. Доклады РАН, 1993, 329, № 4, с. 476-479.
- Трофимов В.А. Сейсморазведка МОГТ при изучении строения докембрийского фундамента востока Русской плиты. М., Недра, 1994, 90 с.
- Тулина Ю.В., Ярошевская Т.А. Внутренняя структура земной коры. М., Наука, 1976.
- Тяпкин К.Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. Киев, Наукова думка, 1986. 67 с.
- Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М., Недра, 1982, 239 с.
- Уломов В.И. Районирование сейсмической опасности на территории России. ФССН (информационно-аналитический бюллетень). М., 1994, № 1, с. 41-52.
- Унксов В.А., Унксова М.В. Основные положения и понятия теории литосферных плит. М., 1992, 55 с.

- Уразаев И.М. Глубинное строение кристаллического фундамента Удмуртии и северо-востока Татарии по данным интерпретации аномалий геомагнитного поля. Известия АН СССР, сер. геол., 1964, № 5.
- Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008 м). Геология, геофизика, технологии. /Под ред. В.И. Горбачева, Е.Я. Оксенойда/. - Ярославль, ГНПП "Недра", 1992, 205 с.
- Утопленников В.К., Огарин И.С. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых структур в Бельской впадине Предуралья. Геология нефти и газа, 1981, № 11, с. 10-14.
- Фадеев В.Е. Динамические аспекты изостазии (схемы и модели). М., ГИН АН СССР, 1980, 207 с.
- Федорова Н.В. Источники спутниковых аномалий над Северной Евразией. Физика Земли, 1997, № 8, с. 613-618.
- Федорова Н.В., Цирульский А.В. Об обратной задаче для контактной поверхности. Физика Земли, 1978, № 3.
- Физико-геологические неоднородности и сейсмичность Воронежского кристаллического массива (ВКМ). /Л.И. Надежка, А.И. Дубянский, Н.С. Афанасьев и др./. - Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 1998, с. 126-127.
- Физические свойства горных пород Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. /Н.А. Туезова, Л.М. Дорогиницкая, Р.Г. Демина, Н.И. Брюзгина/. - М., Недра, 1975, 184 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). - Справочник геофизика. /Под ред. Н.Б. Дортман/. - М., Недра, 1984, 455 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Справочник. /Е.И. Баяк, И.С. Томашевская, В.М. Добрынин и др./. - М., Недра, 1988, 255 с.
- Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. /Г. С. Лебедев, В.А. Корчин, Б.Я. Савенко и др./. - Киев, Наукова думка, 1986, 200 с.
- Филиппов Л.П. Измерения теплофизических свойств веществ. М., Энергоатомиздат, 1984.
- Фомин Ю.А. Петрохимическая зональность Ново-Елховского гранитного блока, вскрытого скв. 20009. - Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 84-85.
- Формирование земной коры Урала. /С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др./. - М., Наука, 1986, 248 с.
- Фотиади Э.Э., Сурков В.С., Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., Недра, 1971, 207 с.
- Фурдуй Р.С., Омельченко В.Д., Павлова Г.Г. Особенности строения земной коры Криворожья по дешифрированию космических снимков и сейсморазведки. Геофизический журнал, 1992, № 3, с. 41-47.
- Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели. ДАН СССР, 1989, 308, № 6, с. 1437-1440.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977, 359 с.
- Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит. Геотектоника, 1986, № 5, с. 3-12.
- Хаин В.Е. Эволюция геологических обстановок в истории Земли. Эволюция геологических процессов в истории Земли. М., Наука, 1993, с. 29-38.
- Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Наука, 254 с.
- Халевин Н.И. К оценке плотности и состава пород по Р- и S-волнам. Геология и геофизика, 1990, № 4, с. 133-136.
- Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале (методики и результаты исследований). М., Наука, 1975, 136 с.
- Хачай Ю.В. Математическое моделирование термической эволюции и конвекции мантии Земли. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Екатеринбург, 1991.

- Хачай Ю.В. Об уравнениях теоретической обратной задачи геотермии. Вопросы теории и результаты интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск, УрО АН СССР, 1989, с. 19-23.
- Хачай Ю.В. О структуре конвекции в мантии и эволюции изотопных систем. Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии. М., ГИН АН СССР, 1991, с. 91-98.
- Хачай Ю.В., Дружинин В.С. Возможности применения геотермии для восстановления динамики переходной зоны мантии Урала. Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, Наука, 1996, с. 298-306.
- Хачай Ю.В., Дружинин В.С. Геотермический разрез литосферы Урала вдоль широтных профилей ГСЗ. Физика Земли, 1998, № 1, с. 67-70.
- Хачай Ю.В., Ладовский И.В. О восстановлении теплофизических характеристик геотермических разрезов. Геотермия сейсмических и асейсмических зон. М., Наука, 1993, с. 337-341.
- Хачатрян Р.О., Митрейкин Ю.Б. Актуальные геологические проблемы освоения ресурсов нефти в Камско-Кинельских прогибах. Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М., Наука, 1991, с. 7-17.
- Хачатрян Р.О., Свищев В.М. Тектоника и нефтегазоносность северо-востока Волжско-Камской антеклизы. Известия АН СССР, сер. геол., 1990, № 4, с. 117-126.
- Хрычев Б.А. Закономерности глубинного и приповерхностного строения земной коры Казахстана. Геофизические исследования при поисках месторождений в Казахстане. Алма-Ата, Наука, 1978, с. 18-26.
- Хрычев Б.А. О горизонтальных движениях земной коры на Урале по данным ГСЗ. Физика Земли, 1980, № 9.
- Хрычев Б.А., Вакулин И.С., Толманов В.Н. Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау - Куйбышев. Алма-Ата, Наука, 1973.
- Хэлбути М.Т. Новые и перспективные нефтегазоносные районы и месторождения мира. 27-й Международный геологический конгресс. Месторождения нефти и газа. М., Наука, 1984, с. 3-14.
- Цирконова геохронология и проблемы террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы. /А.А. Краснобаев, В.А. Нечеухин, В.А. Давыдов, В.Б. Соколов/. - Уральский минералогический сборник № 8. Екатеринбург, УрО РАН, 1998, с. 196-206.
- Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск, Наука, 1980, 136 с.
- Цыганова В.А., Манцурова М.И. Новые данные о геологическом возрасте досреднедевонского комплекса пород Волгоградского Поволжья. ДАН СССР, 1992, 315, № 5, с. 1206-1207.
- Чекунов А.В. Эволюционные изменения раздела кора-мантия. Геофизический журнал, 1980. т.2, № 6.
- Чекунов А.В. Состояние и проблемы изучения тектоносферы. Геофизический журнал, 1992, № 2, с. 3-14.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. О глубинной асимметрии геологических структур. ДАН СССР, 1977, 233, № 1, с. 1271-1274.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. Тектоническая раздробленность земной коры и сейсмическая активность (на примере Украины). ДАН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1472-1473.
- Чермак В. Тепловой поток и глубинное строение Европы. 27-й Международный геологический конгресс. Геофизика, секция С.08, доклады. Т. 8. М., Наука, 1984, с. 94-110.
- Чернышов Н.М. Типы никеленосных интрузий и медно-никелевого оруденения. Советская геология, 1986, № 12, с. 42-54.
- Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М., Наука, 1977, 144 с.
- Чурсин А.В. Методика и предварительные результаты аэромагнитной съемки по геотраверсу "Гранит". Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, Наука, 1996, с. 162-173.

- Чурсин А.В., Масловский А.И., Эбель М.К. Применение навигационного комплекса, созданного на базе приемоиндикатора ТНЛ-1000 для активного самолетовождения при аэрогеофизических съемках. Тезисы Десятой научно-практической конференции, посвященной 75-летию геодезической службы России. Екатеринбург, Уралаэрогеодезия, 1994, с. 27-29.
- Чурсин А.В., Рыбалка В.М., Ставроти В.В. К вопросу о методике проведения разновысотной аэромагнитной съемки по геотраверсу "Гранит" и интерпретации полученных материалов. Геотраверс "Гранит". Методика и результаты исследований. Екатеринбург, УРГК и УТП ВНТГео, 1992, с. 52-68.
- Шаблинская Н.В. Разломы по геофизическим данным и их сопоставление с космическими снимками на примере Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит. Глубинное строение восточных нефтеперспективных территорий СССР по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л., ВНИГРИ, 1979, с. 87-92.
- Шаблинская Н.В. Строение промежуточных комплексов молодых и древних платформ СССР, их сравнительный анализ и условия нефтегазоносности. Перспективы нефтегазоносности переходного комплекса молодых платформ. М., 1985, с. 27-35.
- Шапиро В.А., Корокина Т.П. Сопоставление результатов геомагнитных исследований и данных повторного нивелирования в пределах Уральского геомагнитного полигона. Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М., Радио и связь, 1981, с. 119-123.
- Шаргородский И.Е. Геотермический режим осадочного чехла Предуральяского прогиба и его влияние на нефтегазоносность. Геология нефти и газа, 1987, № 3, с. 36-42.
- Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры. Геотектоника, 1987, № 4, с. 19-30.
- Шаров В.И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры. Советская геология, 1984, № 1, с. 112-120.
- Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии). Физика Земли, 1979, № 5, с. 121-127.
- Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области. /М.А. Камалетдинов, В.П. Степанов, И.М. Жуков и др./ - М., Наука, 1990, 149 с.
- Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. /М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, Д.В. Постников/. - М., Наука, 1987, 184 с.
- Шейн В.С., Соборнов К.О. Плитотектоника и надвиги нефтегазоносных бассейнов СССР. Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых. Уфа, БНЦ УрО АН СССР, 1991, с. 90-91.
- Шеменда А.И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования). ДАН СССР, 1984, т. 275, № 2, с. 346-350.
- Шептунов В.П. Новые данные о размещении нижнепермских органогенных построек в Косью-Роговской впадине Предуральяского краевого прогиба. Геология нефти и газа, 1993, № 6, с. 31-37.
- Шпак П.Ф., Куриленко НА. Механизм первичной миграции УВ в зонах разгрузки геотектонических напряжений. Энергия и механизмы первичной миграции УВ. М., Наука, 1988, с. 33-38.
- Шпильман И.А., Шпильман С.И., Ярошенко А.В. Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. Советская геология, 1985, № 12, с. 5-15.
- Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980, 431 с.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985, 324 с.
- Щукин Ю.К. Геологическая среда и сеймотектонические процессы. Геологическая среда и сейсмический процесс. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1997, с. 170.
- Электрохимическая форма проявления внутриземных процессов. Оболочки Земли и их взаимоотношения. Конференция, посвященная 125-летию Вернадского. Л., Географическое общество АН СССР, 1988.

- Юдин В.В. Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты - возможный объект поиска углеводородов. Печорский нефтегазоносный бассейн (критерии перспективной оценки). Сыктывкар, Коми НЦ, 1985, с. 38-45.
- Юдин В.В. Проблема наклона Магнитогорской зоны палеосубдукции на Урале. Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых Европейского севера СССР. Сыктывкар, Коми НЦ, 1989, с. 47-53.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа. Геотектоника, 1993, № 2, с. 20-28.
- Яковлев Б.А. Тепловые свойства горных пород в нефтегазовой геотермии. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1987.
- Яковлев Б.А., Абдуллин Н.Г., Доронин К.Н. Применение геотермии для изучения строения кристаллического фундамента. Проблемы повышения эффективности геологоразведочных работ в Татарии. Альметьевск, ПО "Татнефть", 1989, с. 105-107.
- Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М., Недра, 1979, 96 с.
- Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л., Наука, 1988, 39 с.
- Яскевич В.И. Методология геологической интерпретации комплексных геофизических данных: сущность и пути развития. М., 1986, Деп. ВИНТИ № 7687-В86, 26 с.
- Abalos D. Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Cordova shear belt. A discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonics*, 13, 1992, p. 45-61.
- Bamford D., Crampin S. Seismic anisotropy - the state of the art. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 49, 1977, p. 1-8.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics, 1996, p. 1-21.
- Carbonell R., Perez-Estaun A., Gallart J., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Stadtlander R., Schulze A., Knapp J.H., Morozov A. A crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence. *Science*, vol. 274, 11 October 1996, p. 222-224.
- Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. *Wave Motion*, 3, 1981, p. 343-391.
- Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature*, 328, 1987, p. 491-496.
- Crampin S., Chesnokov E.M., Hipkin R.A. Seismic anisotropy - the state of the art. *First break*, 3, 1984, p. 9-18.
- Crampin S., Lovell J.H. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next? *Geophys. J. Int.*, 107, 1991, p. 387-407.
- Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Kashubina T.V., Kolmogorova V.V., Parygin G.V., Rybalka A.V., Tjunova A.M. The main features of the interface between the crust and the upper mantle in the Middle Urals (in vicinity of the deep drillhole SG-4). *Tectonophysics* 269, 1997, p. 259-268.
- Fertig J. Shear waves by an explosive point-source: the Earth surface as a generator of converted P-S waves. *Geophys. Prosp.*, 32, 1984, p. 1-17.
- Friberg M. Tectonics of Middle Urals. *Acta Universitatis Upsaliensis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 535. Uppsala, 2000.
- Gough D.I., Gough W.I. Stress near the surface of the Earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15, 1987, p. 545-566.
- Juhlin C. Reprocessing of Urals Reflection Data. *Europrobe News*, Issue No.1, 1992, p.8.
- Juhlin C., Gee D.G., Kashubin S., Rybalka A., Hismatulin T. Deep seismic reflection near the SG-4 borehole, central Urals. *Geologiska Foreningens Stockholm Forhandlingar*, Vol. 115, Pt. 4, 1993, p. 315-320.
- Juhlin C., Knapp J.H., Kashubin S., Bliznetsov M. Crustal evolution of the Middle Urals based on seismic reflection and refraction data. *Tectonophysics* 264, 1996, p. 21-34.

- Kashubin S.N., Luschen E., Fuchs K. The ASTRA project: three-dimensional structure and seismic anisotropy of the Voronesh Massif (East-European platform). 5th International Symposium on Seismic Reflection probing of the continents and their margins, Alberta, Canada, 6-12 september, 1992, Abstracts, p. 53.
- Kashubin S.N., Pavlenkova N.I., Yegorkin A.V. Crustal heterogeneity and velocity anisotropy from seismic studies in the USSR. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 1984, p. 221-226.
- Keith C., Crampin S. Seismic body waves in anisotropic media: propagation through a layer. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 49, 1977, p. 209-223.
- Knapp J.H., Diaconescu C.C., Bader M.A., Sokolov V.B., Kashubin S.N., Rybalka A.V. Seismic reflection fabrics of continental collision and post-orogenic extension in the Middle Urals, central Russia. *Tectonophysics*, 288, 1998, p. 115-126.
- Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D., Berzin R., Suleimanov A., Stiller M., Luschen E., Brown D.L., Bulgakov R., Kashubin S.N., Rybalka A.V. A lithosphere-scale seismic image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling. *Science*, vol. 274, 11 October 1996, p. 226-228.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev F.V., Schapov V.A. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt - implication of heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, 276, 1997, p. 63-85.
- Leary P.C., Crampin S., McEvilly T.V. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: an overview. *J. Geophys. Res.*, 95, 1990, p. 11,105-11,114.
- Lovell J.H., Crampin S., Shepherd T.J. Stress in the Earth's crust: the link between crustal fluids and extensive-dilatancy anisotropy. *J. Geol. Soc.*, 147, 1990, p. 971-978.
- Luschen E. ASTRA 1991: Erstes seismisches Feldexperiment in russisch-deutscher Zusammenarbeit. *DGG Mittlg.*, № 3, 1992, p. 24-29 (in german).
- Lynn H.B. Seismic detection of oriented fractures. *Oil & Gas Journal*, Aug 4, 1986, p. 54-55.
- Nikitin L.V., Chesnokov E.M. Wave propagation in elastic media with stress-induced anisotropy. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 1984, p. 129-133.
- Rapoport M., Kashubin S., Rybalka A. Alternative viewpoints on the deep structure of the Urals. 29th General Assembly of the IASPEI, Thessaloniki, Greece, August 18-28, 1997, Abstracts, p. 250.
- Rounry R. Oil industry watches deep Wind River exploration. *Western Oil Reporter*. vol. 39, № 6, 1982, p. 47-57.
- Safanda J., Kashubin S., Cermak V. Temperature modelling along the Taratashskiy profile crossing the Ural Mountains. *Studia geoph. et geod.*, Vol. 36, 1992, p. 349-357.
- Thouvenot F., Kashubin S.N., Poupinet G., Makovsky V.V., Kashubina T.V., Matte Ph., Jenatton L. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismic. *Tectonophysics*, 250, 1995, p. 1-13.
- Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Assumpcao M., Bell S., Bergman E.A., Blumling P., Brereton N.R., Denham D., Ding J., Fuchs K., Gay N., Gregersen S., Gupta H.K., Gvishiani A., Jacob K., Klein R., Knoll P., Magee M., Mercier J.L., Muller B.C., Paquin C., Rajendran K., Stephansson O., Suarez G., Suter M., Udias A., Xu Z.H., Zhizhin M. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 1989, p. 291-298.

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕКТРОННОГО АТЛАСА

<i>Названия разделов атласа и приложений</i>	<i>Имена папок и файлов</i>
1. ИЗУЧЕННОСТЬ	1_Изученность
Сводные обзорные и региональные геолого-геофизические карты и схемы на территорию геотраверса «ГРАНИТ» (В.Б. Соколов, С.Н. Кашубин)	Табл_изуч_1
Сведения об основных региональных сейсмических профилях в полосе геотраверса «ГРАНИТ» (Л.Н. Шарманова, С.Н. Кашубин)	Табл_изуч_2
2. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД	2_Физ_свойства
Скорость распространения упругих волн в каменноугольных кластических породах Донецкого бассейна (глубина 900-1100 м) (по В. Лукинову, Л. Шкуро)	Табл_физ_1
Плотность и теплопроводность осадочных пород по опорной скважине Щ-1027 (Донецкий бассейн) (по Р. Кутасу, М. Бевзюку)	Табл_физ_2
Физические свойства горных пород и руд ВКМ (по М.П. Воляровичу)	Табл_физ_3
Изменение физических свойств горных пород ВКМ при изменении давления (по М.П. Воляровичу и др.)	Табл_физ_4
Физические свойства горных пород кристаллического фундамента (Ромашкинское месторождение, скважина 2002) (по Б.А. Яковлеву и др.)	Табл_физ_5
Скорость распространения продольных волн по результатам измерений в скважине 20009 (по В.А. Трофимову)	Табл_физ_6
Пластовые скорости по скважине 20009 (по В.А. Трофимову)	Табл_физ_7
Физические свойства основных петрографических групп горных пород Урала (по Е.М. Ананьевой и др.)	Табл_физ_8
Физические свойства горных пород района СГ-4 (по А.Н. Глушкову и др.)	Табл_физ_9
Физические свойства горных пород кристаллического фундамента ЗСП (по Ю.А. Никишеву, Е.М. Ананьевой, С.В. Шебуховой и др.)	Табл_физ_10
Физические свойства горных пород триасовых тафrogenных образований ЗСП (по Ю.А. Никишеву и др.)	Табл_физ_11
Плотность платформенных отложений ЗСП по результатам бурения опорных скважин (по Ю.А. Никишеву и др.)	Табл_физ_12
Плотность и магнитная восприимчивость горных пород западной части ЗСП (по А.П. Шелихову, В.М. Воронову)	Табл_физ_13
Составы ильменитов и титаномагнетитов в ксенолитах аномально магнитных «черных» пироксенитов Монголии (по Д.М. Печерскому)	Табл_физ_14
Намагниченность и плотность основных пород различной степени метаморфизма (по И.К. Пашкевич и др.)	Табл_физ_15
3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОДБОРА СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ПРЯМОЙ ЗАДАЧЕЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ (Т.В. Кашубина, С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, И.Г. Шкред)	3_Лучевое_моделирование
Основные обозначения и сокращения, принятые при моделировании	Основные сокращения
Результаты подбора скоростных моделей по линии геотраверса «ГРАНИТ»	Гранит
Фрагмент разреза (1250 – 1630 км)	Участок 1
Скоростные модели V_p и V_s	1 скоростные модели
ПВ 156 (лучи и годографы Р- и S-волн)	1 ПВ 156
ПВ 170 (лучи и годографы Р- и S-волн)	1 ПВ 170
ПВ 185 (лучи и годографы Р- и S-волн)	1 ПВ 185
ПВ 194 (лучи и годографы Р- и S-волн)	1 ПВ 194
ПВ 200 (лучи и годографы Р- и S-волн)	1 ПВ 200
ПВ 215, 216 (лучи и годографы Р-волн)	1 ПВ 215 216_p

<i>Названия разделов атласа и приложений</i>	<i>Имена папок и файлов</i>
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	1 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	1 первые вступления
Фрагмент разреза (1470 – 1870 км)	Участок 2
Скоростные модели V_p и V_s	2 скоростные модели
ПВ 215 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 215
ПВ 224 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 224
ПВ 230 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 230
ПВ 239 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 239
ПВ 245 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 245
ПВ 254 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 254
ПВ 260 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 260
ПВ 263 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 263
ПВ 269 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 269
ПВ 275 (лучи и годографы P- и S-волн)	2 ПВ 275
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	2 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	2 первые вступления
Фрагмент разреза (1690 – 2110 км)	Участок 3
Скоростные модели V_p и V_s	3 скоростные модели
ПВ 245 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 245
ПВ 254, 269 (лучи и годографы S-волн)	3 ПВ 254 269 s
ПВ 260 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 260
ПВ 275 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 275
ПВ 284 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 284
ПВ 290 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 290
ПВ 299 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 299
ПВ 305 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 305
ПВ 314 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 314
ПВ 320 (лучи и годографы P- и S-волн)	3 ПВ 320
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	3 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	3 первые вступления
Фрагмент разреза (1930 – 2370 км)	Участок 4
Скоростные модели V_p и V_s	4 скоростные модели
ПВ 305 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 305
ПВ 314 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 314
ПВ 320 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 320
ПВ 329 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 329
ПВ 335 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 335
ПВ 344 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 344
ПВ 350 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 350
ПВ 359 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 359
ПВ 365 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 365
ПВ 374 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 374
ПВ 377 (лучи и годографы P- и S-волн)	4 ПВ 377
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	4 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	4 первые вступления
Фрагмент разреза (2110 – 2610 км)	Участок 5
Скоростные модели V_p и V_s	5 скоростные модели
ПВ 350 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 350
ПВ 365 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 365
ПВ 374 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 374
ПВ 377 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 377
ПВ 389 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 389

<i>Названия разделов атласа и приложений</i>	<i>Имена папок и файлов</i>
ПВ 395 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 395
ПВ 404 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 404
ПВ 410 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 410
ПВ 425 (лучи и годографы P- и S-волн)	5 ПВ 425
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	5 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	5 первые вступления
Фрагмент разреза (2370 – 2710 км)	Участок 6
Скоростные модели V_p и V_s	6 скоростные модели
ПВ 395 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 395
ПВ 404 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 404
ПВ 410 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 410
ПВ 416 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 416
ПВ 419 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 419
ПВ 425 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 425
ПВ 434 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 434
ПВ 437 (лучи и годографы P- и S-волн)	6 ПВ 437
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	6 опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	6 первые вступления
Фрагмент разреза (2650 – 3070 км)	Участок 7
Скоростные модели V_p и V_s	7(1) скоростные модели
ПВ 437 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 437
ПВ 464 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 464
ПВ 470 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 470
ПВ 485 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 485
ПВ 494 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 494
ПВ 500 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 500
ПВ 509 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 509
ПВ 515 (лучи и годографы P- и S-волн)	7(1) ПВ 515
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	7(1) опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	7(1) первые вступления
Альтернативная скоростная модель V_p	7(2)_альтернативная_модель V_p
ПВ 437, 470 (лучи и годографы P-волн)	7(2)р ПВ 437 470
ПВ 485, 494 (лучи и годографы P-волн)	7(2)р ПВ 485 494
ПВ 500, 509 (лучи и годографы P-волн)	7(2)р ПВ 500 509
ПВ 515 (лучи и годографы P-волн)	7(2)р ПВ 515
Результаты подбора скоростных моделей по профилям сейсмического эксперимента «АСТРА»	Астра
Разрез по линии I-V	Линия I V
Скоростные модели V_p и V_s	I V скоростные модели
ПВ 701 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 701
ПВ 703 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 703
ПВ 705 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 705
ПВ 707 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 707
ПВ 709 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 709
ПВ 711 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 711
ПВ 713 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 713
ПВ 715 (лучи и годографы P- и S-волн)	I V ПВ 715
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	I V опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	I V первые вступления
Разрез по линии II-VI	Линия II VI
Скоростные модели V_p и V_s	II VI скоростные модели

<i>Названия разделов атласа и приложений</i>	<i>Имена папок и файлов</i>
ПВ 730 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 730
ПВ 732 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 732
ПВ 734 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 734
ПВ 736 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 736
ПВ 738 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 738
ПВ 740 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 740
ПВ 742 (лучи и годографы P- и S-волн)	II VI ПВ 742
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	II VI опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	II VI первые вступления
Разрез по линии III-VII	Линия III VII
Скоростные модели V_p и V_s	III VII скоростные модели
ПВ 758 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 758
ПВ 760 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 760
ПВ 764 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 764
ПВ 766 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 766
ПВ 768 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 768
ПВ 770 (лучи и годографы P- и S-волн)	III VII ПВ 770
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	III VII опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	III VII первые вступления
Разрез по линии IV-VIII	Линия IV VIII
Скоростные модели V_p и V_s	IV VIII скоростные модели
ПВ 801 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 801
ПВ 803 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 803
ПВ 805 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 805
ПВ 807 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 807
ПВ 809 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 809
ПВ 811 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 811
ПВ 813 (лучи и годографы P- и S-волн)	IV VIII ПВ 813
Лучи и годографы опорных P- и S-волн	IV VIII опорные волны
Лучи и годографы первых вступлений P- и S-волн	IV VIII первые вступления
4. ГРАФИКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (Ю.С. Рысс, В.Д. Воронков, А.Д. Гальперин)	4_Геохимия
Обозначения геологических структур, принятые на графиках геохимических полей	Обозначения геол структур
Графики распределения Pb и Cu в фульватно-гуматной форме (МПФ)	Pb_Cu_МПФ
Графики распределения Ag и Zn в фульватно-гуматной форме	Ag_Zn_МПФ
Графики распределения Ni и Co в фульватно-гуматной форме (МПФ)	Ni_Co_МПФ
Графики распределения Cr и V в фульватно-гуматной форме (МПФ)	Cr_V_МПФ
Графики распределения As и Mo в фульватно-гуматной форме (МПФ)	As_Mo_МПФ
Графики распределения Ga и W в фульватно-гуматной форме (МПФ)	Ga_W_МПФ
Графики распределения Pb и Cu в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)	Pb_Cu_ТМГМ
Графики распределения Ag и Zn в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)	Ag_Zn_ТМГМ
Графики распределения Ni и Co в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)	Ni_Co_ТМГМ
Графики распределения Sn и Cr в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)	Sn_Cr_ТМГМ
Графики распределения As и Mo в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)	As_Mo_ТМГМ
Графики распределения Fe в форме α и αT	Fe_ТМГМ
Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме ($Cr \times Ni \times V$)	Cr+Ni+V_МПФ
Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме ($Ni \times V$)	Ni+V_МПФ
Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме ($Pb \times Cu \times Zn$)	Pb+Cu+Zn_МПФ

<i>Названия разделов атласа и приложений</i>	<i>Имена папок и файлов</i>
5. КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ	5_Карты_разрезы
Выкопировка из Международной тектонической карты Европы и смежных областей (<i>под ред. В.Е. Хаина, 1980</i>) (масштаб 1:2500000)	Прил_1_(Тектоническая_карта)
Выкопировки из Гравиметрической карты СССР (<i>под ред. П.П. Степанова и М.А. Янушевич, 1991</i>) (масштаб 1:2500000)	Прил_2_(Гравиметрическая_карта)
Выкопировки из карты аномального магнитного поля (ΔT) _а СССР (<i>под ред. З.А. Макаровой, 1974</i>) (масштаб 1:2500000)	Прил_3_(Магнитное_поле)
Карта распределения концентраций гелия в подземных водах (масштаб 1:2500000) (<i>В.Н. Башорин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов</i>)	Прил_4_(Гелий)
Карта линеаментов по результатам дешифрирования космических снимков (масштаб 1:2500000) (<i>Г.Я. Голиздра, Т.А. Татарина</i>)	Прил_5_(Космолинеаменты)
Карта плотности теплового потока (масштаб 1:2500000) (<i>Р.И. Кутас, А.Д. Дучков, В.А. Щапов, И.В. Голованова</i>)	Прил_6_(Тепловой_поток)
Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам сейсмических исследований (масштабы: гор. 1:2500000, верт. 1:1000000) (<i>С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, А.В. Рыбалка, Л.Н. Шарманова, Е.В. Соколова, И.Г. Шкред, А.В. Егоркин</i>)	Прил_7_(Сейсмические_разрезы)
Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам интерпретации гравиметрических, разнорельефных аэромагнитных и геотермических исследований (масштабы: гор. 1:2500000, верт. 1:1000000) (<i>М.В. Лясик, А.В. Чурсин, Н.А. Гаврилова, Ю.В. Хачай, В.А. Щапов, В.Б. Соколов</i>)	Прил_8_(Геофизические_разрезы_1)
Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам геофизических исследований (масштаб 1:2500000) (<i>С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, А.В. Рыбалка, Е.В. Соколова, Л.Н. Шарманова, А.В. Егоркин, И.Г. Шкред, М.В. Лясик, А.В. Чурсин, Н.А. Гаврилова, В.Б. Соколов</i>)	Прил_9_(Геофизические_разрезы_2)
Геолого-геофизические разрезы земной коры и верхней мантии (масштаб 1:1000000) (<i>Ю.С. Рысс, В.Д. Воронков, А.Д. Гальперин, В.Н. Башорин, А.П. Пронин, В.Б. Соколов, С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, Е.В. Соколова, М.В. Лясик, А.В. Чурсин, Н.А. Гаврилова</i>)	Прил_10_(Геолого-геофизические_разрезы)
Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам сейсмических исследований на пересекающихся профилях в районе ВКМ (сейсмический эксперимент "АСТРА") (масштаб 1:1000000) (<i>С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, А.В. Рыбалка, И.Г. Шкред</i>)	Прил_11_(Сейсмические_разрезы_Астра)
6. ТЕКСТ	6_Текст
Текст монографии	Гранит текст

Примечание: файлы в электронном атласе приведены в формате *.pdf.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (С.Н. Кашубин, А.В. Липилин, Ю.М. Эринчек)	3
1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ПОЛОСЕ ГЕОТРАВЕРСА	6
1.1. Восточно-Европейская платформа (В.Б. Соколов)	7
1.2. Уральский подвижный пояс (С.Н. Кашубин, В.Б. Соколов)	45
1.3. Западно-Сибирская плита (В.Б. Соколов)	56
1.4. Некоторые общие представления о глубинном строении и региональных особенностях геофизических полей территории исследований (С.Н. Кашубин, В.Б. Соколов)	71
2. ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ГЕОТРАВЕРСЕ «ГРАНИТ»	90
2.1. Сейсмические исследования	90
2.1.1. Полевые наблюдения (С.Н. Кашубин)	90
2.1.2. Обработка и интерпретация материалов (С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, Т.В. Кашубина, А.И. Назаров)	102
2.2. Гравиметрические исследования (С.Н. Кашубин, М.В. Лясик, Г.Я. Голиздра)	148
2.3. Разновысотные аэромагнитные исследования	156
2.3.1. Полевые наблюдения (А.В. Чурсин)	156
2.3.2. Обработка и интерпретация материалов (А.В. Чурсин, Н.В. Федорова)	157
2.4. Геоэлектрoхимические исследования (Ю.С. Рысс, В.Д. Воронков, А.Д. Гальперин)	172
2.4.1. Полевые наблюдения	173
2.4.2. Обработка и интерпретация материалов	176
2.5. Гелиеметрические исследования (В.Н. Башорин, А.П. Пронин, А.К. Самойлов)	187
2.5.1. Полевые наблюдения и лабораторные работы	188
2.5.2. Обработка и интерпретация данных	189
2.6. Дешифрирование космических снимков (Г.Я. Голиздра, В.С. Попович, В.Н. Логвин, Т.А. Татарина)	192
2.7. Геотермические исследования (Ю.В. Хачай, В.А. Щапов)	215
3. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе «ГРАНИТ»)	225
3.1. Восточно-Европейская платформа (В.Б. Соколов)	226
3.2. Урал (С.Н. Кашубин, В.Б. Соколов)	251
3.3. Западно-Сибирская плита (В.Б. Соколов)	263
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (С.Н. Кашубин, А.В. Липилин, В.Б. Соколов, Ю.М. Эринчек)	273
ЛИТЕРАТУРА	277
ПРИЛОЖЕНИЕ	305

Сводные обзорные и региональные геолого-геофизические карты и схемы на территорию геотраверса “ГРАНИТ” (В.Б. Соколов, С.Н. Каиубин)

N п/п	Название	Авторы или редакторы	Масштаб	Год издания
I. Геологические карты и схемы				
1.	Геологическая карта СССР	Наливкин Д.В.	1:7500000	1950
2.	Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы	Варданынц Л.А.	1:2500000	1964
3.	Геологическая карта СССР	Музылев С.А.	1:10000000	1975
4.	Геолого-петрографическая карта фундамента ВЕП	Неволин А.В., Лапинская Т.А.	1:2500000	1976
5.	Геологическая карта Урала	Соболев И.Д.	1:500000	1979
6.	Карта четвертичных отложений Евразии	Ганешин Г.С., Краснов И.И.	1:5000000	1980
7.	Космогеологическая карта СССР	Козловский Е.А.	1:2500000	1982
8.	Государственная геологическая карта СССР (карта домеловых образований)	Анненкова М.Н., Рапопорт М.С.	1:200000	1982
9.	Геологическая схема строения доюрского основания Красноленинско-Фроловского района	Бочкарев В.С., Криночкин В.Г.	1:1000000	1982
10.	Геологическая схема подошвы осадочного чехла	Неволин Н.В., Масляев Г.А.	1:15000000	1983
11.	Государственная геологическая карта СССР	Кейльман Г.А.	1:200000	1983
12.	Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий	Наливкин Д.Н.	1:2500000	1983
13.	Карта геологических формаций Урала	Кондиайн О.А.	1:1000000	1983
14.	Paleogeomorphological atlas of the USSR	Sidorenko A.V.	1:2500000- 4000000	1983
15.	Карта мощности доюрских палеоплитных и орогенных комплексов Западно-Сибирской плиты	Устюжанин В.В., Подсосова Л.Л., Пропп Э.Ф.	1:2500000	1984
16.	Блок-схема строения земной коры Западно-Сибирской плиты	Подсосова Л.Л., Песковский И.Д.	1:2500000	1984
17.	Карта геологических средне-верхнепалеозойских формаций Западной Сибири	Нестеров И.И.	1:2500000	1985
18.	Геологическая карта СССР (карта доюрских образований)	Горбачев Ю.Н.	1:200000	1986
19.	Геологическая карта России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР)	Хаин В.Е.	1:5000000	1990
20.	Карта установленных и предполагаемых гиаблем и астроблем, выраженных в аномальном магнитном поле на территории СССР	Зейлик Б.С.	1:1000000	1990

№ п/п	Название	Авторы или редакторы	Масштаб	Год издания
21.	Схематическая геологическая карта докембрийских образований восточной части ВКМ	Кривцов И.И., Молотков С.П., Чернышов Н.М.	1:500000	1991
22.	Structural-formational map of the crystalline basement of the South-West of East-European platform	Kolosovskaya V.A.	1:1000000	1992
23.	Map of structural zonation of the precambrian of the south-west of East-European platform	Galetsky L.S.	1:1000000	1992
24.	Карта серпентинитовых массивов Западно-Сибирской низменности	Шебухова С.В. Никишев Ю.А.	1:2500000	1997
II. Тектонические карты и схемы				
25.	Тектоническая карта Евразии	Яншин А.П.	1:5000000	1965
26.	Тектоническая карта Урала	Пейве А.В., Иванов С.Н.	1:1000000	1976
27.	Тектоническая карта Воронежского кристаллического массива	Кононов Н.Д.	1:1000000	1977
28.	Карта структурно-формационных комплексов территории СССР	Дворцова К.И., Смыслов А.А.	1:0000000	1978
29.	Карта новейшей тектоники нефтегазонасыщенных областей Сибири	Флоренсов Н.А., Варламов И.П.	1:2500000	1978
30.	Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты	Нестеров И.И.	1:2500000	1979
31.	Карта современных вертикальных движений земной коры Урала	Яценко В.Р., Русаков Ю.А.	1:2500000	1980
32.	Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР	Бабак В.И.	1:500000	1980
33.	Международная тектоническая карта Европы и смежных областей	Хаин В.Е.	1:2500000	1980
34.	Carte tectonique du socle du craton de l'Europe orientale	Bogdanova S.V. Gofarov R.A. Tchernov S.V.	1:1000000	1981
35.	Карта морфоструктур центрального типа территории СССР	Соловьев В.В.	1:1000000	1981
36.	Геодинамическая карта территории СССР и прилегающих акваторий	Смыслов А.А.	1:1000000	1981
37.	Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1981
38.	Карта рельефа поверхности геосинклинальных комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1981
39.	Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР	Семенович В.В., Ровнин Л.И.	1:2500000	1982

№ п/п	Название	Авторы или редакторы	Масштаб	Год издания
40.	Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР	Семенович В.В., Ровнин Л.И., Неволин Н.В.	1:5000000	1982
41.	Тектоническая карта мира	Аронсон Д.А., Кривонос А.А.	1:45000000	1982
42.	Схема тектонического районирования поверхности фундамента территории СССР	Гордасников В.Н., Кузьменко Ю.Т., Островитянова Т.Б.	1:15000000	1983
43.	Тектоническая карта Урала	Соболев И.Д. Автонеев С.В.	1:1000000	1983
44.	Карта тектонического районирования Урала	Кондияйн О.А., Кондияйн А.Г.	1:2500000	1983
45.	Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР	Шарданов А.Н., Розанов Л.Н.	1:5000000	1983
46.	Тектоническая карта верхнегерцинского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1983
47.	Тектоническая карта нижнегерцинского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1983
48.	Тектоническая карта байкальского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1983
49.	Тектоническая карта каледонского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1983
50.	Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей	Моргунова Н.А.	1:4000000	1984
51.	Структурная карта поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты	Устюжанин В.В., Подсосова Л.Л., Пропп Э.Ф.	1:2500000	1984
52.	Карта строения поверхности фундамента Пермского Предуралья	Кассин Г.Г. Суворов В.В.	1:500000	1985
53.	Карта блоков земной коры Северного, Среднего и Южного Урала	Семенов Б.Г., Екидина Н.Я., Ананьева Е.М.	1:1000000	1985
54.	Карта линейных элементов Северного, Среднего и Южного Урала по данным дешифрирования и космических снимков	Голыздра Г.Я.	1:1000000	1985
55.	Структурно-тектоническая карта Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции	Богацкий В.И.	1:1000000	1985
56.	Тектоническая карта нефтегазоносных территорий РСФСР	Ровнин Л.И.	1:2500000	1986
57.	Карта разломной тектоники Западно-Сибирской плиты	Подсосова Л.Л., Мавлютов Ш.Ш., Устюжанин В.В.	1:2500000	1986
58.	Тектоническая карта рифейского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1986

№ п/п	Название	Авторы или редакторы	Масштаб	Год издания
59.	Тектоническая карта вендсилурийского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1986
60.	Тектоническая карта девонско-среднетриасового мегакомплекса Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1986
61.	Тектоническая карта подсолевого комплекса прикаспийской нефтегазоносной провинции	Ровнин Л.И., Федоров Д.Л.	1:1000000	1988
62.	Геодинамическая карта Украины	Галецкий Л.С.	1:1000000	1993
III. Карты и схемы специального содержания				
63.	Карта нефтегазоносности Западной Сибири	Нестеров И.И.	1:5000000	1984
64.	Карта месторождений нефти, газа и конденсата Западной Сибири	Нестеров И.И.	1:5000000	1985
65.	Карта нефтегеологического районирования Западной Сибири	Нестеров И.И.	1:1000000	1985
66.	Основные зоны поисков неструктурных залежей нефти в триас-нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты	Сурков В.С.	1:5000000	1986
67.	Карта полезных ископаемых СССР	Козловский Е.А.	1:5000000	1987
68.	Металлогеническая карта Урала	Рундквист Д.В., Волков В.М., Смирнов В.И.	1:1000000	1987
69.	Карта нефтегазоносности СССР	Золотов А.Н.	1:2500000	1988
70.	Схема структурного районирования, размещения никеленосных провинций и металлогенических зон ВКМ	Чернышов Н.М., Молотков С.П., Кривцов И.И.	1:2500000	1991
71.	Основные месторождения полезных ископаемых Украины	Колосовская В.А.	1:1500000	1991
72.	Metallogenic map of crystalline basement of the South-West of East-European platform	Kolosovskaya V.A.	1:2500000	1992
73.	Обзорная карта месторождений нефти и газа Тюменской области	Онищук Т.М., Панов С.Ф.	1:2500000	1995
IV. Геофизические карты и схемы				
74.	Карта изодинам напряженности геомагнитного поля (ΔT) эпохи 1950 г.	Симоненко Т.Н.	1:5000000	1964
75.	Карта аномального магнитного поля (ΔT)а СССР и прилегающих акваторий	Макарова З.А.	1:2500000	1974
76.	Карта сейсмического районирования СССР	Садовский М.А.	1:5000000	1983

№ п/п	Название	Авторы или редакторы	Масштаб	Год издания
77.	Схема проницаемости земной коры Европейской части СССР по данным геологических исследований	Еремеев А.Н.	1:2500000	1983
78.	Схема распределения температуры в земной коре территории СССР на глубине 10 км	Моисеенко У.И., Смыслов А.А., Чадович Т.З.	1:10000000	1983
79.	Строение земной коры Западно-Сибирской плиты (опорные профили I, II, ..., VII)	Сурков В.С.	1:2000000	1983
80.	Схематическая петроплотностная карта докембрия КМА	Афанасьев Н.С., Орлов Р.А., Филаретова Т.Ф.	1:500000	1984
81.	Карта рельефа верхней мантии Западно-Сибирской плиты (по данным ГСЗ)	Подсосова Л.Л., Устюжанин В.В.	1:2500000	1984
82.	Карта рельефа поверхности "базальтового" слоя (по данным ГСЗ) (Западная Сибирь)	Подсосова Л.Л., Устюжанин В.В.	1:2500000	1984
83.	Карта мощности "гранитного" слоя Западно-Сибирской плиты (по данным ГСЗ)	Подсосова Л.Л., Устюжанин В.В.	1:2500000	1984
84.	Карта граничных скоростей по поверхности Мохоровичича Западно-Сибирской плиты (по данным ГСЗ)	Подсосова Л.Л., Устюжанин В.В.	1:2500000	1984
85.	Карта остаточных аномалий Δg юго-запада СССР	Пелюшенко В.М., Чуйко Л.С., Сидоренко Г.И.	1:1000000	1990
86.	Карта аномального магнитного поля Европы	Симоненко Т.Н., Пашкевич И.К.	1:5000000	1990
87.	Гравиметрическая карта СССР (редукция Буге, $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$)	Степанов П.П. Янушевич М.А.	1:2500000	1991
88.	Схема районирования гравитационного поля западной части Западной Сибири	Шебухова С.В.	1:1000000	1997
V. Геолого-геофизические атласы				
89.	Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР	Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В.	1:5000000	1987
90.	Геологический атлас России	Орлов В.П., Яцкевич Б.А., Морозов А.Ф.	1:10000000	1995- 1996

Сведения об основных региональных сейсмических профилях в полосе геотраверса "ГРАНИТ"
(Л.Н. Шарманова, С.Н. Кашибин)

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
1	Черное море- Воронежский массив (часть ГТ Черное мо- ре-Воркута)	1962	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, Н.И. Павленкова и др.	с/с - 30/60-КМПВ; с/п - НС-3 и СПЭН-1. Непрерывное профили- рование ($\Delta X_{с/п}=100$ м) с получением корреляци- онно увязанных систем годографов. $\Delta X_{пв}^{мпв}=10-$ 25 км при $L_{год}^{мпв}=100-$ 110 км; $\Delta X_{пв}^{гсз}=40-50$ км при $L_{год}^{гсз}=200-250$ км.	Использованы типы волн: ДОВ, закритиче- ские отражения, голов- ные, рефрагированные, дифрагированные, об- менные. На отдельных участках кратные реф- рагированные. Модель разреза - слоисто- блоковая с выделением "гранитного" и "ба- зальтового" слоев.	Поверхность "гранитного" слоя в пределах Украин- ского щита наиболее приближена к дневной поверхно- сти. Слой имеет мощность 15-16 км, кроме Белозер- ского приподнятого блока, где мощность слоя сокра- щена до 5-8 км. Поверхность Конрада залегает на раз- личных отметках и изменяется от 6 до 18-19 км. Глу- бины до поверхности М колеблются от 40 до 50 км; она нарушена и испытывает значительные скачки по глубине в зонах глубинных разломов.
2	Синельников- Чугуев- Кировоград- Таганрог	1967	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, А.А. Триполь- ский и др.	с/с - 30/60-КМПВ и Поиск-48-КМПВ-ОВ. Непрерывное профили- рование ($\Delta X_{с/п}=100$ м). $\Delta X_{пв}^{мпв}=15-30$ км при $L_{год}^{мпв}=80-100$ км; $\Delta X_{пв}^{гсз}=35-60$ км при $L_{год}^{гсз}=170-200$ км.	Использовались ДОВ для выяснения воз- можностей ОГТ в пре- делах Украинского щита; рефрагирован- ные, головные, закри- тические отраженные и обменные волны. Мо- дель - неоднородно- слоисто-блоковая. Из- за недостаточности системы наблюдений часть разреза в центре профиля не освещена.	Первая сейсмическая граница (на глубине 4-10 км) имеет $V_r=6.2-6.6$ км/с. Второй сейсмический горизонт характеризуется $V_r=6.6-7.0$ км/с и отождествляется с поверхностью "базальтового" слоя (глубина залегания - 12-22 км). Поверхность М залегает на глубине от 35 км в районе Кировограда до 55 км в районе Криво- рожско-Кременчугской структуры. Погружение со- провождается разломами с вертикальным смещением самой поверхности. Большинство глубинных наруше- ний по поверхности М имеет свое отображение в при- поверхностной части коры. Выделены блоки: 1) Киро- воградский или Зап. Ингулецкий срединный массив; 2) Нижнепротерозойская геосинклинальная система Кривого Рога; 3) Запорожский срединный массив; 4) Орехово-Павлоградская нижнепротерозойская гео- синклинальная система; 5) Приазовская платформа.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
3	Чернигов- Берегово ГТ II	1964- 1967	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов и др.	с/с - 30/60-КМПВ; с/п - НС-3 и СПЭН-1. Непрерывное профили- рование с корреляцион- но увязанной системой годографов основных типов волн. $\Delta X_{\text{ПВ}}^{\text{ГСЗ}} = 20-$ 30 км при $L_{\text{год}}^{\text{ГСЗ}} = 220-$ 230 км. Позднее выпол- нены работы МОВ и ОГТ по ряду профилей, располагающихся вдоль ГТ и вблизи него.	Использованы прелом- ленно-рефрагирован- ные волны от поверх- ности фундамента в первых вступлениях. Докритические и за- критические ОВ от раздела М. Зарегист- рировано много ди- фрагированных, об- менных и кратных волн. Модель разреза сложно-блоковая.	Выделены волны от кровли кристаллической земной коры и поверхности М, менее регулярно - волны от промежуточных границ раздела. На Украинском щите глубины залегания поверхности фундамента умень- шаются, местами кристаллические породы фундамен- та выходят на дневную поверхность. $V_r = 6.0-6.2$ км/с. Протофундамент (K_2) на Ю-З склоне Украинского щи- та залегает в интервале глубин 6-12 км. На глубинах 14-25 км по данным ОВ прослежен горизонт K_3 , кото- рый охарактеризован скоростями 6.8-7.0 км/с. Подош- ва земной коры располагается на глубине 37-40 км, $V_r = 8.2$ км/с. В центральной части Украинского щита подошва земной коры располагается в интервале глу- бин 44-46 км.
4	Головановск- Евпатория- Черное море (участок Виница- Маневичи) ГТ VI	1978- 1980	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, О.М. Харитонов, Т.В. Ильченко и др.	с/с Поиск-48-КМПВ-ОВ, с/п - СВ-15. Методика непрерывного профили- рования ГСЗ по корре- ляционно увязанным системам встречных и нагоняющих годографов основных типов волн. $L_{\text{год}}^{\text{МПВ}} = 160-180$ км; $L_{\text{год}}^{\text{ГСЗ}} = 200-280$ км с удли- нением на отдельных участках до 450 км.	Использовались рефра- гированные, дифраги- рованные, отраженные докритические и за- критические волны. Наиболее интенсивные волны - отраженные от границ в верхней ман- тии с $V^* = 8.6-11.0$ км/с и протяженностью го- дографов 30-50 км.	Построены скоростная, плотностная, магнитная и теп- ловая модели. Украинский щит представлен Кирово- градским блоком и характеризуется мощностью оса- дочного чехла (с Ю-В на С-З) с 2.5 км до сотен метров и V_r от 3.0-3.5 до 2.0 км/с. Дорифейский фундамент залегает на глубине около 15 км ($V_r = 6.4-6.5$ км/с). В интервале глубин 15-20 км наблюдается уменьшение градиента скорости. Граничная скорость по разделу М равна 8.1 км/с. Нижний этаж коры Кировоградского блока по сейсмическим данным однороден в горизон- тальном направлении, в верхней части земной коры выделены две маломощные неоднородности: волновод и слой с повышенной скоростью. Мощность земной коры для большей части Кировоградского блока со- ставляет 35-37 км. Северо-западнее граница М погру- жена до глубины 43 км. Для западной части Украин- ского щита установлена тонкая расслоенность нижней литосферы в интервале глубин от 65 до 110 км; выде- лен ряд разломов мантийного заложения.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
5	Рени-Одесса-Кривой Рог-Харьков ГТ VIII	1979-1980	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, О.М. Харитонов, Т.В. Ильченко и др.	Аппаратура и методика такая же, как и на предыдущем профиле, с удлинением годографов на отдельных участках.	Набор волн, типичный для шитов: преломленно-рефрагированные в верхах консолидированной коры, головные и отраженные от границы М, докритические отраженные от границ в консолидированной коре и верхней мантии.	Построены структурный разрез и скоростная двухмерная модель. Кроме региональных границ (K_1 , K_2 , М) выделены непротяженные отражающие площадки в консолидированной коре. Глубина до границы М изменяется от 35 до 58 км: в Подольском блоке - 40 км, в Одесско-Ядловской зоне - 58 км, в Кировоградском блоке - 43 км, в Криворожско-Крупецкой зоне - 55 км. В интервале глубин 10-18 км прослежен сейсмический горизонт K_2 , который интерпретируется как прото-фундамент.
6	Шевченково-Близнецы-Васильевка-Гениченск-Джанкой-Белогорск (Черное море-Харьков)	1960-1980	Институт геофизики АН УССР; В.Б. Соллогуб, Н.И. Павленкова, А.В. Чекунов, Л.А. Хилинский и др.	с/с - ПСЛ-60; с/п - НС-3 и СПЭН-1. Непрерывное профилирование ($\Delta X_{с/п} = 100$ м) с получением корреляционно увязанных систем годографов. $\Delta X_{ПВ}^{МПВ} = 10-25$ км при $L_{год}^{МПВ} = 100-110$ км; $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ} = 40-50$ км при $L_{год}^{ГСЗ} = 200-250$ км.	Использовались докритические и закритические отраженные, головные, рефрагированные, дифрагированные и обменные волны. Модель неоднородно-слоисто-блоковая. Разработаны критерии выделения глубинных разломов.	Глубина до фундамента вдоль профиля изменяется от нуля в районе Украинского щита до 10-12 км в районе ДДА. Перепады глубин происходят резко в виде крупных сбросов. Поверхность Конрада залегает на различных отметках от 6 до 18-19 км. Мощность "базальтового" слоя равна в среднем 25 км, увеличиваясь местами до 35 км. Глубина до поверхности М изменяется вдоль профиля от 28 до 50 км (Черное море - 28 км, Украинский и Воронежский щиты - 50 км). Поверхность М наиболее нарушена и испытывает особенно значительные скачки по глубине в зонах глубинных разломов.
7	Купянск-Воркута (продолжение пр. Близнецы-Шевченково)	1967-1973	Спецгеофизика; С.С. Чамо, Г.Б. Голионко, Н.М. Чернышев и др.	с/с Поиск-48-КМПВ-ОВ; с/п - СПЭН-1. Непрерывное профилирование по системе встречных и нагоняющих годографов. $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ} = 40-70$ км при $L_{год}^{ГСЗ}$ до 300 км. В районе ДДА сгущение ПВ до 10-20 км.	При первой интерпретации границы построены по сводным годографам. Модель однородно-слоистая. При повторной интерпретации взята модель градиентно-слоистой среды с выделением регулярных волн.	Верхняя часть консолидированной коры до глубин 30-34 км характеризуется скоростью распространения упругих волн 6.0-6.4 км/с, которая с глубиной возрастает на каждые 3-5 км на 60 м/с. В нижней части земной коры в интервале глубин от 30 до 45 км V_p увеличивается и составляет в среднем 7.0 км/с. На глубине 42-45 км располагается раздел М, ниже которого $V_p = 8.1-8.2$ км/с. От Днепровско-Донецкой впадины поверхность фундамента плавно воздымается в сторону Воронежского массива, поверхность М погружается с 38 км (ДДА) до 46-47 км в центральной части ВЕП.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
8	Шевченково-Близнецы; Тума-Кинешма-Царичанка-Богодухов; Синельниково-Чугуев-Юготин-Батурин	1962-1966	Институт геофизики АН УССР, Укргеофизразведка, Днепрогеофизика; Спецгеофизика Н.И. Павленкова, Т.В. Смелянская С.С. Чамо, Г.Б. Голионко и др.	с/с - 30/60-КМПВ, Поиск-1-48-КМПВ-ОВ, с/п - СПЭН-1. Непрерывное профилирование, обеспечивавшее фазовую корреляцию опорных волн. $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ} = 15-25$ км при $L_{год}^{ГСЗ} = 250-400$ км.	Модель однородно-слоистая. Использовались только головные и отраженные волны от мантии и границ в земной коре.	Установлены основные закономерности строения земной коры ДДА: 1) сокращение мощности консолидированной земной коры за счет утонения верхнего этажа со скоростью порядка 6.0 км/с; 2) подъем скоростного уровня $V=7.0$ и 8.0 км/с под прогибом фундамента; 3) наличие анизотропии скоростей в коре (скорость вдоль впадины меньше, чем поперек); 4) повышенная расслоенность переходной зоны от коры к мантии, проявляющаяся в образовании под глубокими прогибами линзообразных тел с мантийной скоростью.
9	Профильные работы ГСЗ и МОВЗ в юго-восточной части ВЕП	1956-1962	Туймазинская экспедиция ВНИИГеофизики; Ю.Н. Годин, П.А. Блохин, Н.П. Иванова, И.В. Померанцева и др.	с/с - ПСЛ-60, с/п СВ-15, в 1962 г. с/с - "Земля", с/п - ВЭГИК. Продольное и частично поперечное профилирование. $\Delta X_{ПВ}^{МПВ} = 16-30$ км при $L_{год}^{МПВ} = 90-130$ км; $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ} = 50-70$ км при $L_{год}^{ГСЗ} = 230-270$ км. При сейсмологических наблюдениях шаг 3-20 км.	Модель неоднородно-слоистая с границами I рода. Использовались головные, рефрагированные и отраженные Р-волны. По данным с/с "Земля" - Р и S-волны и записи местных землетрясений. Анализ записей до 25 км показал наличие интенсивных кратнo-отраженных волн-помех.	Консолидированная кора представлена несколькими слоями и имеет толщину 38-40 км. Верхняя часть кристаллической коры (ниже границы K_1) представлена гнейсовыми и габбро-диабазовыми породами с $V_p=6.2-6.3$ км/с, $V_s=3.3-3.4$ км/с. Следующий слой в консолидированной коре - габбро-диабазовый мощностью 11-13 км, $V_p=6.6-6.8$ км/с, $V_s=3.8$ км/с, $V_p/V_s=1.75-1.79$. Еще ниже залегают слои с $V_p=7.0-7.2$ км/с, $V_s=3.47$ км/с, $V_p/V_s=1.89$ и $V_p=7.6-7.8$ км/с, $V_s=3.9-4.1$ км/с, $V_p/V_s=1.90-1.95$. Поверхность М характеризуется $V_p=8.0-8.2$ км/с, $V_s=4.6$ км/с, $V_p/V_s = 1.73$. В мантии на глубине 110-120 км выделена граница с $V_p=8.4$ км/с, $V_s=4.7$ км/с, $V_p/V_s=1.79$.
10	Свердловский профиль	1962-1968	Баженовская геофизическая экспедиция; В.С. Дружинин, В.М. Рыбалка, Д.А. Беликова, Л.Н. Чудакова, Н.И. Халевин и др.	с/с - 30/60-КМПВ, с/п - НС-3, СПЭН-1. Непрерывное профилирование ($\Delta X_{с/п} = 100$ м). $\Delta X_{ПВ}^{МПВ} = 25-30$ км при $L_{год}^{МПВ} = 45-50$ км; $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ} = 90-120$ км при $L_{год}^{ГСЗ} = 240-320$ км. Взрывы с карьеров (до 530 км).	Использовались докритические и закритические отраженные и головные продольные волны в рамках модели слоисто-блоковой континентальной земной коры.	Установлено отличие земной коры Среднего Урала от коры окружающих структур, особенно Тагильско-Магнитогорского прогиба (увеличение мощности коры на 5-10 км, повышенные физические параметры и насыщенность глубинными разломами). Определено сложное слоисто-блоковое строение земной коры вдоль всего пересечения. Недостаточная информативность первых вступлений, особенно на больших удалениях, не позволила получить достоверную скоростную характеристику разреза.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
11	Красноураль- ский профиль	1975- 1979	Баженовская геофизическая экспедиция, ИГ УрО АН СССР; В.С. Дружинин, Л.Н. Шарманова, С.Н. Кашубин, Л.В. Мельникова, Н.И. Халевин и др.	с/с - СМП-48-КМПВ, Поиск-1-48 КМПВ-ОВ, с/п - СВ-5, СВ-10. Пло- щадная позиционная расстановка вертикаль- ных с/п, в центре - ко- ническая азимутальная установка. Дифферен- циальные зондирования с многократными пере- крытиями. Система МПВ-МОВ: $\Delta X_{ПВ}=10$ км, $\Delta X_{С/С}=10$ км, $L=80$ км; Система ГСЗ: $\Delta X_{ПВ}=20$ км, $\Delta X_{С/С}=20$ км, $L=380$ км. На небольшом отрезке - наблюдения МОВЗ с АСС-3/12.	Интерпретация ДОВ с учетом пространствен- ного распределения отражателей; интер- претация первых всту- плений и закритиче- ских отраженных волн с использованием спе- циальных 2-мерных полей времен. Модель среды - слоисто- блоковая с границами I и II рода.	В низах земной коры Урала выделена переходная зона мощностью до 15-20 км с уменьшением ее до 5-7 км в структурах ВЕП и на восточном склоне Урала. Мощ- ность земной коры в Тагильском прогибе до 55 км. Кристаллическая кора вместо двух слоев (“гранито- гнейсового” и “базальтового”) представлена 3-5 слоя- ми с присутствием мегакомплексов с повышенными и пониженными значениями скорости. Выделена зона повышенной расслоенности в интервале 20-35 км; прослежена граница в верхней мантии на глубине 80- 100 км. Подтверждена правильность района заложения СГ-4. Даны металлогенические прогнозы. Недос- точно использованы поперечные волны.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
12	Меридиональный профиль Н.Тура-Орск	1978-1983	Баженовская геофизическая экспедиция, ИГ УрО АН СССР; В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, В.И. Вальчак и др.	с/с - СМП-48-КМПВ, Поиск-1-48 КМПВ-ОВ, с/п - СВ-5, СВ-10. Площадная позиционная расстановка вертикальных с/п, в центре - коническая азимутальная установка. Дифференциальное зондирования с многократными перекрытиями. Система МПВ-МОВ: $\Delta X_{ПВ}=10$ км, $\Delta X_{С/С}=10$ км, $L=80$ км; Система ГСЗ: $\Delta X_{ПВ}=20$ км, $\Delta X_{С/С}=20$ км, $L=450$ км. В северной части - наблюдения МОВЗ с АСС-3/12.	Интерпретация ДОВ с учетом пространственного распределения отражателей; первых вступлений и закритических отраженных волн - с использованием специальных 2-мерных полей времен. Выделение и использование при интерпретации разнополяризованных S-волн на удалениях до 80 км.	Установлена зональность Тагильско-Магнитогорского прогиба в меридиональном направлении. Земная кора представлена в виде 4-х ССЭ, характеризующихся специфическими особенностями строения и вещественного состава в пределах выделенных мегаблоков. При отнесении переходной зоны к земной коре, ее мощность увеличивается до 55-60 км. Отмечена связь особенностей строения глубоких горизонтов земной коры со скоростными параметрами пород и металлогенией верхней части разреза. Глубина исследования - 80-100 км. Недостатки: 1) отсутствие регулярной записи S-волн на удалениях свыше 100-150 км от источника, 2) слабые первые вступления на удалениях 180-280 км, 3) нет встречных годографов в системе ГСЗ.
13	Уральский профиль МОВЗ	1992-1993	Центр ГЕОН, Обсерватория Гренобля (Франция); Е.Е. Золотов, Л.Н. Солодилов, F. Thouvenot и др.	с/с - АСС-3/12, с/п - НСП-3, СК-1П. Шаг между регистраторами вдоль профиля - 10 км. Регистрация удаленных землетрясений.	Использовались обменные волны и томографическое обращение данных о временах пробега Р-волн от удаленных землетрясений. Построен разрез вариаций скорости до глубин 250 км.	Мощность латерально-неоднородного слоя составляет около 200 км. Литосфера ВЕП характеризуется более высокими скоростями по сравнению с Уралом. В пределах коры Урала высокие скорости приурочены к Тагильской зоне. Отмечается восточное падение неоднородностей практически на всю глубину разреза.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
14	UWARS	1992-1993	Баженовская геофизическая экспедиция, Обсерватория Гренобля (Франция); С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, В.В. Маковский, F. Thouvenot и др.	с/с - АСС-3/12, с/п - СК-1П. Шаг между точками наблюдения вдоль профиля - 10 км. Регистрация взрывов, расположенных на параллельной линии (в 120 км южнее профиля наблюдений) с шагом 30-40 км.	Построение временных и глубинных разрезов Р- и S-волн по результатам веерных наблюдений и поляризационный анализ записей опорных волн.	Отмечается: 1) погружение подошвы земной коры под Урал с глубины 44-45 км под Предуральским прогибом до 50-52 км под Тагильской зоной; 2) возрастание значений отношения V_p/V_s в земной коре Тагильского прогиба по сравнению с корой Зоны линейных складок и Центрально-Уральского поднятия в среднем от 1.73 до 1.79; 3) проявление "аномальной" поляризации поперечных волн в зонах повышенной местной сейсмичности.
15	Профили глубинного ОГТ в районе СГ-4 (ESRU-93-96)	1993-1998	Баженовская геофизическая экспедиция, Университет Уппсалы (Швеция); С.Н. Кашубин, Т.М. Хисматулин, А.В. Рыбалка, С. Juhlin и др.	с/с - Sercel-348, Прогресс-2, Прогресс-96, с/п - СВ-20. ОГТ 24-48-кратн. со взрывами, $\Delta X_{ПВ}=100-200$ м, $\Delta X_{С/П}=50$ м, длительность записи - 30 с.	Построены временные и глубинные разрезы по методике ОГТ и РНП до глубин 65 км.	Установлено, что отражательность коры затухает на 10-12 км выше границы М; система субгоризонтальных отражающих границ в западной части профиля на глубинах 4-8 км отождествляется с рифейским чехлом Восточно-Европейской платформы; четко выделяется зона ГУГР, падающая на восток под углом около 45° . Существенная структурная перестройка разреза, вскрываемого скважиной, ожидается на глубине около 6.2 км, где достаточно крутое восточное падение отражающих границ сменяется пологим западным.
16	Красноленинский профиль	1987-1989	Баженовская геофизическая экспедиция; В.С. Дружинин, С.В. Автонеев, Л.Н. Шарманова, Л.В. Турыгин и др.	с/с - Тайга-2, с/п - СВ-5. Точечные зондирования в варианте многократных перекрытий. $\Delta X_{С/С}=3-10$ км, $\Delta X_{ПВ}^{МПВ}=12$ км при $L_{год}^{МПВ}=36$ км; $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ}=36$ км при $L_{год}^{ГСЗ}=200$ км.	2-мерные поля времен продольных рефрагированных и отраженных волн. При интерпретации и построении разрезов использовались материалы МОГТ по западной и восточной частям маршрута, данные потенциальных полей.	Платформенные структуры ВЕП отделены от Печорской плиты шовной структурой северо-западной ориентировки, с которой пространственно совпадает Чердынская региональная магнитная аномалия. В зоне сочленения ЦУП и основной эвгеосинклинали отмечилась крупная зона пониженной скорости в интервале глубин от 8-10 до 20 км. Намечена связь крупных месторождений УВ с установленными зонами пониженных скоростей в древнем фундаменте.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
17	Уренгой-о. Шокальско-го, Березово-Усть-Мая (Кратон), Мурманск-Кызыл (Кварц)	1976-1980	СРГЭ НПО "Нефтегеофизика" А.В. Егоркин, Н.М. Чернышев и др.	с/с - Черепиха, Тайга-2, с/п - НСП-3, СК-1П. Дискретное профилирование с шагом $\Delta X_{C/C}=10$ км, $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ}=50-100$ км при $L_{год}^{ГСЗ}=150-400$ км. Ядерные взрывы через 500-1000 км при длине годографов до 1000 км.	Используются преломленные и отраженные Р- и S-волны, а также обменные волны от взрывов и землетрясений. Модель среды - неоднородно-слоисто-блоковая.	Прослежена граница на глубине 4-6 км, отождествляемая с поверхностью доюрского фундамента и граница, отождествляемая с поверхностью кристаллического фундамента на глубине 6-10 км. Глубина до поверхности М - 38-42 км. Отмечается большая дислоцированность земной коры. Выделен Гыданско-Пурский прогиб шириной 170 км, который рассматривается как среднепалеозойский рифт. Выделена зона пониженных скоростей в верхней мантии на глубине до 100 км.
18	Сев. Сосьва-Ялуторовск	1981-1983	Баженовская геофизическая экспедиция; В.С. Дружинин, С.М. Кривошеиных, М.В. Лясик и др.	с/с - Тайга-2, с/п - СВ-5. Точечные зондирования в варианте многократных перекрытий. $\Delta X_{C/C}=6$ км, $\Delta X_{ПВ}^{МПВ}=12-36$ км при $L_{год}^{МПВ}=100-150$ км; $\Delta X_{ПВ}^{ГСЗ}=36$ км при $L_{год}^{ГСЗ}=180-340$ км.	2-мерные поля времен продольных рефрагированных и отраженных волн. Модель среды - слоисто-блоковая с границами I и II рода.	Установлено отличие по глубинному строению Приуральской части ЗСП от эвгеосинклинальной области Урала. Восточная граница Уралид проведена по линии Тюмень-Леуши. Отмечена гетерогенность фундамента. Выделена рифтовая система С-В простирания. Установлены зоны пониженной скорости в пределах крупных гранитоидных массивов. Глубина исследования до 50-60 км.

N п/п	Профиль	Годы	Организации и отв. исполнители	Аппаратура и методика полевых работ	Методика интерпретации	Краткие результаты работ
19	Уренгойский профиль	1983- 1985	Баженовская геофизическая экспедиция; В.С. Дружинин, А.Б. Карманов, Л.Н. Шарманова, Л.В. Турыгин и др.	с/с - Тайга-2, с/п - СВ-5. Точечные зондирования в варианте многократ- ных перекрытий. $\Delta X_{с/с} =$ 6-12 км, $\Delta X_{пв}^{мпв} = 12$ км при $L_{год}^{мпв} = 80-140$ км; $\Delta X_{пв}^{гсз} = 36$ км при $L_{год}^{гсз} = 280$ км. В районе СГ-6 выпол- нены наблюдения с ко- ническими азимуталь- ными установками.	2-мерные поля времен рефрагированных и от- раженных Р- и S-волн, головные и обменные волны. Модель среды - неоднородно-слоисто- блоковая.	Составлены глубинный сейсмический разрез, геофи- зическая модель и геолого-геофизический разрез зем- ной коры и верхов верхней мантии. В восточной части профиля по повышенным значениям ΔT_a , Δg и V вы- делена система рифтов. Установлены специфические особенности глубинного строения земной коры в рай- онах локализации месторождений нефти и газа. Дана прогнозная модель СГ-6 до глубины 20 км.

**Скорость распространения упругих волн в каменноугольных кластических породах
Донецкого бассейна (глубина 900-1100 м) (по В. Лукинову и Л. Шкуро, 1992)**

Структурная зона	Породы	Средние значения, м/с
Подзона Красноармейской моноклинали	песчаник	4182
	песчаник	4983
	алевролит	3751
Подзона дислокаций южной зоны	алевролит	4464
	аргиллит	3342
	аргиллит	3988
	песчаник	4290
	песчаник	5128
	алевролит	3806
	алевролит	4577
	аргиллит	3392
	аргиллит	3972
	Центральная зона крупных линейных складок	песчаник
песчаник		4503
алевролит		4725
алевролит		4190
аргиллит		4117
аргиллит		3749

**Плотность и теплопроводность осадочных пород по опорной скважине Щ-1027
(Донецкий бассейн) (по Р. Кутасу и М. Бевзюку, 1992)**

Породы	Интервал отбора, м	Плотность, г/см ³		Теплопроводность, Вт/(м·°С)	
		интерв. изменения	средняя	интерв. изменения	средняя
песчаник	667-679	2.52-2.59	2.57	2.55-2.84	2.66
аргиллит	742-751	2.58-2.64	2.60	1.42-1.52	1.46
алевролит	767-780	2.62-2.66	2.63	1.40-1.48	1.33
известняк	1197-1142	2.62-2.65	2.64	-	2.32
алевролит	1244-1250	2.60-2.63	2.62	1.83-1.95	1.89
аргиллит	1288-1301	2.60-2.83	2.64	1.40-1.55	1.49
песчаник	1409-1433	2.59-2.64	2.62	2.17-2.25	2.24

Физические свойства горных пород и руд ВКМ (по М.П. Воляровичу и др.)

Породы	Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость, $4\pi \cdot 10^{-5}$ СИ	Скорость продольных волн, км/с
	интерв. изменения	средняя		
Сланцы кристаллические	2.50-2.80	2.70	до 200	3.4-4.0
Филлиты, филлитовидные сланцы	2.68-2.82	2.79	0	3.0-4.6
Графитовые сланцы	2.53-2.72	2.64	0	2.0-4.4
Амфиболовые сланцы	2.81-2.93	2.89	0	4.1-4.8
Кварциты	2.50-2.82	2.72	до 300	2.3-6.3
Аркозовые песчаники	2.72-2.88	2.83	0	6.30
Амфиболиты	2.75-3.10	2.95	до 1000	-
Известняки метаморфизованные	2.68-2.78	-	-	-
Мигматиты AR	2.60-2.74	2.70	0-50	5.70
Гранитоиды AR	2.60-2.74	-	-	-
Плагииграниты AR	2.60-2.67	2.64	-	-
Метавулканиты PR ₁	-	2.70	-	-
Амфиболиты PR ₁	до 3.0			5.86
Ставролит-гранат-биотитовые породы	3.01-3.15	-	-	6.28-6.58
Габбро-диабазы PR ₁	2.83-2.98			6.59-6.70
Метабазиты (тимский комплекс)	2.80-3.00	-	-	6.80-7.30
Диабазовые порфириты	2.81-2.88	-	-	-
Габбро-диабазы (воротилковский комплекс)	2.70-2.87	-	-	6.6
Метапорфириты, метадиабазы (воронцовский комплекс)	2.77-2.83	-	-	6.42
Метадациты (воронцовский комплекс)	2.70	-	-	-
Габбро-диабазы слабометаморфизованные (стойло-никалаевский комплекс)	2.79-2.89	-	-	6.46
Гранитоиды PR ₁ (оскольская серия)	2.62-2.64	-	-	-
Гранитоиды (павловская серия)	2.60-2.90		до 5000	5.0-6.0
Граниты микроклиновые PR ₁	2.61-2.62	2.61	0-450	4.85-5.20
Сиениты (гостищевский комплекс PR ₁)	2.65-2.83		до 4000	6.0
Габбро-норит-диабазовая формация PR ₂	3.13-3.20	-	-	7.2
Габбро-долеритовая формация PR ₂ (смородинский комплекс)	2.80-3.03	-	-	6.2-7.0

Породы	Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость, $4\pi \cdot 10^{-5}$ СИ	Скорость продольных волн, км/с
	интерв. изменения	средняя		
Алоперидотиты серпентизированные (мамоновский комплекс PR ₂)	2.69-2.97	-	-	5.8-7.3
Магнетитовая руда	4.40-4.80	4.56	60000-120000	-
Гематитовая руда	3.25-3.80	3.55	-	-
Мартитовая руда	3.75-3.85	3.81	до 10000	5.0
Мартитовая рыхлая руда	3.10-3.30	3.61	-	до 3.0
Гидрогематитовая руда	3.85-4.45	3.95	0	
Породы покрывающей осадочной толщи	1.70-2.40	2.00	0	1.25-2.1

**Изменение физических свойств горных пород ВКМ при изменении давления
(по М.П. Волорвичу и др.)**

Породы	Диапазон изменения давления, кбар	Диапазон изменения плотности, г/см ³	Диапазон изменения скорости, км/с
Слюдистые плагиогнейсы (обоянской серии AR)	1 – 4	2.66 – 2.83	6.0 – 6.4
Плагиогранит-мигматиты (салтановский комплекс AR)	1 – 4	-	5.7 – 6.2-6.5
Диабазы амфиболизированные (михайловский комплекс PR ₁)	1 – 10	2.8 – 3.03-3.06	-
Амфиболиты PR ₁	1 – 10	-	6.5 – 6.7-7.0
Амфиболит - биотитизированный PR ₁	1-10	-	5.4 – 5.83
Окварцованные амфиболиты	1 – 2	-	6.1 – 6.9
Известняк мраморизованный PR ₁	1 – 4	2.68 – 2.78	6.8 – 7.0
Амфиболовые породы (тимский комплекс)	1 – 10	3.1 – 3.12	6.4 – 6.7
Порфириты PR ₁	1 – 15	-	6.8 – 7.2
Диабазовые порфириты (воронцовский комплекс PR ₁)	1 – 4	2.71 – 2.78	6.2 – 6.8
Габбро-диабазы (стойлониколаевский комплекс PR ₁)	1 – 4 1 – 10	2.79 – 2.89 2.79 – 2.89-2.93	6.1 – 6.46-7.64 6.1 – 6.46-7.70
Плагиограниты (усманский комплекс PR ₁)	1 – 10	-	6.25 – 6.80
Габброиды (смородинский комплекс PR ₂)	1 – 15	2.8 – 3.03	6.78 – 6.80-7.60

**Физические свойства горных пород кристаллического фундамента
(Ромашкинское месторождение, скважина 2002)
(по Б.А. Яковлеву и др., 1989)**

Горные породы	Плотность, г/см ³	Теплопроводность, Вт/(м·°С)
Плаггиогнейсы биотитовые	2.61-2.73	2.32-3.66
Гнейсы биотит-гранат-силлиманитовые	2.59-2.98	4.26-4.56
Плаггиогнейсы биотит-пироксеновые	2.65-2.77	2.94-3.36
Гнейсы биотит-гранатовые	2.60-3.04	2.70-2.97
Плаггиогнейсы биотит-пироксеновые амфиболовые	2.66-2.90	3.01-3.73
Плаггиогнейсы биотит-пироксеновые амфиболовые	2.66-2.90	3.01-3.73
Граниты и плаггиогнейсы	2.61-2.88	3.34-3.69
Плаггиогнейсы биотит-пироксеновые с магнетитом	2.62-2.95	4.58
Чарнокитоиды	2.62-2.79	3.12-4.10
Амфиболиты	2.61-2.73	3.14-3.47
Гранодиориты	2.71-2.80	3.75-4.04
Диабазы, габбродиабазы	2.61-2.99	3.49-3.65

**Скорость распространения продольных волн по результатам измерений в скважине 20009
(по материалам В.А. Трофимова)**

Отложения	Глубина до кровли, м	t, с	V _p , м/с
1	2	3	4
P _{1s}	183	0.0730	2510
C ₃	331	0.1065	3510
C _{2mc}	471	0.1335	3530
C _{2pd}	573	0.1535	3730
C _{2ks}	671	0.1730	3880
C _{2vr}	732	0.1843	3970
C _{2b}	775	0.1960	3950
C _{2srp}	803	0.2005	4000
C _{10k}	893	0.2165	4120
C _{1t₁}	1057	0.2450	4310
C _{1t₂}	1078	0.2510	4290
C _{1b₁}	1118	0.2580	4330
D _{3fm₂}	1219	0.2750	4430
D _{3fm₁}	1291	0.2870	4500
D _{3fr₃}	1441	0.3125	4610
D _{3br}	1538	0.3290	4670
D _{3sm}	1595	0.3390	4710
D _{3sr}	1630	0.3480	4680
D _{3kn}	1644	0.3520	4670
D _{3psch}	1688	0.3630	4650
D _{2ml}	1716	0.3700	4640
D _{2st}	1741	0.3770	4620
D _{2vb}	1780	0.3875	4600
AR	1798	0.3920	4590
AR	1966	0.4210	4670
AR	2720	0.5440	5000
AR	2874	0.5730	5020
AR	3352	0.6480	5170

Пластовые скорости по скважине 20009
(по материалам В.А. Трофимова)

	Интервал, м	Пластовая скорость, м/с
Осадочный чехол	74-183	2600
	183-331	3400
	331-732	5900
	732-775	3700
	775-1057	5800
	1057-1078	3500
	1078-1595	5900
1595-1798	3800	
Кристаллический фундамент	1798-1966	5800
	1966-2720	6100
	2720-2874	5300
	2874-3352	6400
	3352-4060	6200

**Физические свойства основных петрографических групп горных пород Урала
(по Е.М. Ананьевой и др.)**

Горные породы	Плотность, г/см ³	Скорость продольных волн, км/с	Отношение скоростей V _p /V _s
Гранитоиды	2.60	5.5-5.8	1.68
Диориты	2.80	5.8-6.0	1.78
Габбро, габбро-нориты, диабазы	2.94	6.1-6.5	1.81
Сиениты, микросиениты	2.68	5.6-5.8	1.78
Липаритовые и липарит-дацитовые порфириты	2.70	5.5-5.8	1.68
Андезит-дацитовые и дацитовые порфириты	2.78	5.5-6.0	1.79
Андезито-базальтовые и диабазовые порфириты	2.88	6.0-6.3	1.88
Туфы и лавобрекчии основного и среднего состава	2.80	5.9-6.2	1.76
Кристаллические сланцы основного и среднего состава, мигматиты по кристаллическим сланцам	2.83	5.7-6.0	1.75
Известняки	2.71	6.0-6.1	1.93

Физические свойства горных пород района СГ-4 (по А.Н. Глушкову и др.)

Горные породы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 4π·10 ⁻⁵ СИ
1	2	3
Базальты афировые	2.90	30-80
Плагиогранитпорфиры	2.65	5-25
Плагиогранодиориты	2.70	10-20
Дацитовые и плагиоклазовые микропорфириты	2.70	15-20
Диабазы	2.87	30-80
Габбро-диориты, габбро-диабазы	2.97	30-100
Липарито-дацитовые порфириты	2.68	5-25
Андезито-дацитовые порфириты	2.74	20-30
Спилиты	2.75	10-100
Плагиоклазовые порфириты, андезито-базальты	2.80	15-40
Диабазовые микропорфириты	2.95	25-80
Базальты	2.96	30-100
Туфопесчаники основного и среднего состава	2.77	5-80
Туфы андезито-базальтового состава	2.82	15-100
Порфировидные габбро-диориты и габбро-диабазы	2.90	300-3000
Вулкано-терригенные породы с карбонатным цементом	2.70	1000-3000
Порфириты смешанного состава и их туфы	2.80	30-15000
Туффиты смешанного состава	2.80	30-80
Лейкократовое габбро с щелочным уклоном	2.82	1000-5000
Туфогравелиты и туфобрекчии основного состава	2.83	15-800
Трахитовые порфириты и их туфы	2.62	10-1000
Сиенит-порфиры	2.64	0-20
Туфолавы андезито-базальтовых порфиритов	2.82	30-40
Пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы	2.87	30-80
Габбро соссюритизированное и амфиболитизированное	3.07	1000-3000
Габбро	3.21	2000-12000
Пироксениты	3.50	10000-30000

**Физические свойства горных пород кристаллического фундамента ЗСП
(по Ю.А. Никишеву, Е.М. Ананьевой, С.В. Шебуховой и др.)**

Горные породы	Плотность, г/см ³
<i>Мезозойско-кайнозойский чехольный комплекс (Т₃-Q)</i>	
<i>Верхнегерцинский комплекс (С₂-Т₂)</i>	
1. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты (Т ₁₋₂)	2.60
2. Алевролиты, песчаники, конгломераты, прослой базальтов, их туфы (Т ₁₋₂)	2.62
3. Базальты кайнотипные, их туфы (Т ₁₋₂)	2.70
4. Алевролиты, аргиллиты, песчаники, сланцы глинистые, прослой известняков (С ₂)	2.60
5. Известняки с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и песчаников (С ₂)	2.68
<i>Нижнегерцинский комплекс (S-C₁)</i>	
1. Аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, туфы различного состава, прослой порфиров (Д-С ₁)	2.65
2. Известняки с прослоями алевролитов, песчаников и глинистых сланцев (Д-С ₁)	2.67
3. Порфириты различного состава, их туфы (Д-С ₁)	2.70-2.75
4. Эффузивы основного состава, их туфы (Д-С ₁)	2.77-2.80
5. Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы (С ₁)	2.60
6. Туфы, туффиты, туфопесчаники, кремнистые и глинистые сланцы (С ₁)	2.63
7. Известняки с прослоями алевролитов, алевролитов, песчаников, глин. сланцев (С ₁)	2.67
8. Алевролиты, алевролиты, конгломераты (Д)	2.60
9. Известняки с прослоями алевролитов, песчаников, глинистых сланцев (Д)	2.67
10. Песчаники, конгломераты, аргиллиты, глинистые сланцы, туфы различного состава, прослой порфиров (Д)	2.65
11. Эффузивы основного и среднего состава и их туфы (Д)	2.75-2.77
12. Эффузивы преимущественно основного состава (Д, Д-S, S)	2.80-2.82
<i>Каледонский комплекс (O₂-S)</i>	
1. Сланцы слюдяные, филлитовидные, зеленые, кристаллические, кремнисто-глинистые, глинистые (O ₂ -S)	2.70-2.75
2. Порфириты различного состава, их туфы (O ₂ -S, O ₂₋₃)	2.75
3. Эффузивы преимущественно основного состава (O ₂ -S, O ₂₋₃)	2.80-2.85
<i>Байкальский комплекс (PR₂-O₁)</i>	
1. Гранито-гнейсы, слюдяные гнейсы (PR ₂ -O ₁)	2.63-2.66
2. Слюдяные и кристаллические сланцы (PR ₂ -O ₁)	2.70-2.75
3. Амфиболиты (PR ₂ -O ₁)	2.83
4. Сланцы вулканогенные, зеленые, амфиболовые, амфиболиты, порфиритоиды (PR ₂ -O ₁)	2.80-2.90
5. Гнейсы, амфиболиты, гранулиты (PR ₁)	2.90
<i>Интрузивные образования</i>	
1. Гранитоиды	2.60
2. Плагιοграниты	2.61
3. Кварцевые диориты	2.69
4. Диориты	2.84
5. Габбро-диориты	2.91
6. Габбро-диабазы	2.80-2.83
7. Габбро	2.95-3.00
8. Гипербазиты серпентинизированные	2.77-2.80
9. Серпентиниты	2.65-2.70

**Физические свойства горных пород триасовых тафрогенных образований ЗСП
(по Ю.А. Никишеву и др.)**

Горные породы	Средняя плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 4π·10 ⁻⁵ СИ
1. Песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты, иногда с прослоями базальтов и их туфов (Т ₃)	2.55	0
2. Базальты (Т ₁₋₂)	2.70	1000-3000
3. Туфы базальтов (Т ₁₋₂)	2.65	-
4. Долериты (Т ₁₋₂)	2.78	-
5. Липариты (Т ₁₋₂)	2.56	100-500
6. Аргиллиты, алевролиты (Т ₁₋₂)	2.52	0
7. Песчаники (Т ₁₋₂)	2.56	0
8. Гравелиты, конгломераты (Т ₁₋₂)	2.53	0
9. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты (Т ₁₋₂)	2.50	0

Плотность платформенных отложений ЗСП по результатам бурения опорных скважин (по Ю.А. Никишеву и др.)

Возраст	Свита	Опорные скважины, δ (г/см ³)			
		Леушин- ская	Ханты- Мансийская	Мало- Атлымская	Березов- ская
P ₃	Некрасовская	2.06	2.11	-	2.17
P ₂	Чеганская	1.81	1.86	1.71	
P ₁	Люлинворская	2.10	2.15	2.08	1.96
K ₂	Талицкая	2.10	2.12	2.20	2.12
	Ганькинская	1.94	2.12	2.18	-
	Славгородская	1.94	1.90	2.10	-
	Ипатовская	2.28	2.25	2.34	1.97
	Кузнецовская	2.11	2.11	2.22	1.93
K ₁	Викуловская	2.28	2.28	2.45	2.16
	Леушинская	2.28	2.29	2.37	2.13
J ₃	Тутлеймская	2.28	2.43	2.26	2.09
J ₂	Тюменская	2.43	-	2.41	-
	Средняя плотность по скважине	2.13	2.15	2.18	2.16

**Плотность и магнитная восприимчивость горных пород западной части ЗСП
(по материалам А.П. Шелихова и В.М. Воронова)**

Горные породы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, 4π·10 ⁻⁵ СИ
1. Доюрские образования	2.16	0-60
2. Тафрогенный комплекс	2.45-2.65	0-3000
базальты, их туфы	2.55-2.65	0-3000
липариты, их туфы	2.55	0-450
терригенные породы	2.45-2.55	0
3. Промежуточный комплекс	2.56-2.72	0-2500
вулканы кислого состава	2.56	0-350
вулканы среднего состава	2.60-2.70	500-2500
вулканы основного состава	2.70	900
терригенные породы	2.60	10-100
карбонатные породы	2.68-2.72	0
4. Складчатый фундамент	2.45-3.00	0-6000
преимущественно осадочные породы	2.70	0
вулканические породы	2.70-2.85	200-2400
зеленокаменно измененные эффузивы	2.70-2.80	0-90
гнейсово-амфиболитовый комплекс	2.72-2.90	40-100
гранитоиды	2.55-2.70	0-500
габбро, габбро-диориты	2.80-2.93	500-5000
гипербазиты серпентинизированные	2.45-3.00	0-6000

**Составы ильменитов и титаномагнетитов в ксенолитах аномально магнитных “черных” пироксенитов Монголии
(данные микрозондового анализа по Д.М. Печерскому, 1991)**

Минерал, структура	N	TiO ₂	FeO*	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	x	T°C	f _{O₂}
Пикроильменит, распавшийся, средний состав, размер 200-1000 мкм	7	32.7	55.3	5.3	0.9	0.05	0.71	1380	6
Титаномагнетит, сrostки, средний состав	4	20.6	65.5	5.2	3.8	0.10	0.66	-	-
Титаномагнетит, ламелли в пикроильмените	6	20.4	74.1	3.5	1.6	0.08	0.60	920	12
Ильменит, ламелли в пикроильмените	6	46.6	46.9	4.6	0.2	0.02	0.92	(660-1100)	-
Зональное зерно (агрегат): ильменит, пластина в центре, 20 мкм	1	46.3	52.6	5.0	0.6	0.04	0.88	1030	10
Титаномагнетит, зона возле ильменита шириной ~50 мкм	1	20.4	75.1	4.4	3.2	0.06	0.59	-	-
Титаномагнетит, край, ~50-100 мкм	1	11.4 (6.8-13.8)	78.2	5.2	9.7	0.22	0.36	-	-
Вторичный титаномагнетит, обособленные зерна, 20-2300 мкм	23	5.5 (2.1-14.0)	76.7	6.0 (3.0-21.0)	8.6 (3.4-13.7)	1.80 (0.10-8.80)	0.13 (0.10-0.46)	-	-

Примечания: N - число измеренных зерен; содержание окислов в мас.%; x - атомная доля титана в титаномагнетите и пикроильмените, вычисленная по отношению TiO₂/FeO; T°C и f_{O₂} - соответственно температура и летучесть кислорода, определенные по сrostкам титаномагнетита и ильменита по диаграмме Линдсли.

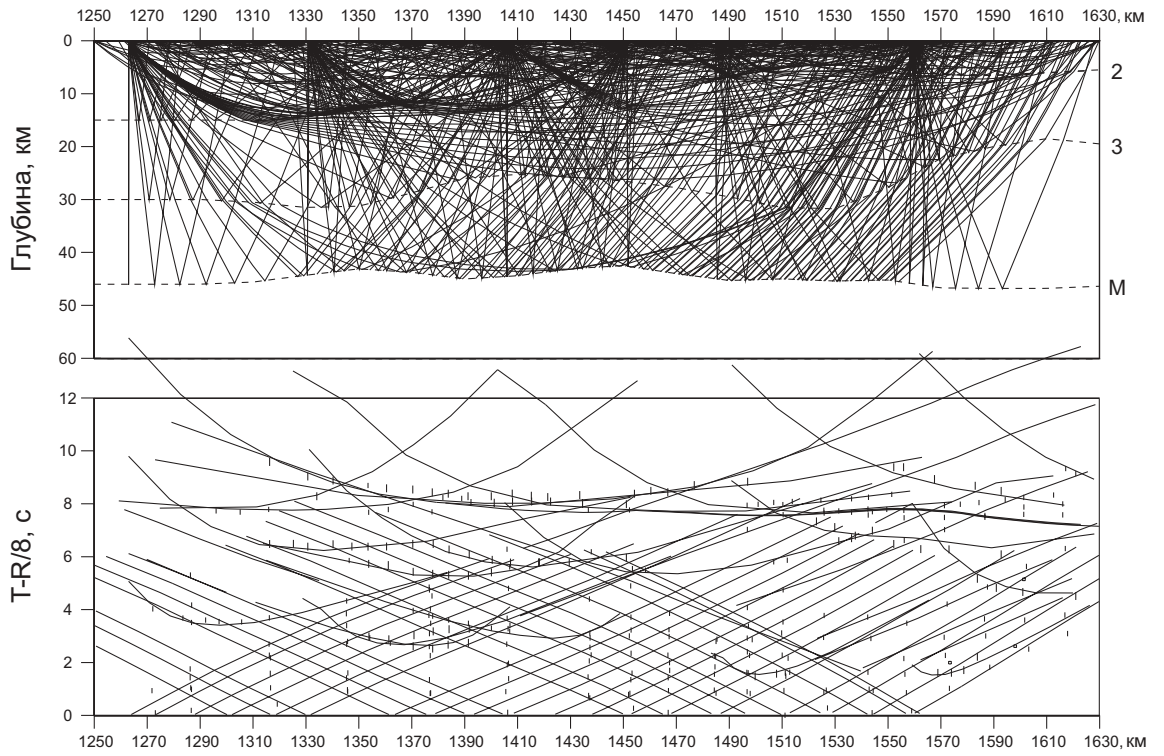
Намагниченность и плотность основных пород различной степени метаморфизма (по И.К. Пашкевич и др., 1991)

Фация метаморфизма	Породы	Минеральный состав	Кол-во образцов	Район отбора образцов	I, А/М	σ , г/см ³	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +FeO	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$
Гранулитовая	Двупироксеновые и двупироксенроговообманковые кристаллические сланцы	Рп+Мп+Рог+ +Пл+Гр+Би+Мт	282	Побужье, Украинский Щит	5.4 0.6-13.4	3.06 3.01-3.15	48.8 45.7-51.5	14.5 11.6-19.4	32.3 9.0-65.0
			148	То же	0.05	3.05 2.92-3.25	48.9 46.6-58.4	11.5 7.5-13.3	10.7 6.0-16.0
			19	Земля Эндерби (Антарктида)	4.4 0.5-9.7	3.08 2.98-3.17	-	-	-
			14	То же	0.07	3.06 2.87-3.13	-	-	-
Амфиболитовая	Амфиболиты	Рог+Би+Пл+ +Кв+Мт	36	Росинско-Тикичский блок, Среднее Побужье	1.3 0.2-6.2	3.03 2.86-3.10	49.7 46.4-62.2	10.9 7.0-15.3	29.4 7.0-48.0
			48	То же	0.05	3.01 2.83-3.03	49.9 46.7-51.6	11.6 9.2-12.0	23.5 8.9-35.1
			54	Западное Приазовье	0.05	3.02 2.91-3.12	48.8 46.2-51.9	13.5 7.8-17.0	28.5 16.0-55.5
			47	Среднее Приднепровье (Сура)	0.05	3.04 3.00-3.06	47.7 45.5-52.1	12.6 11.0-14.2	32.0 26.0-46.0

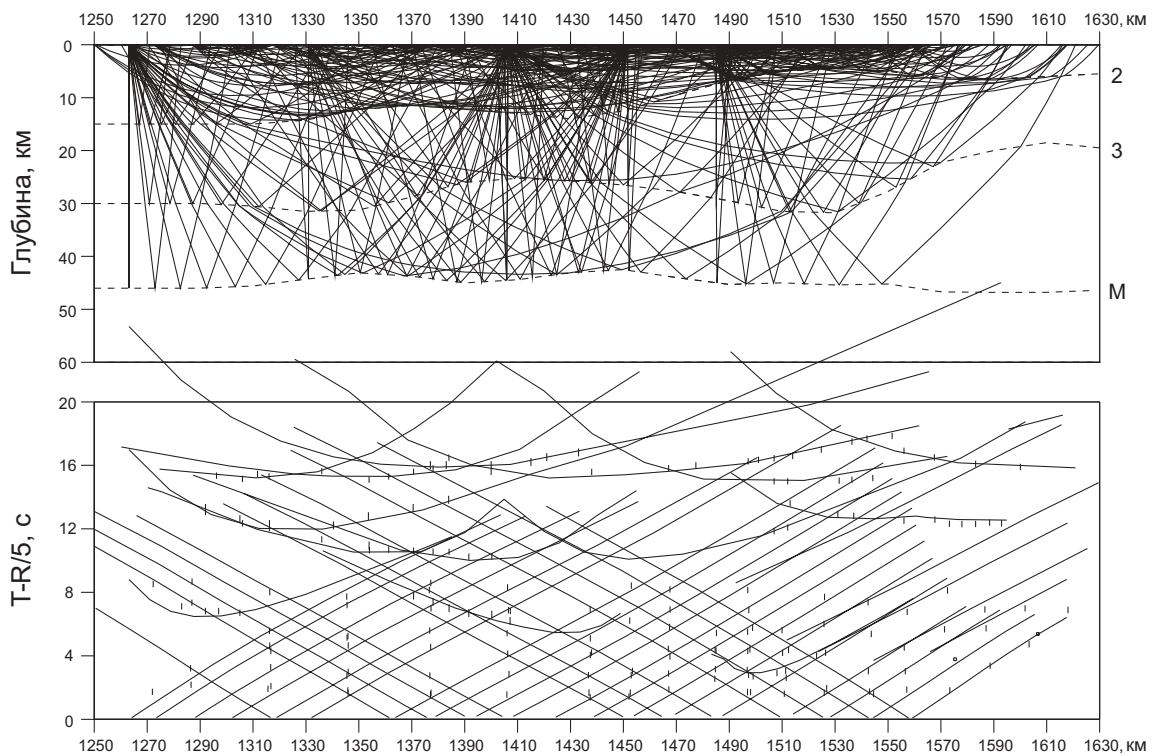
Фация метаморфизма	Породы	Минеральный состав	Кол-во образцов	Район отбора образцов	I, А/М	σ , г/см ³	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +FeO	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$
Эпидот-амфиболитовая	Эпидотовые амфиболиты	Рог+Пл+Кв+Эп	51	Западное Приазовье	0.05	$\frac{3.01}{2.93-3.08}$	$\frac{49.0}{46.8-51.8}$	$\frac{13.4}{9.0-16.3}$	$\frac{51.0}{36.0-70.0}$
			32	Приднепровье (Верховцево)	0.05	$\frac{3.03}{2.98-3.10}$	$\frac{48.8}{46.3-50.7}$	$\frac{13.3}{9.9-17.4}$	$\frac{15.2}{7.0-37.0}$
Зеленосланцевая	Альбит-хлорит-актинолитовые	Хл+Кв+Цз+К+Рог	38	То же	0.05	$\frac{3.01}{2.97-3.06}$	$\frac{47.6}{46.6-49.1}$	$\frac{13.1}{11.0-14.3}$	$\frac{18.0}{9.0-20.0}$
Диафториты амфиболитовой фации	Биотит-амфиболитовые, гранат-биотитовые	Би+Рог+Пл+Гр+Мт	78	Росинско-Тикичский (Новопавловские магнитные аномалии)	$\frac{5.0}{0.5-15.9}$	$\frac{3.05}{2.96-3.32}$	-	-	-
			85	То же	0.5	$\frac{3.03}{2.99-3.11}$	-	-	-

Примечания: Сокращения названий минералов: Гр - гранат, Кв - кварц, Эп - эпидот, Хл - хлорит, Цз - цоизит, Рп - ромбический пироксен, Мп - моноклинный пироксен, Рог - роговая обманка, Би - биотит, Пл - плагиоклаз, К - карбонат, Мт - магнетит. В числителе - средняя величина, в знаменателе - пределы изменения.

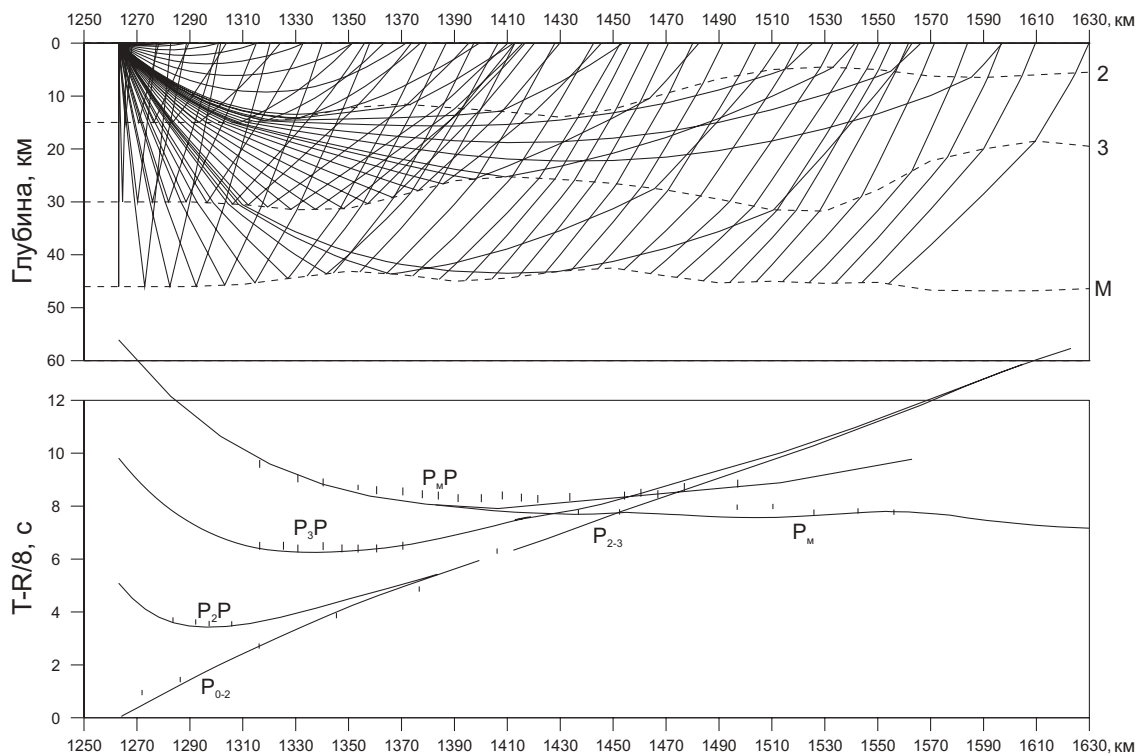
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 1)



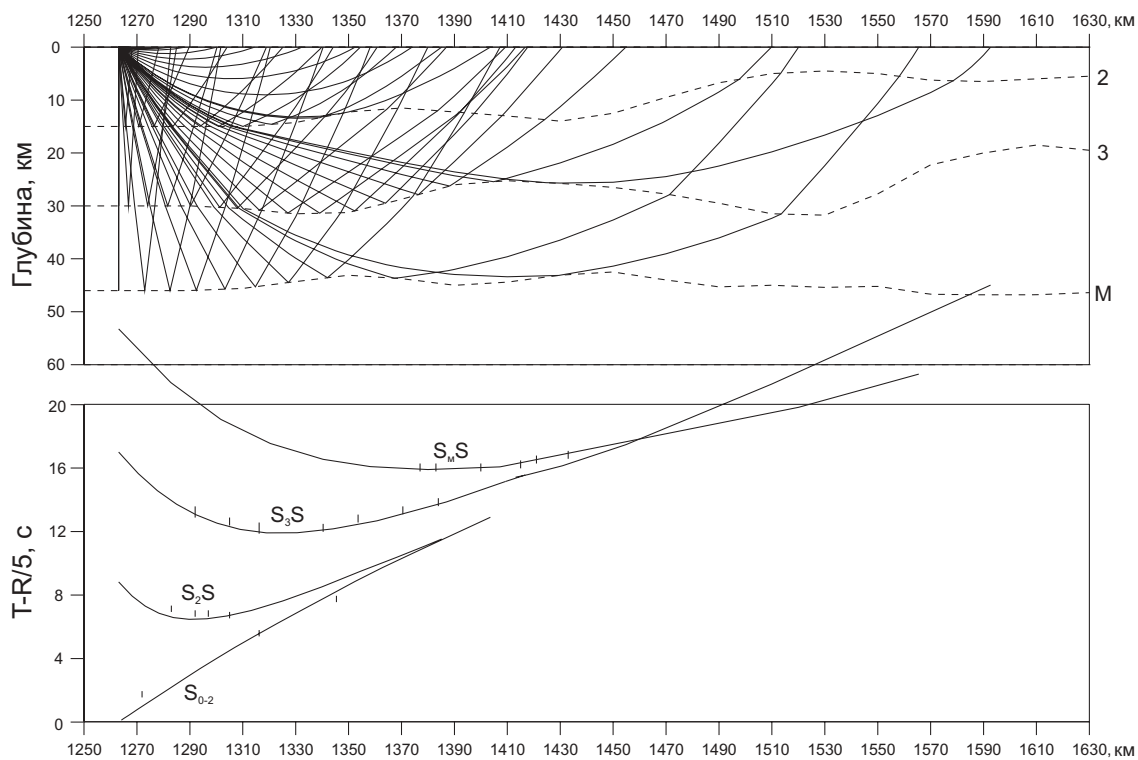
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 1)



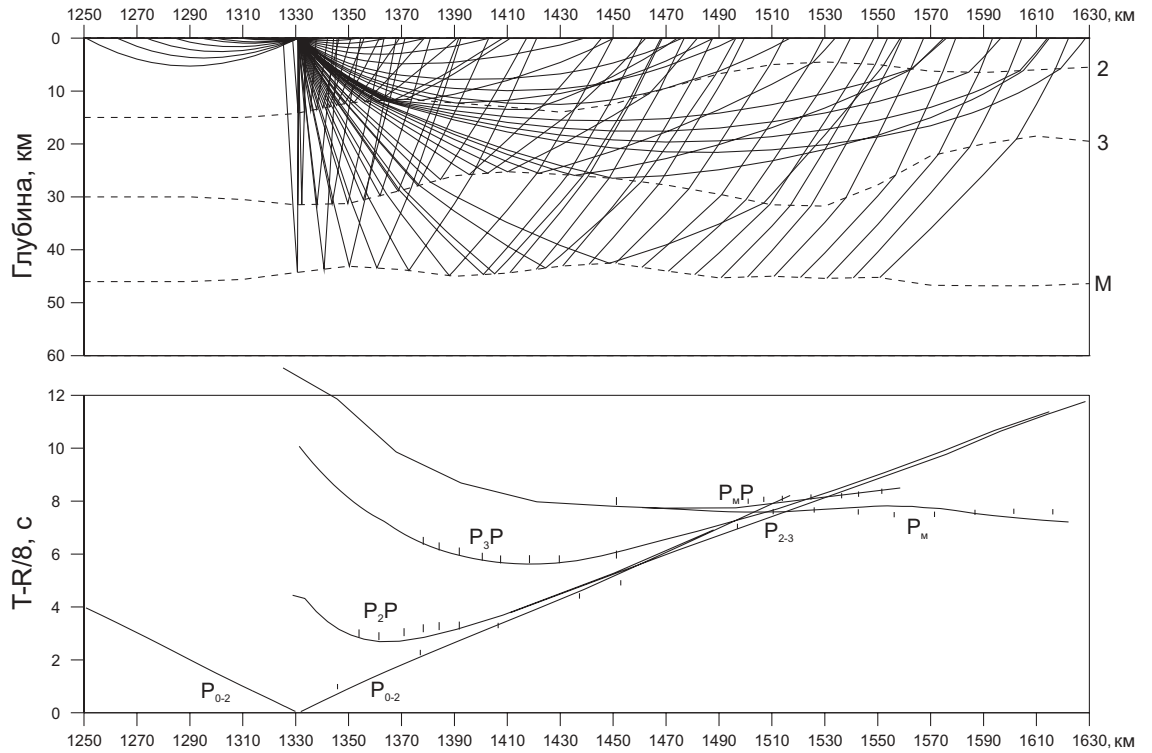
ПВ 156, Р-волны



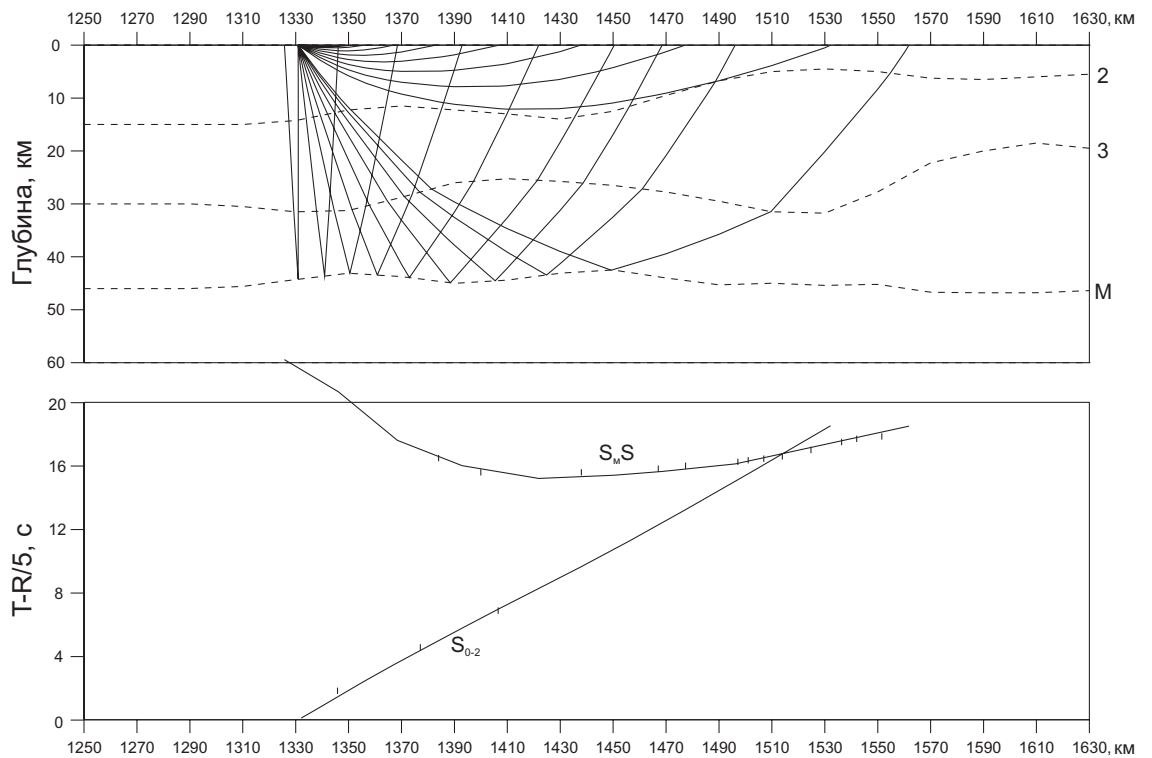
ПВ 156, S-волны



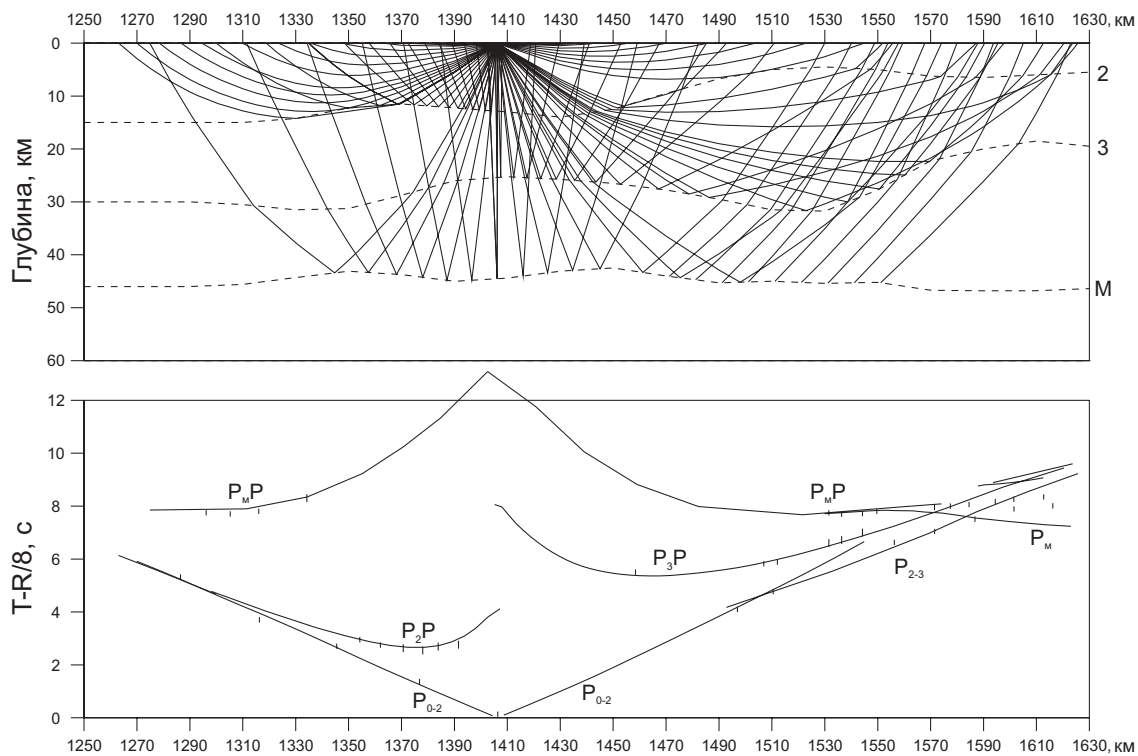
ПВ 170, Р-волны



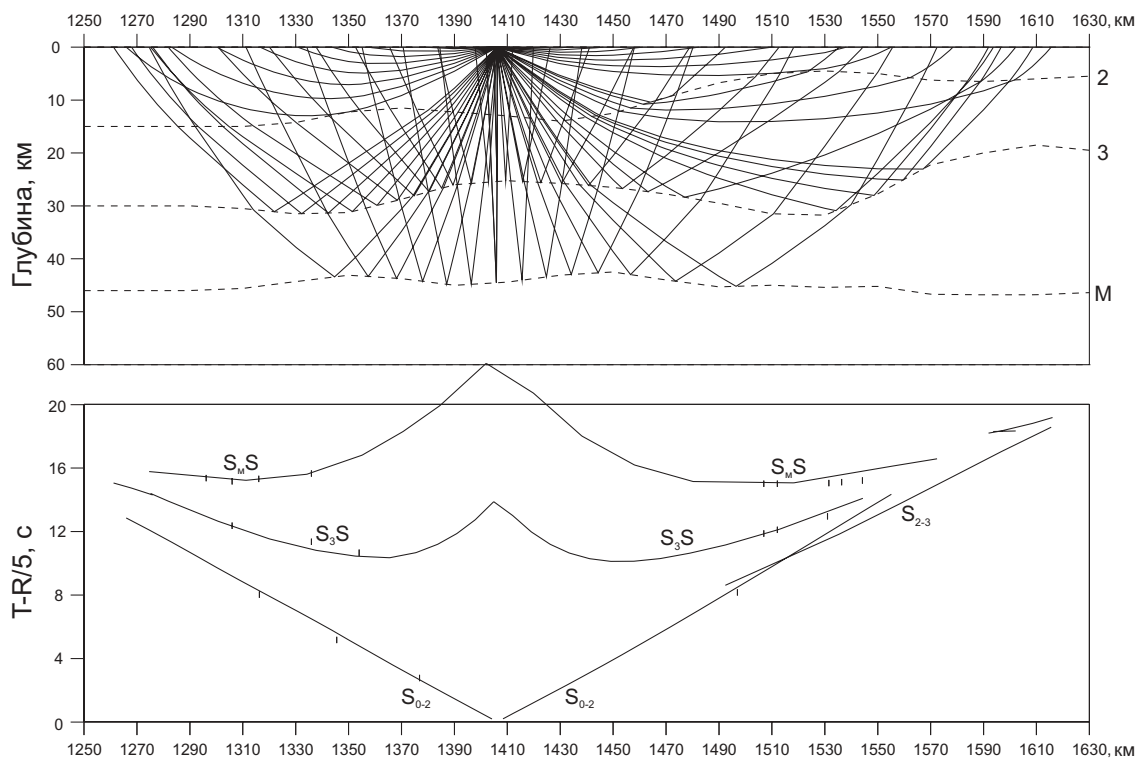
ПВ 170, S-волны



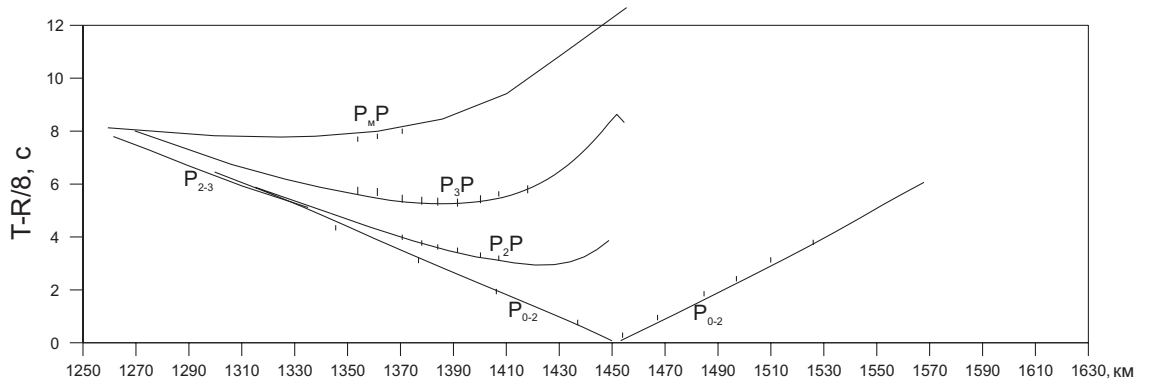
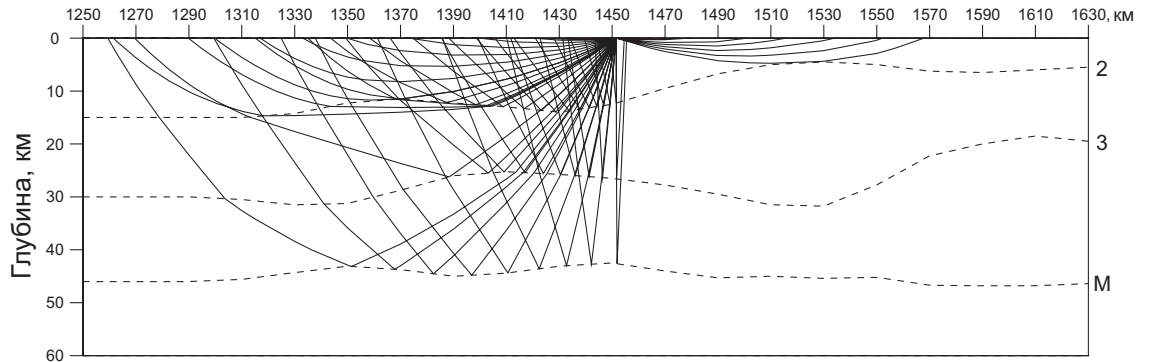
ПВ 185, Р-волны



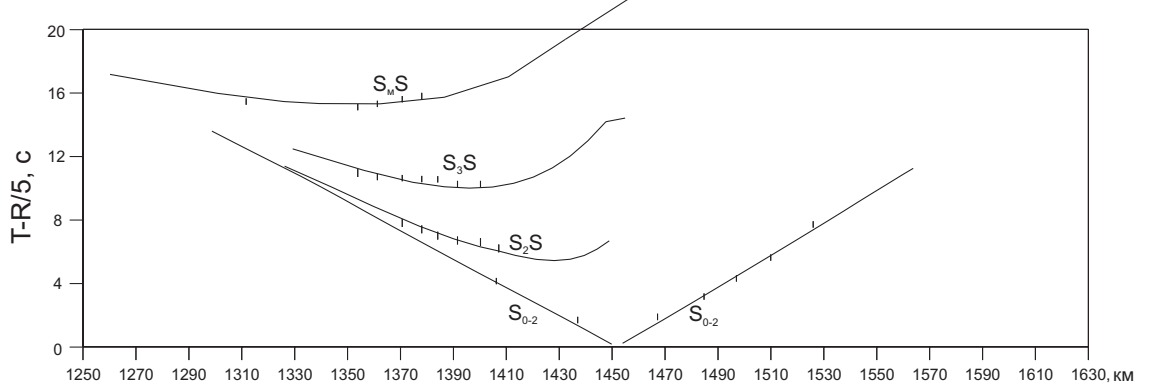
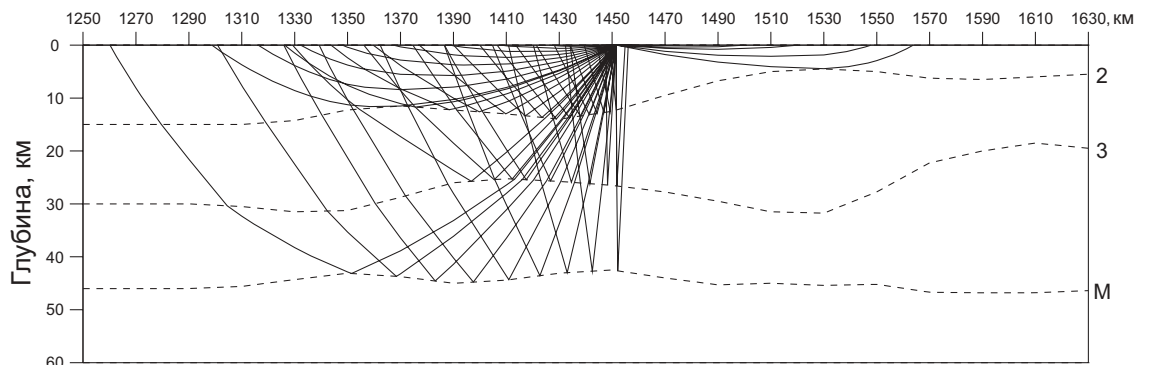
ПВ 185, S-волны



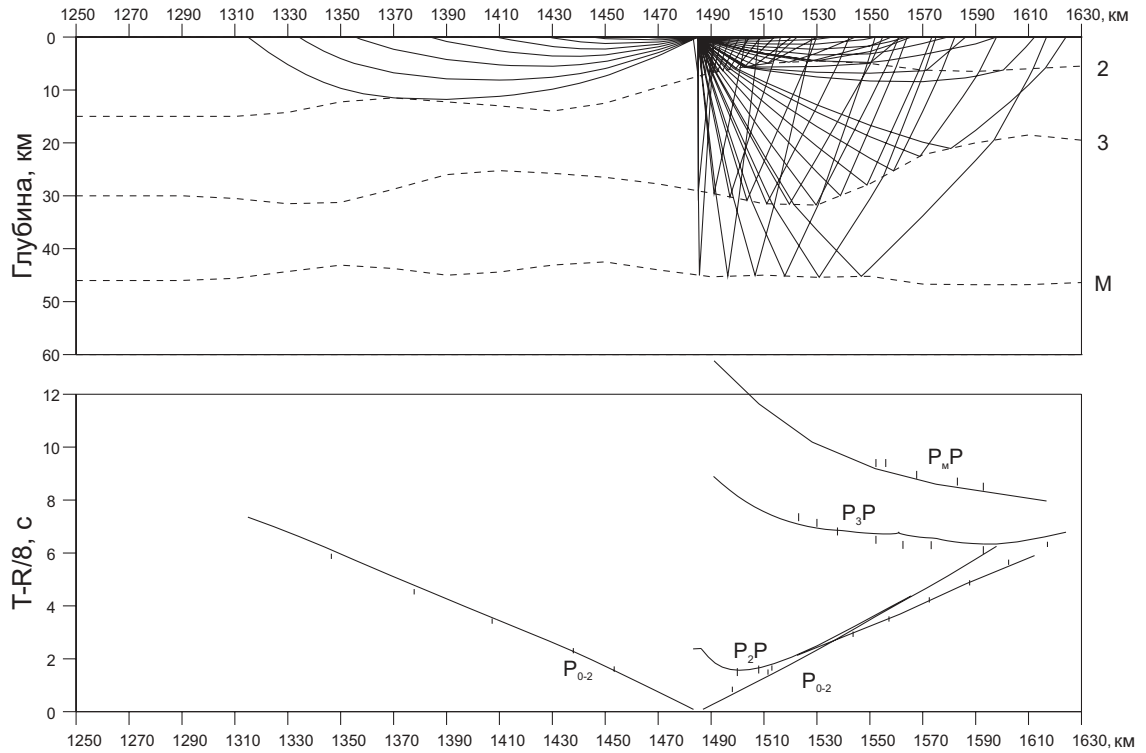
ПВ 194, Р-волны



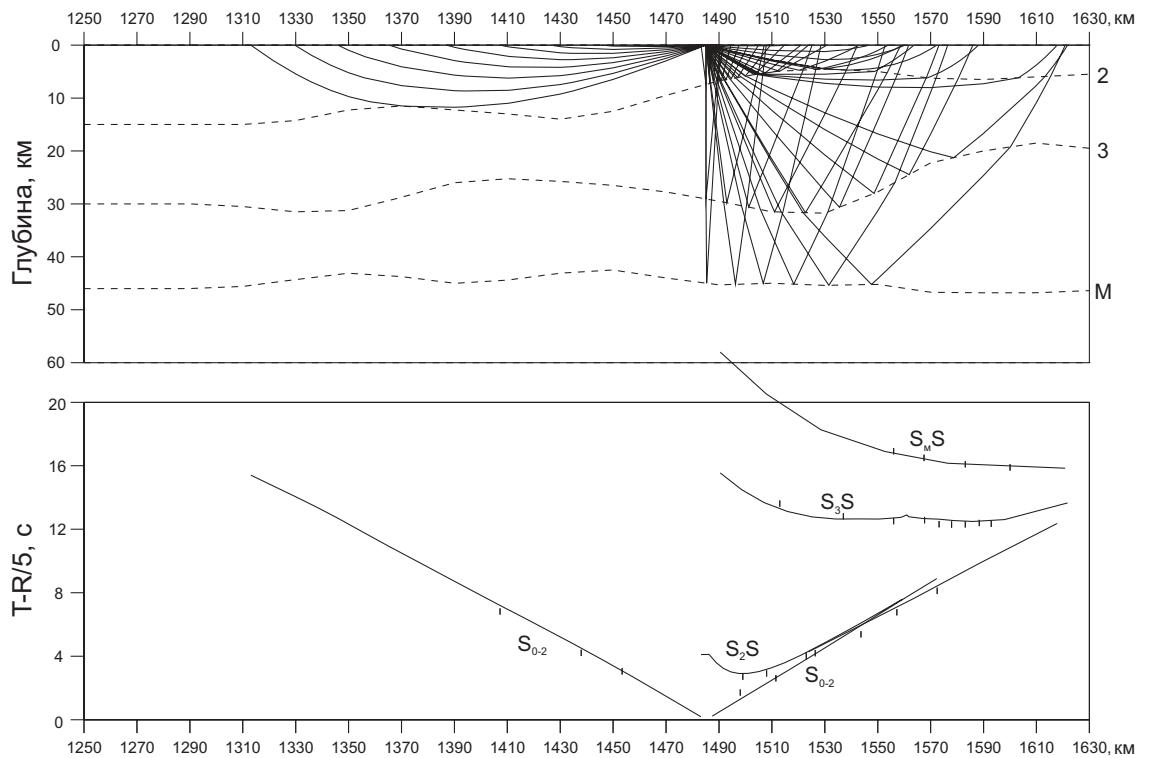
ПВ 194, S-волны



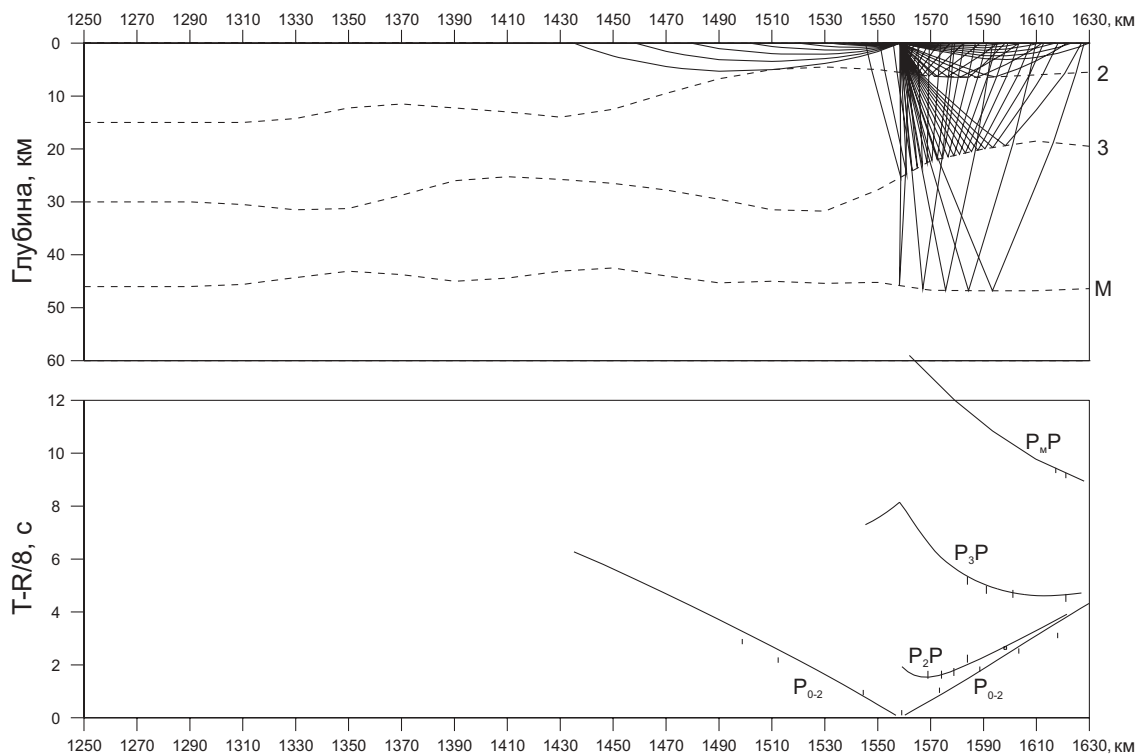
ПВ 200, Р-волны



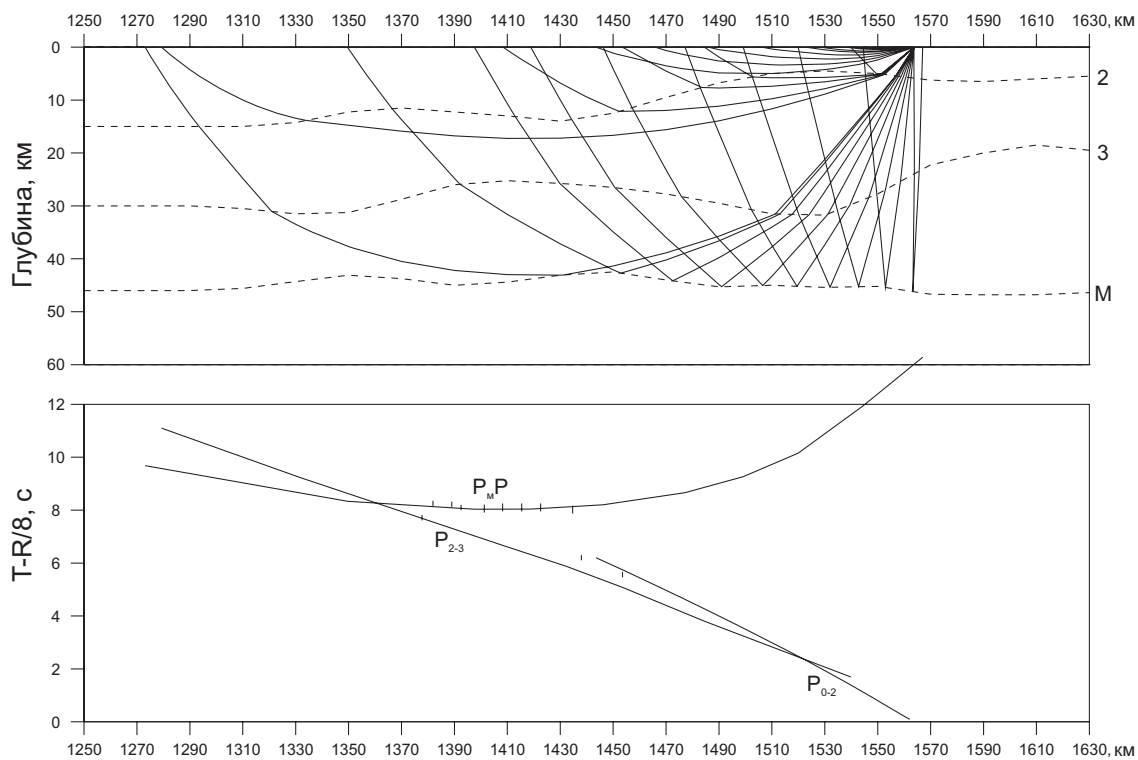
ПВ 200, S-волны



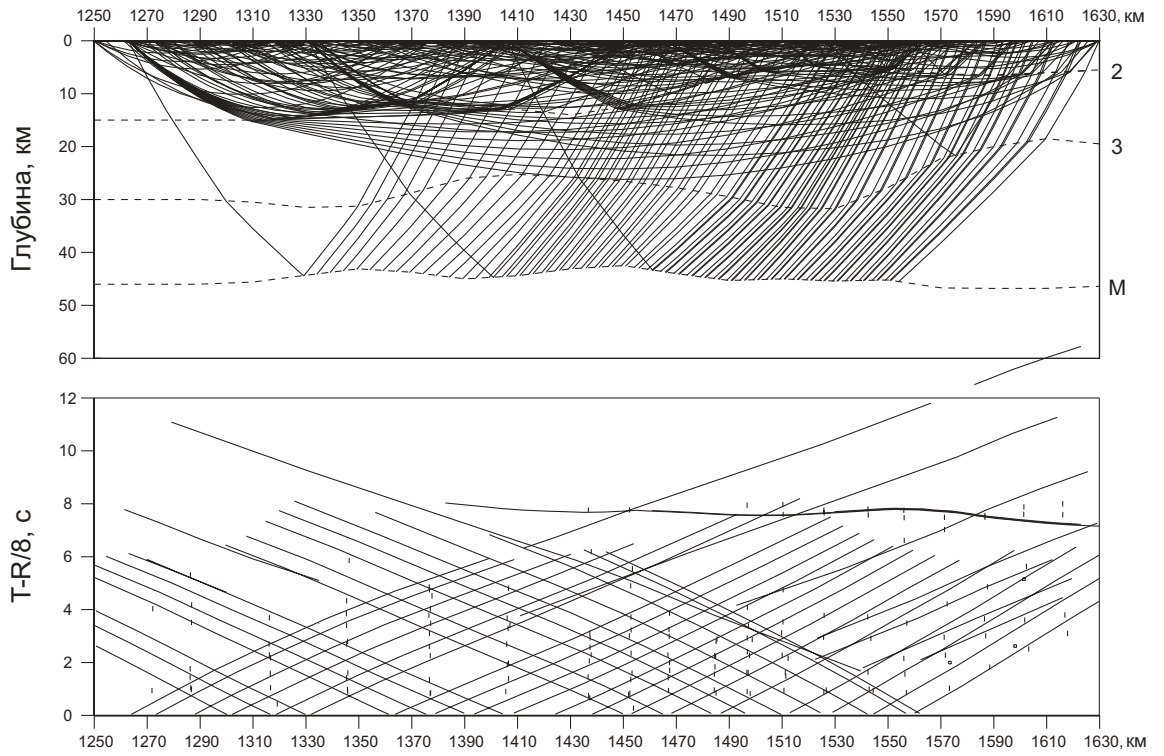
ПВ 215, Р-волны



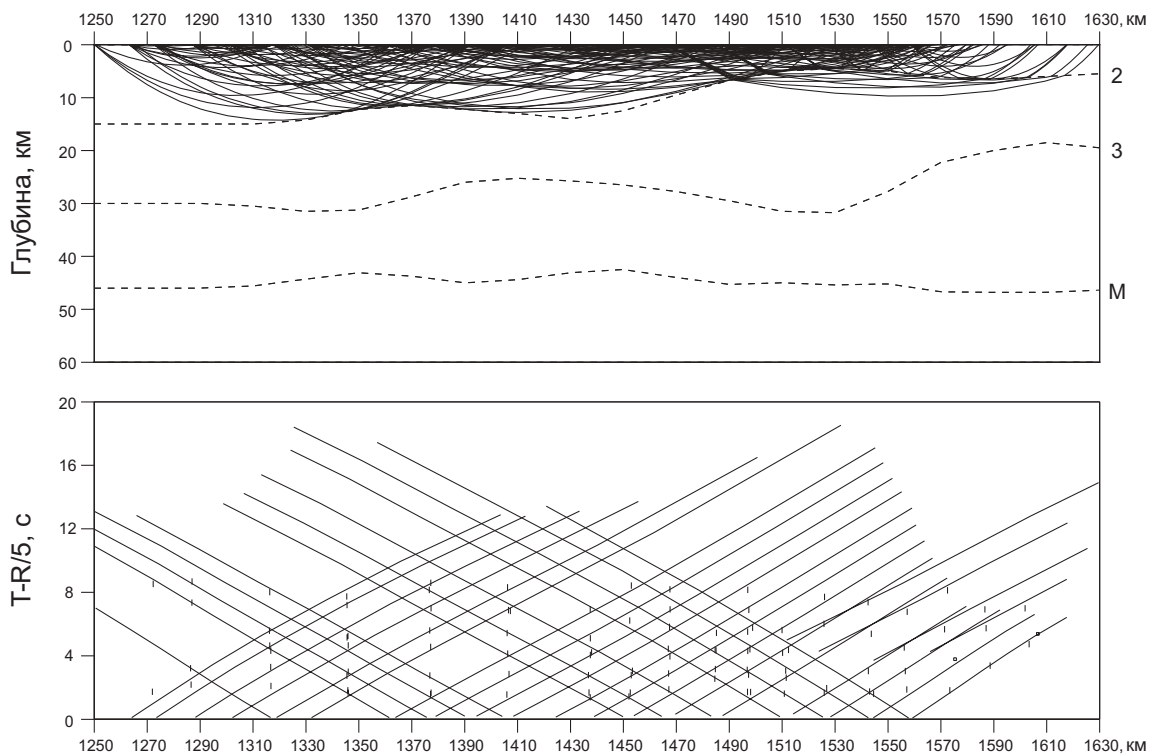
ПВ 216, Р-волны



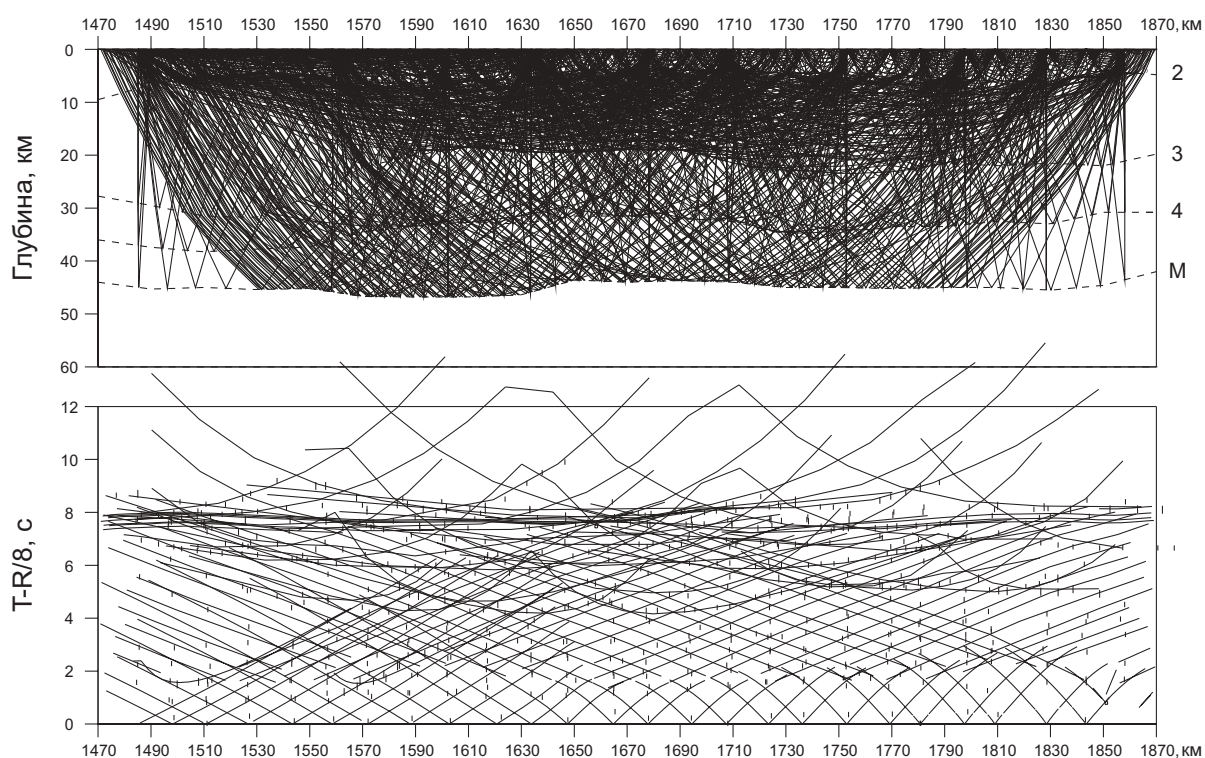
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 1)



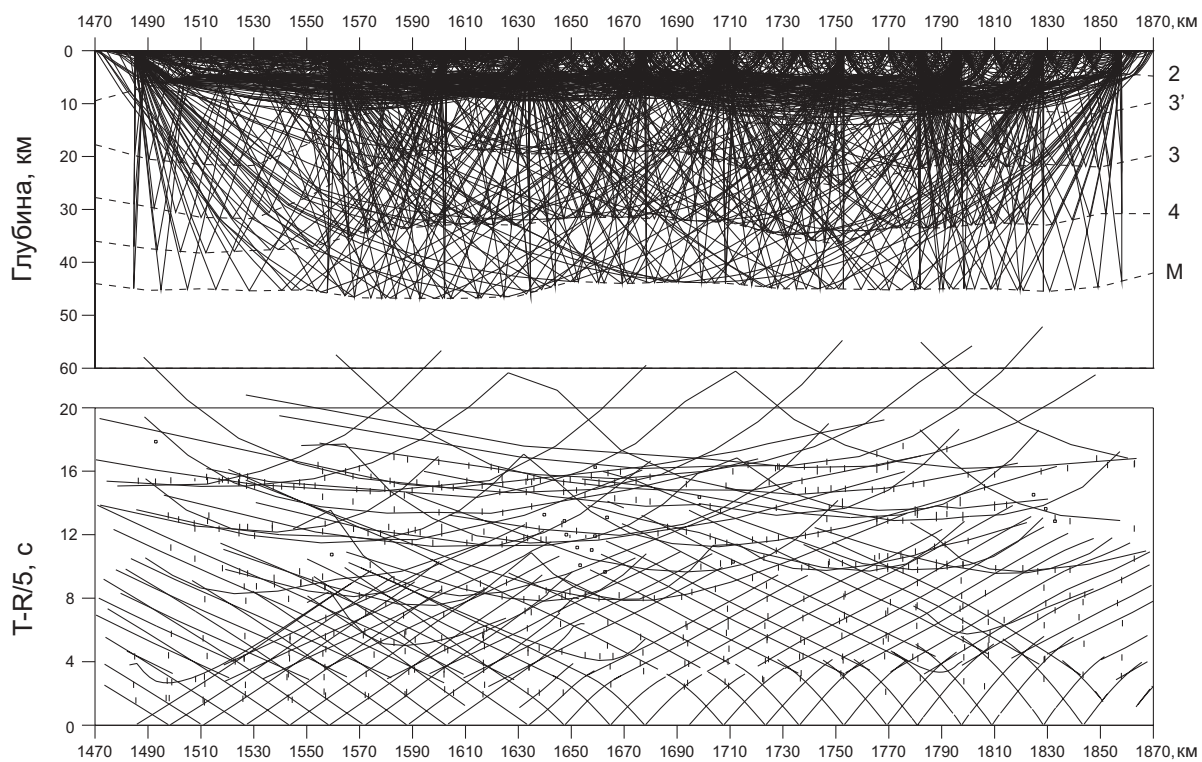
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 1)



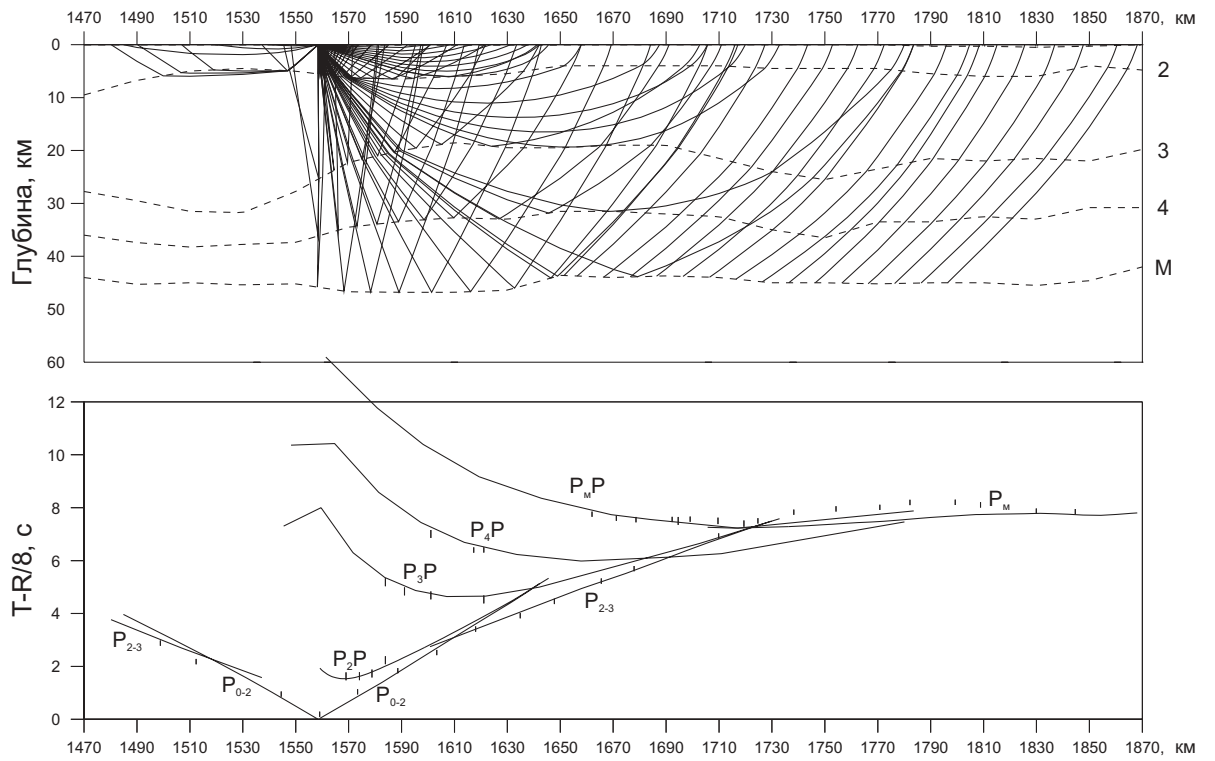
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 2)



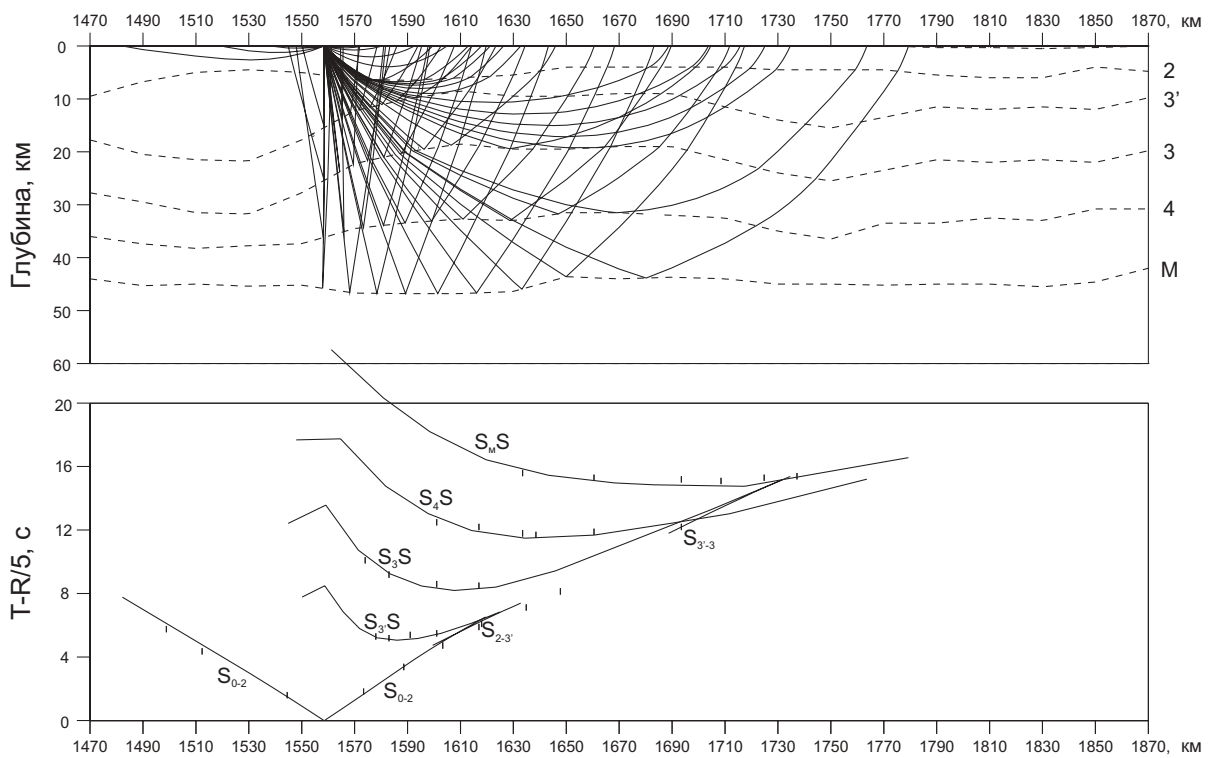
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 2)



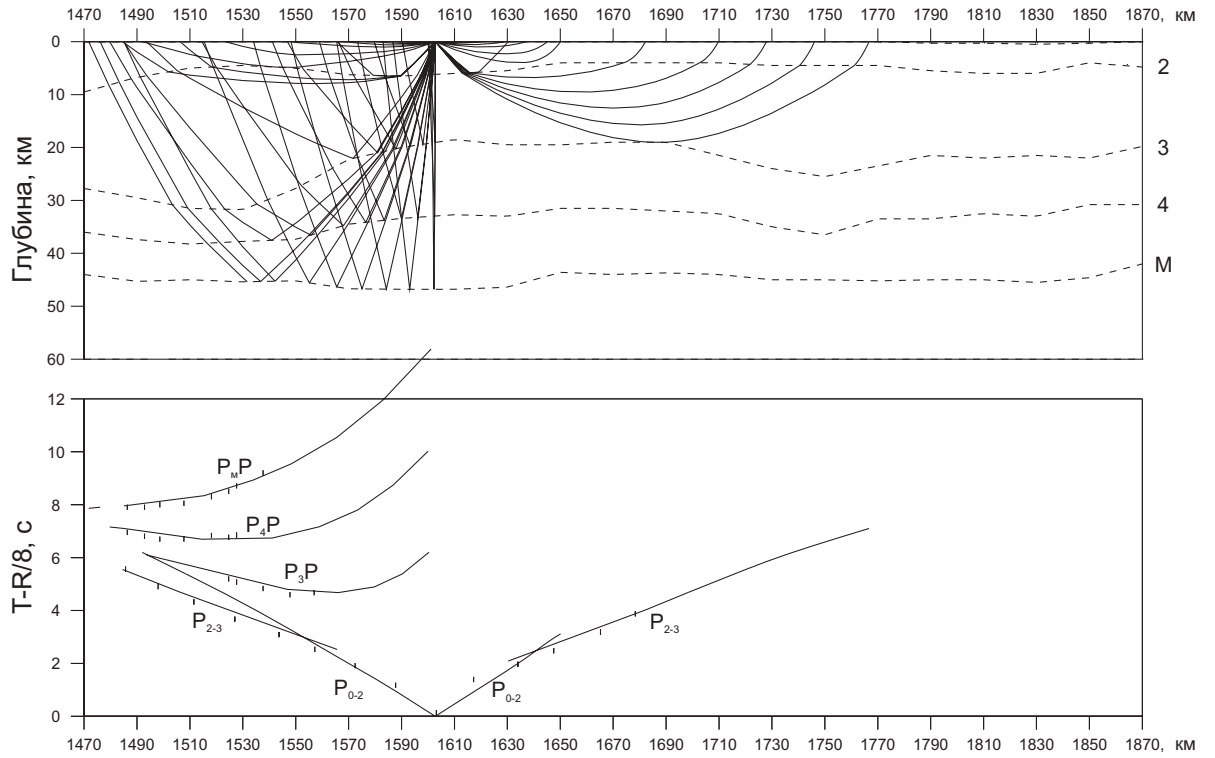
ПВ 215, Р-волны



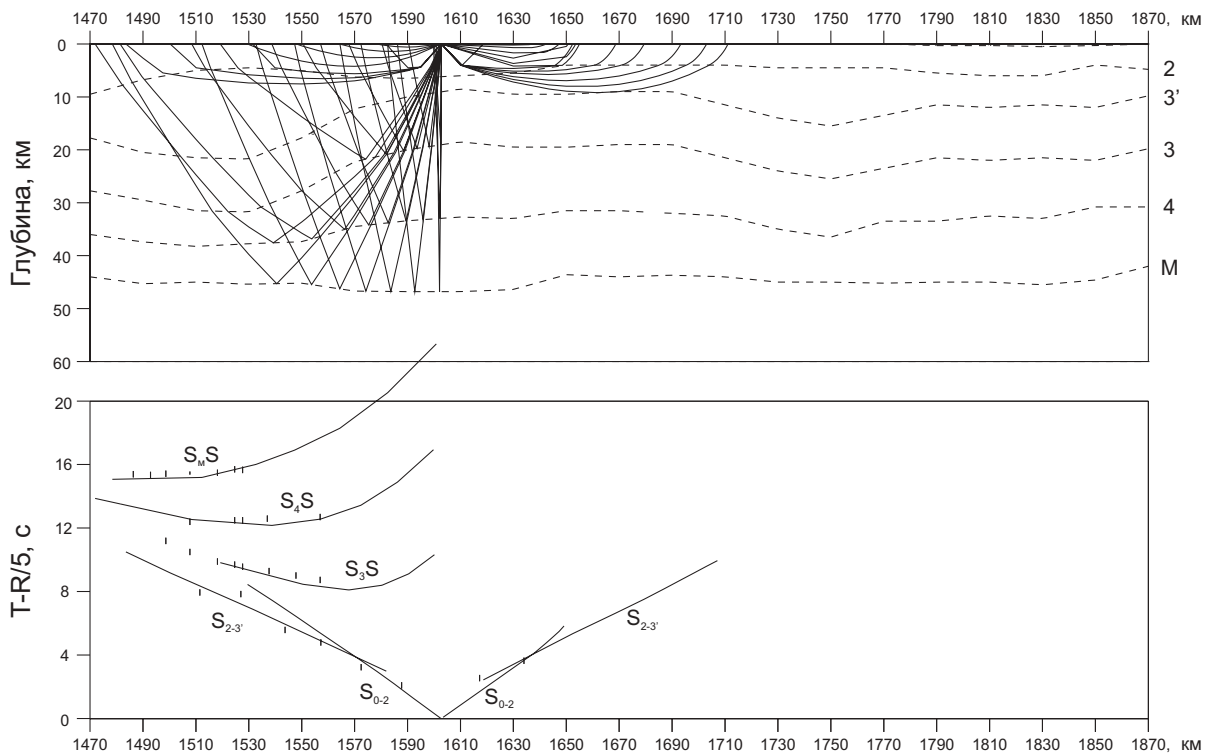
ПВ 215, S-волны



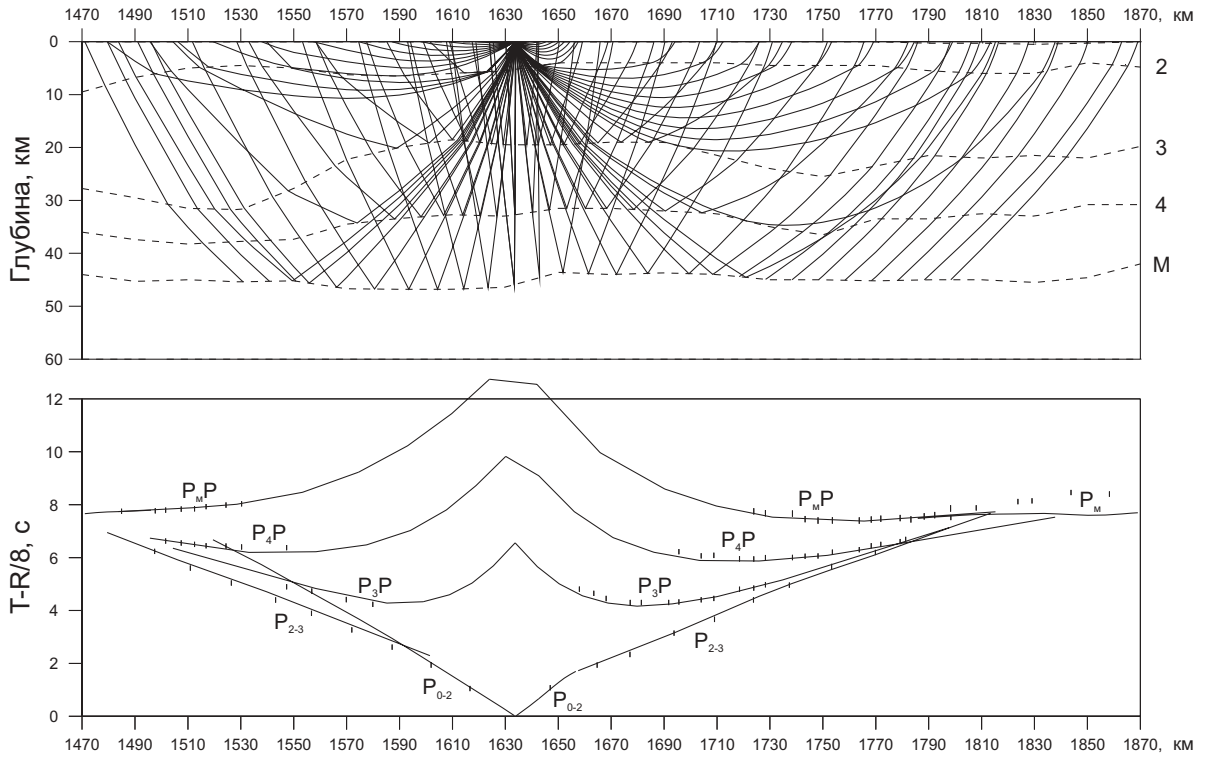
ПВ 224, Р-волны



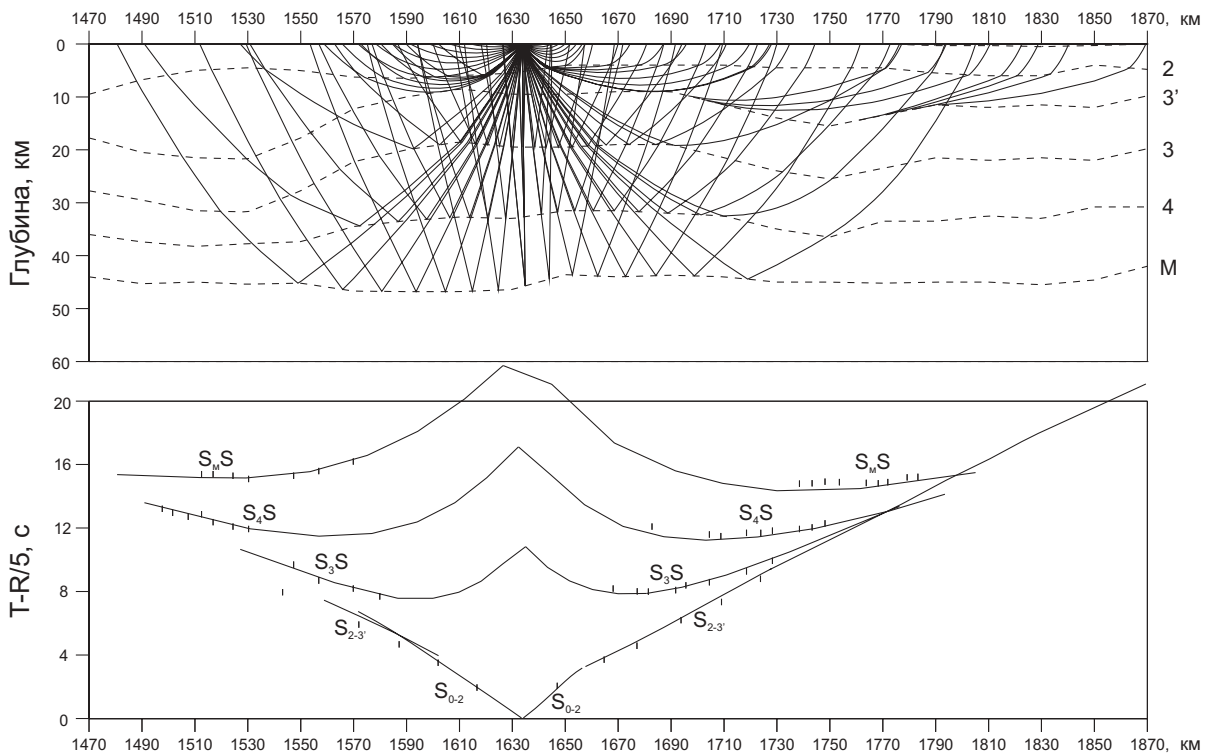
ПВ 224, S-волны



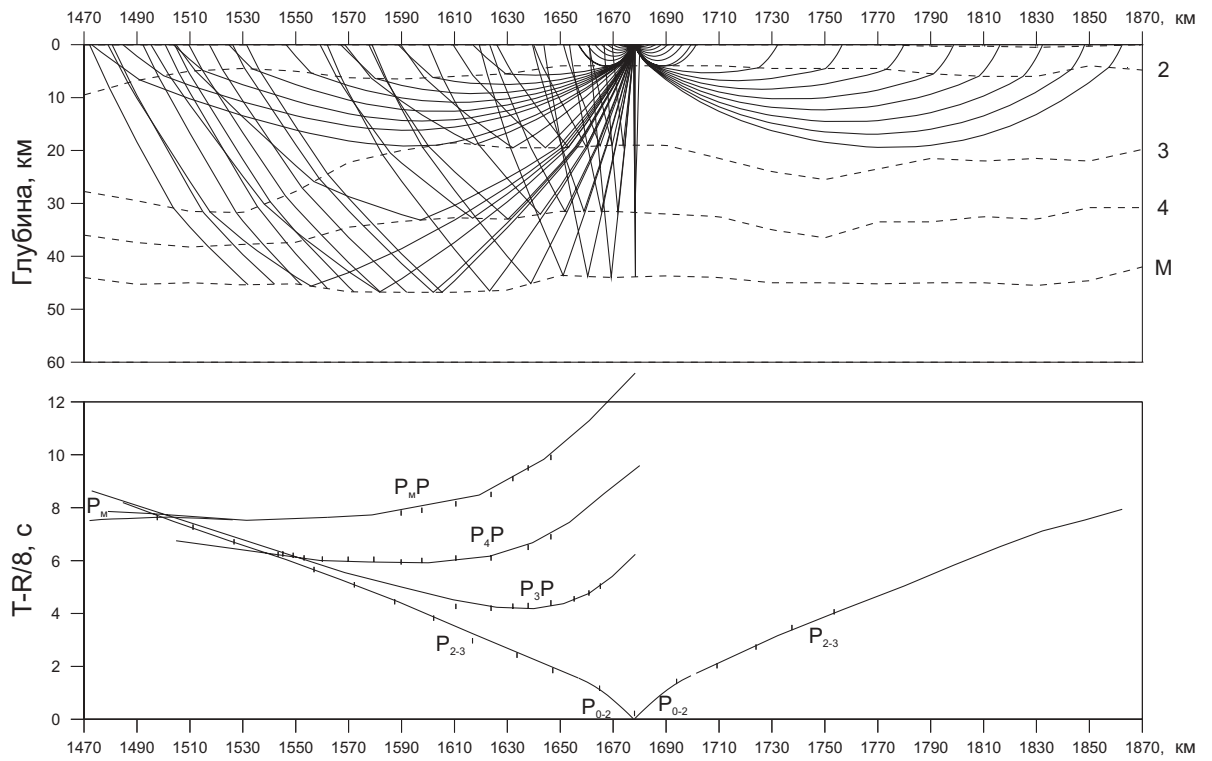
ПВ 230, Р-волны



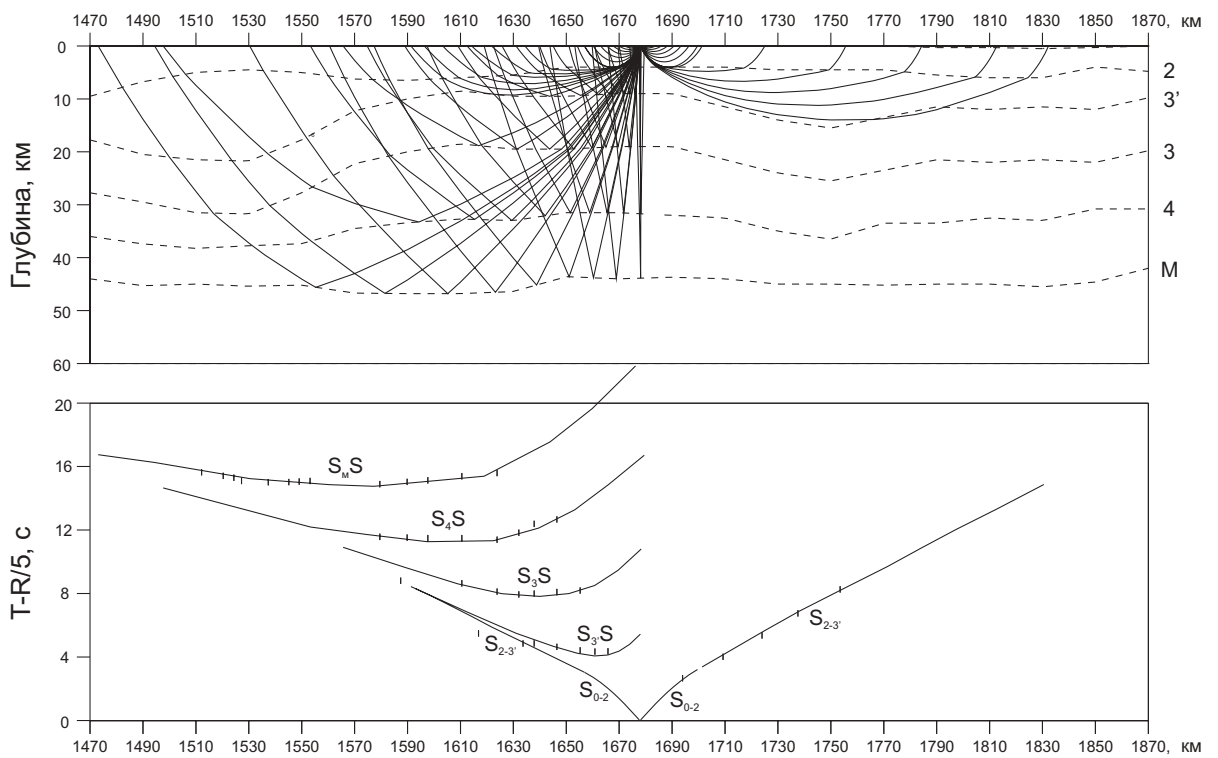
ПВ 230, S-волны



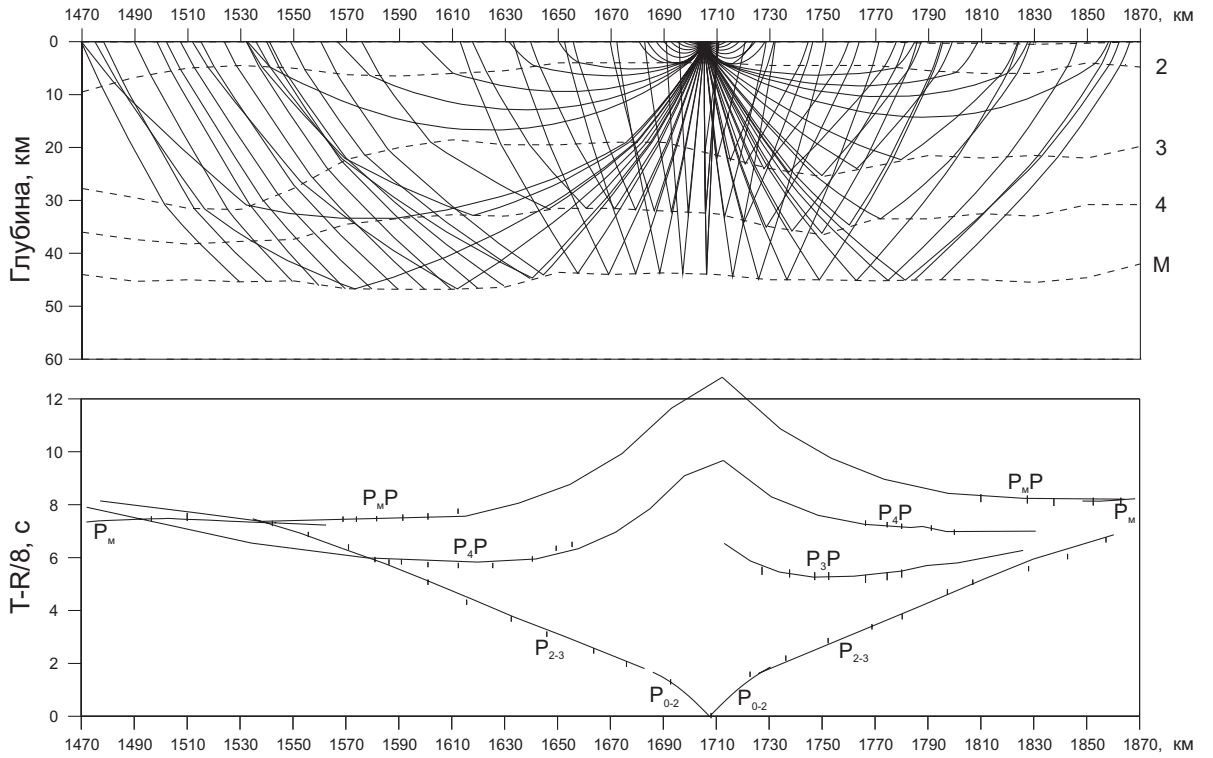
ПВ 239, Р-волны



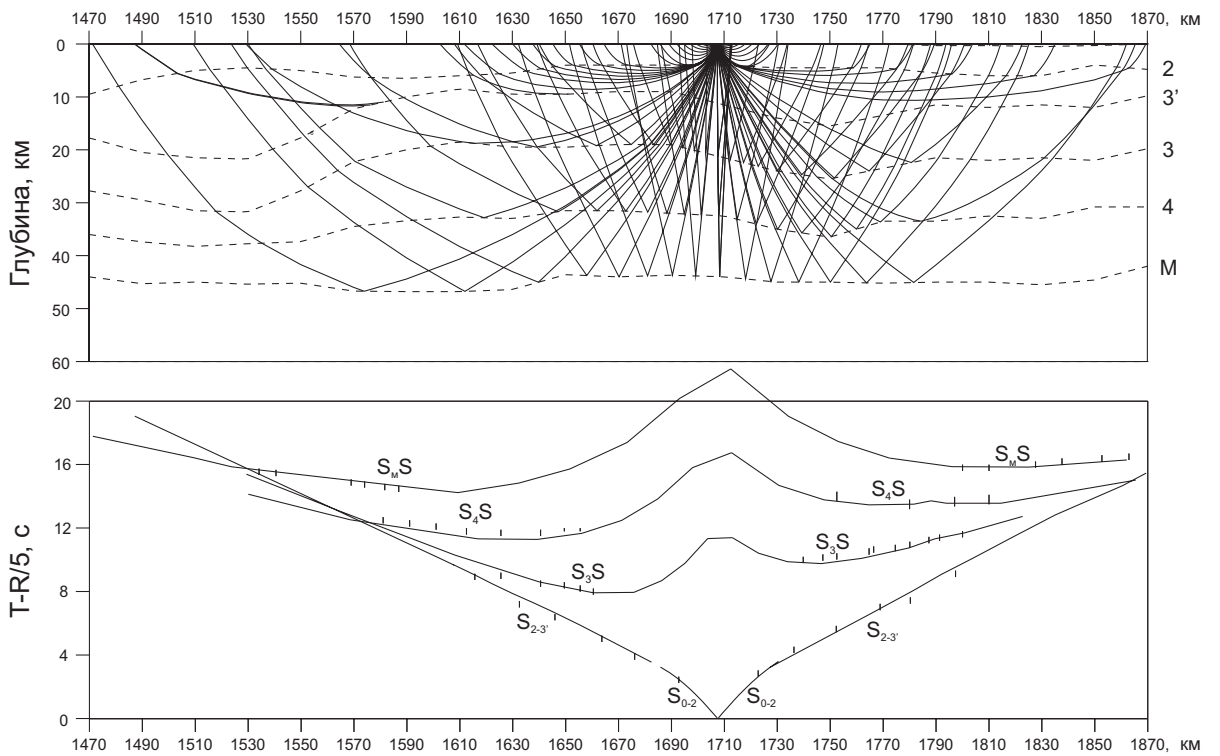
ПВ 239, S-волны



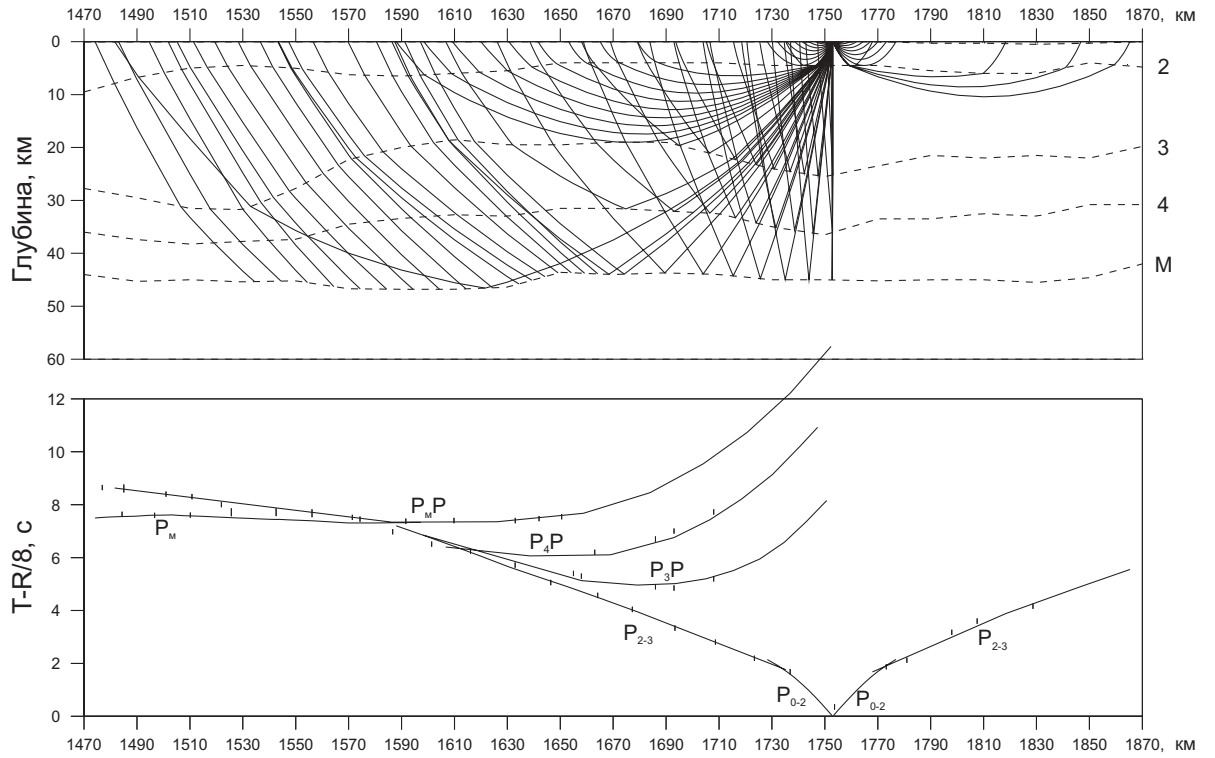
ПВ 245, Р-волны



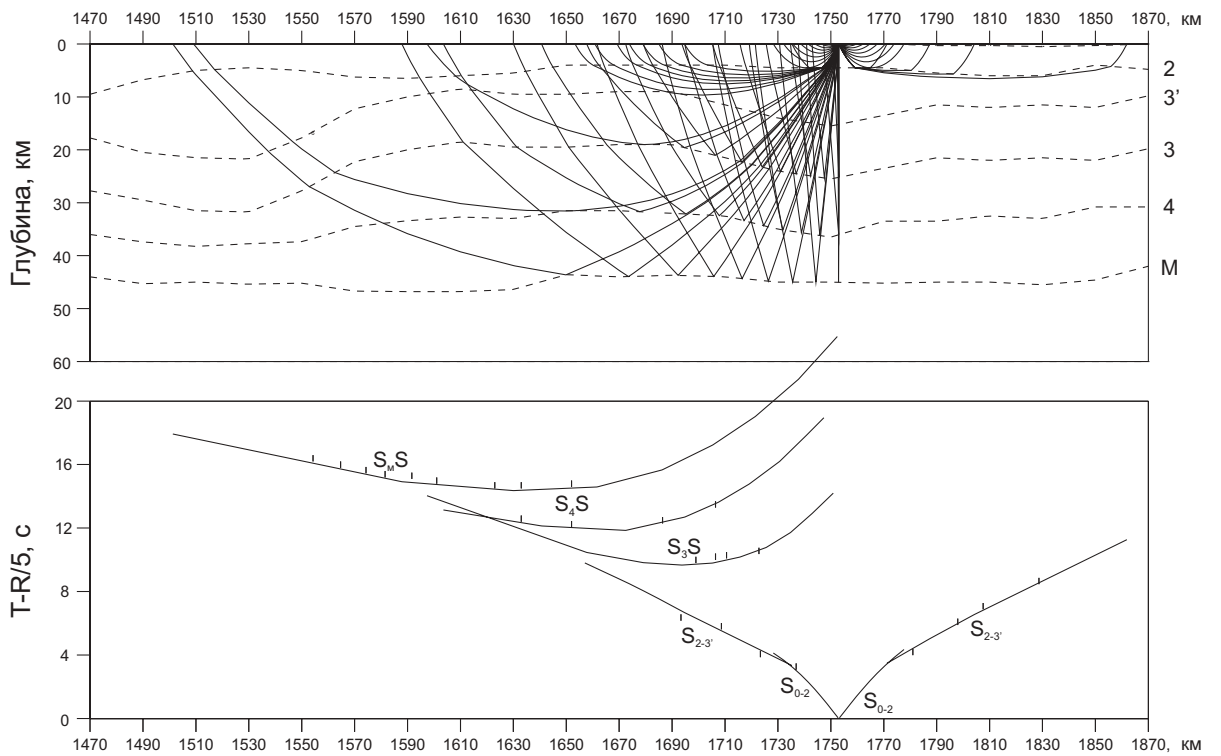
ПВ 245, S-волны



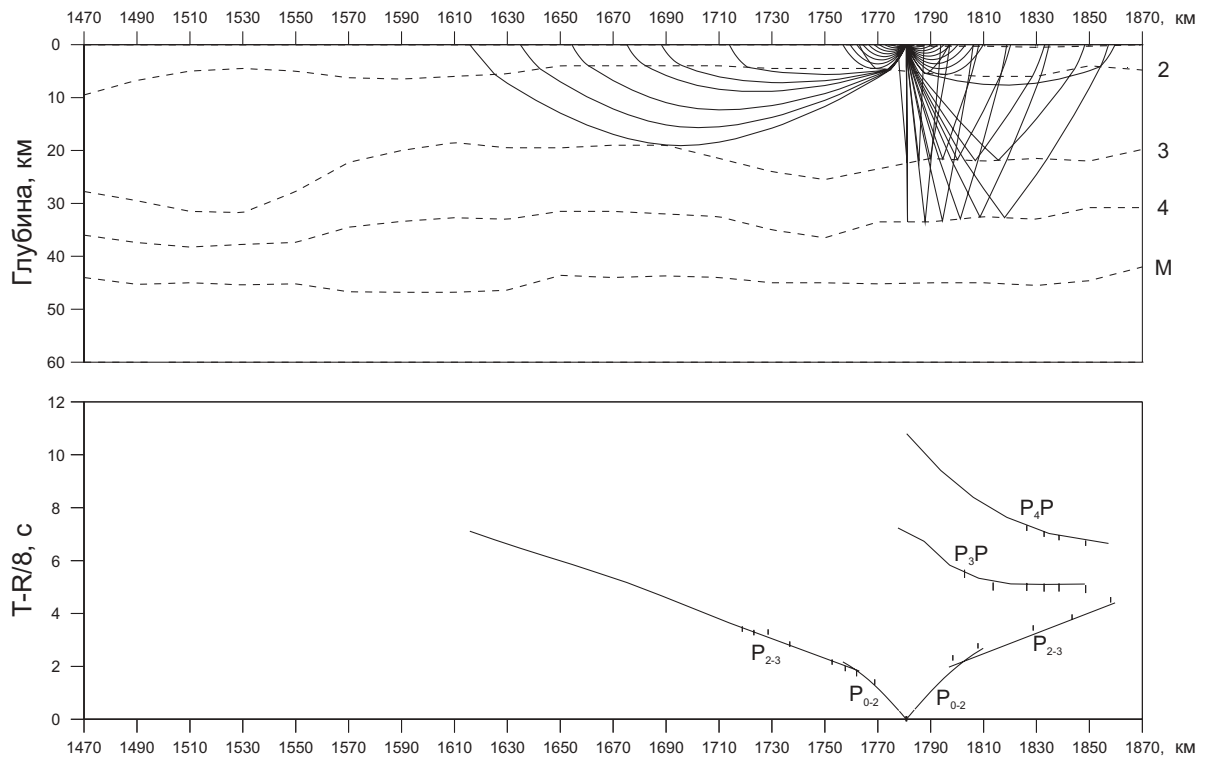
ПВ 254, Р-волны



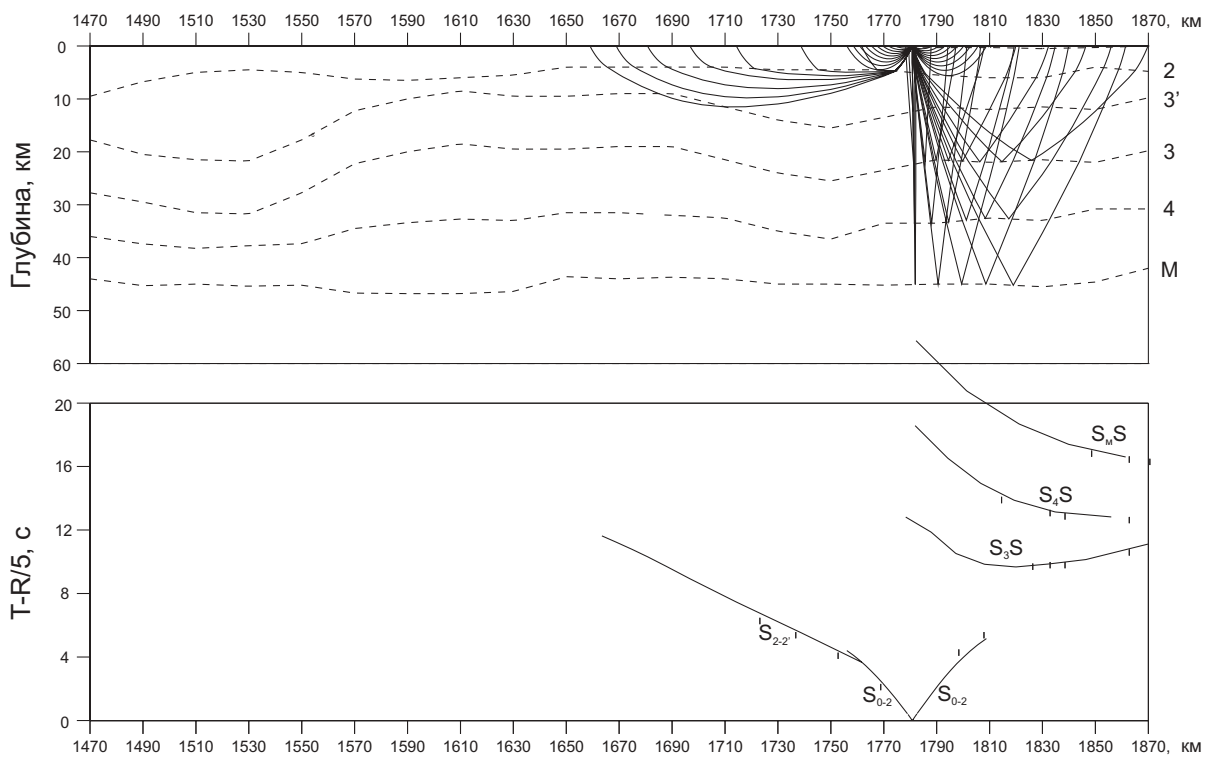
ПВ 254, S-волны



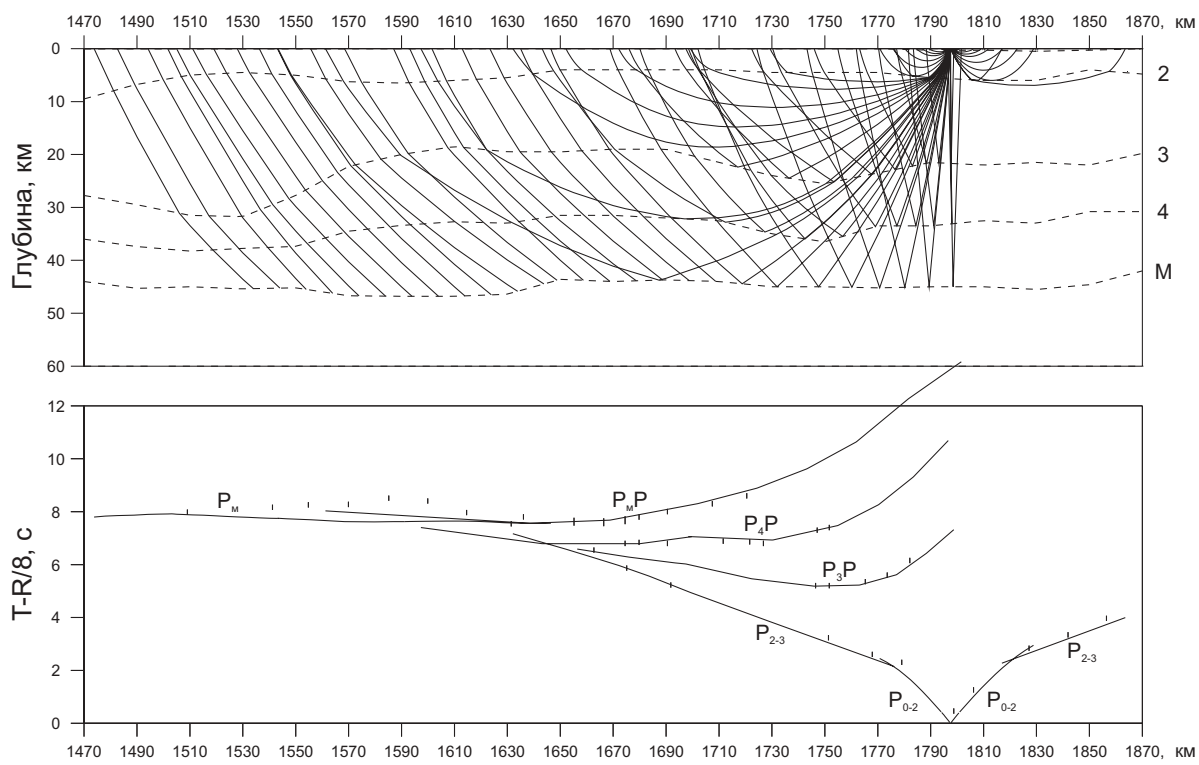
ПВ 260, Р-волны



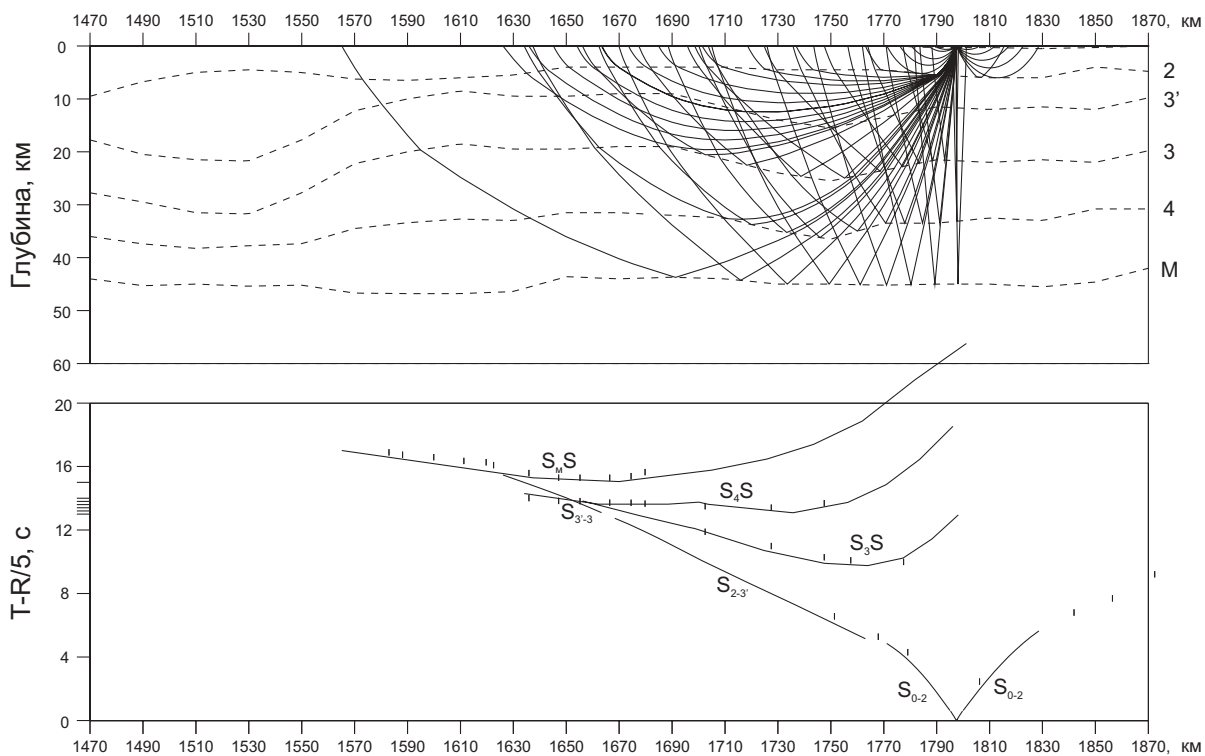
ПВ 260, S-волны



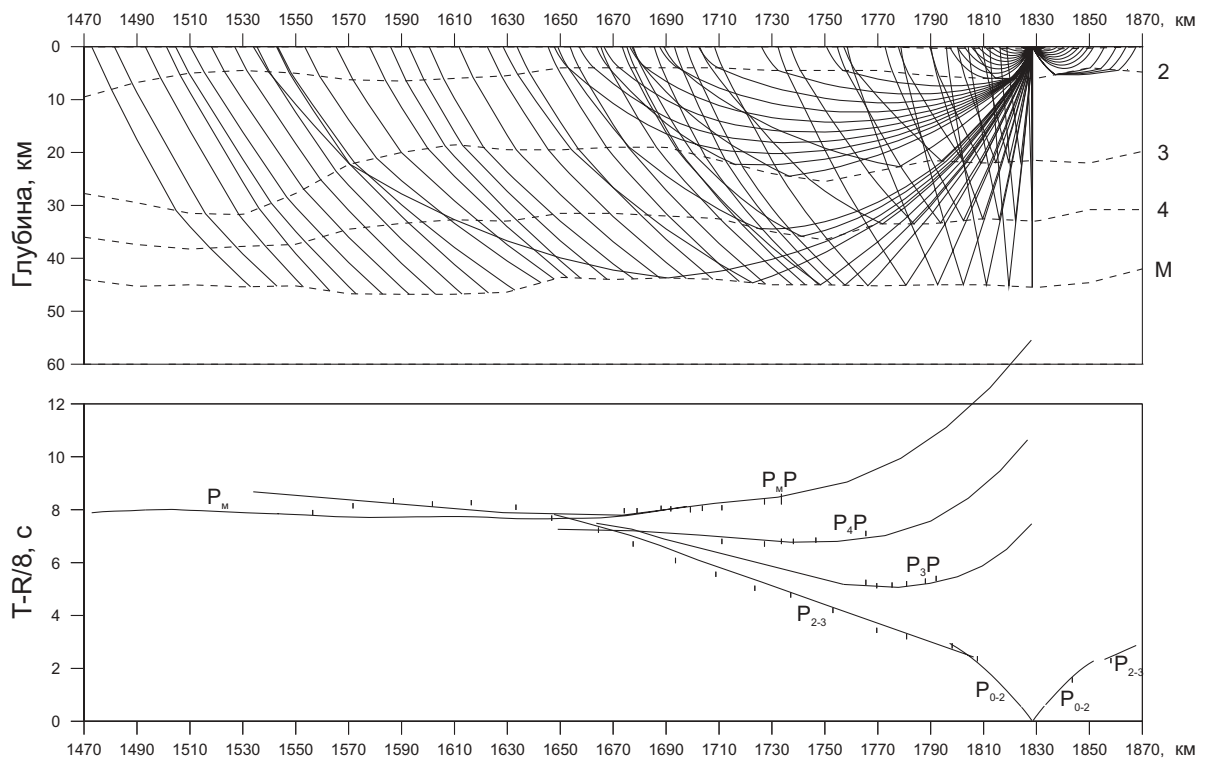
ПВ 263, Р-волны



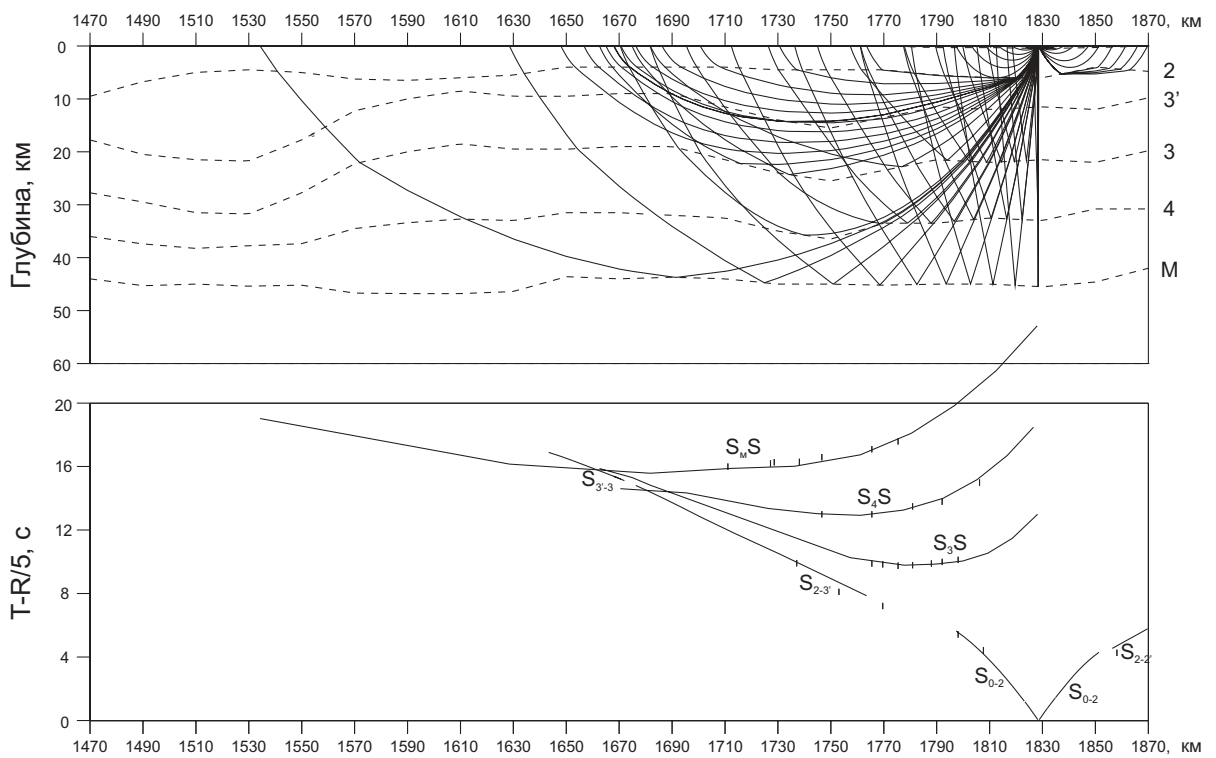
ПВ 263, S-волны



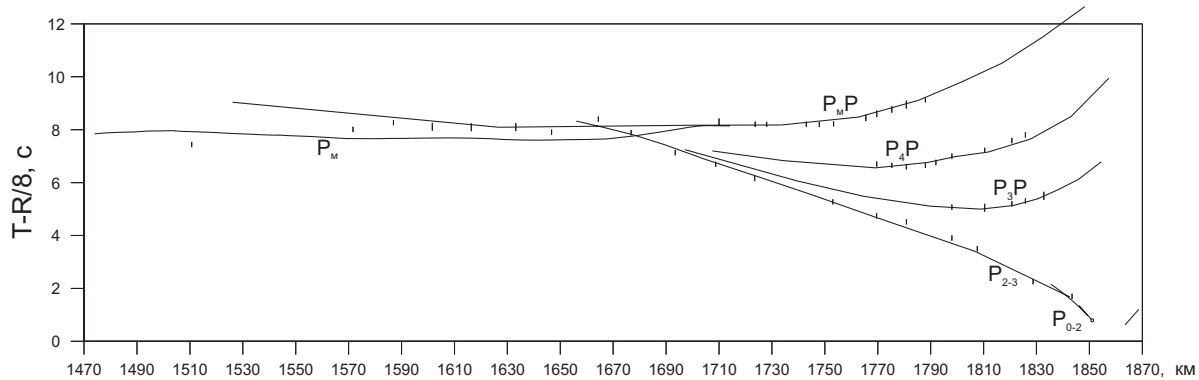
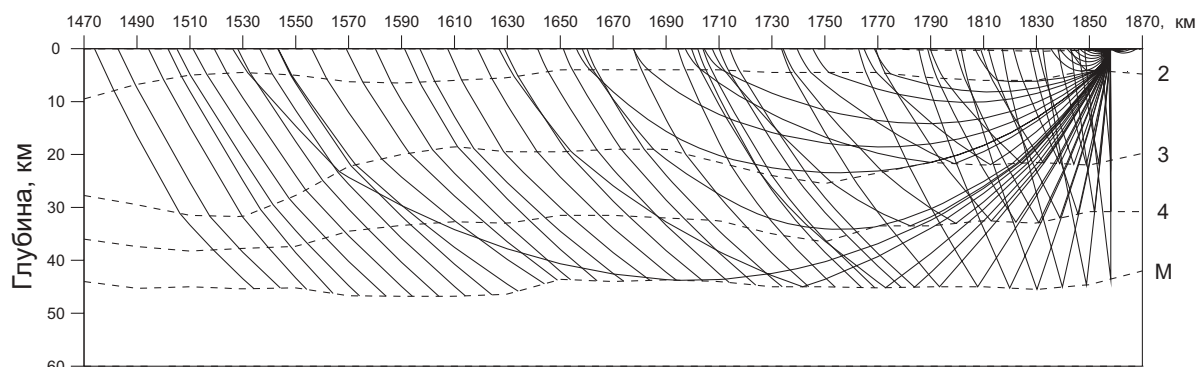
ПВ 269, Р-волны



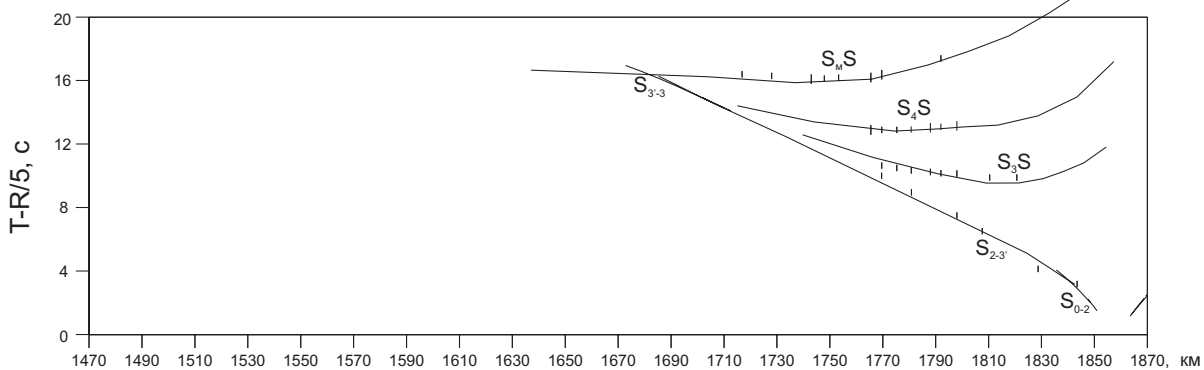
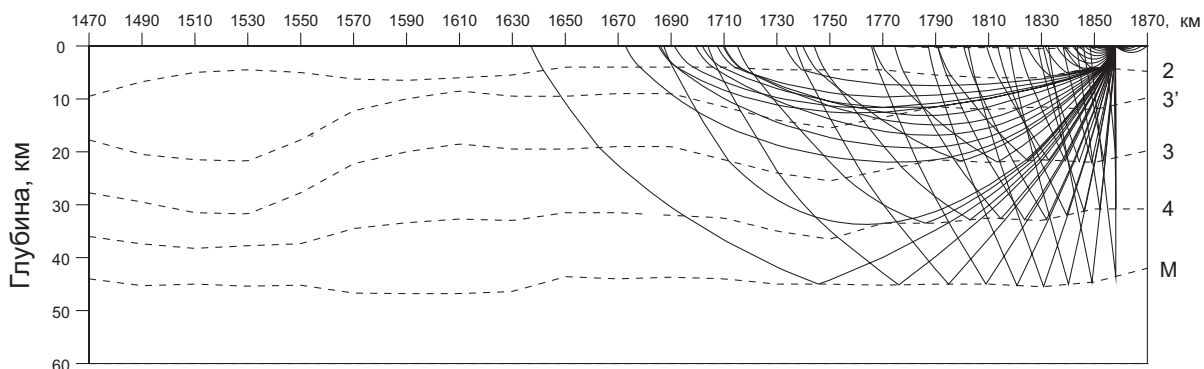
ПВ 269, S-волны



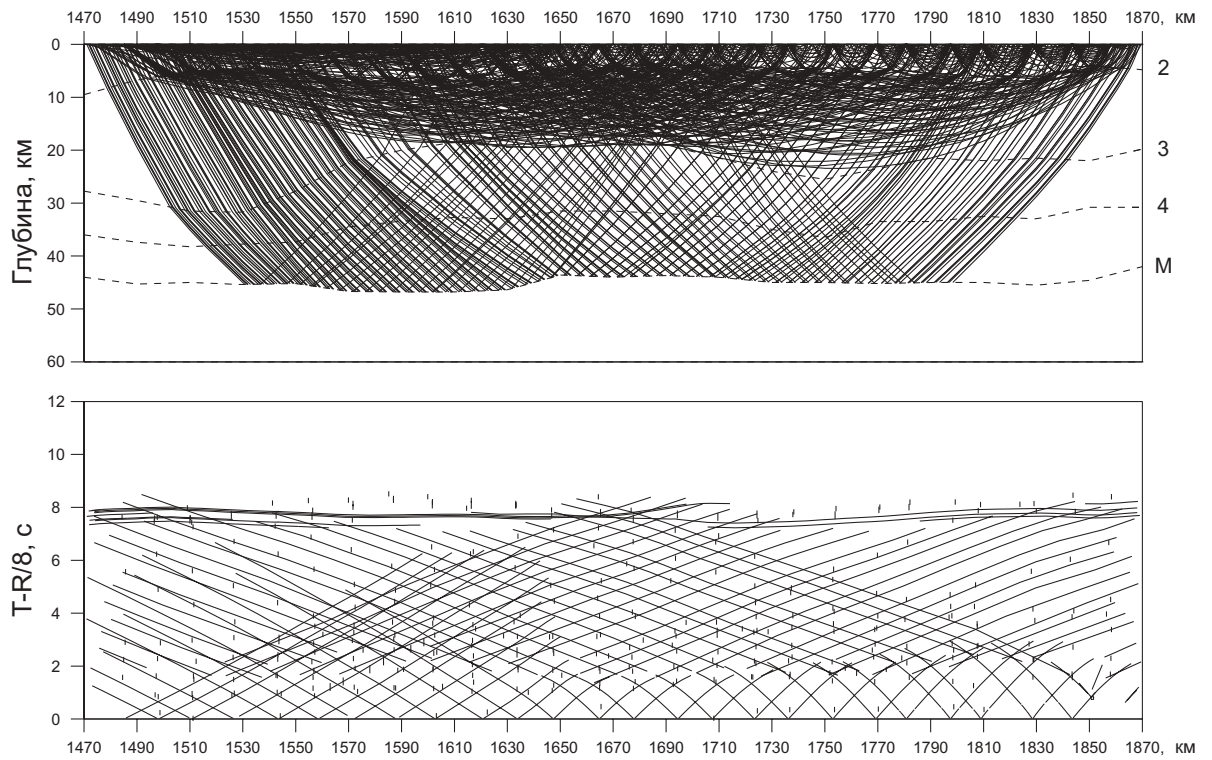
ПВ 275, Р-волны



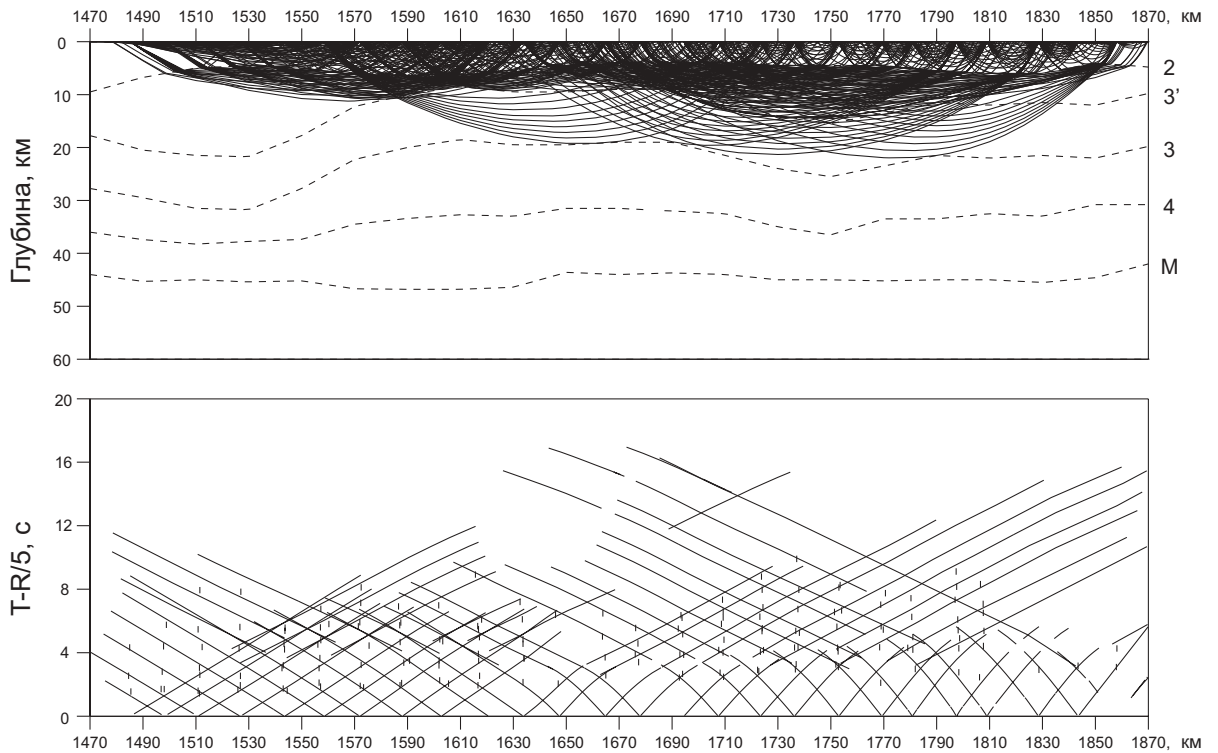
ПВ 275, S-волны



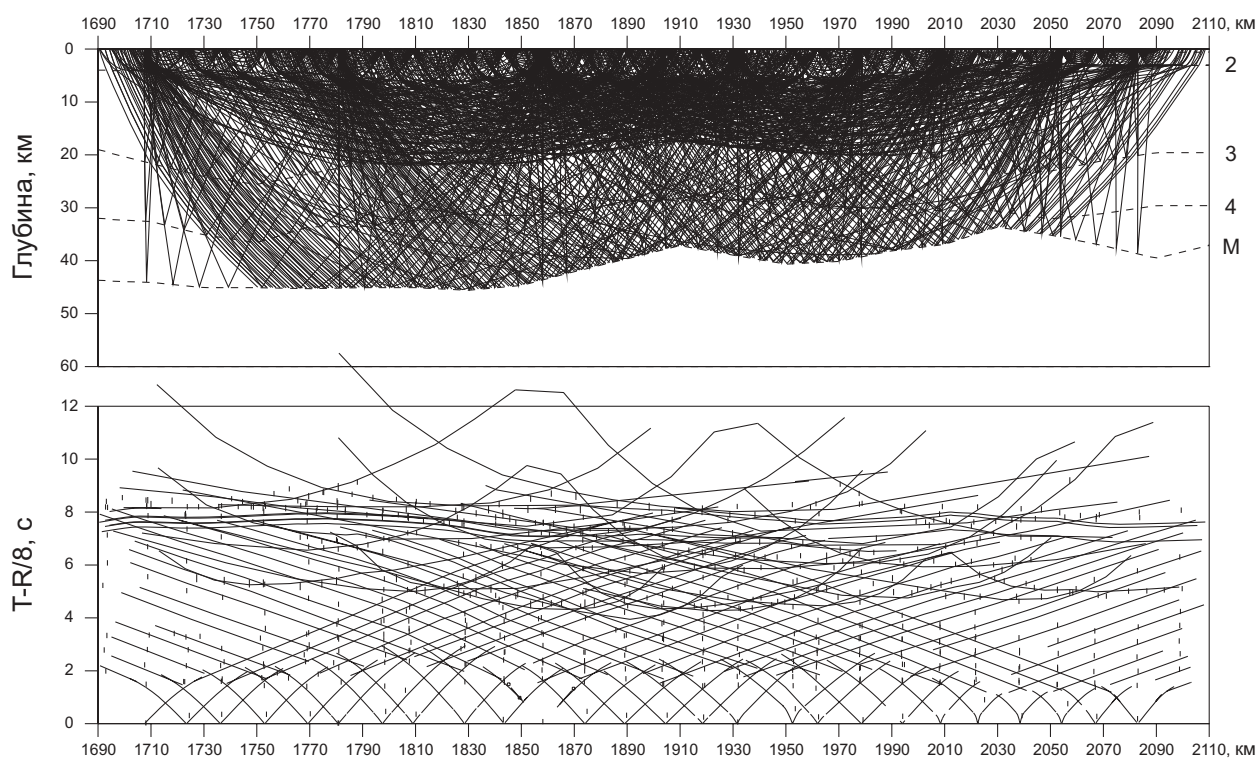
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 2)



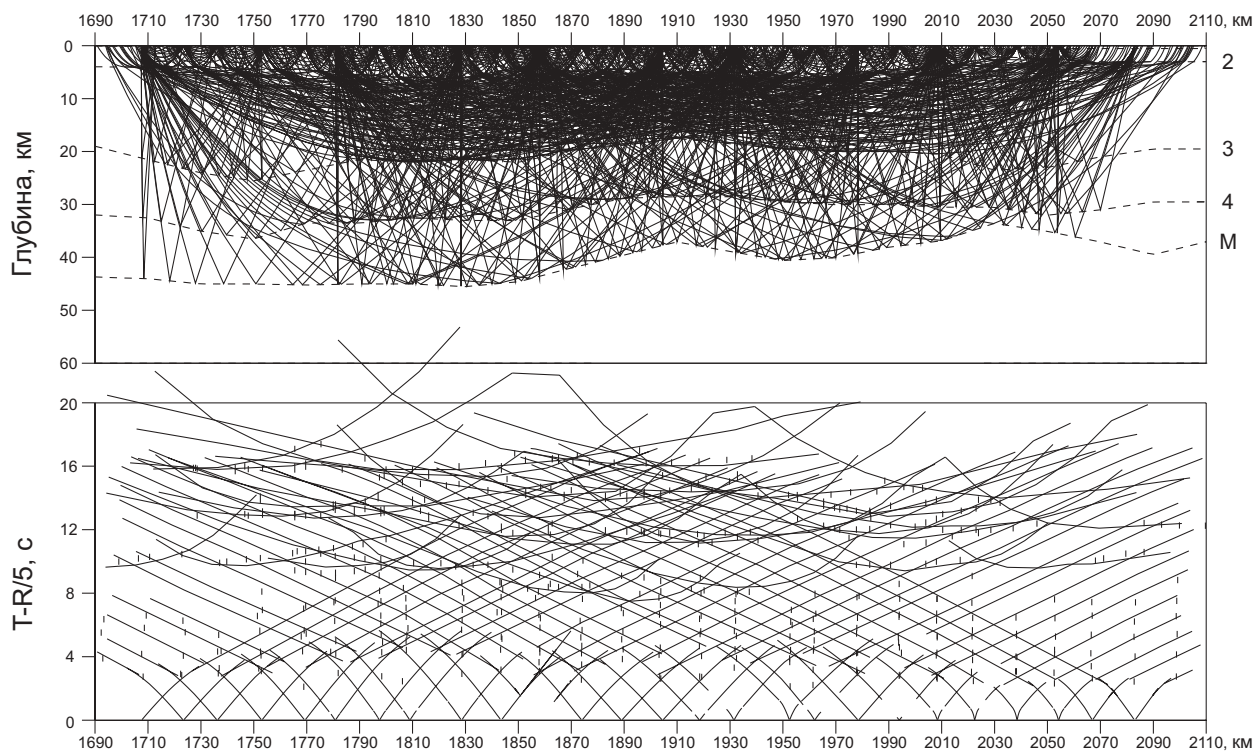
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 2)



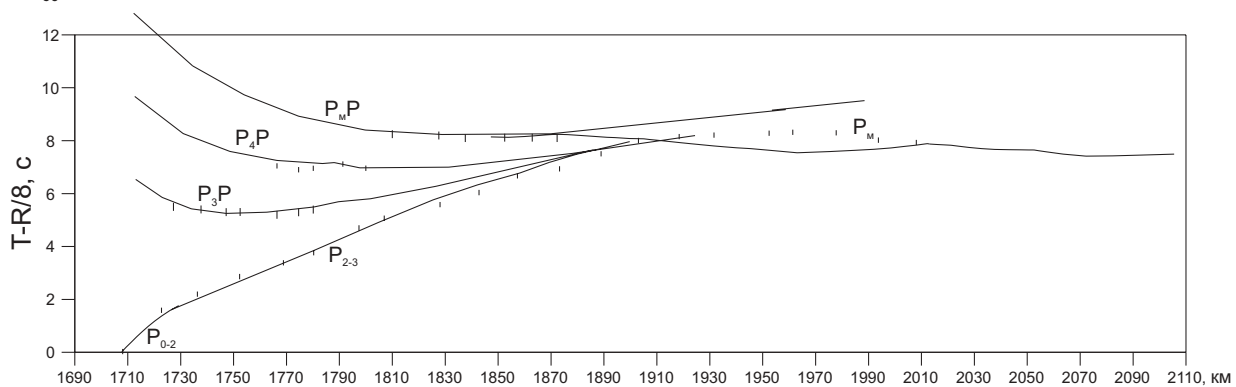
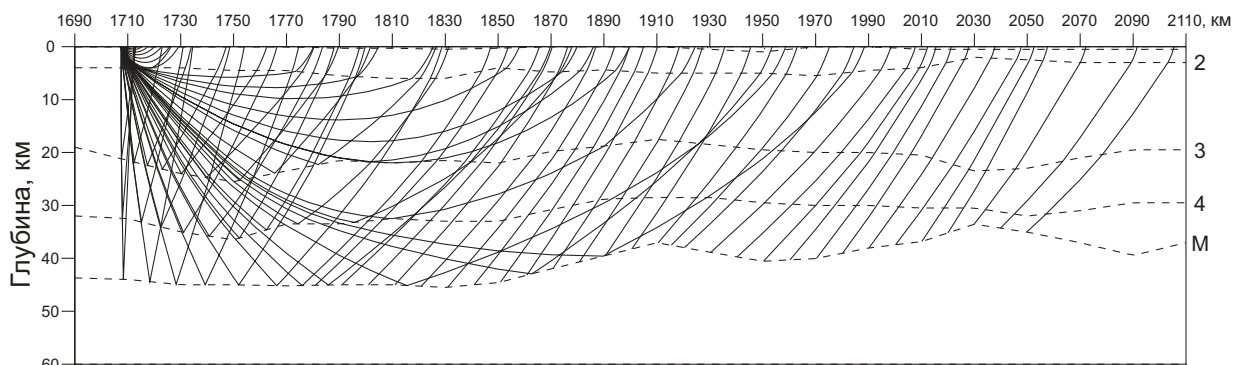
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 3)



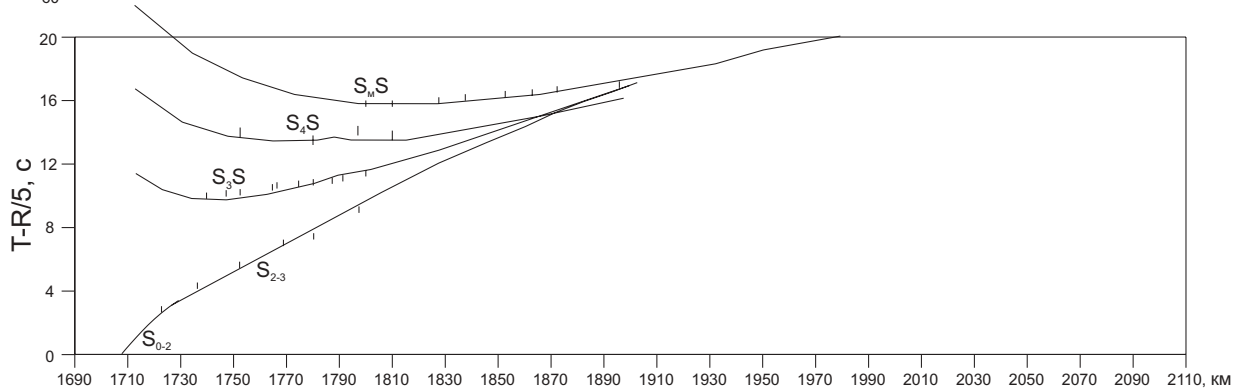
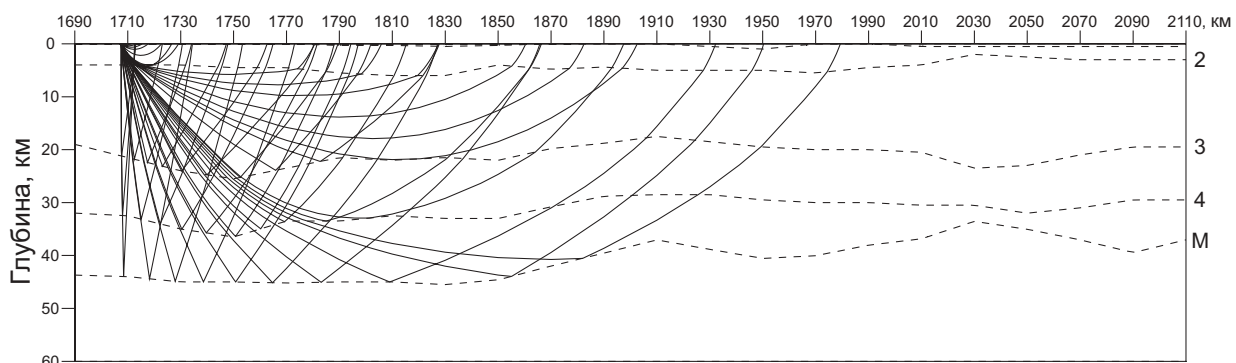
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 3)



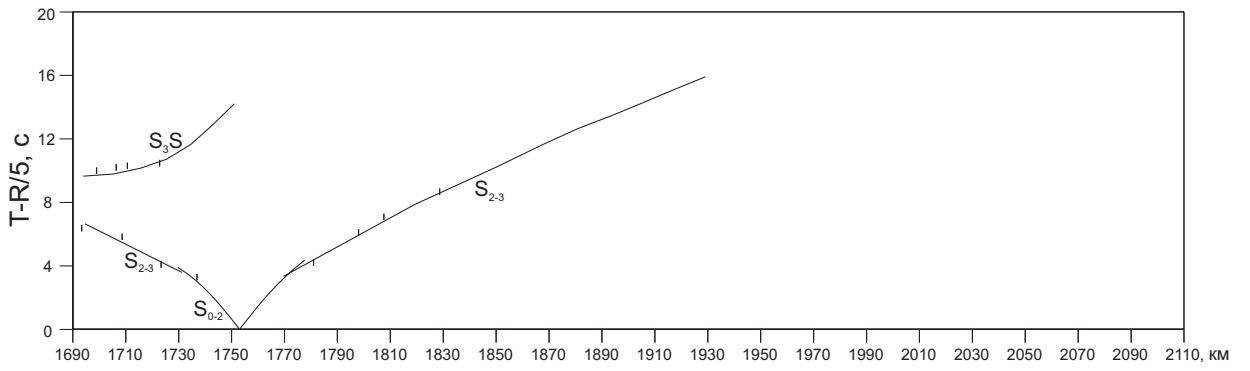
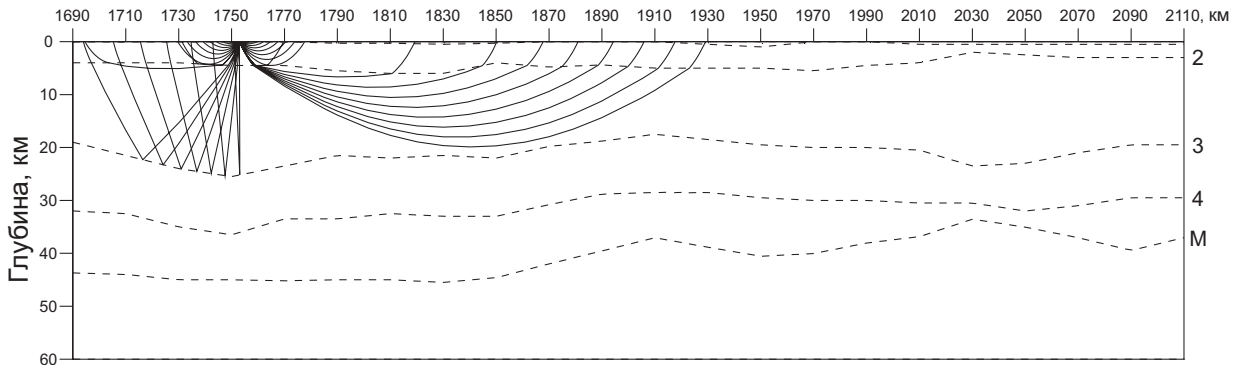
ПВ 245, Р-волны



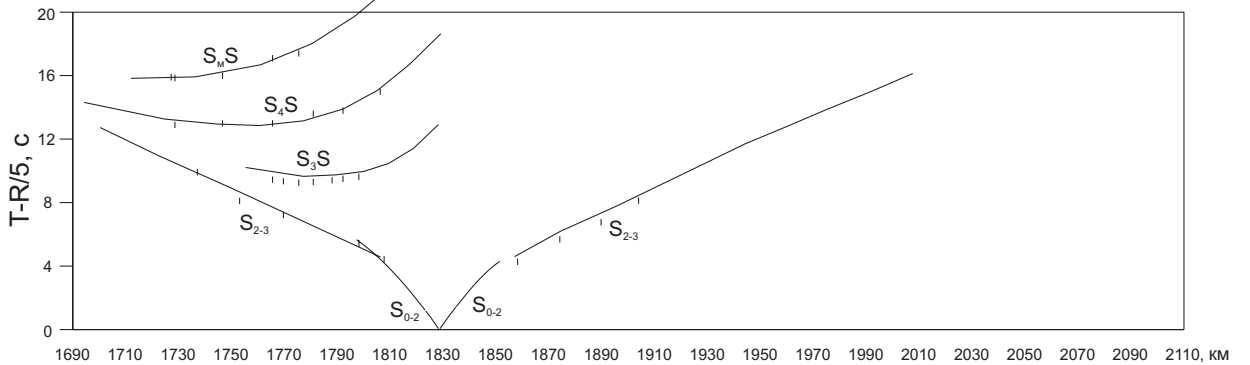
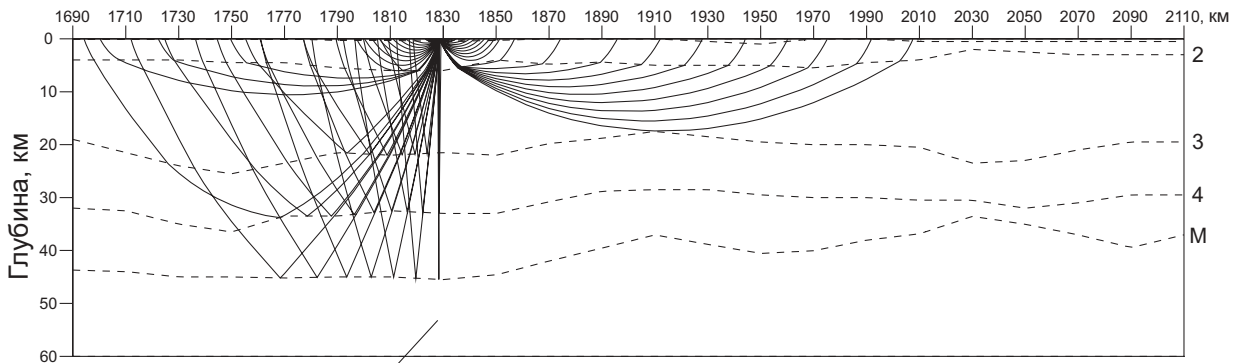
ПВ 245, S-волны



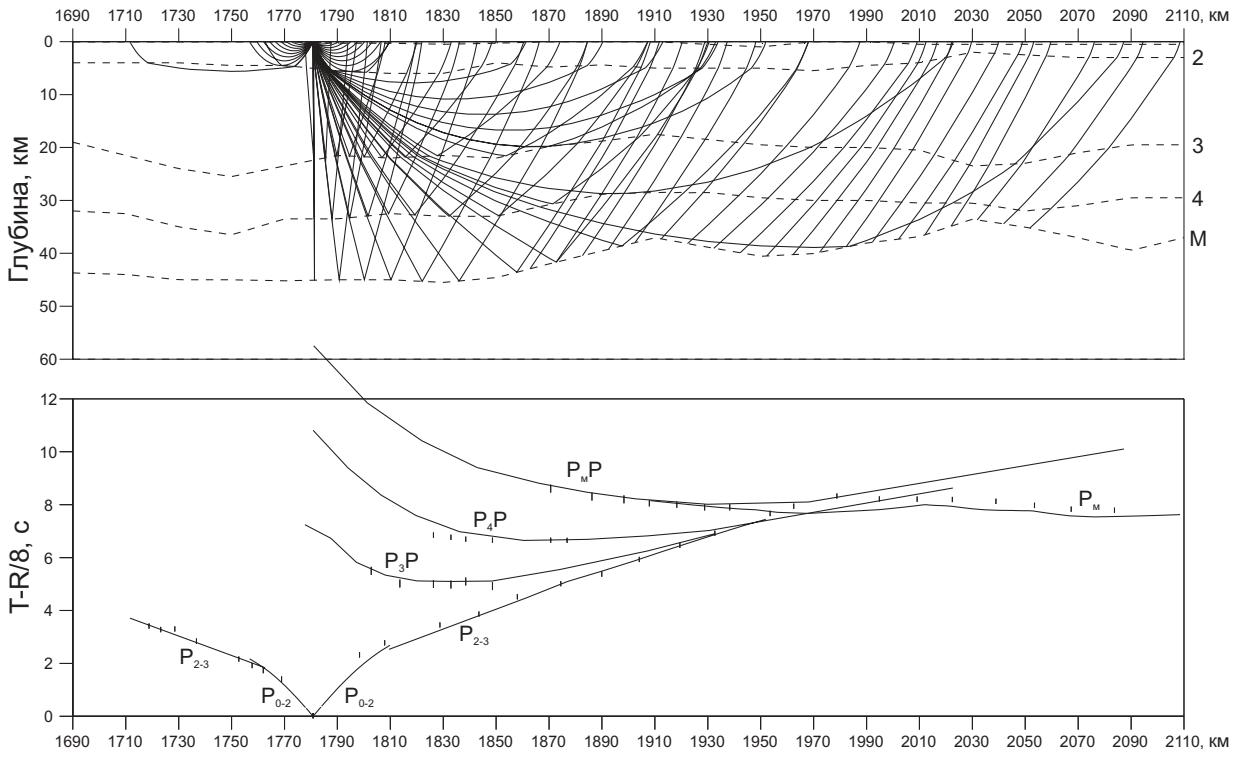
ПВ 254, S-волны



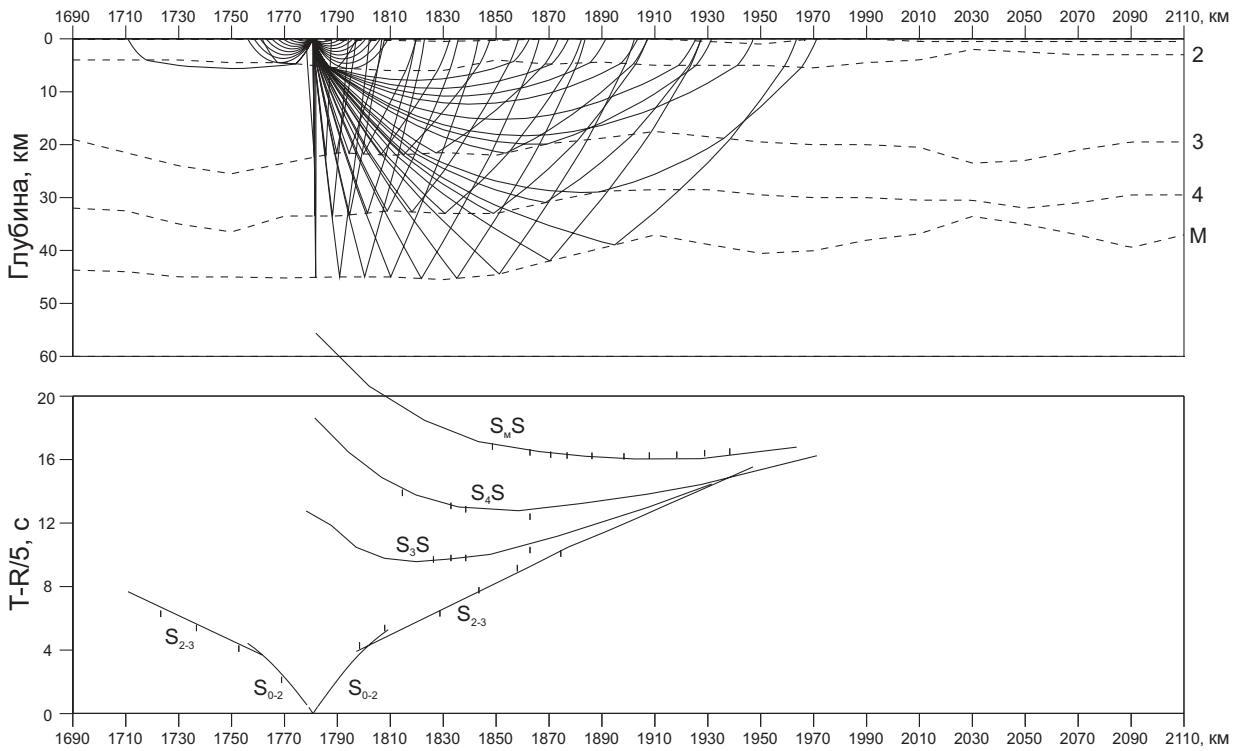
ПВ 269, S-волны



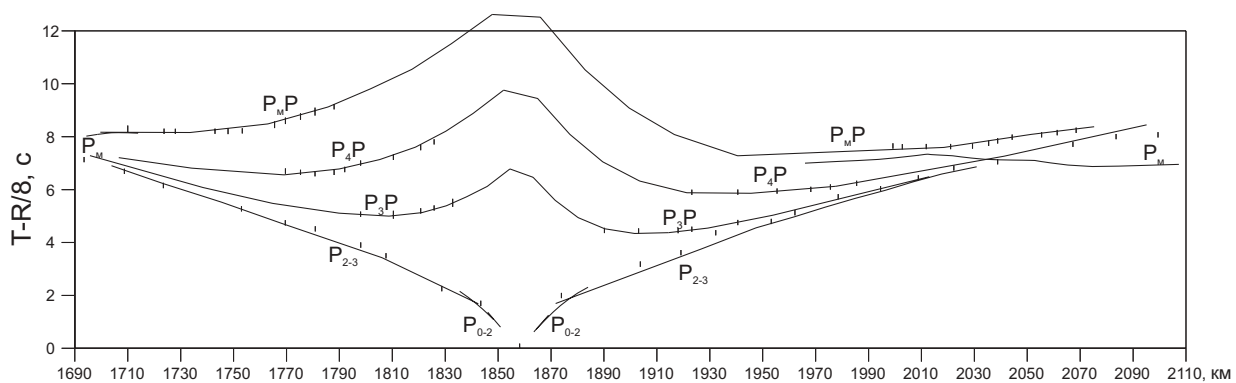
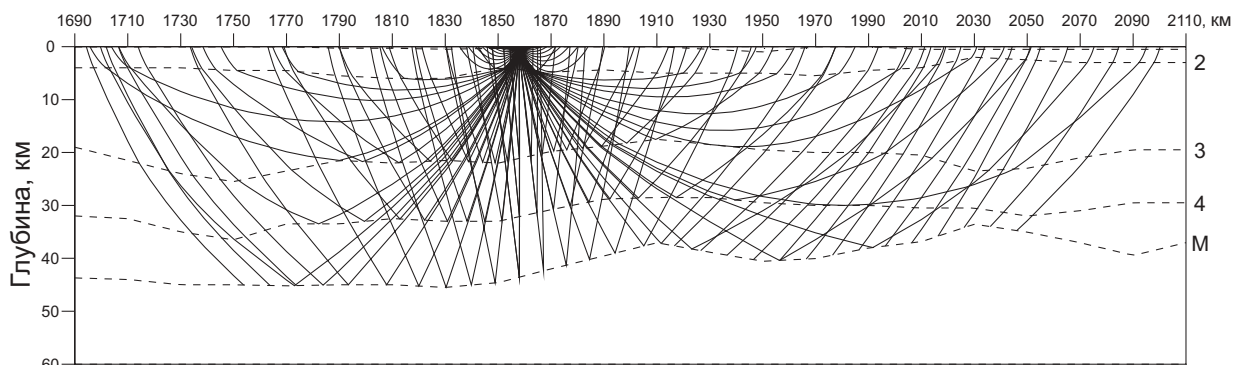
ПВ 260, Р-волны



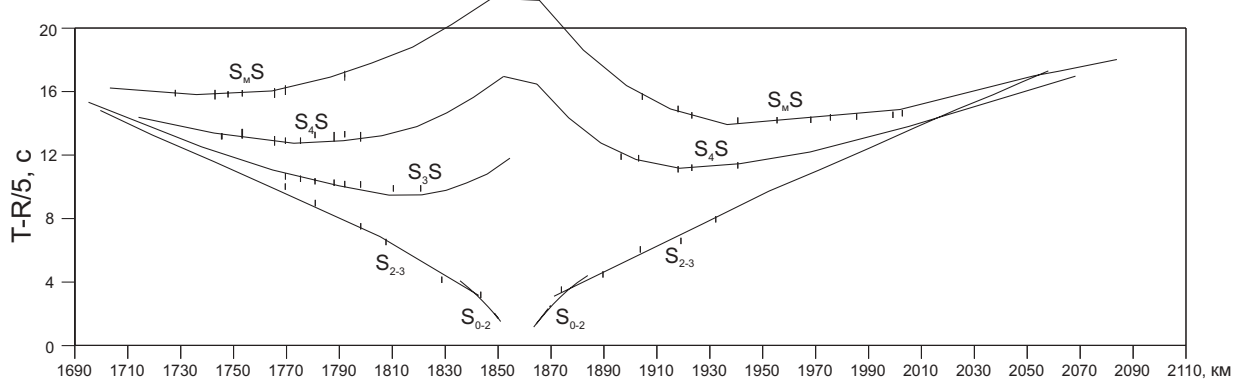
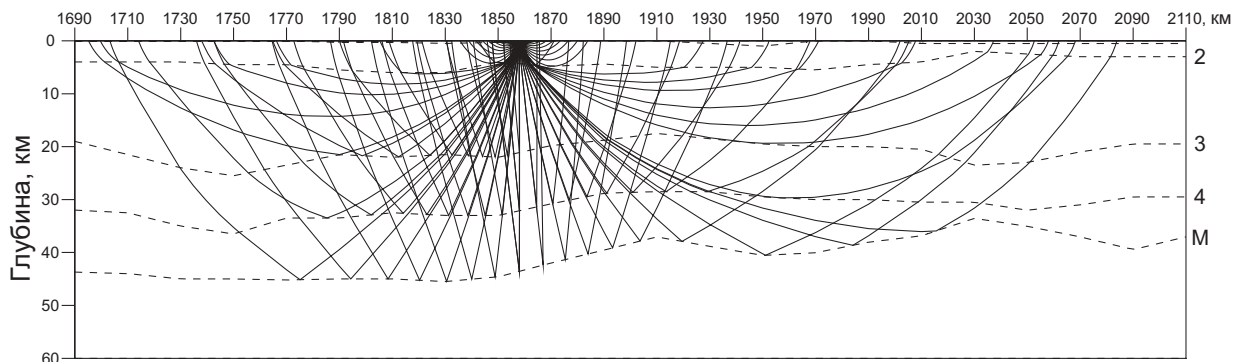
ПВ 260, S-волны



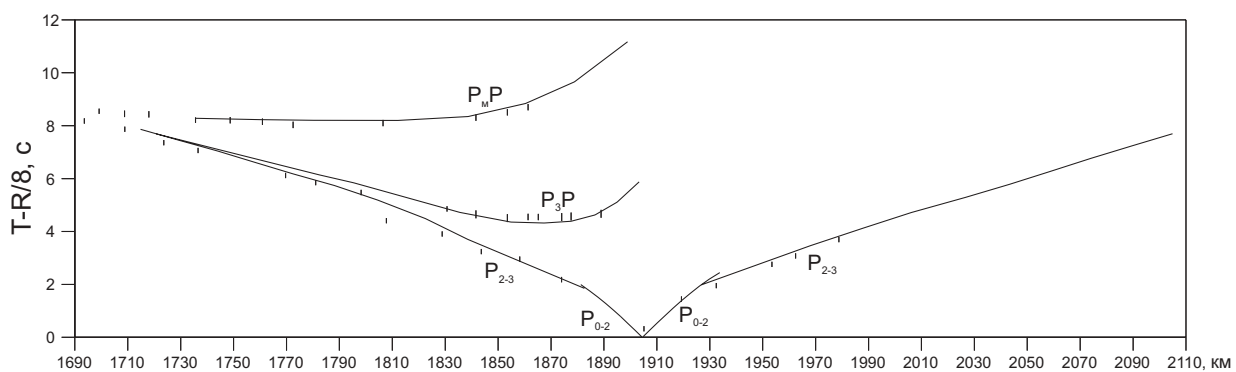
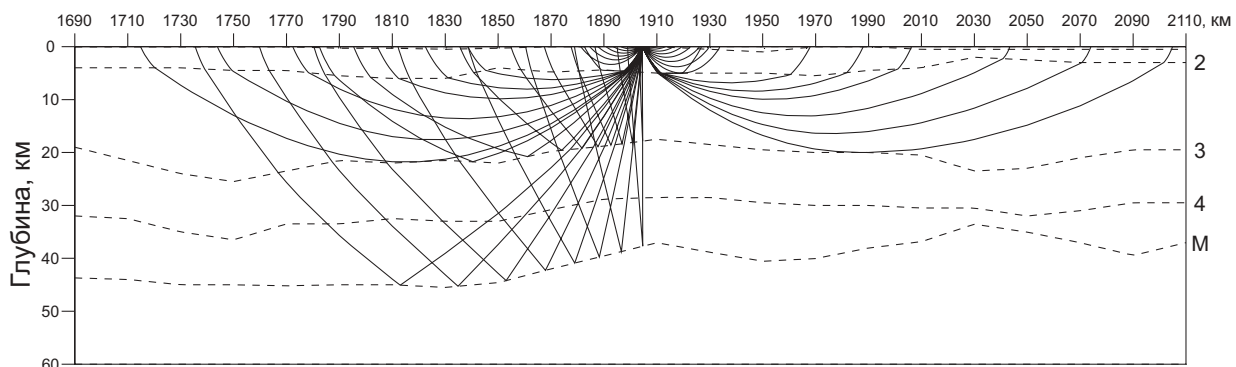
ПВ 275, Р-волны



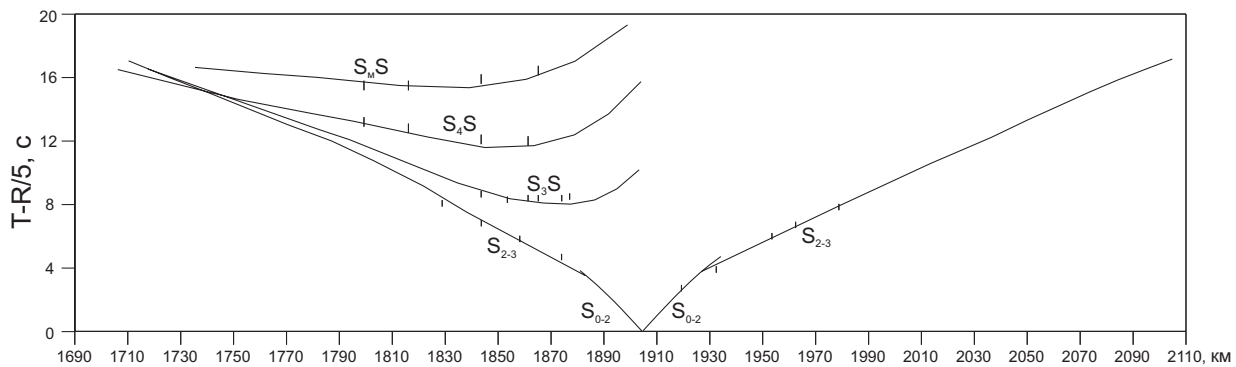
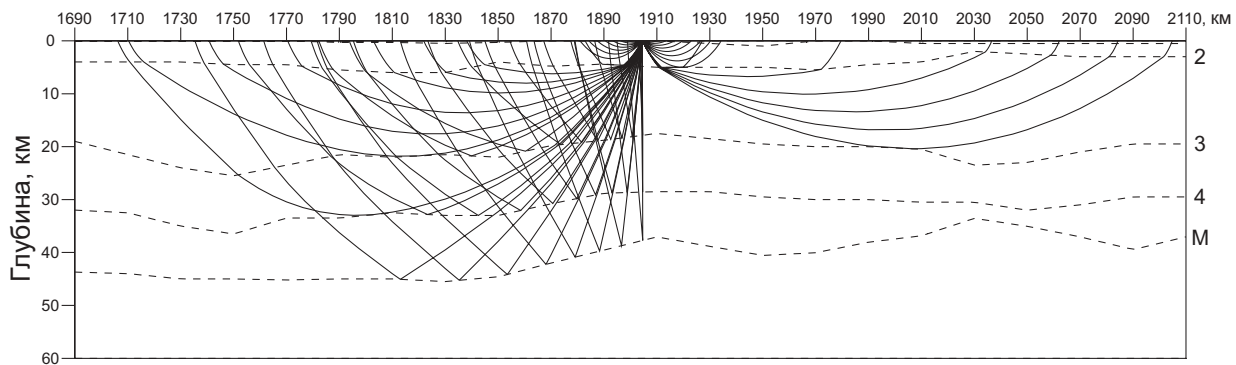
ПВ 275, S-волны



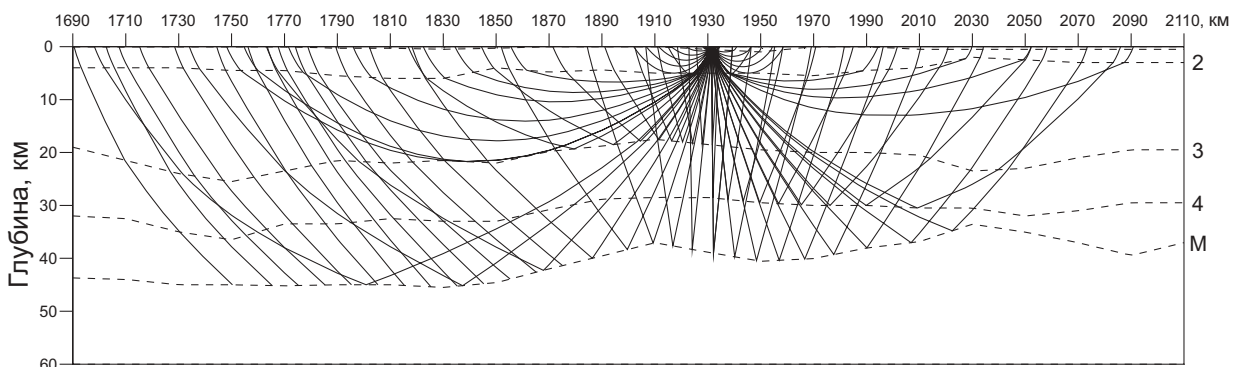
ПВ 284, Р-волны



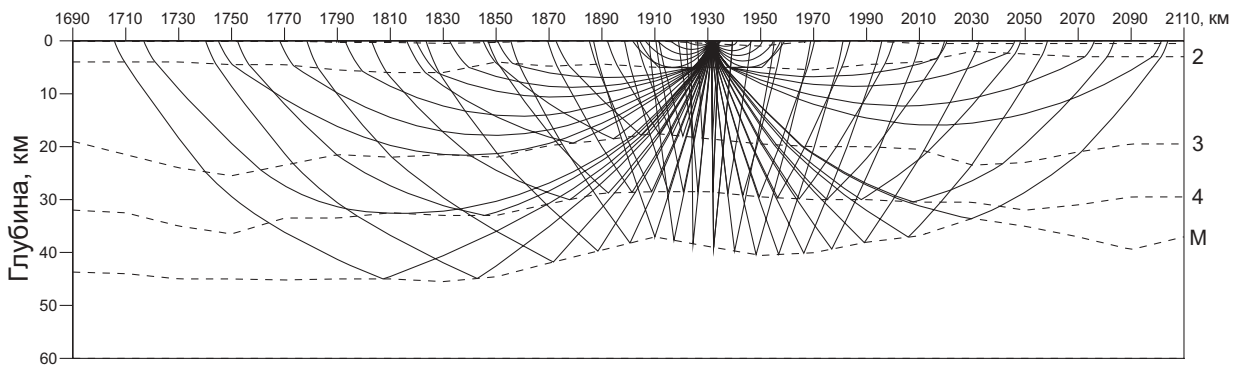
ПВ 284, S-волны



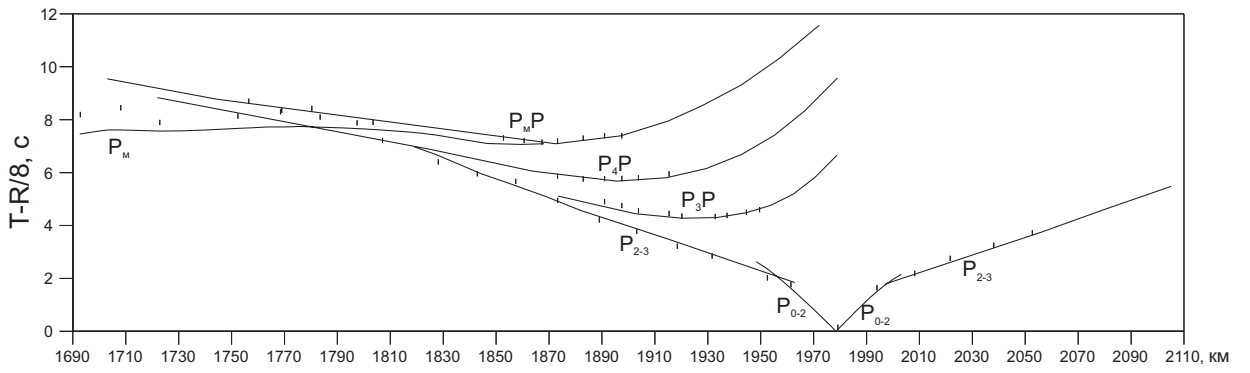
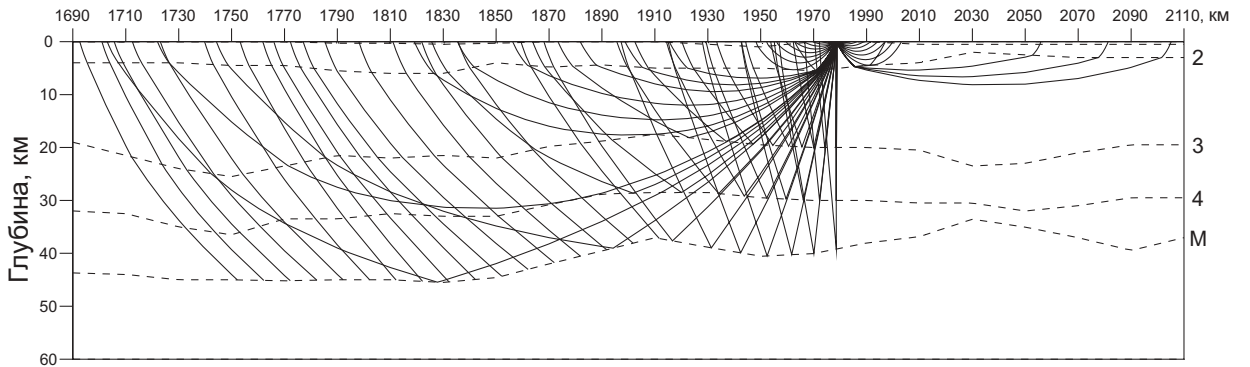
ПВ 290, Р-волны



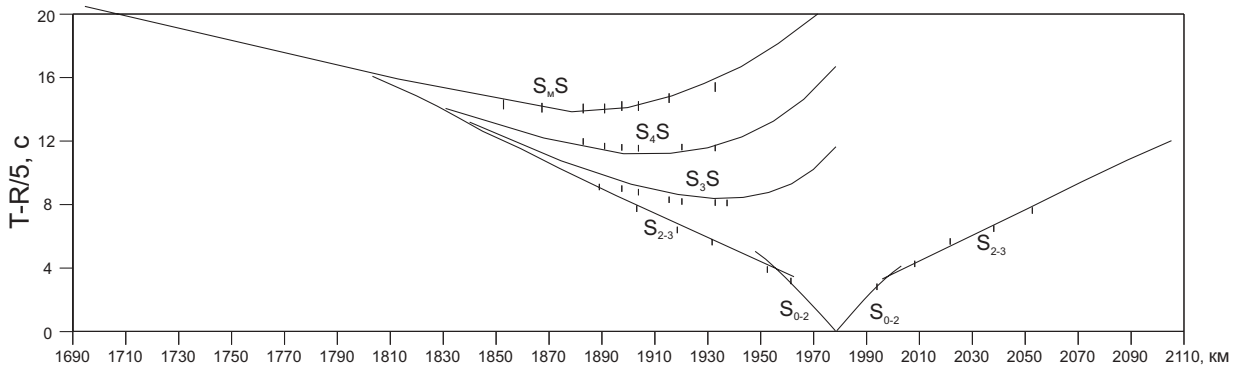
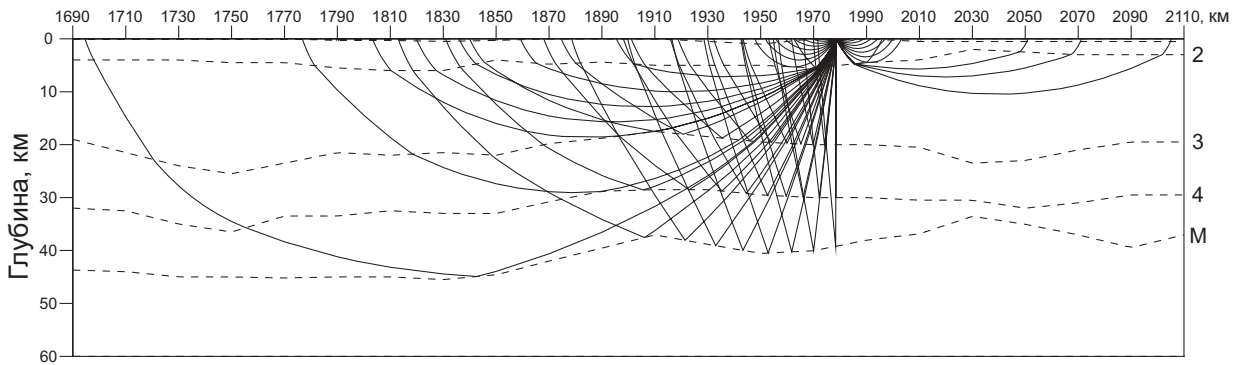
ПВ 290, S-волны



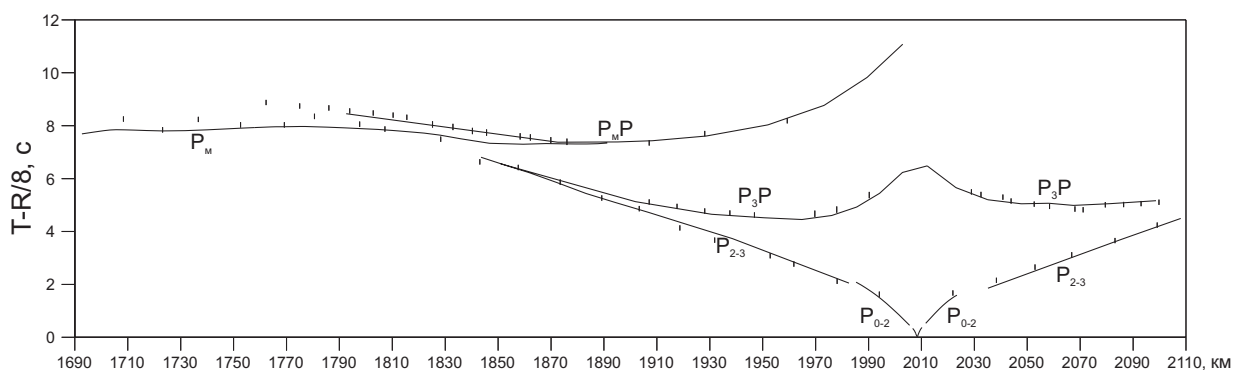
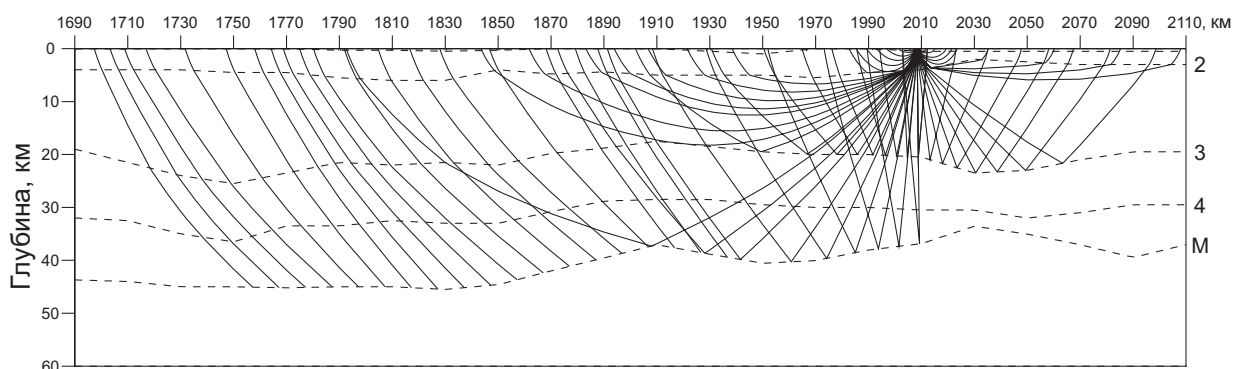
ПВ 299, P-волны



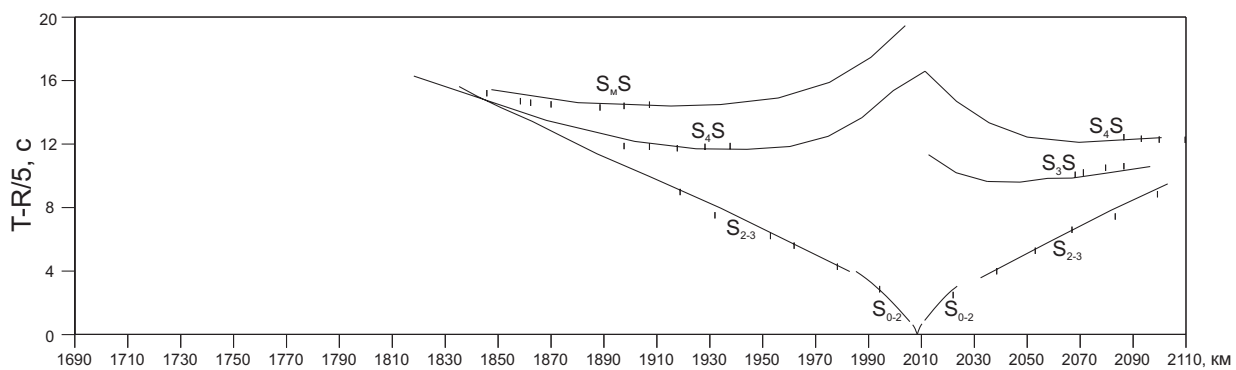
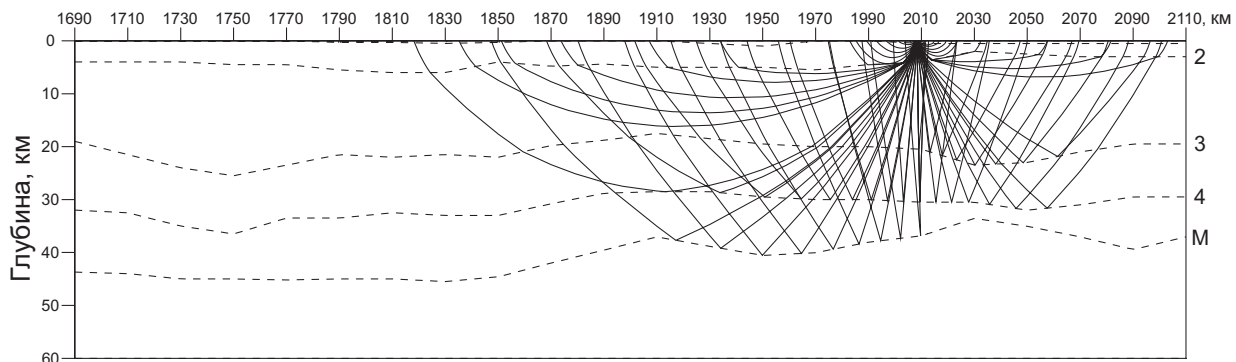
ПВ 299, S-волны



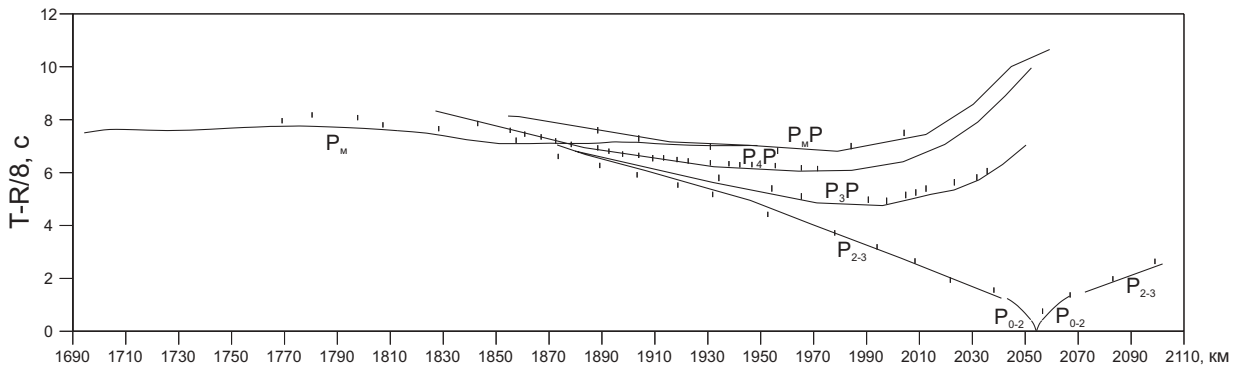
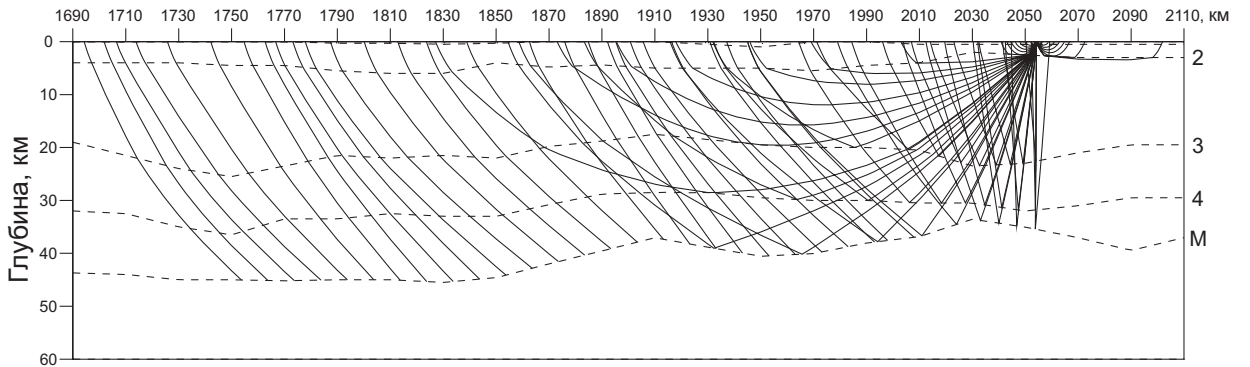
ПВ 305, Р-волны



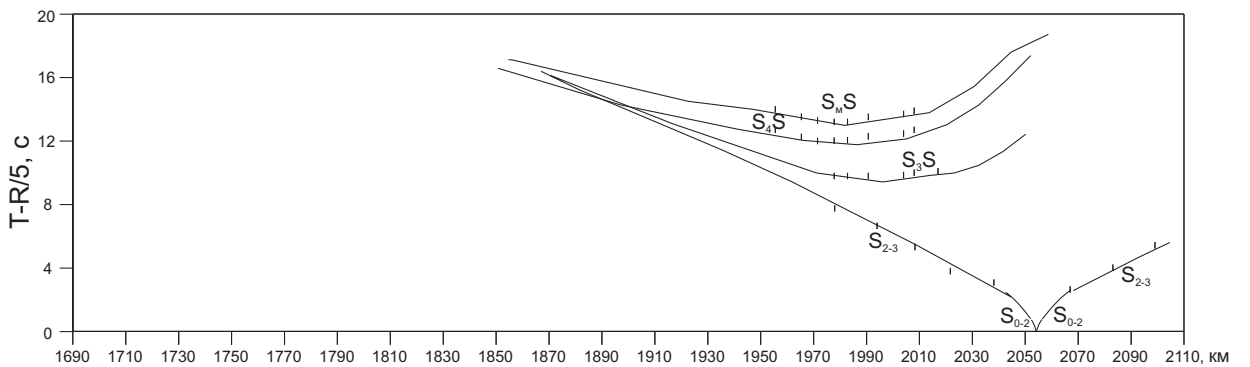
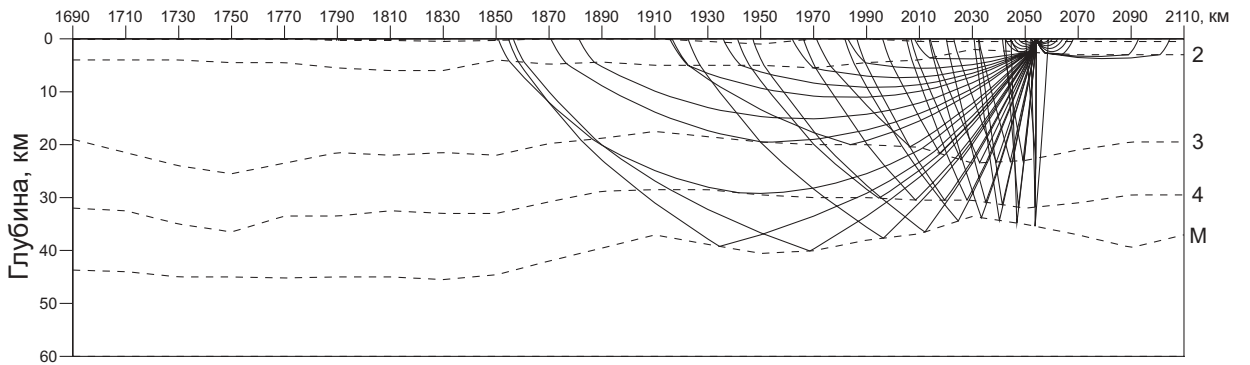
ПВ 305, S-волны



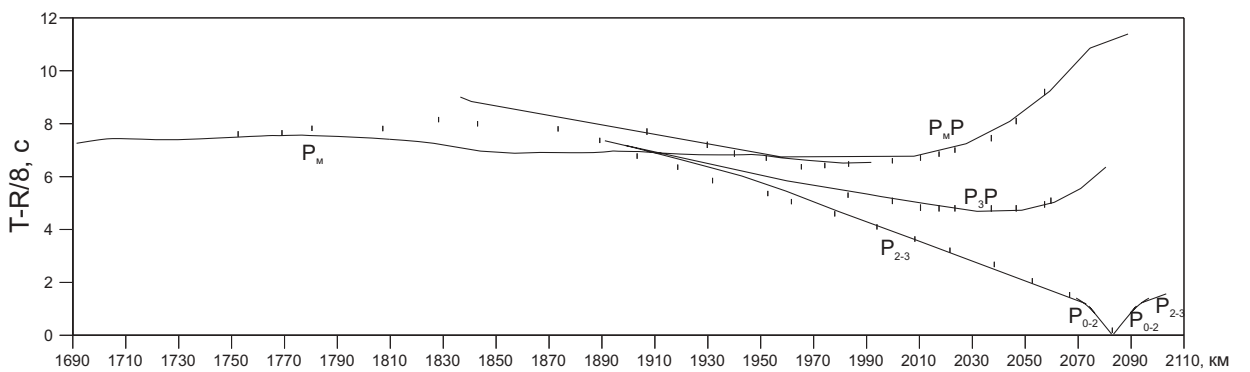
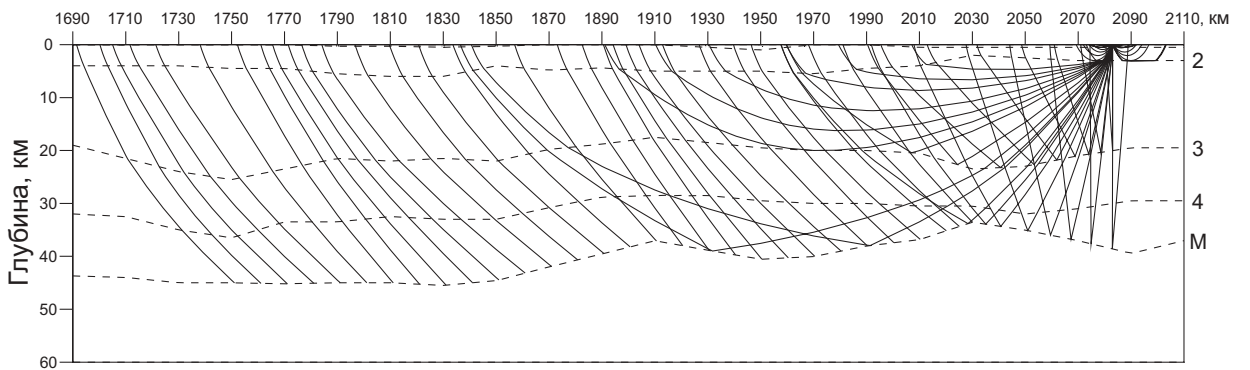
ПВ 314, Р-волны



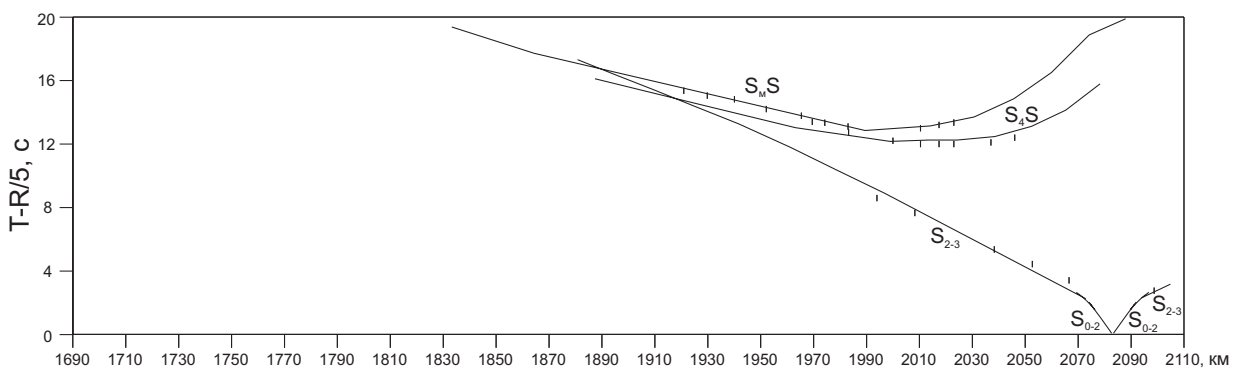
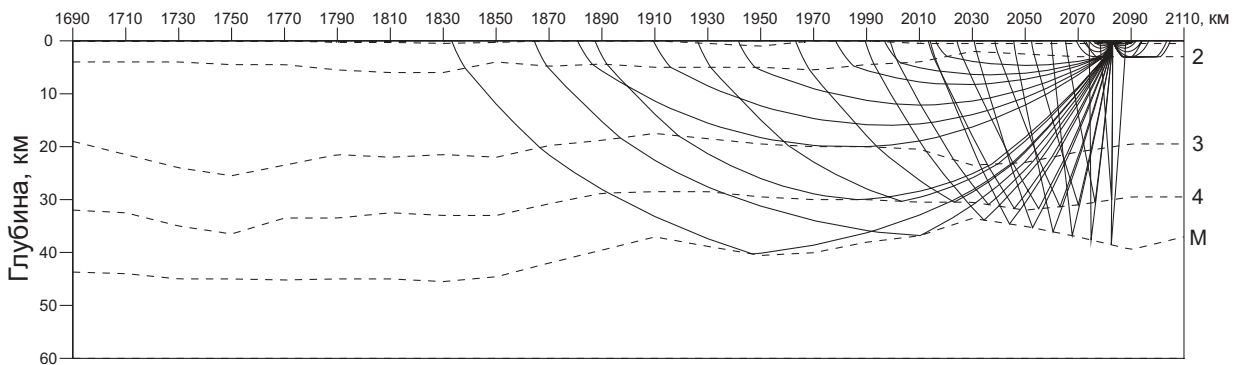
ПВ 314, S-волны



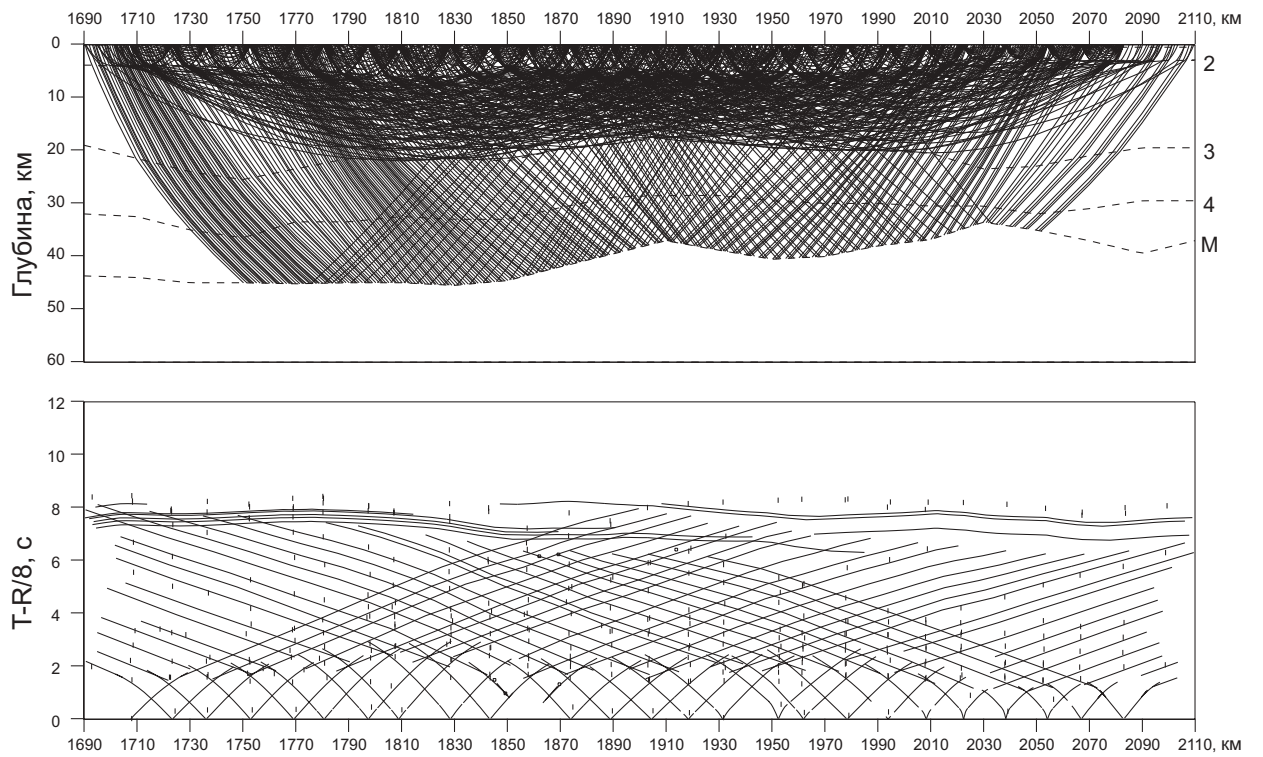
ПВ 320, Р-волны



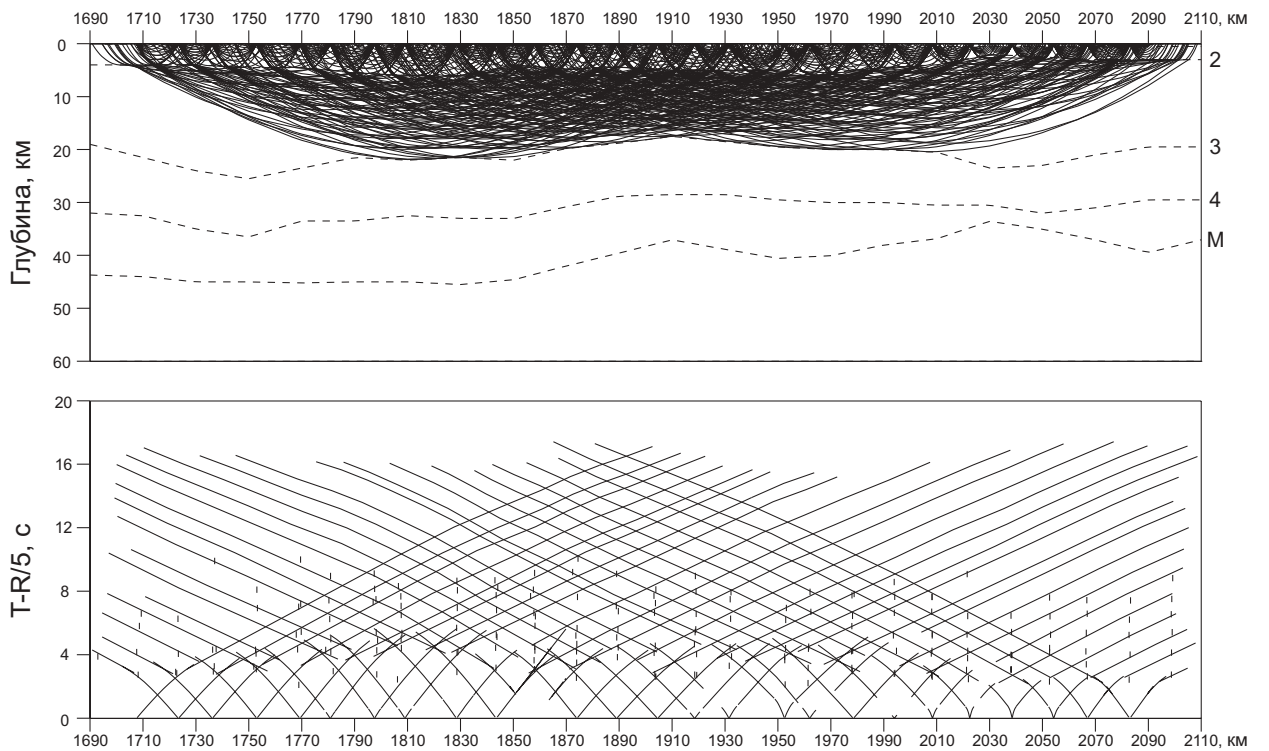
ПВ 320, S-волны



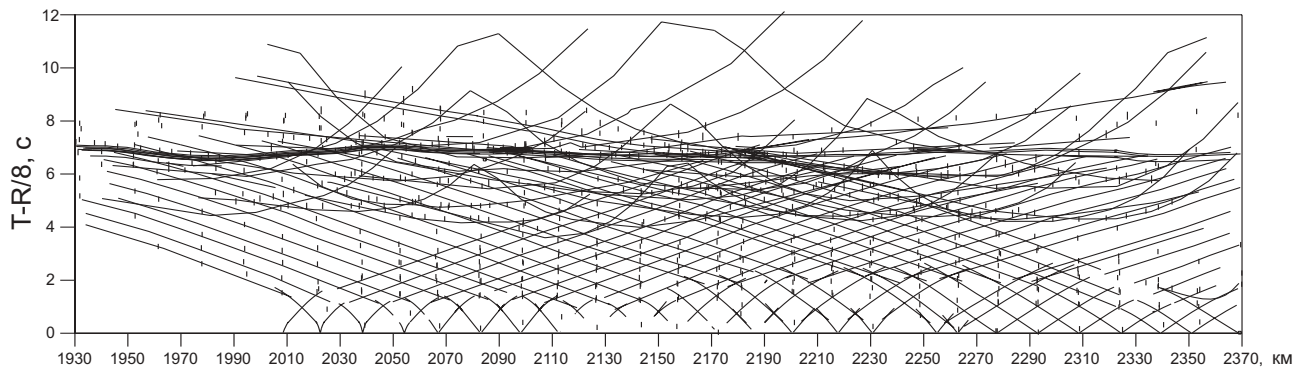
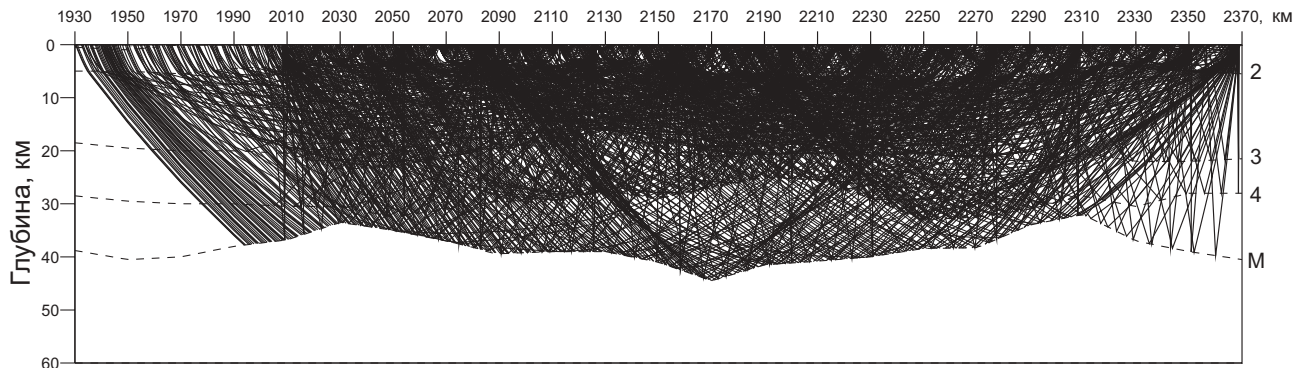
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 3)



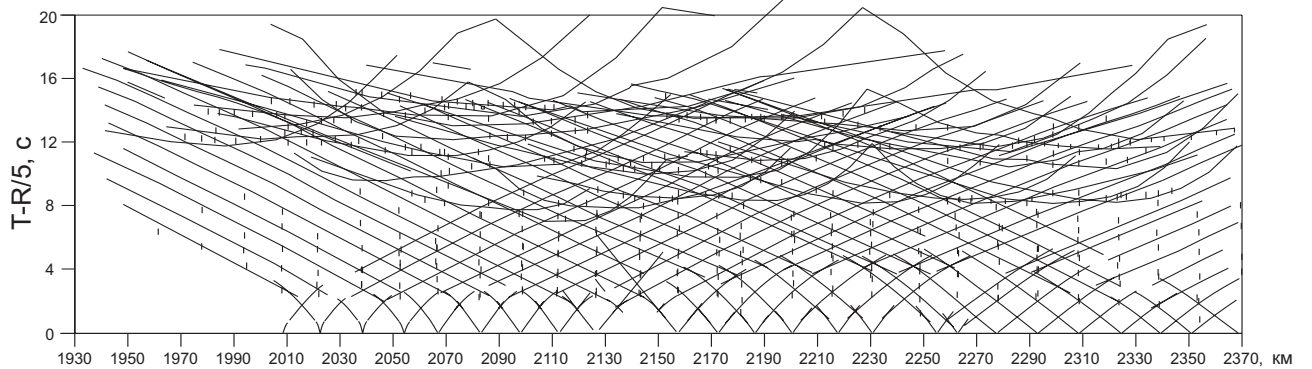
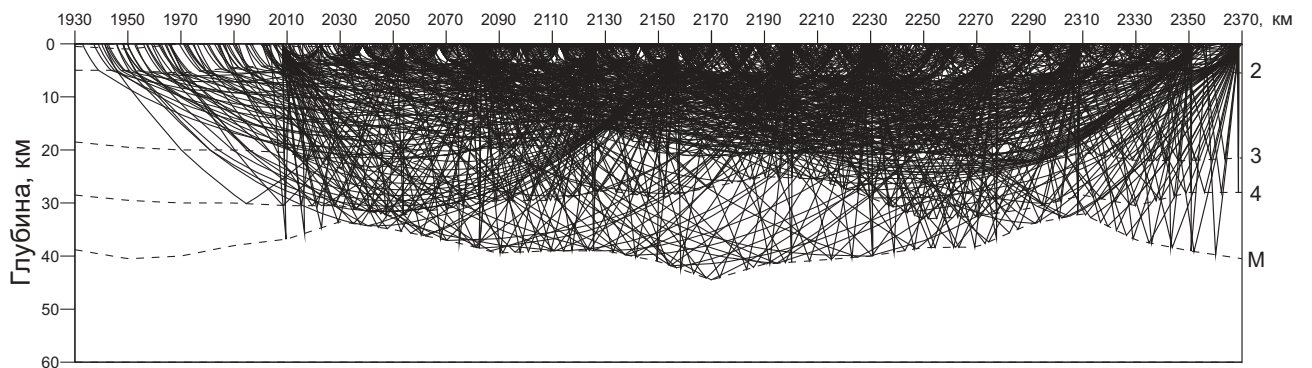
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 3)



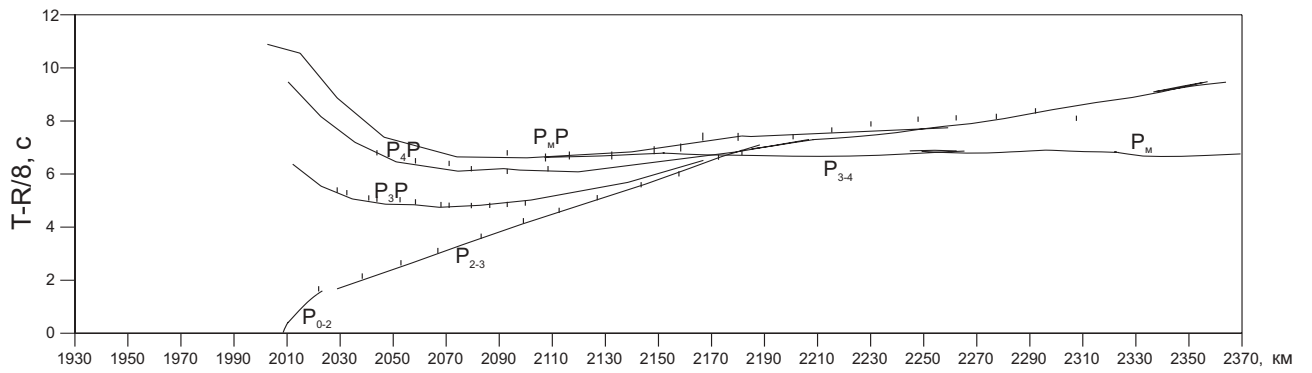
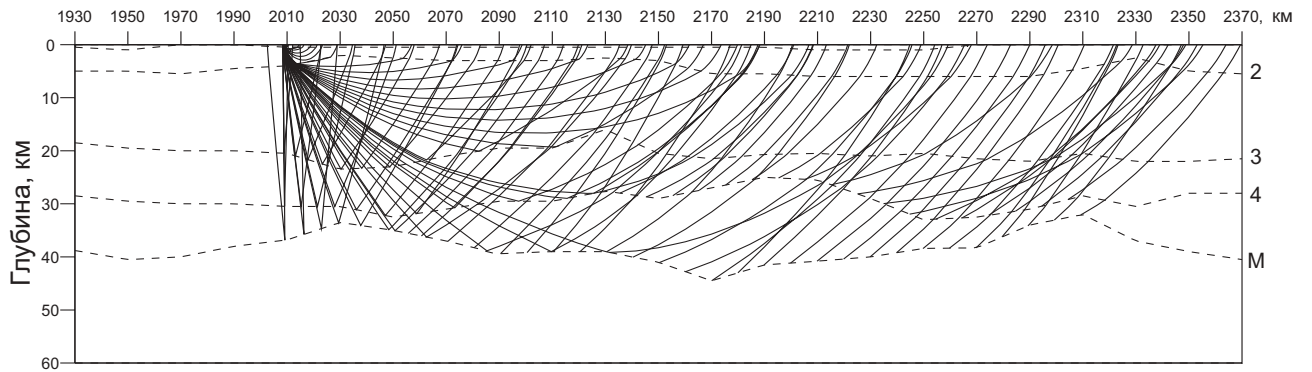
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 4)



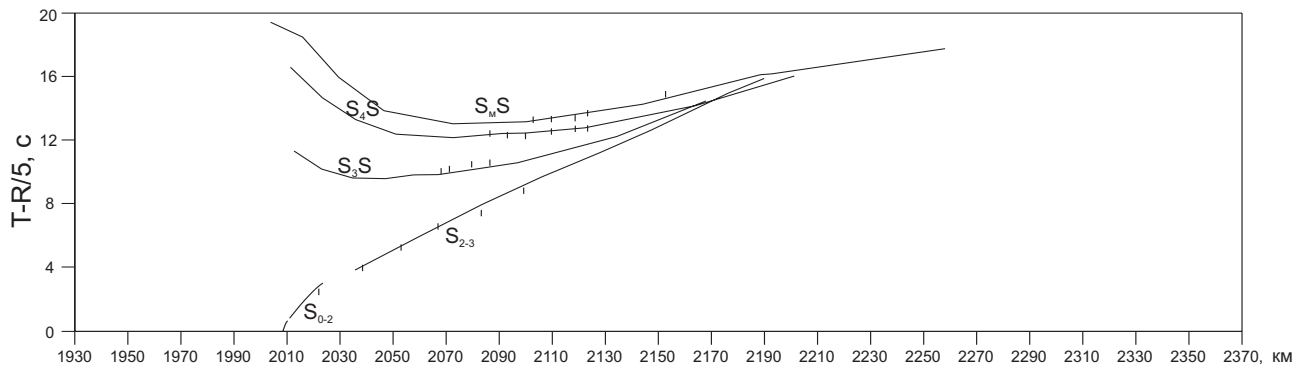
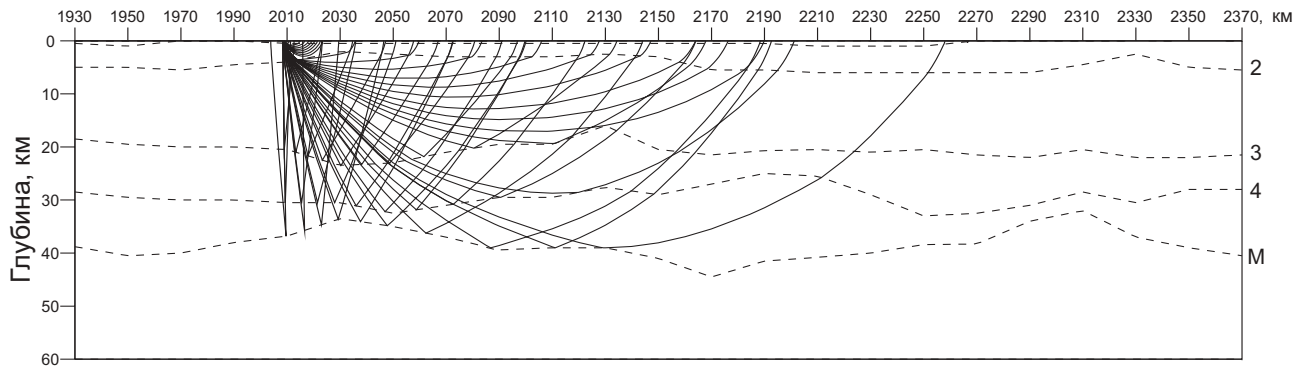
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 4)



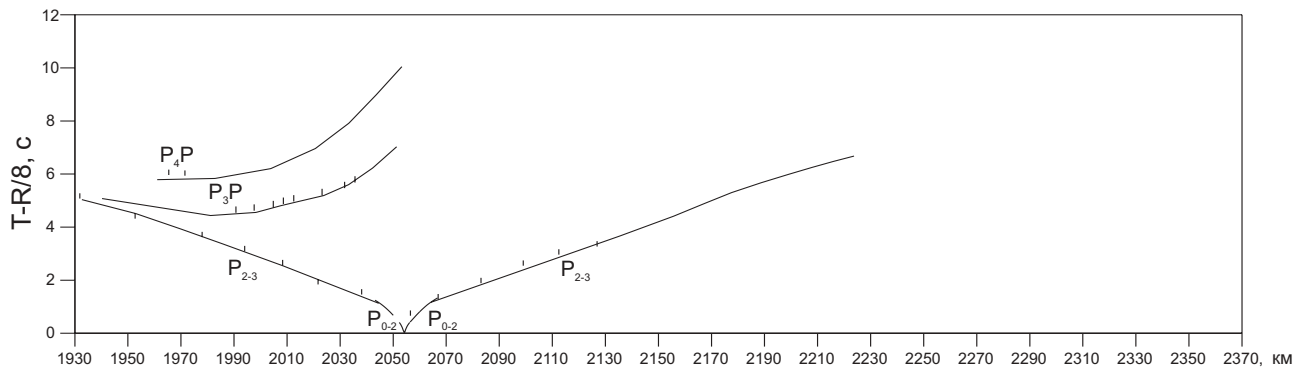
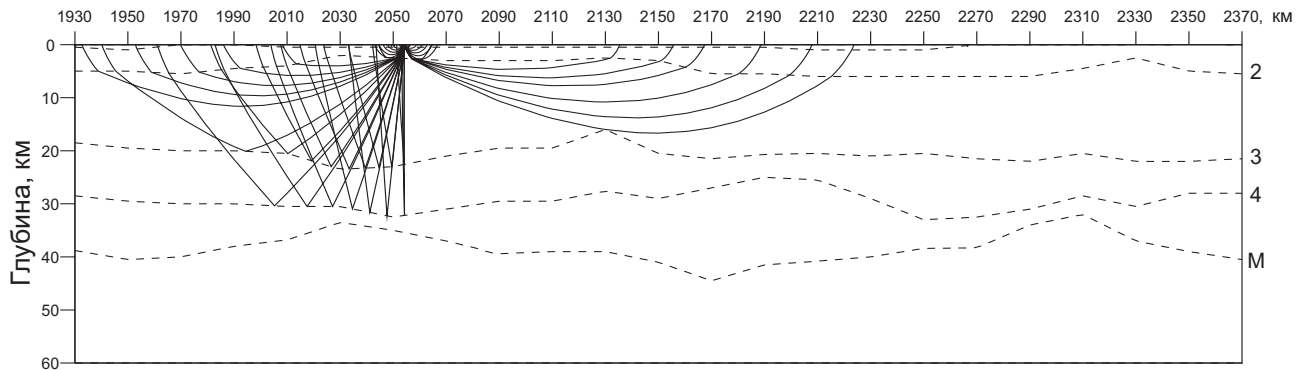
ПВ 305, Р-волны



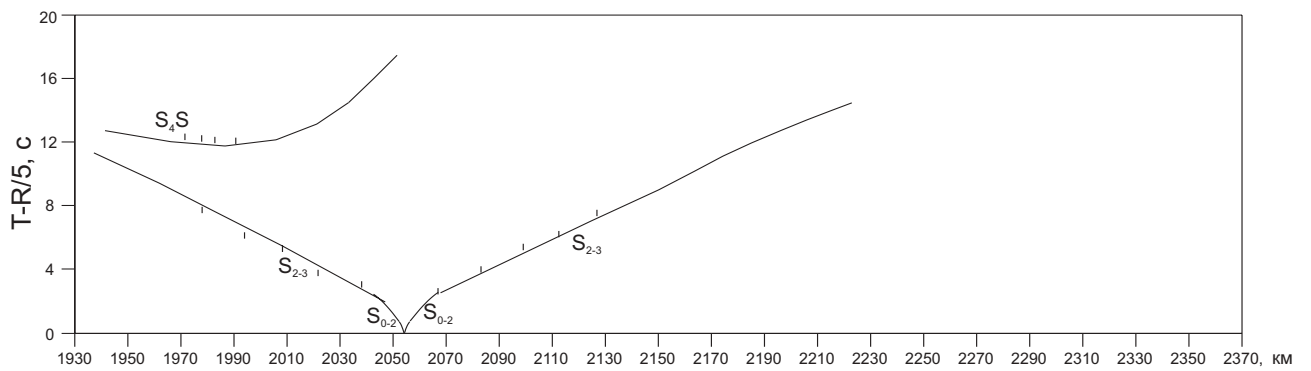
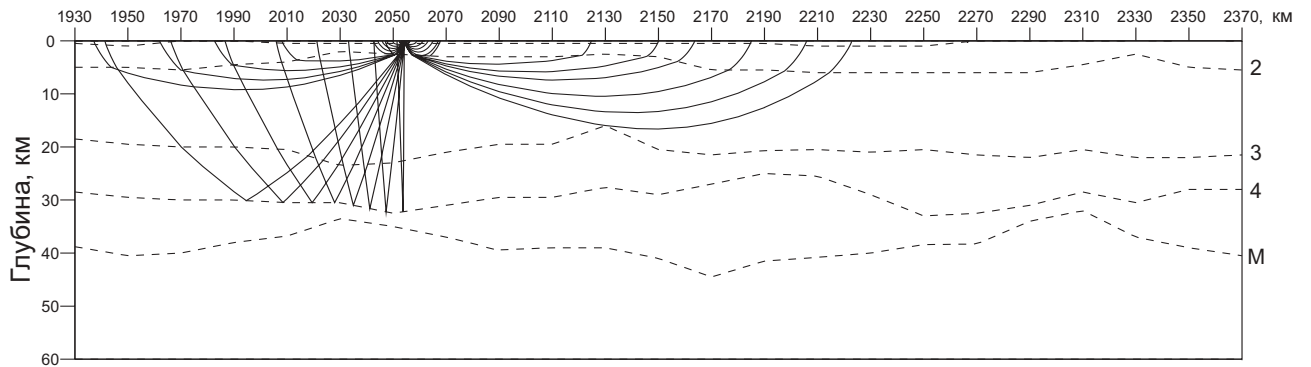
ПВ 305, S-волны



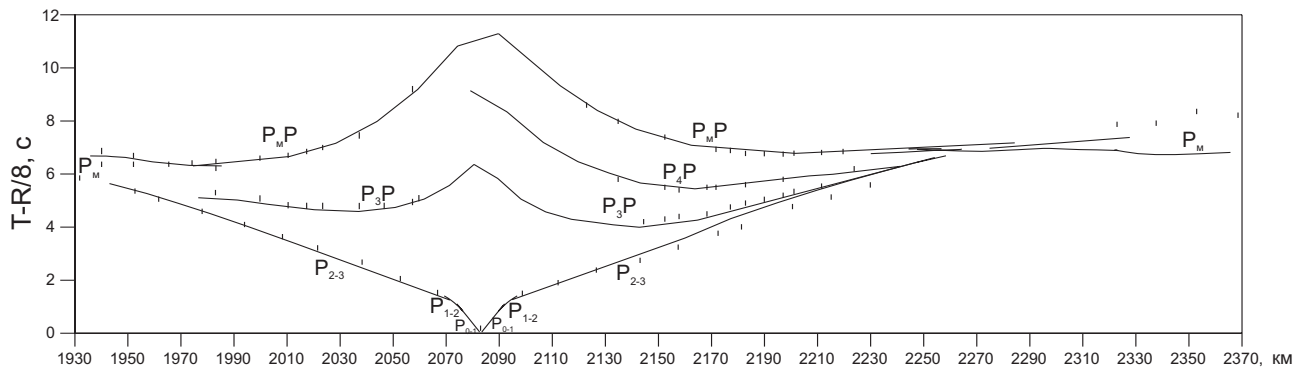
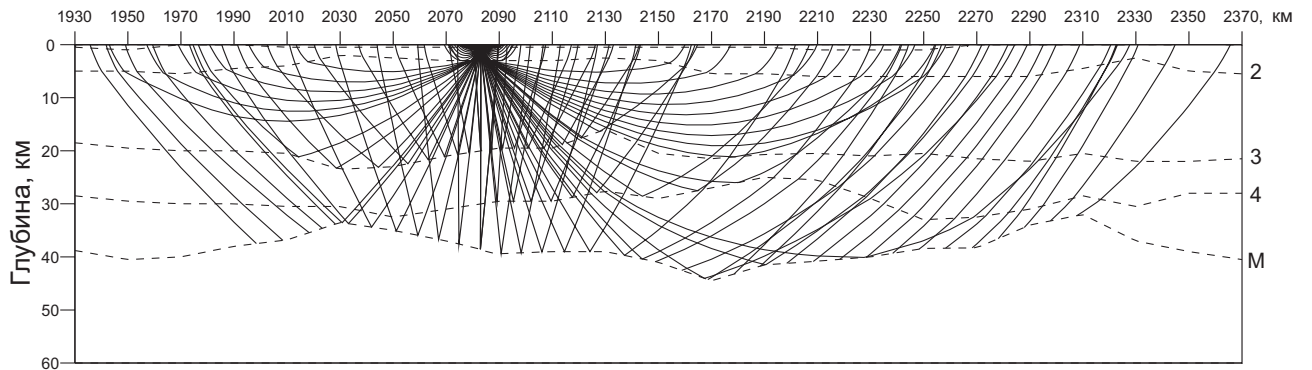
ПВ 314, Р-волны



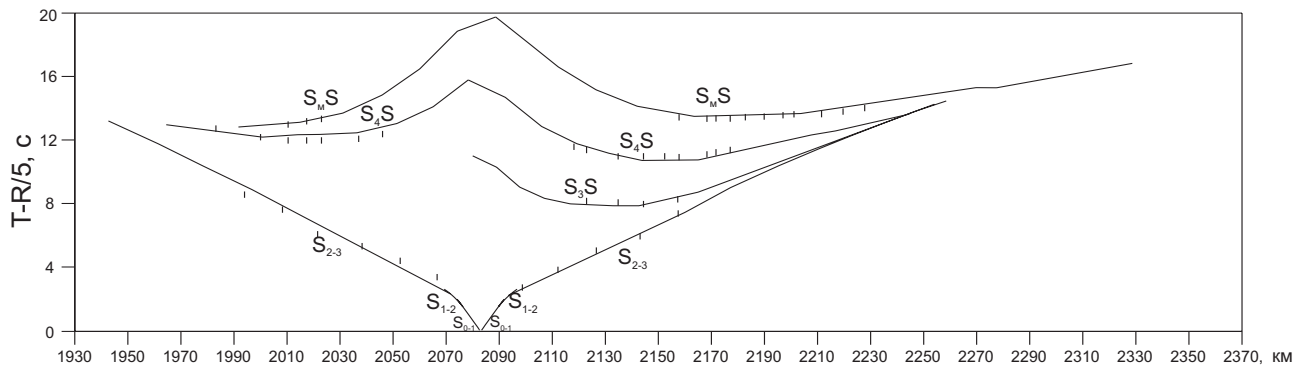
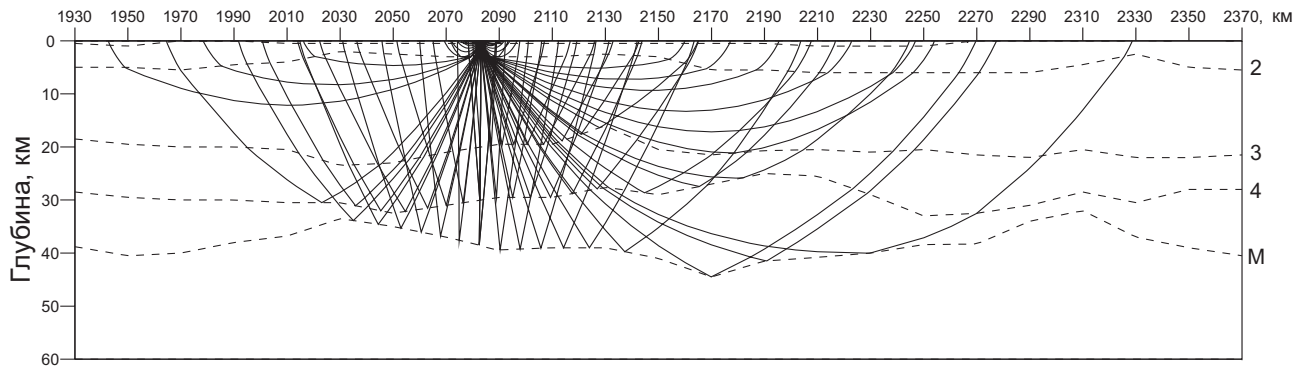
ПВ 314, S-волны



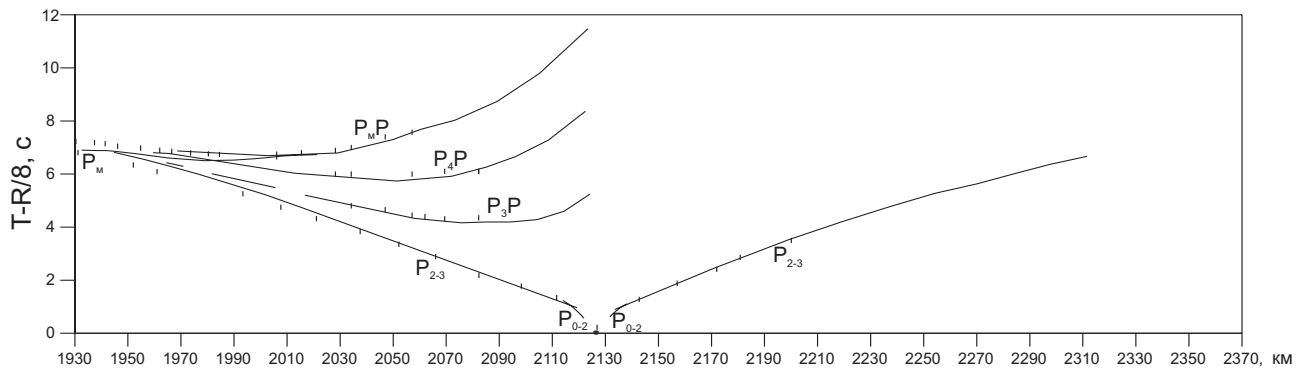
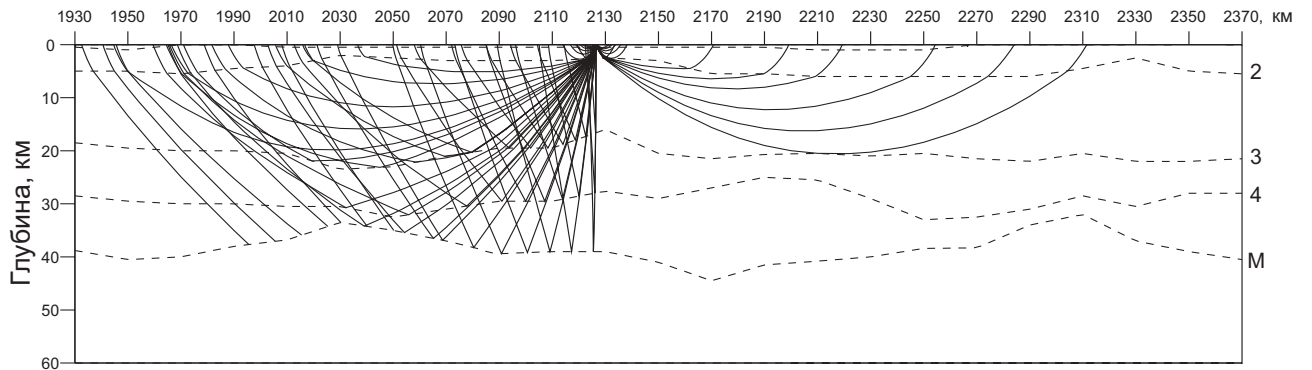
ПВ 320, Р-волны



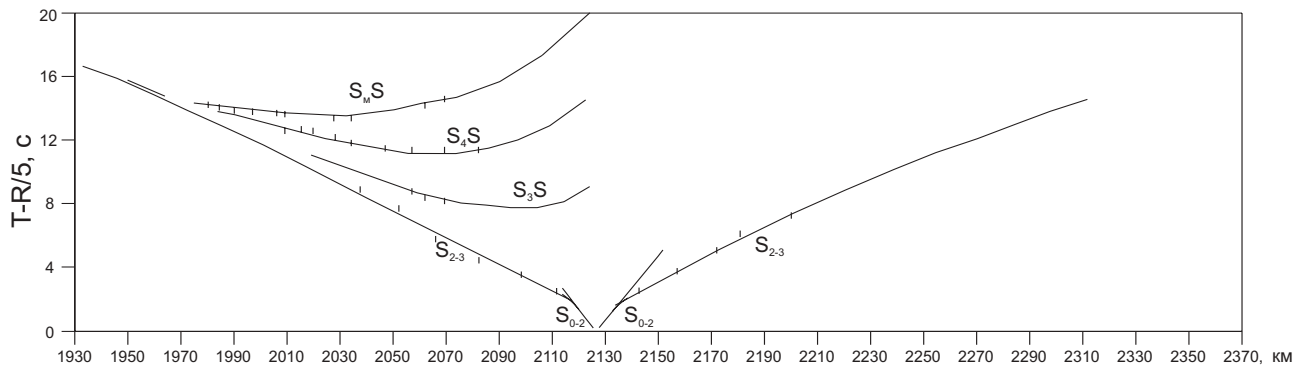
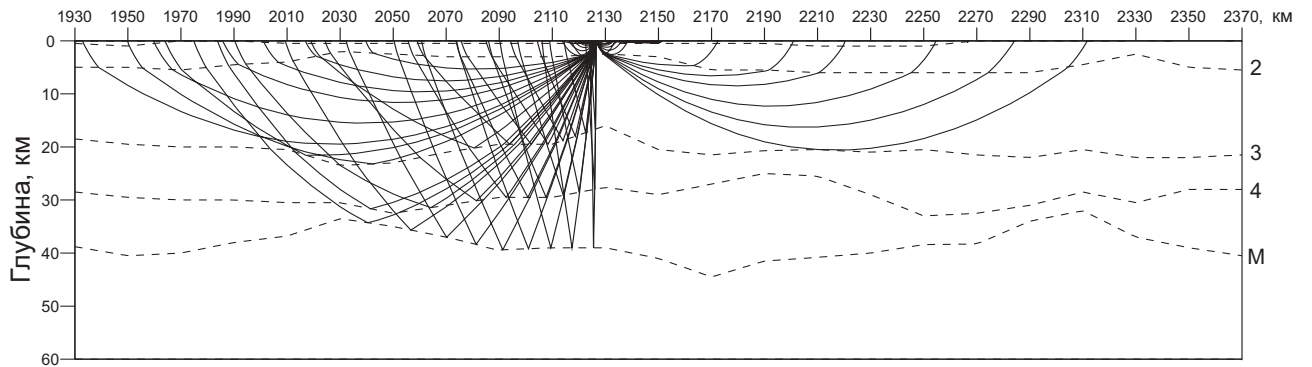
ПВ 320, S-волны



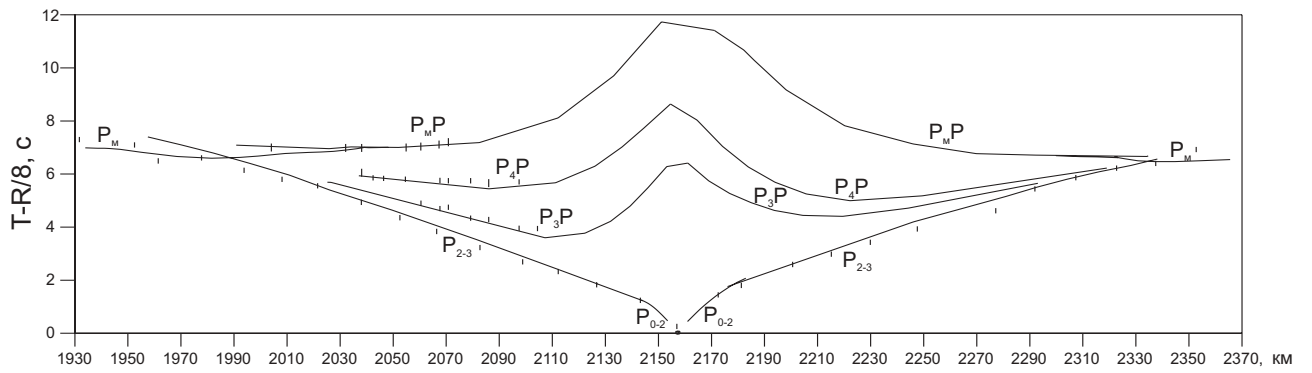
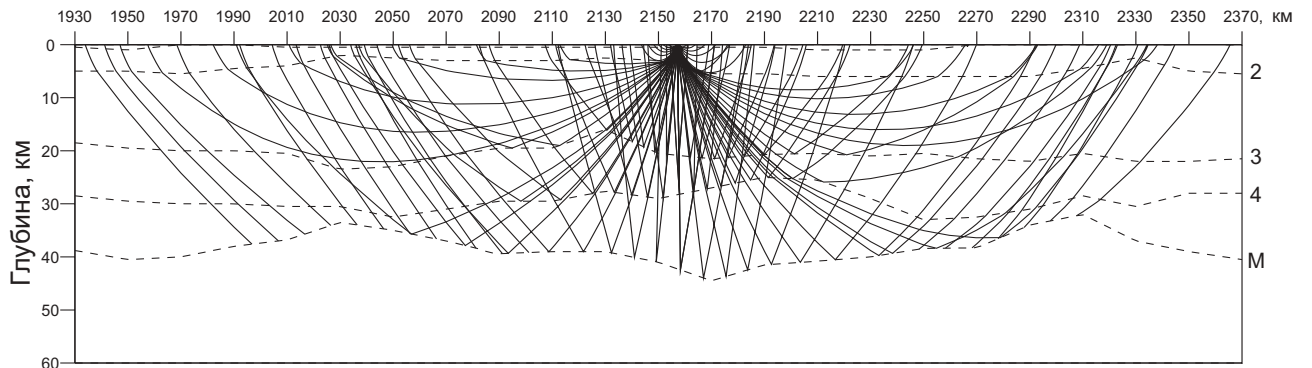
ПВ 329, Р-волны



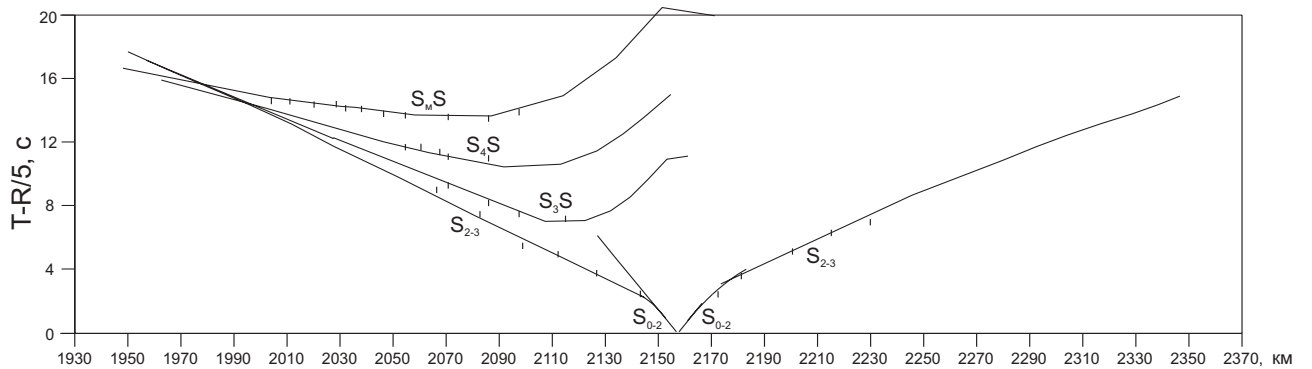
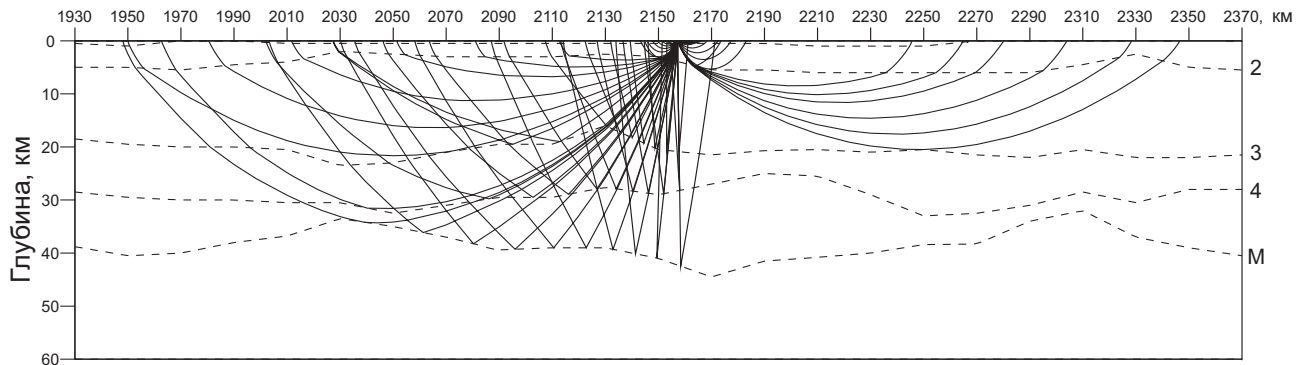
ПВ 329, S-волны



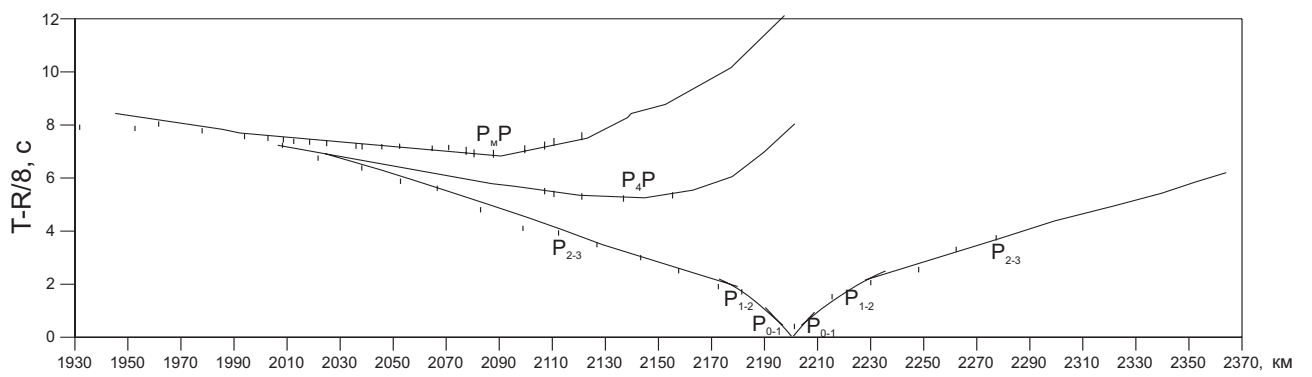
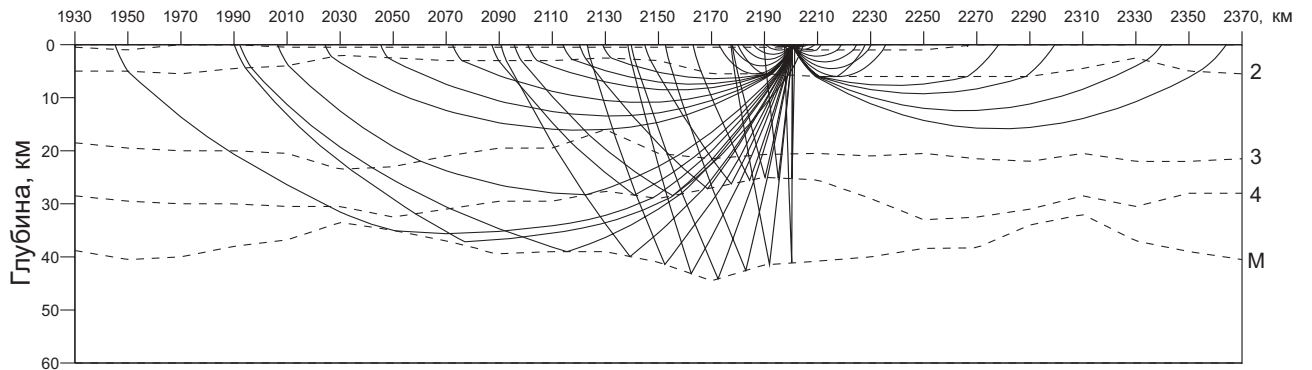
ПВ 335, Р-волны



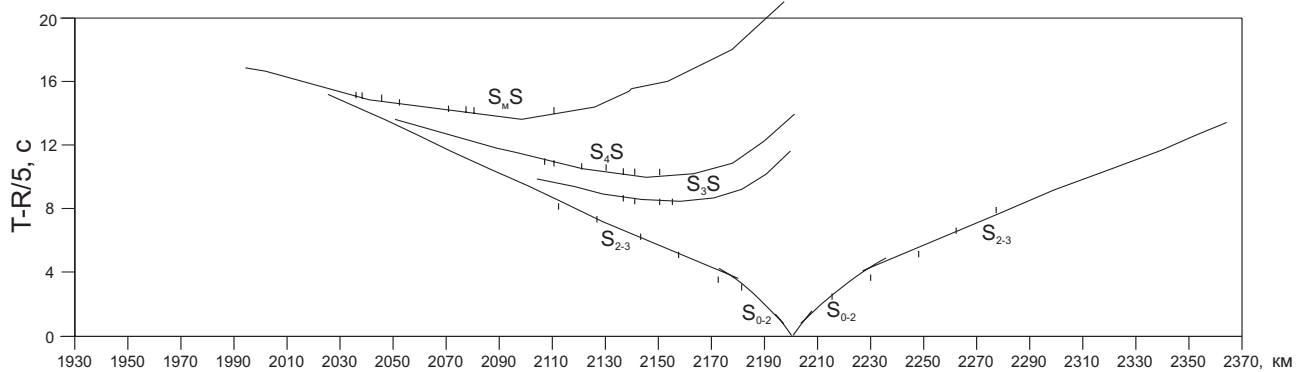
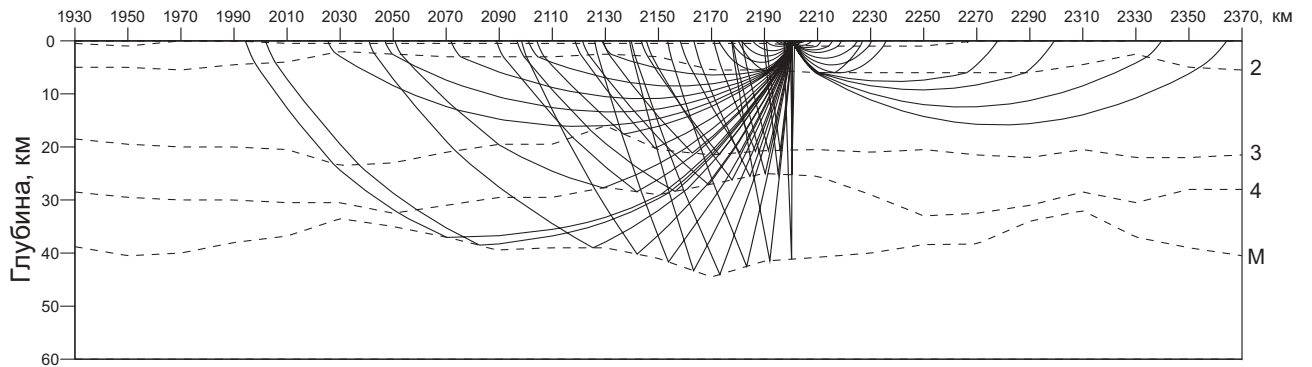
ПВ 335, S-волны



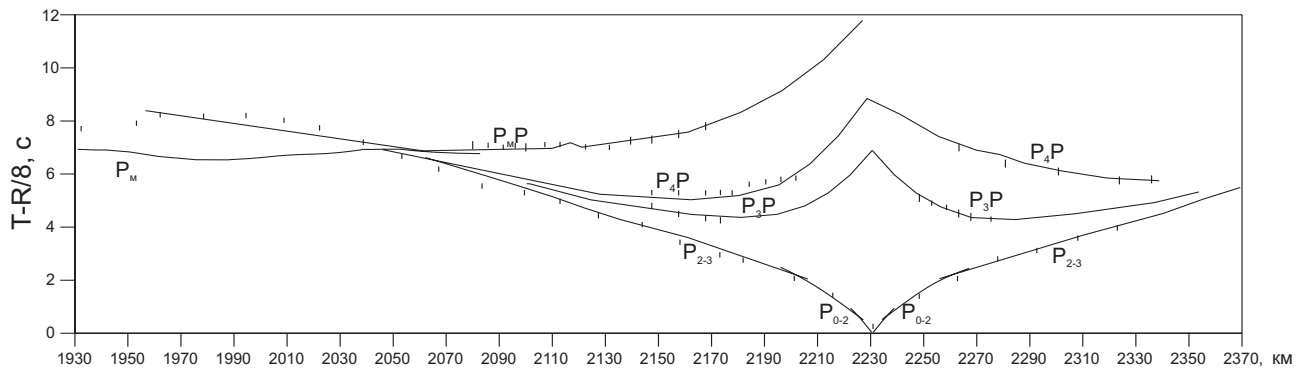
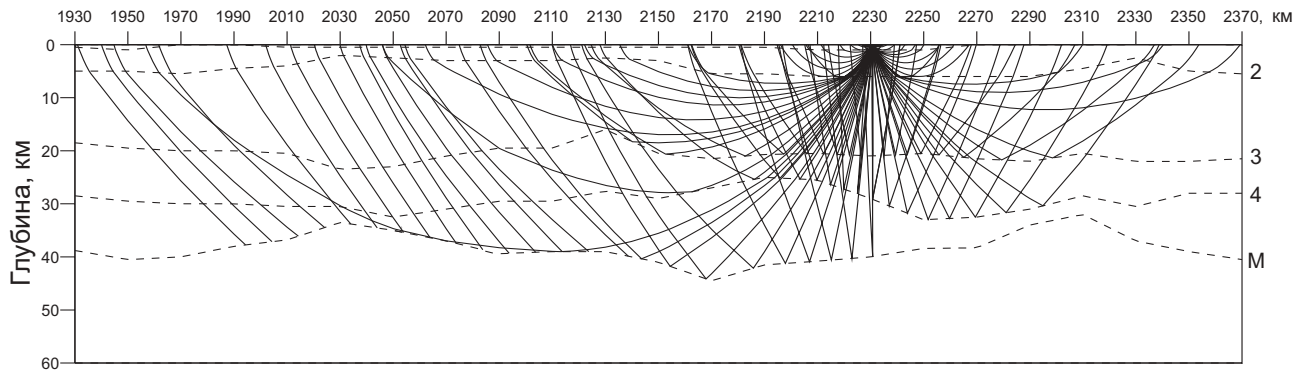
ПВ 344, Р-волны



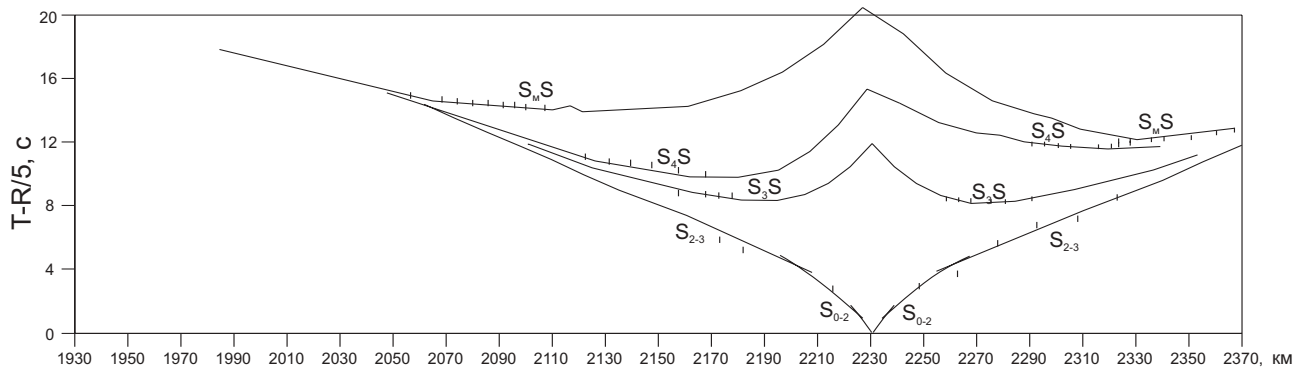
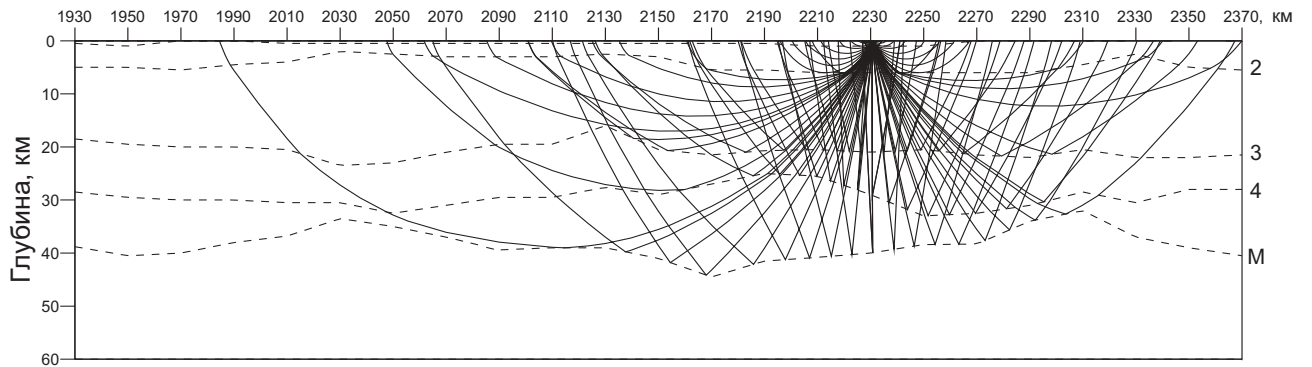
ПВ 344, S-волны



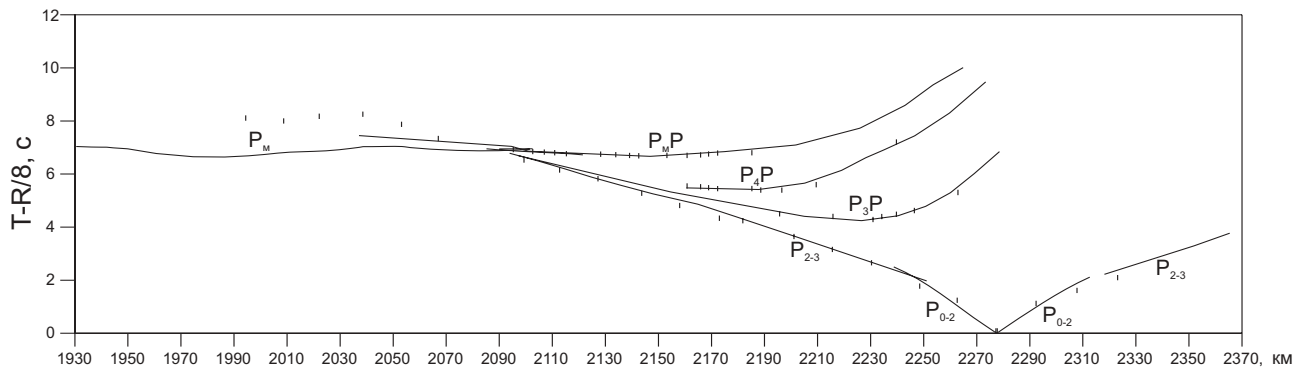
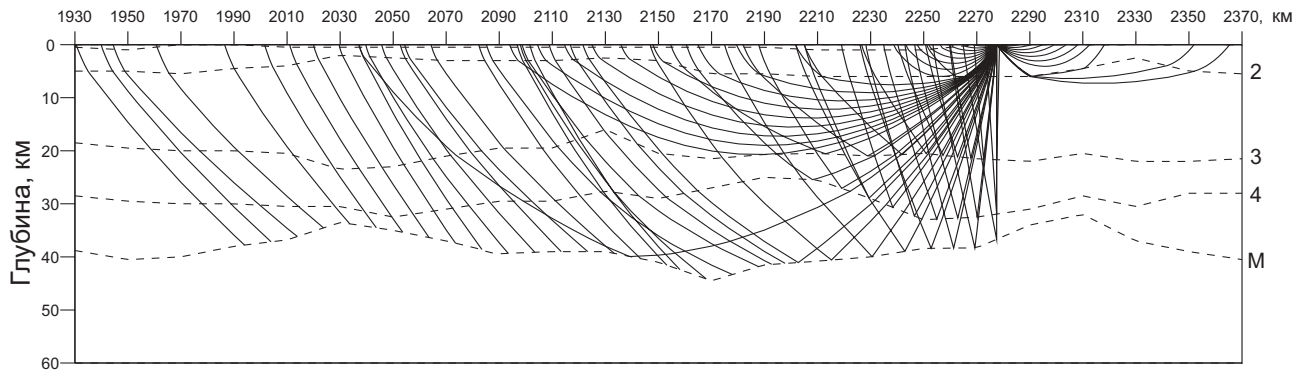
ПВ 350, Р-волны



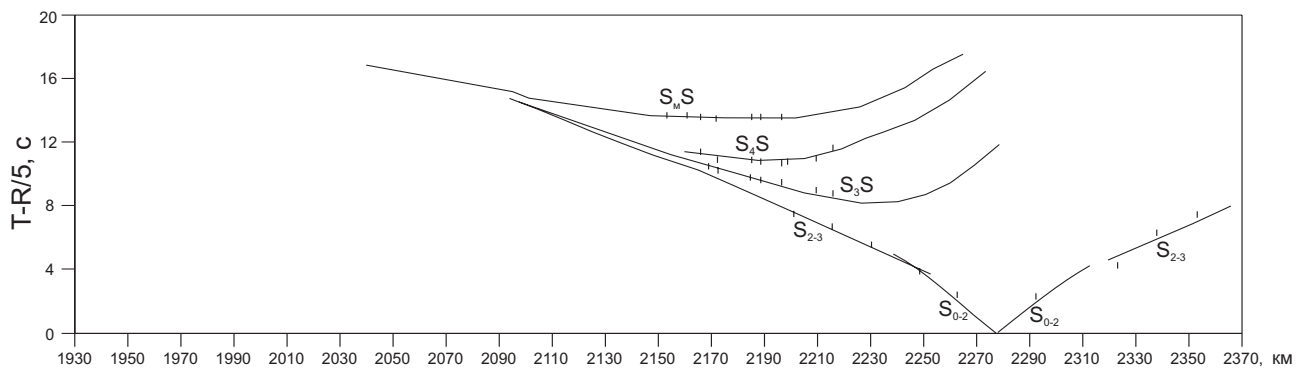
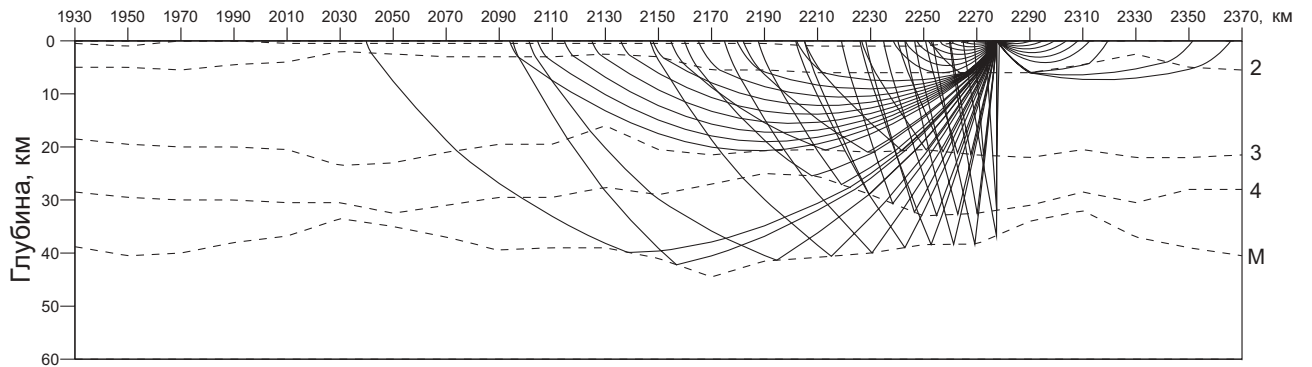
ПВ 350, S-волны



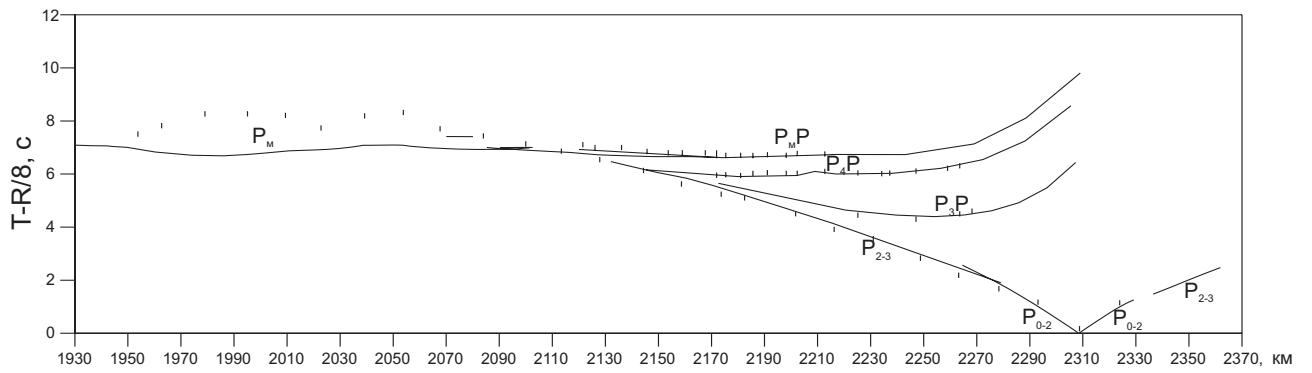
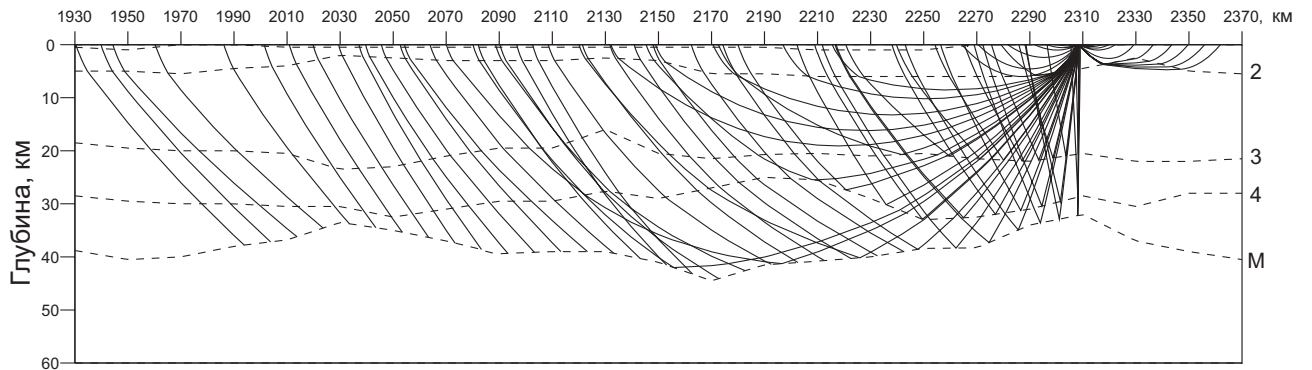
ПВ 359, Р-волны



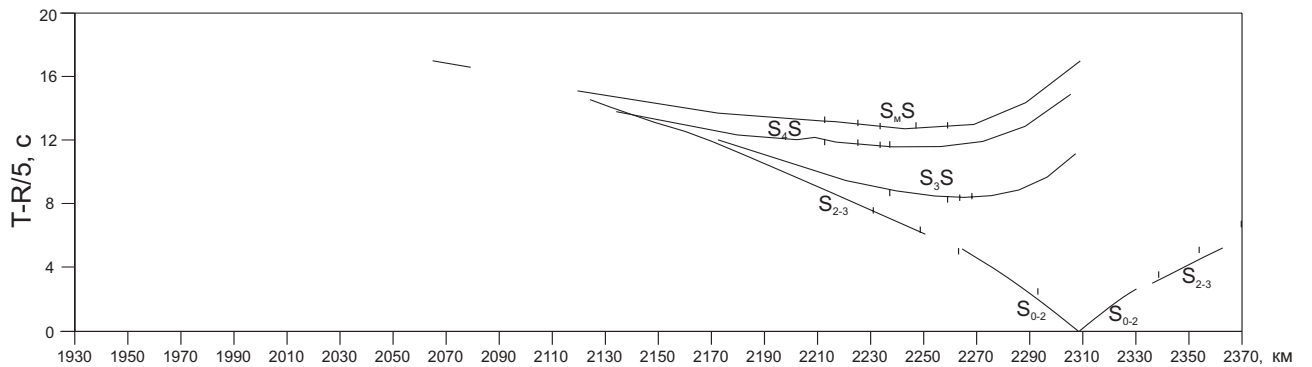
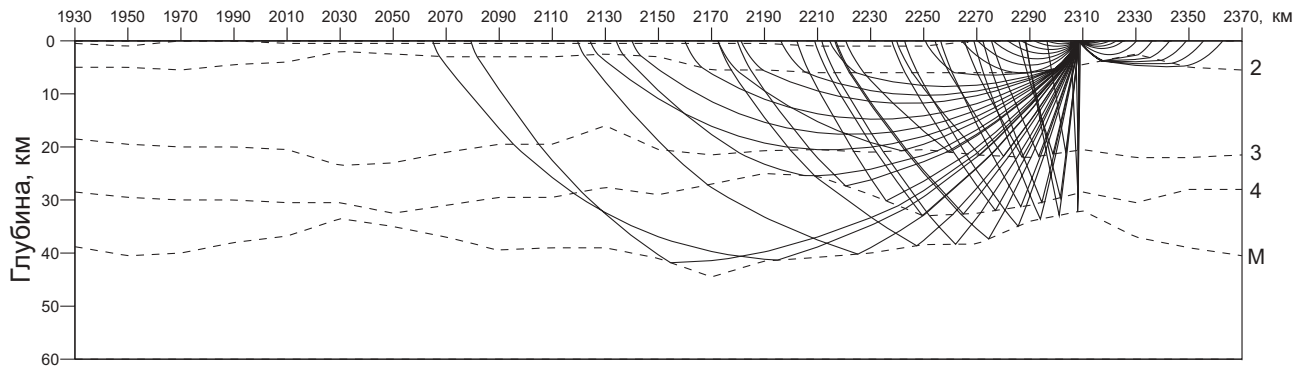
ПВ 359, S-волны



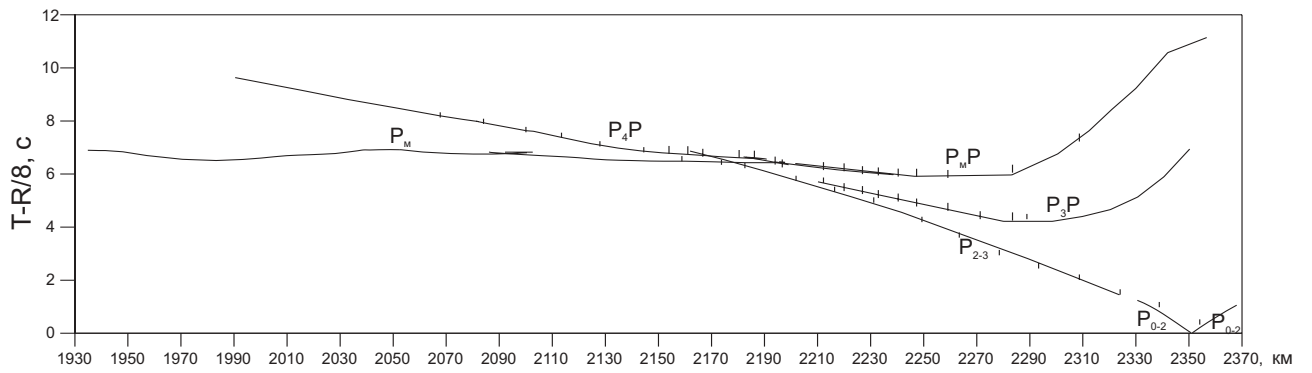
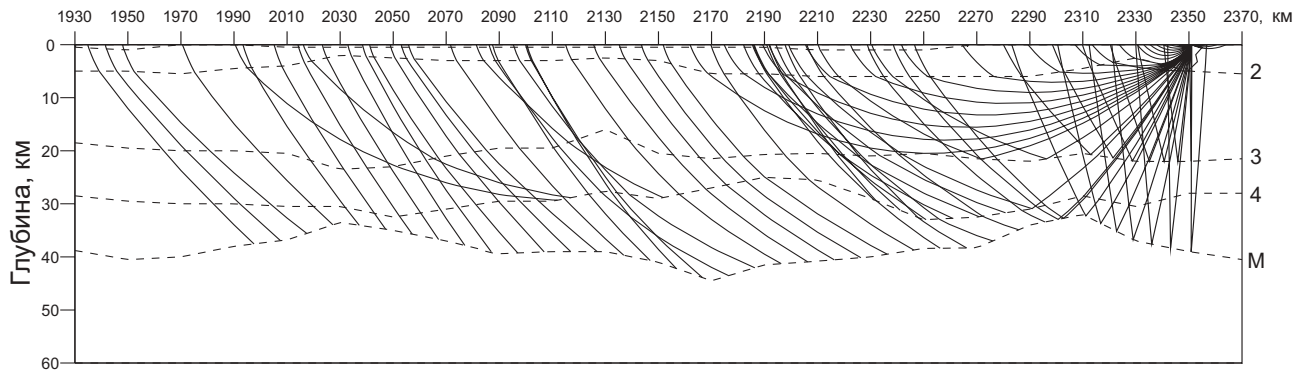
ПВ 365, Р-волны



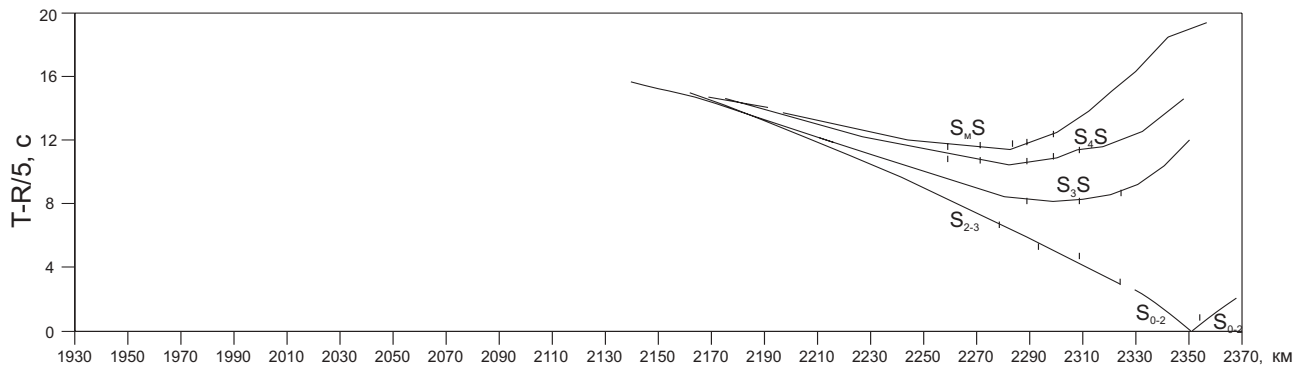
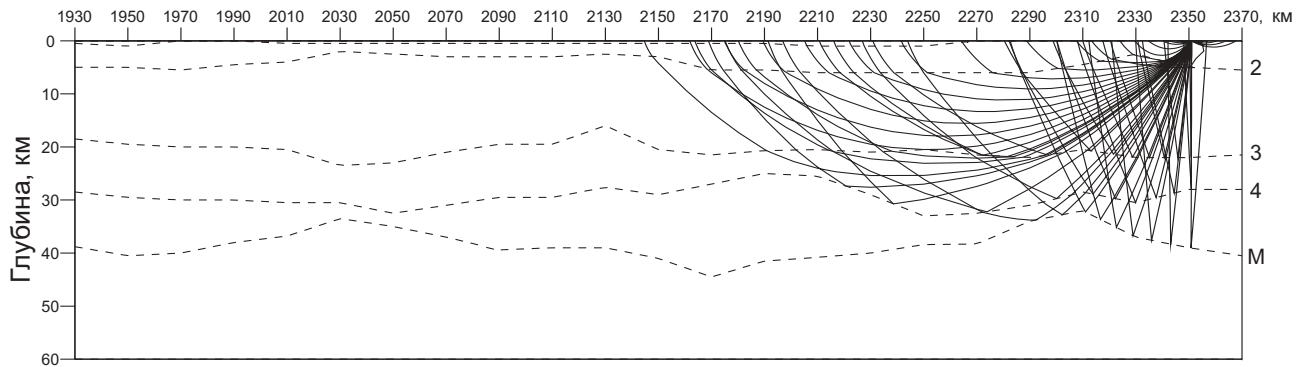
ПВ 365, S-волны



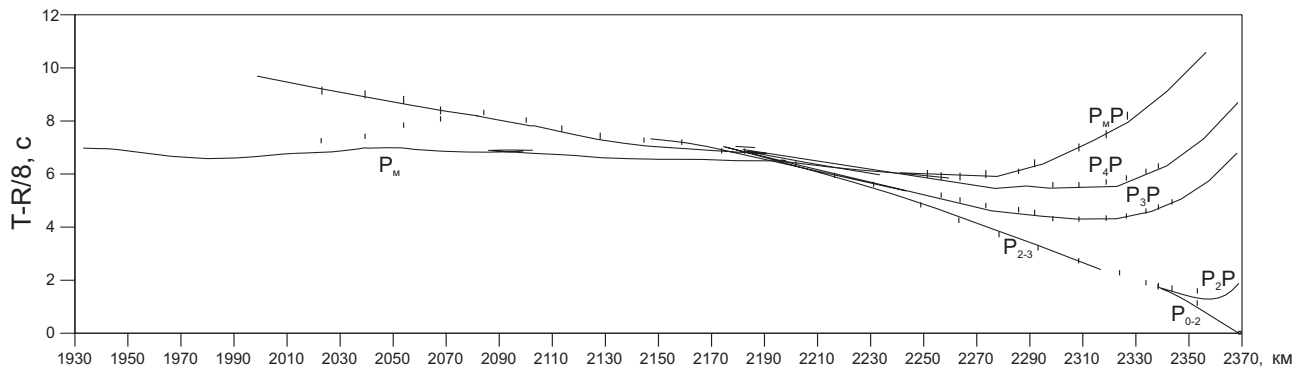
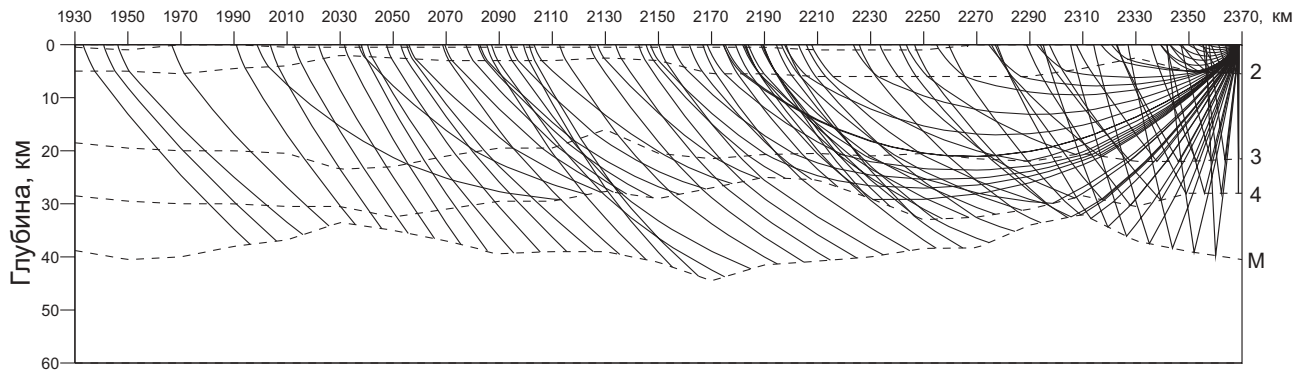
ПВ 374, Р-волны



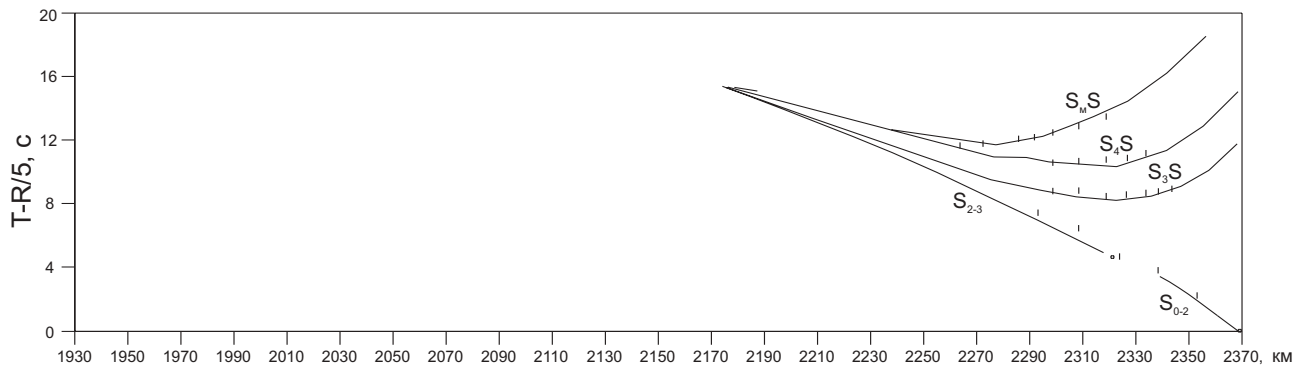
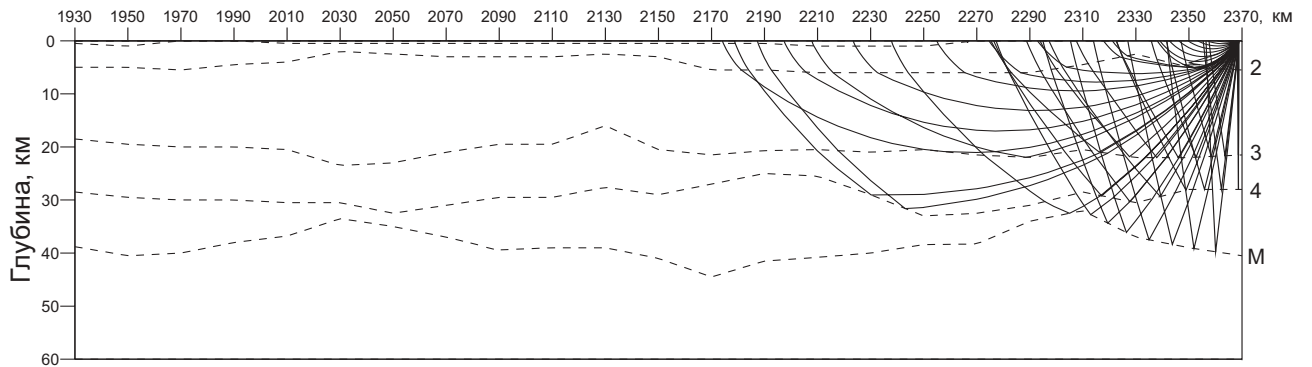
ПВ 374, S-волны



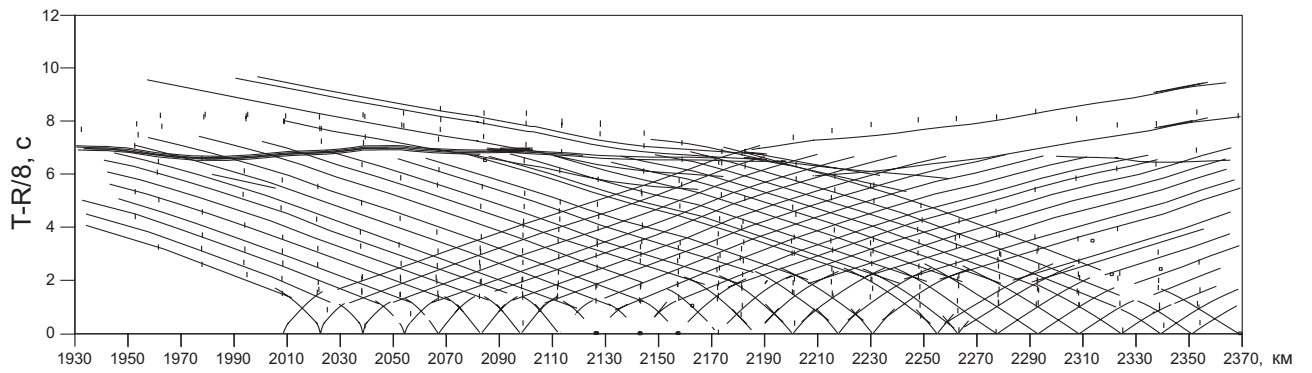
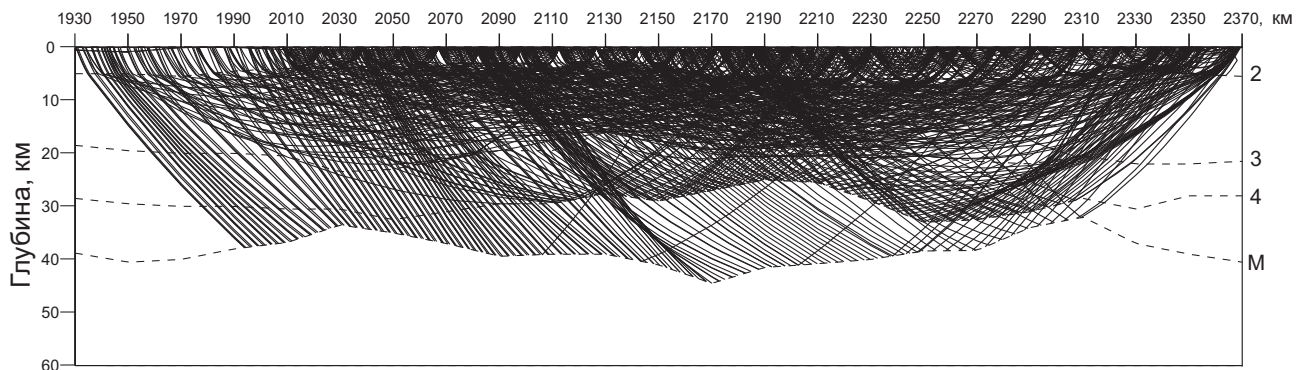
ПВ 377, Р-волны



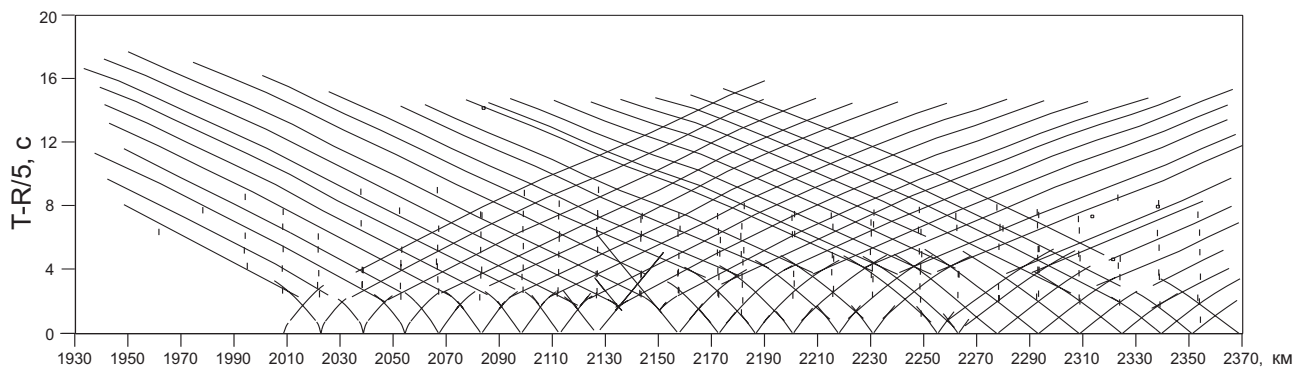
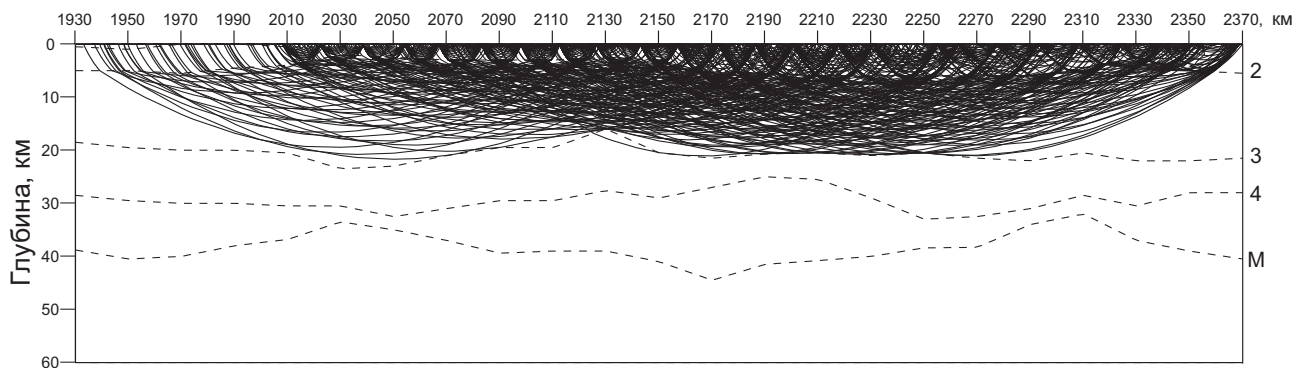
ПВ 377, S-волны



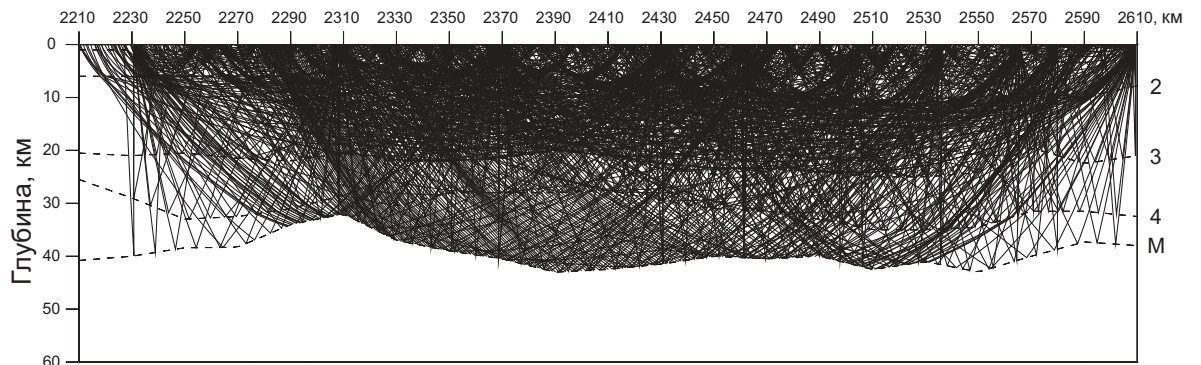
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 4)



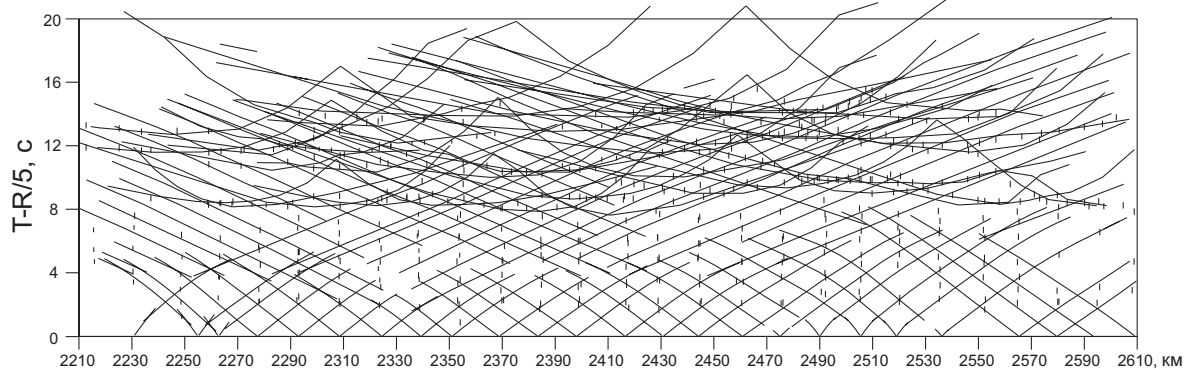
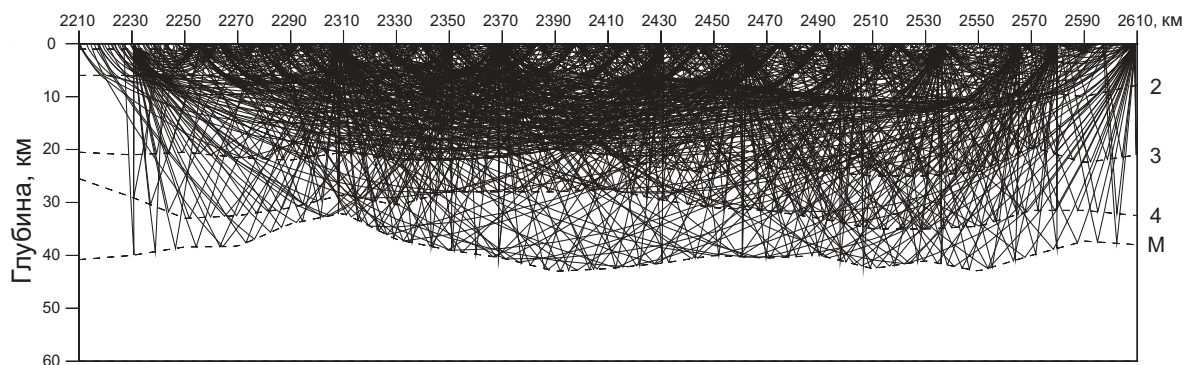
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 4)



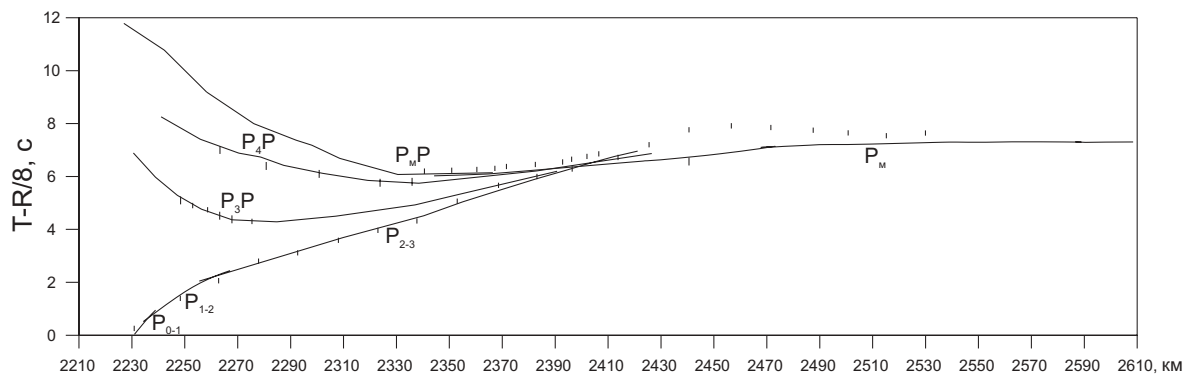
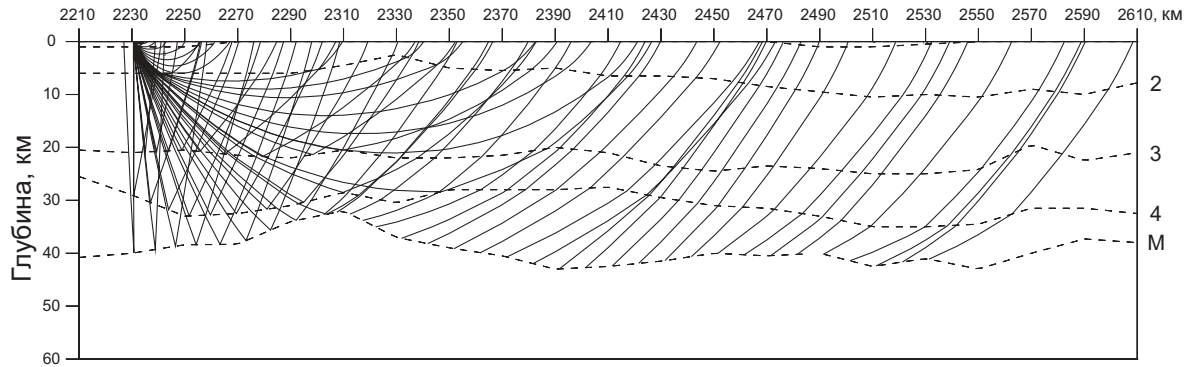
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 5)



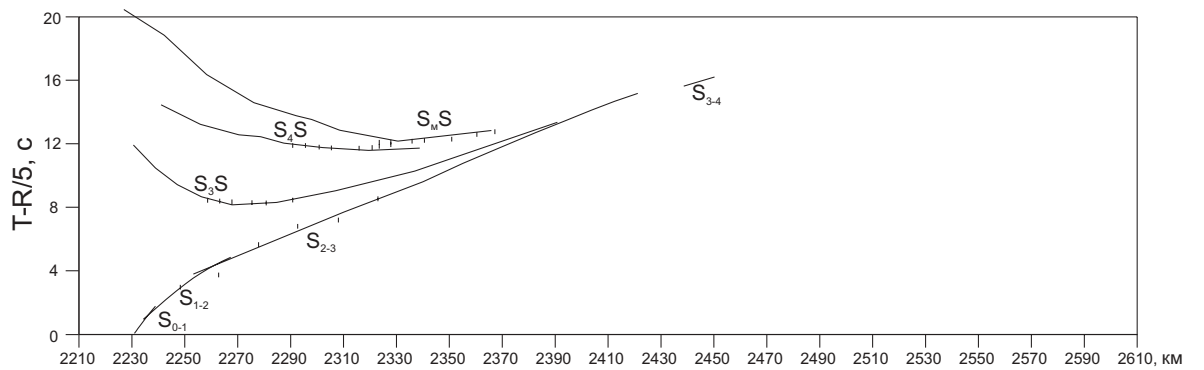
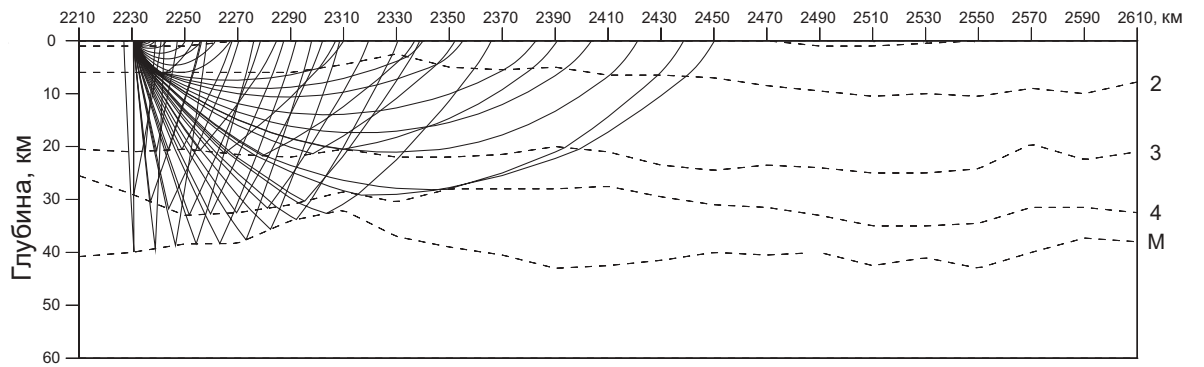
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 5)



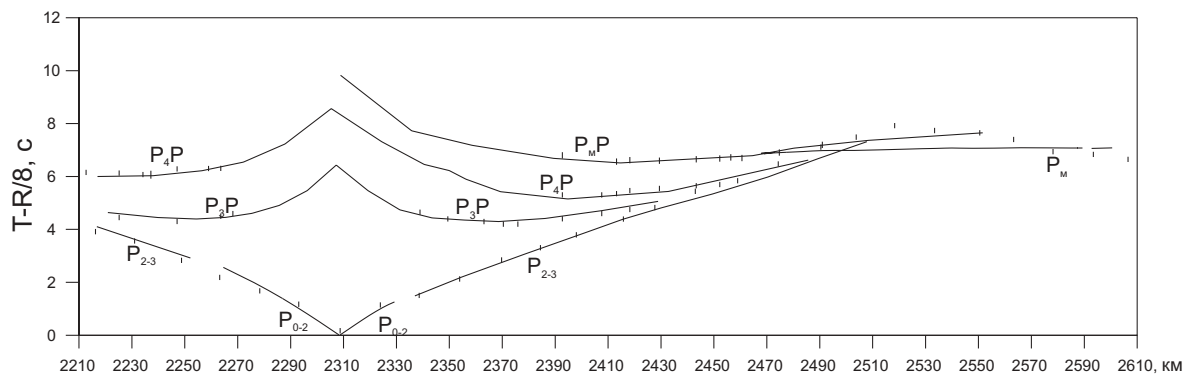
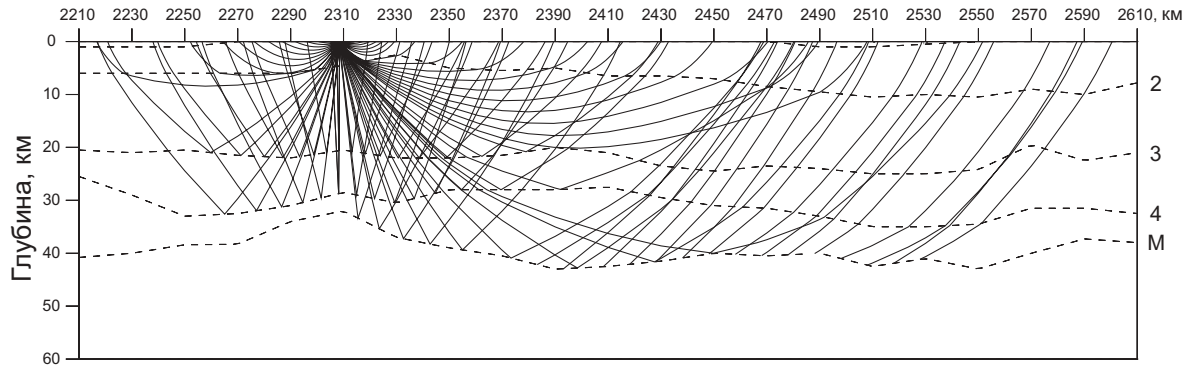
ПВ 350, Р-волны



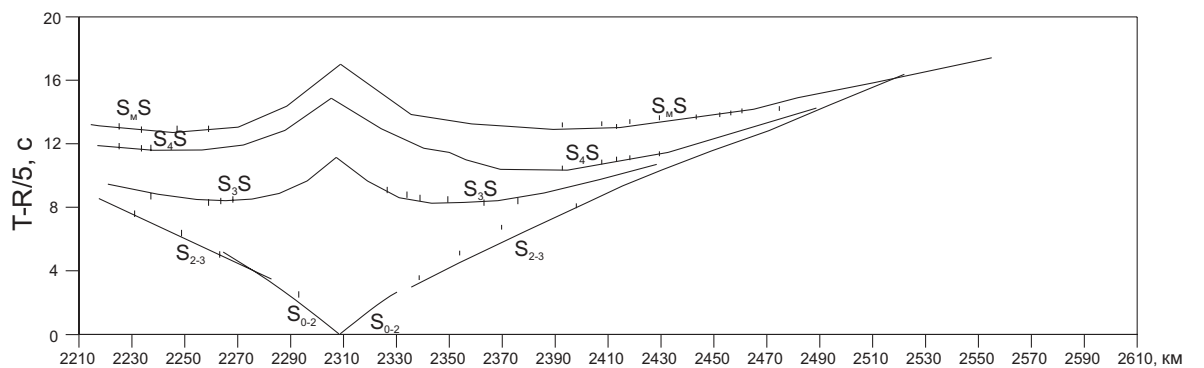
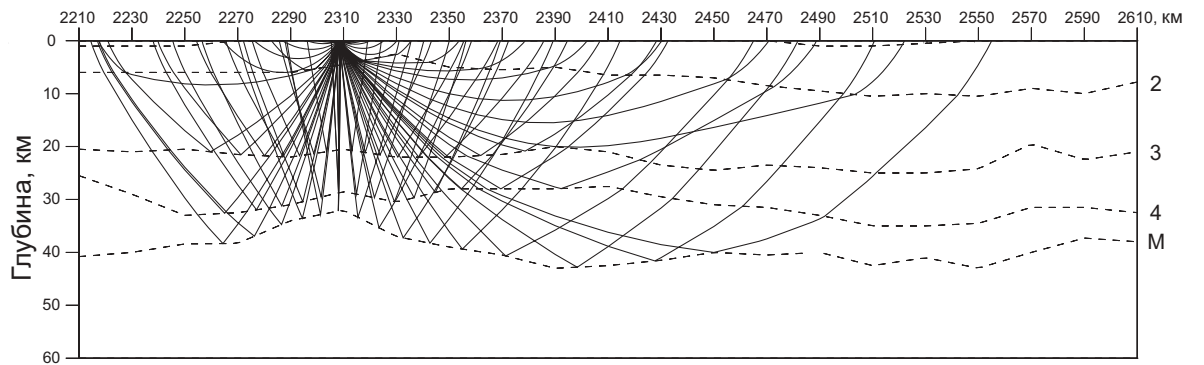
ПВ 350, S-волны



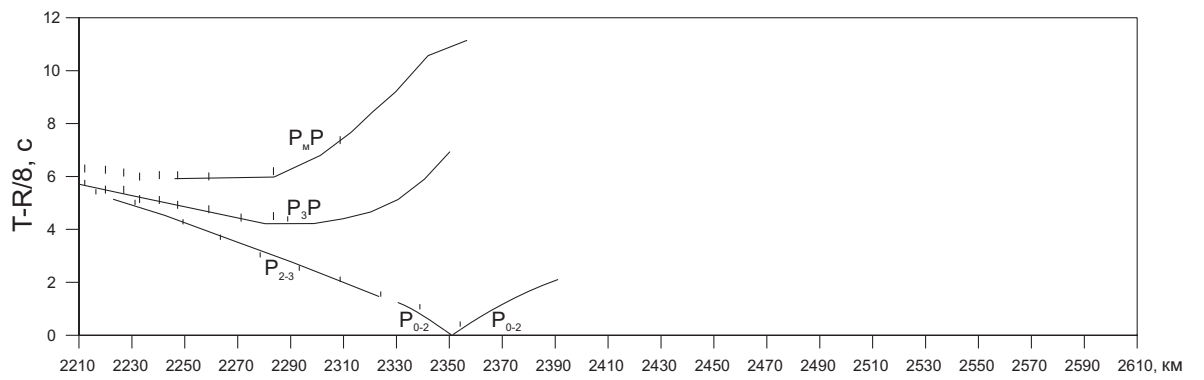
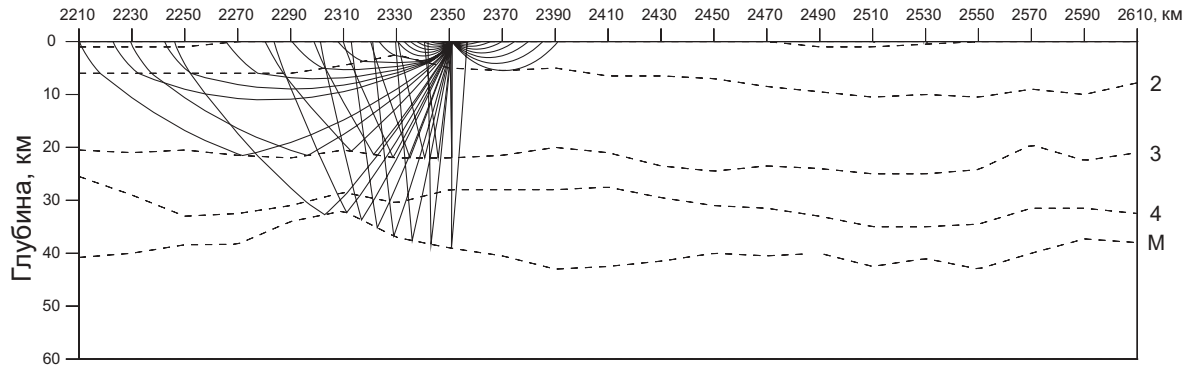
ПВ 365, Р-волны



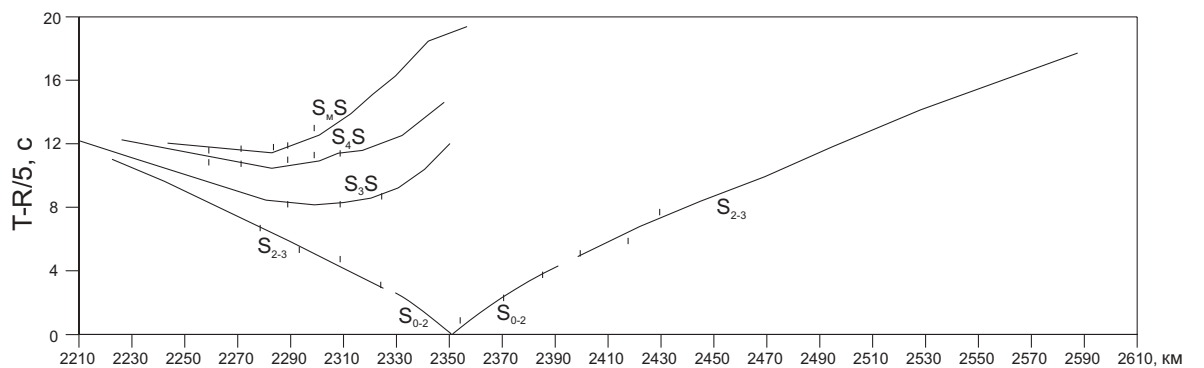
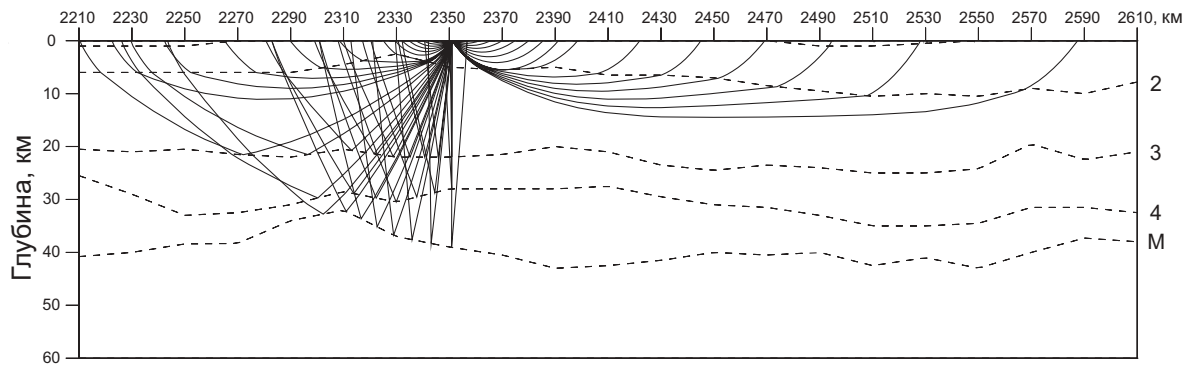
ПВ 365, S-волны



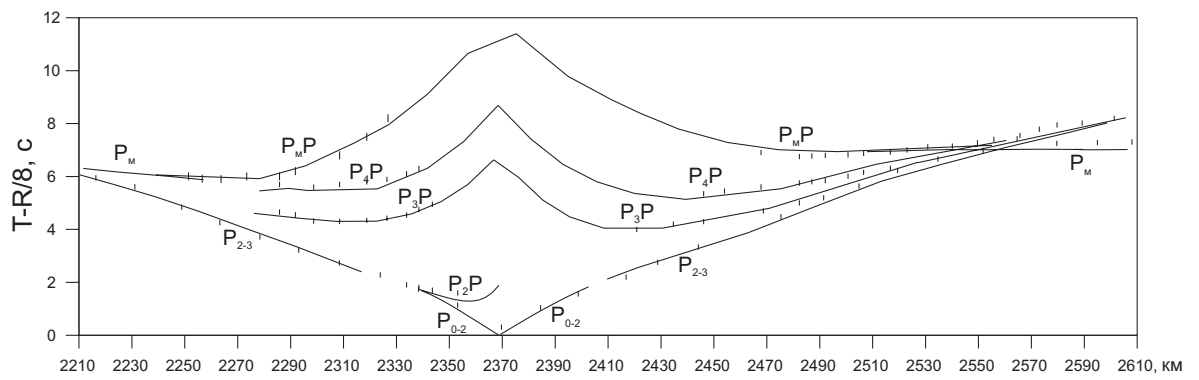
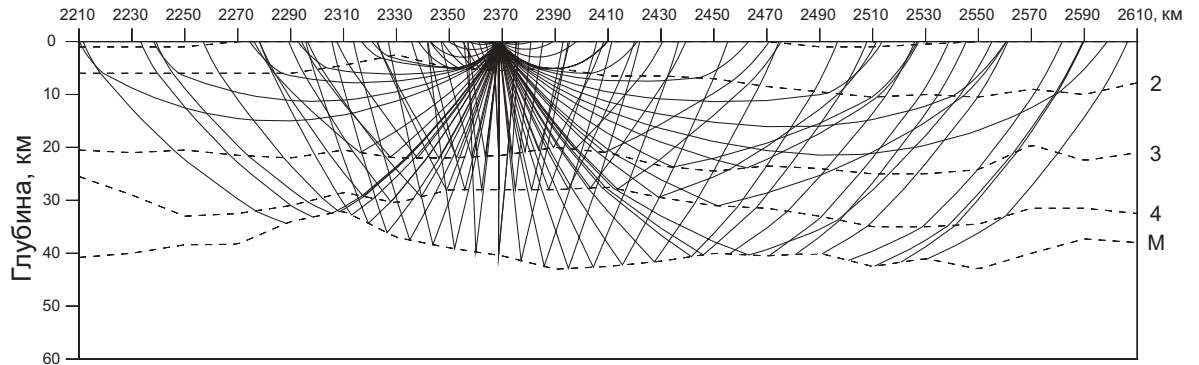
ПВ 374, Р-волны



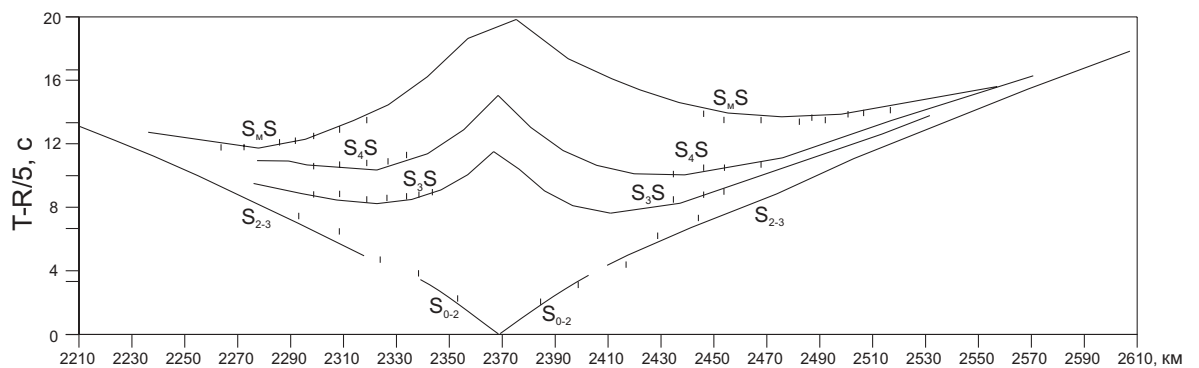
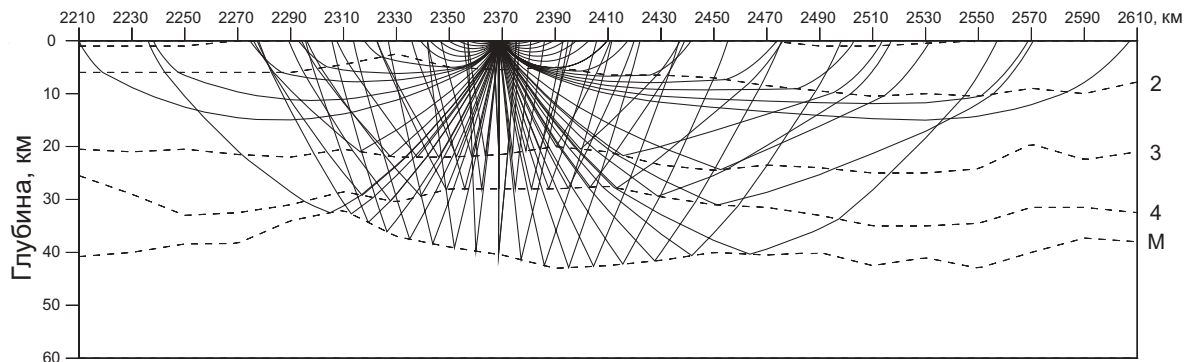
ПВ 374, S-волны



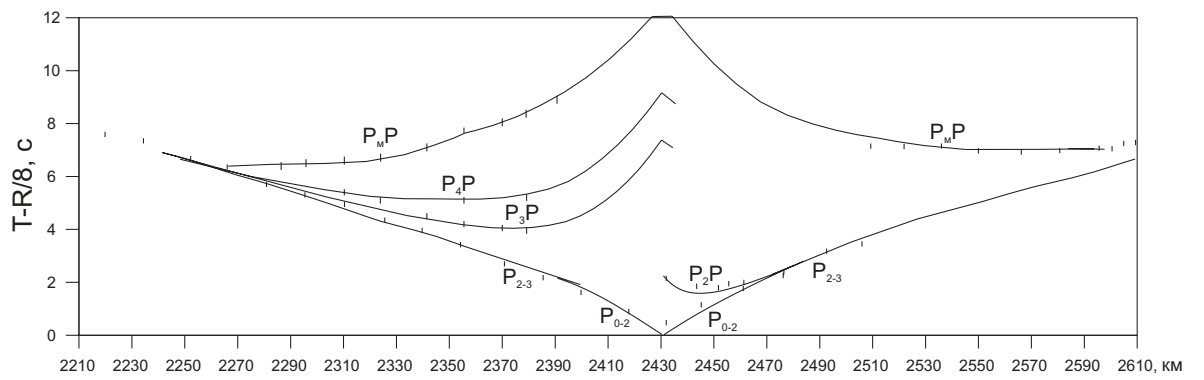
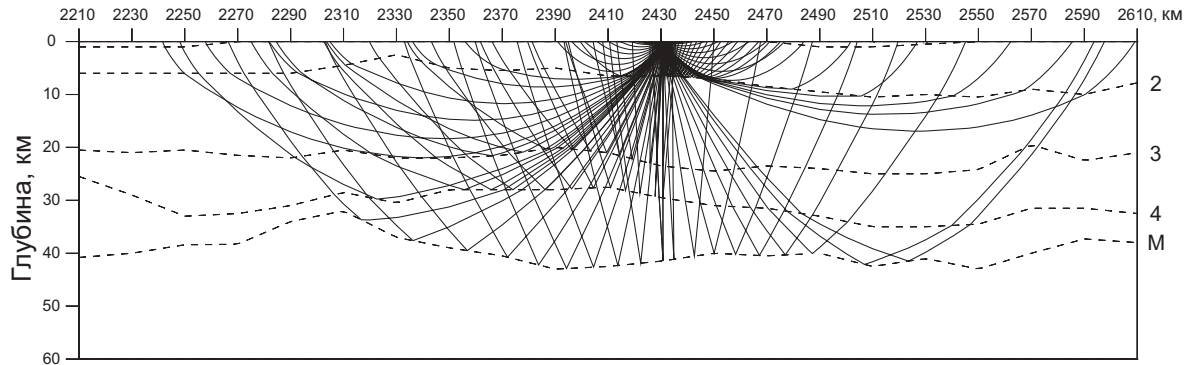
ПВ 377, Р-волны



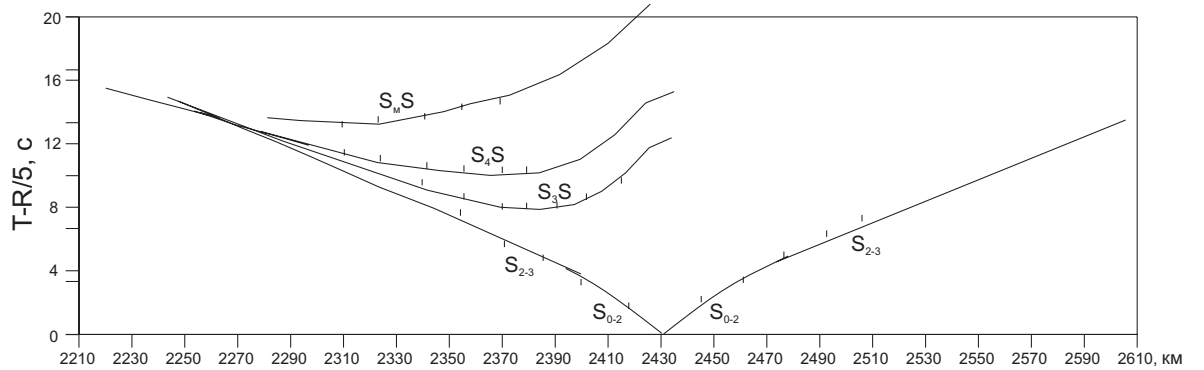
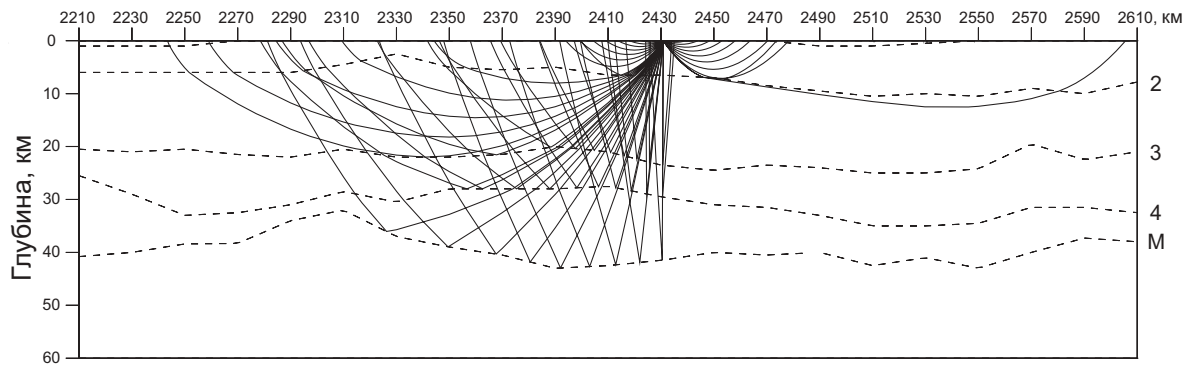
ПВ 377, S-волны



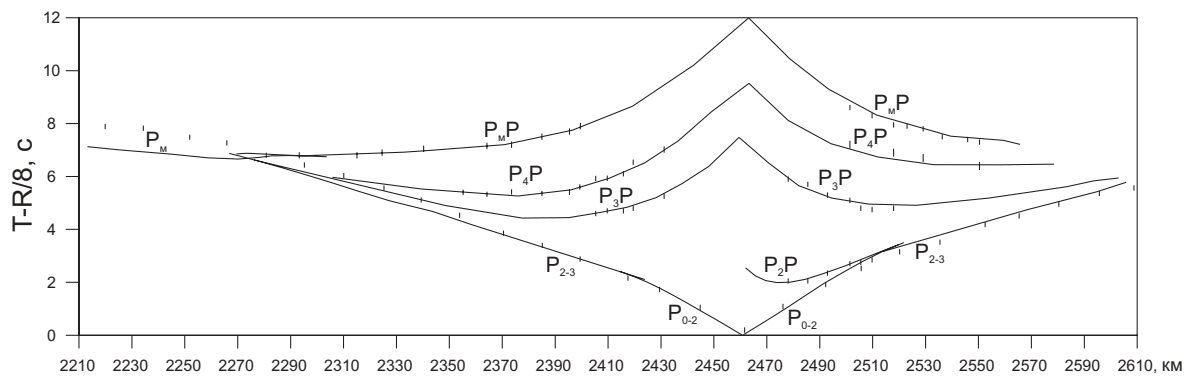
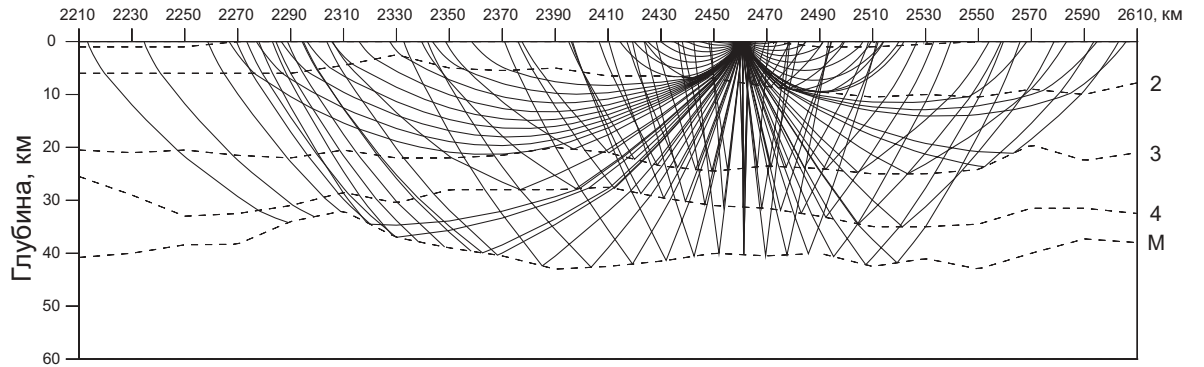
ПВ 389, Р-волны



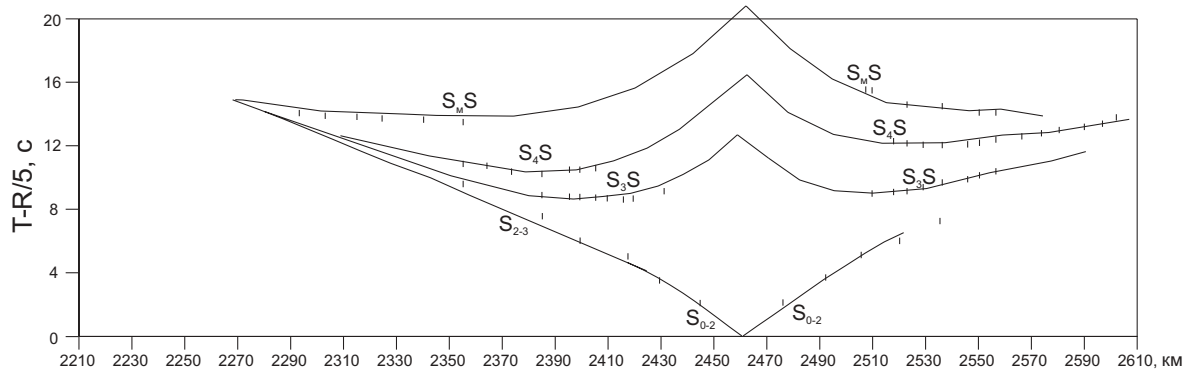
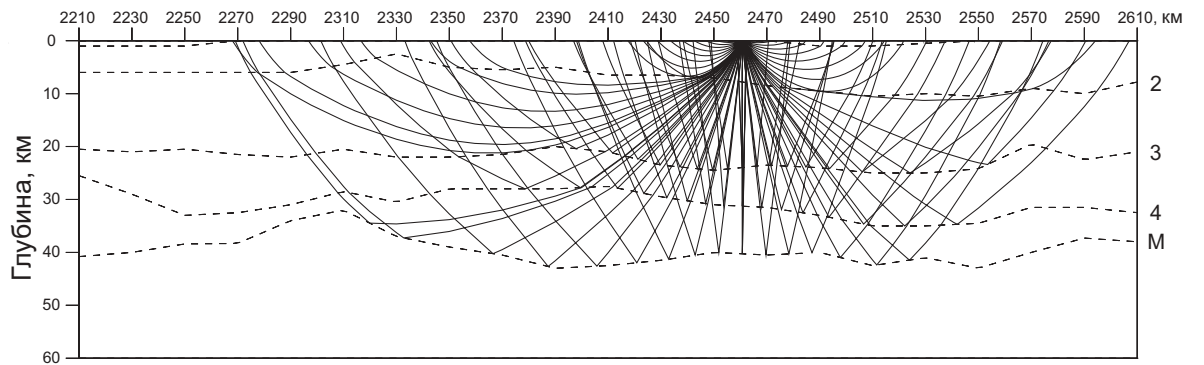
ПВ 389, S-волны



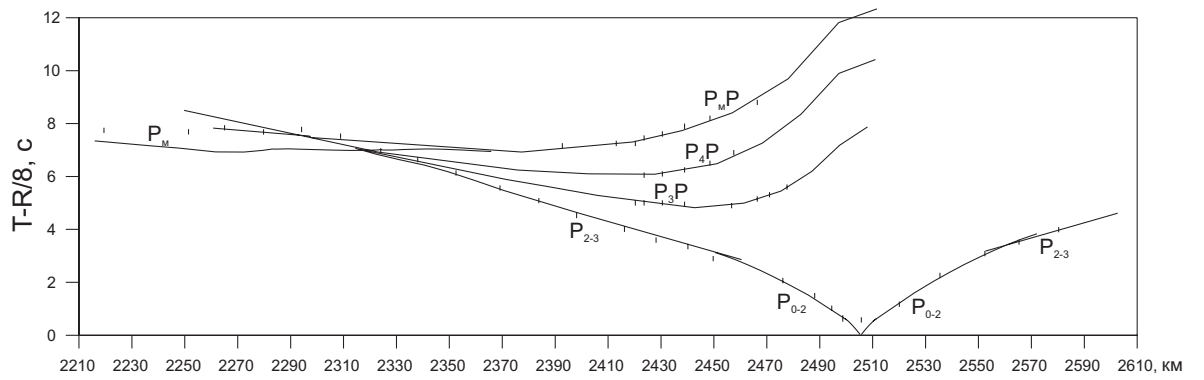
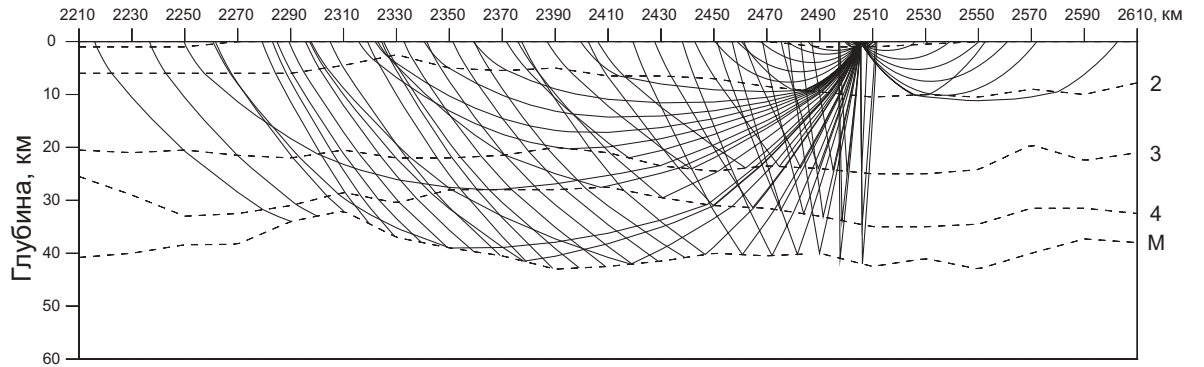
ПВ 395, Р-волны



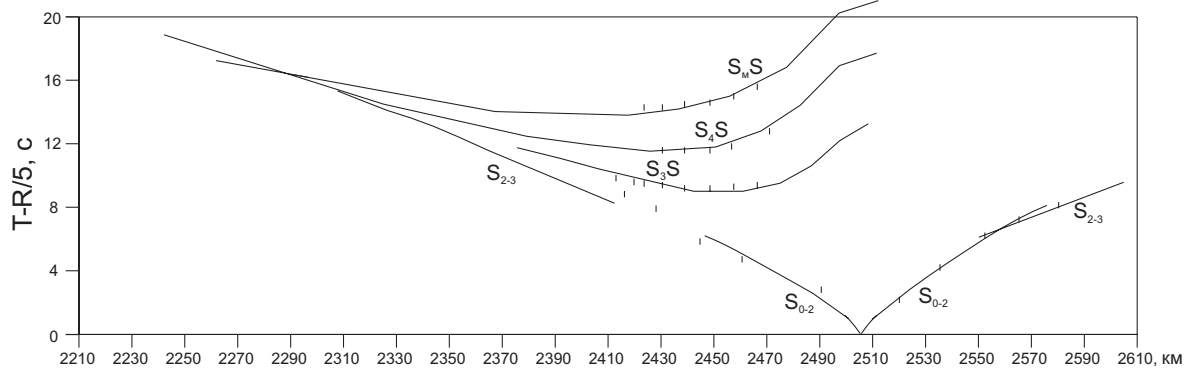
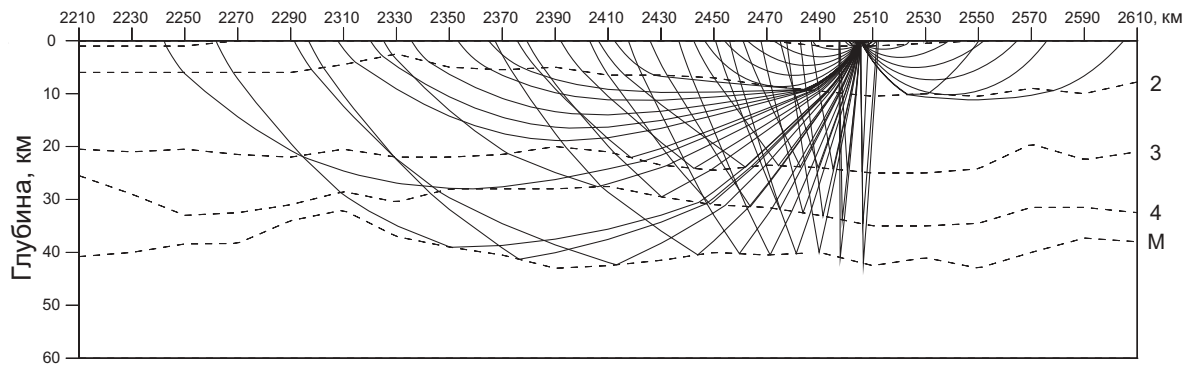
ПВ 395, S-волны



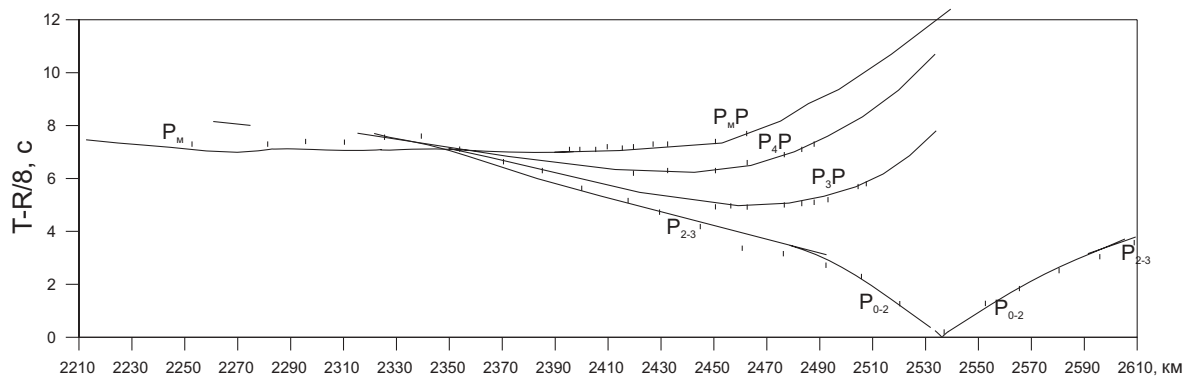
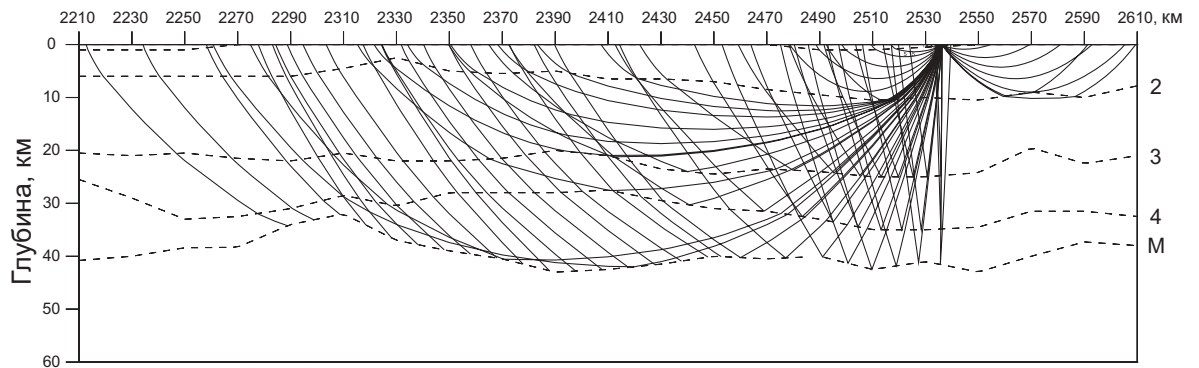
ПВ 404, Р-волны



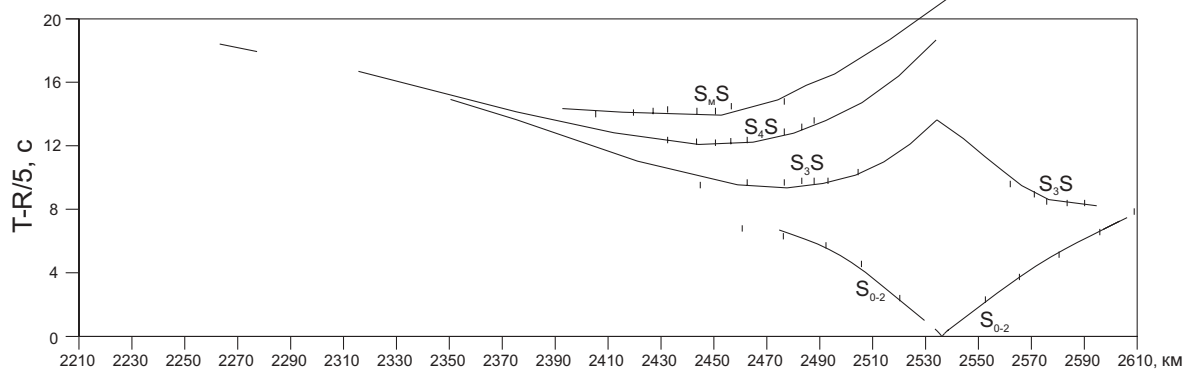
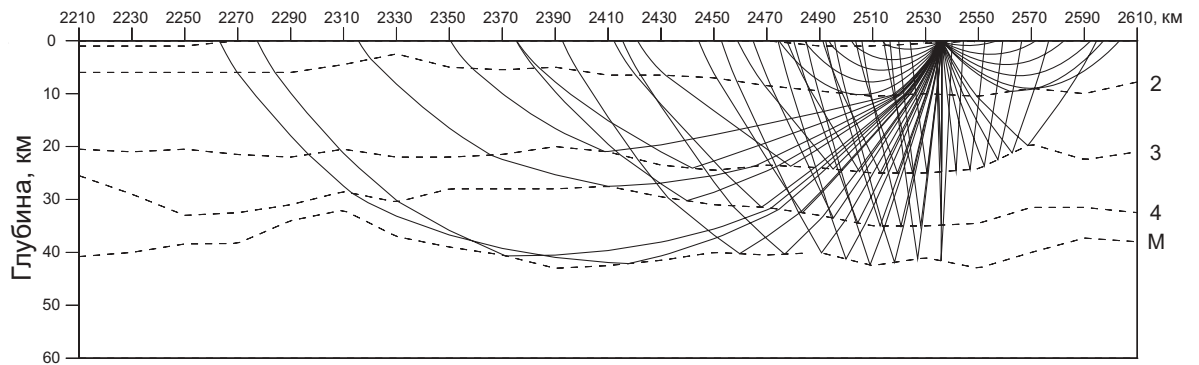
ПВ 404, S-волны



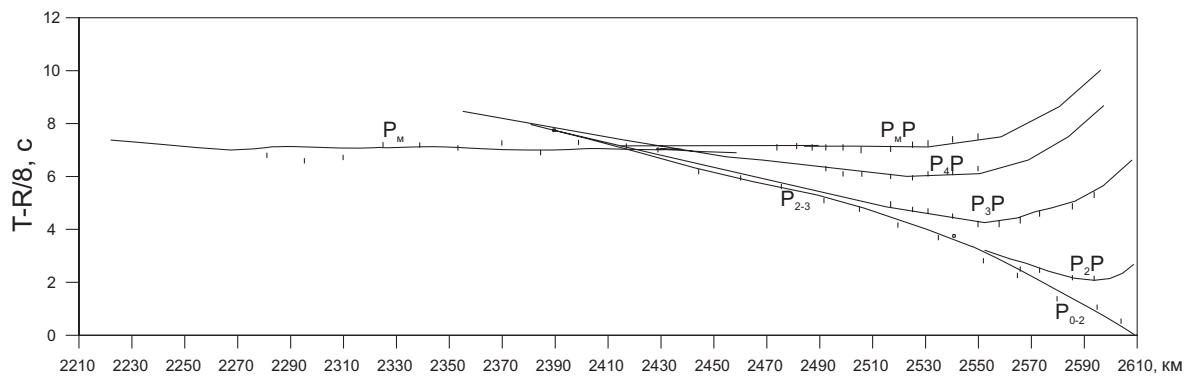
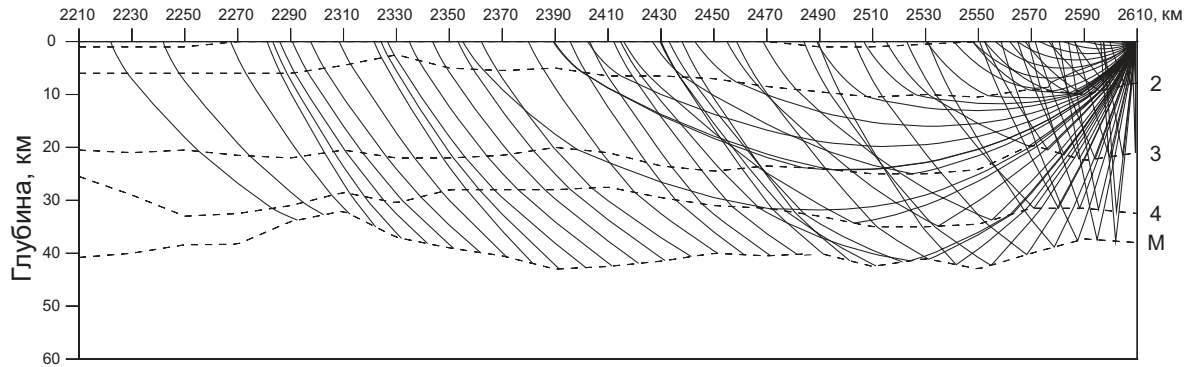
ПВ 410, Р-волны



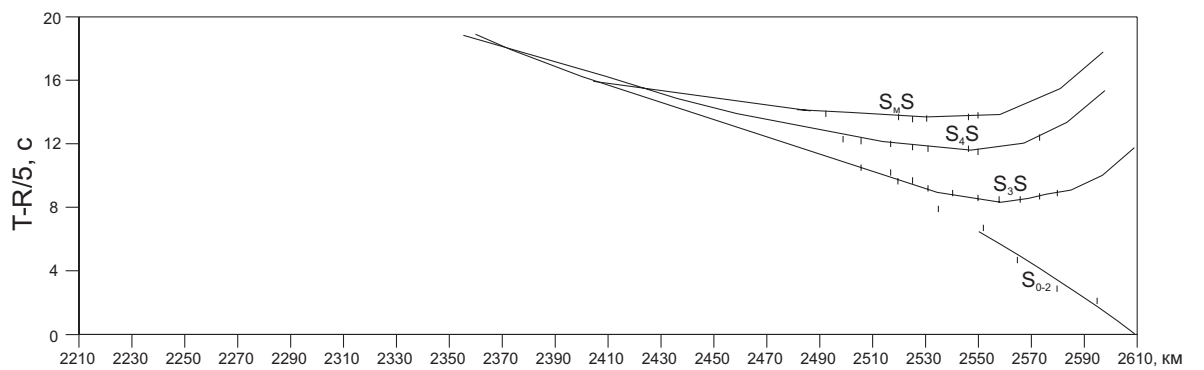
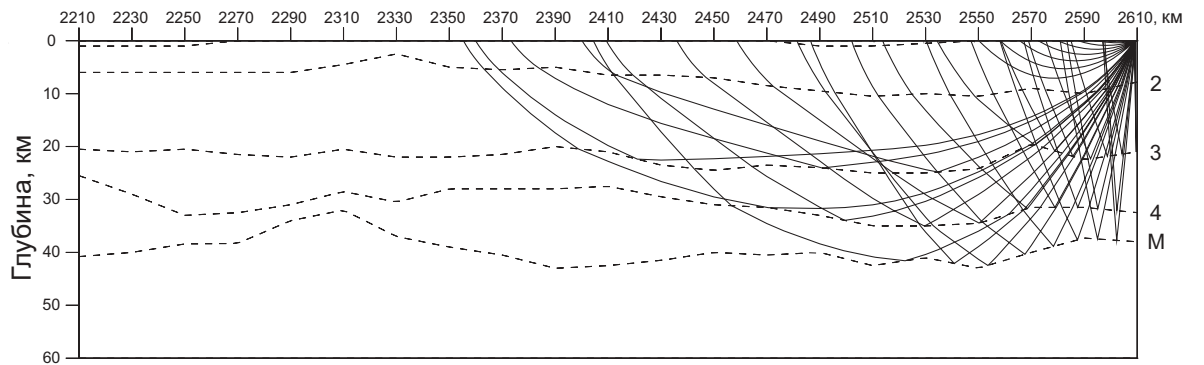
ПВ 410, S-волны



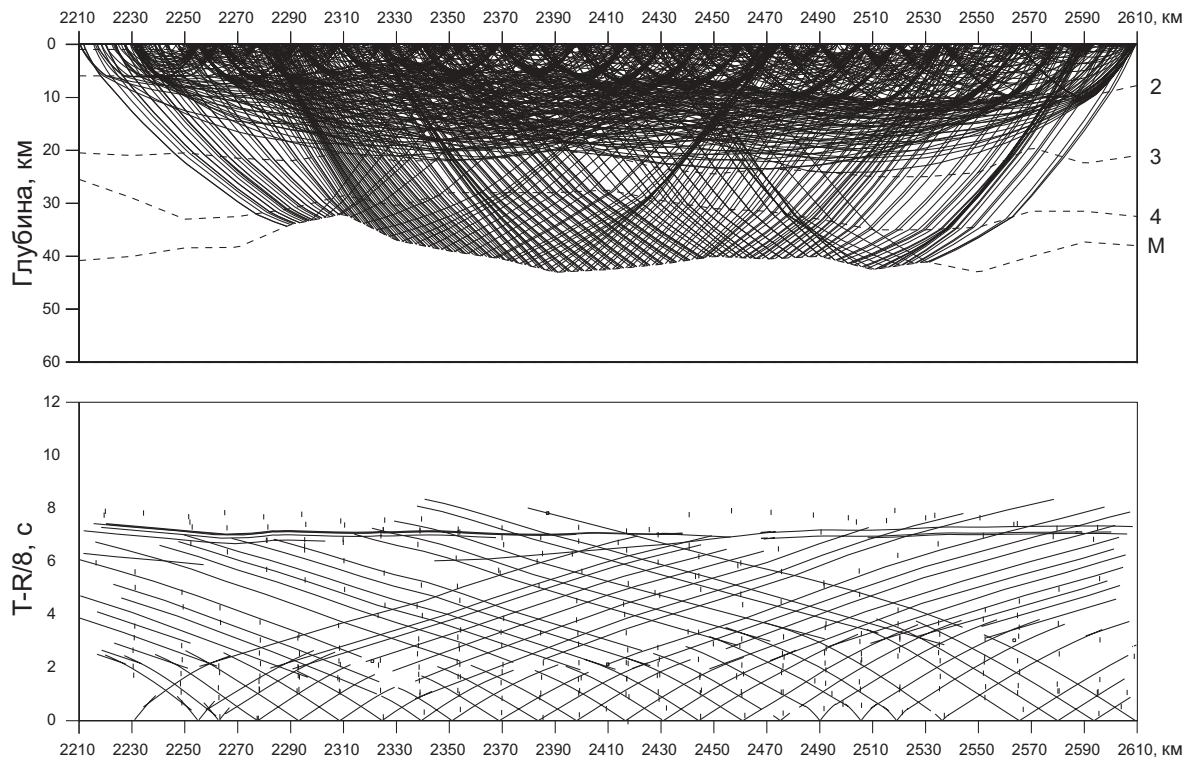
ПВ 425, Р-волны



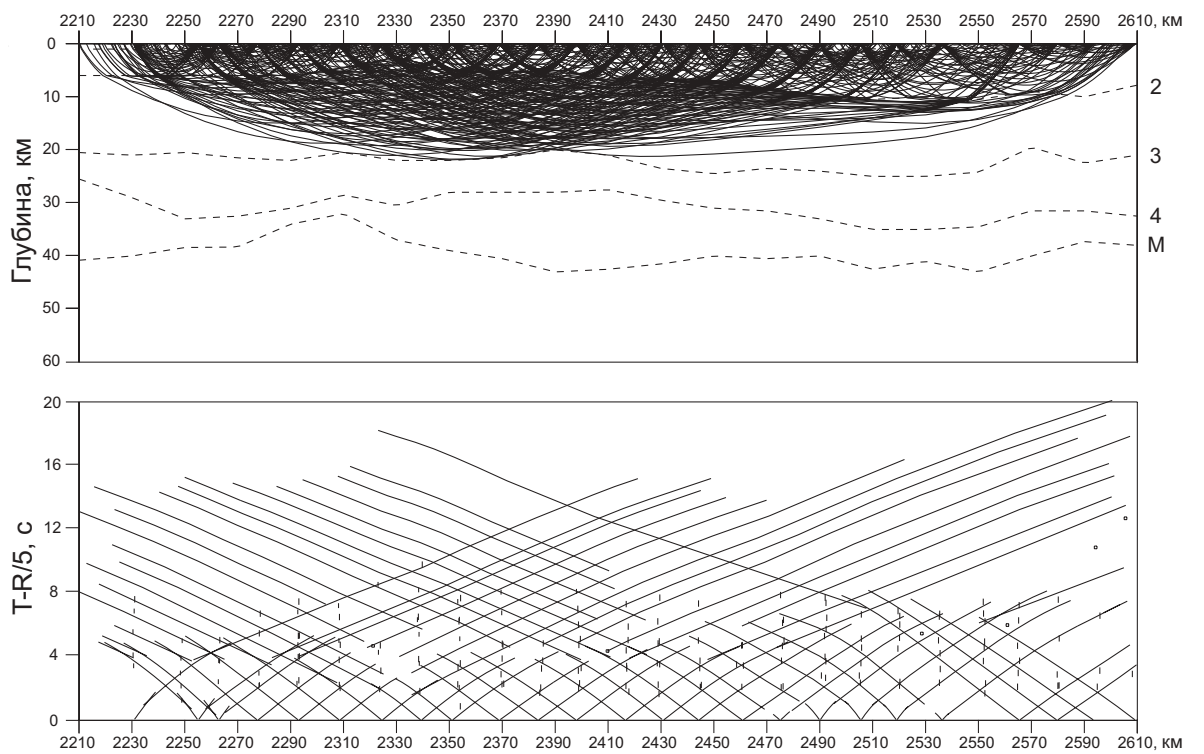
ПВ 425, S-волны



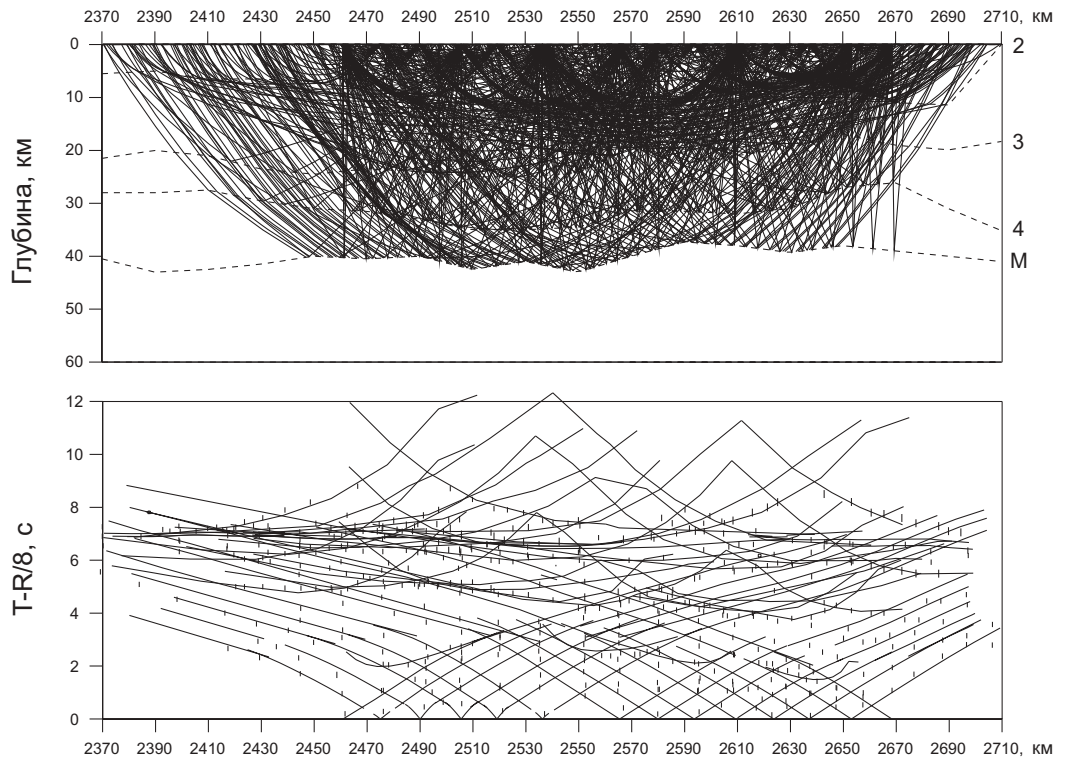
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 5)



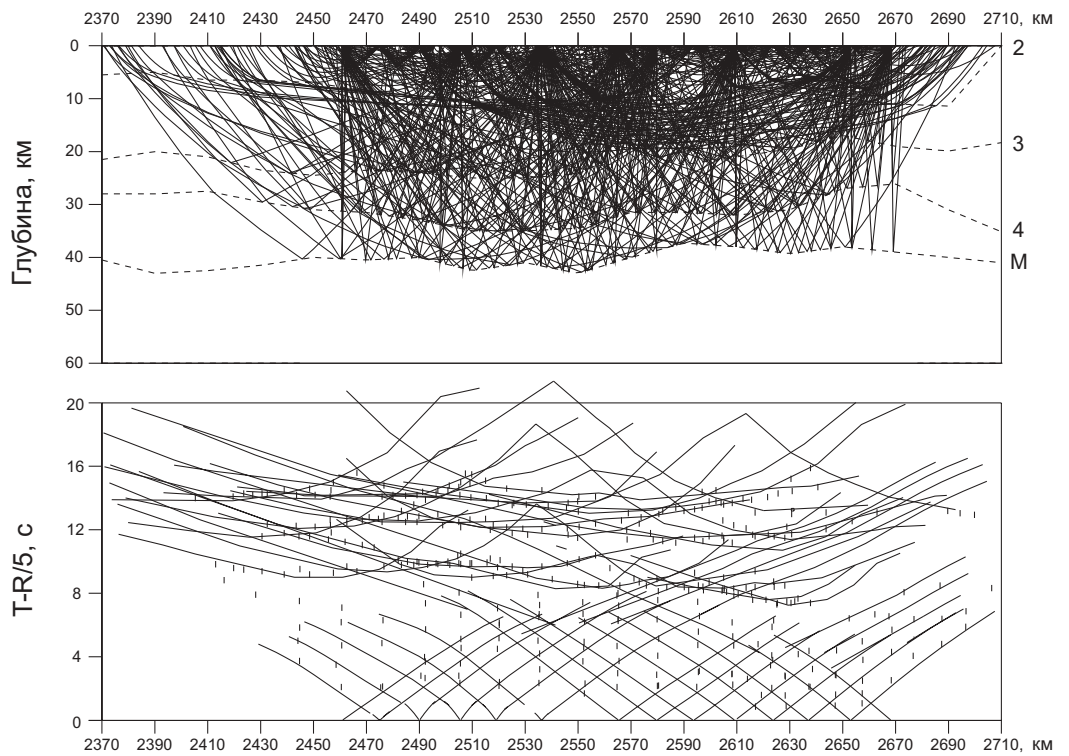
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 5)



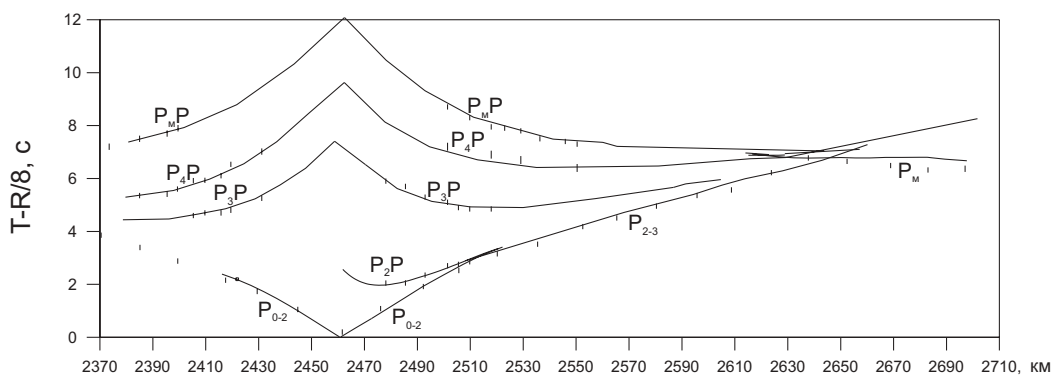
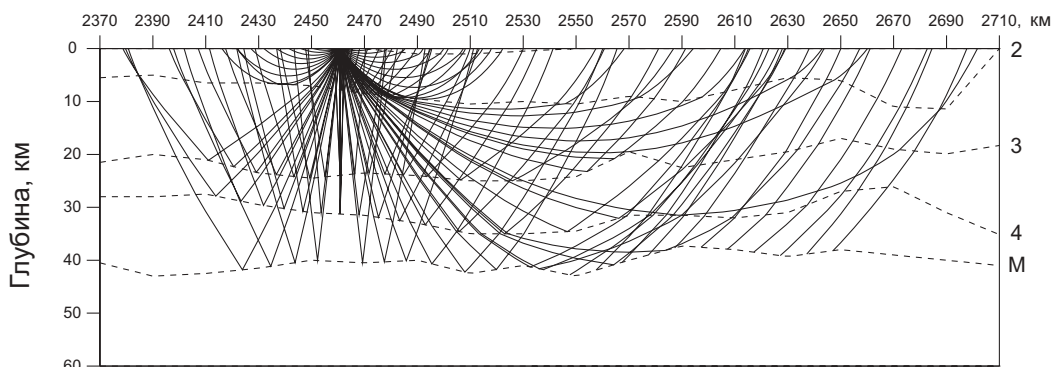
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок б)



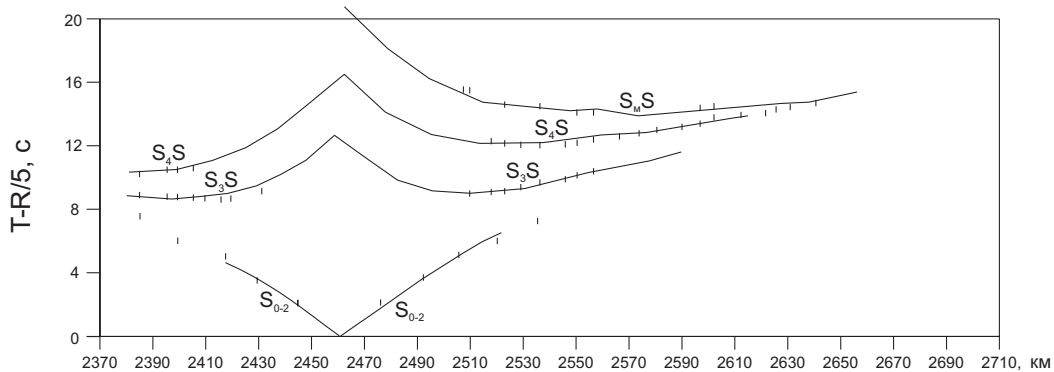
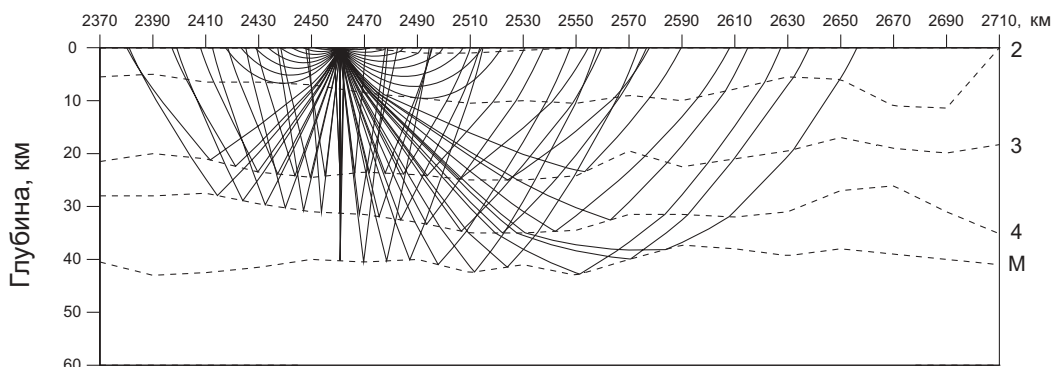
Лучи и годографы опорных S-волн (участок б)



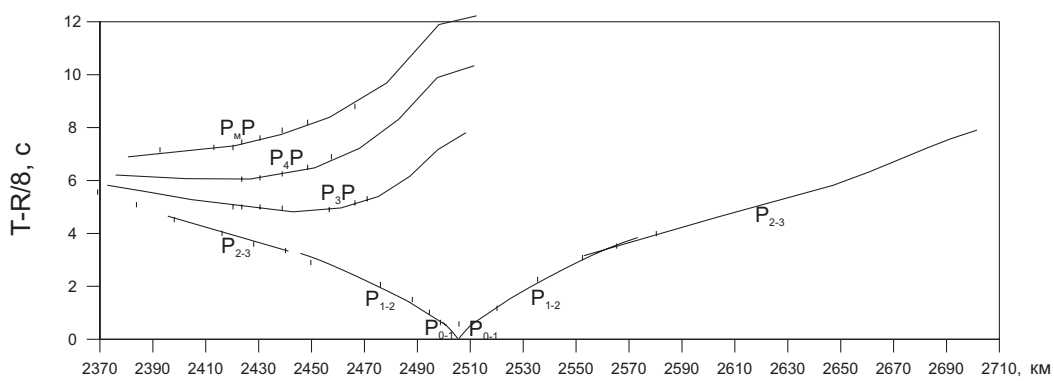
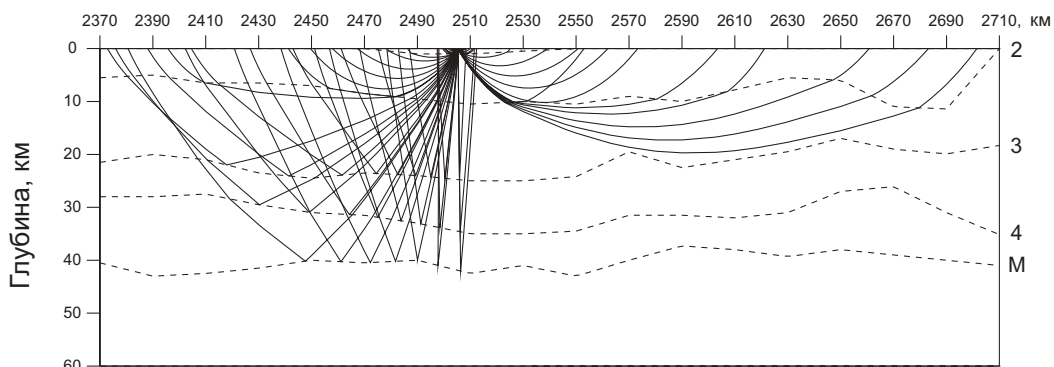
ПВ 395, Р-волны



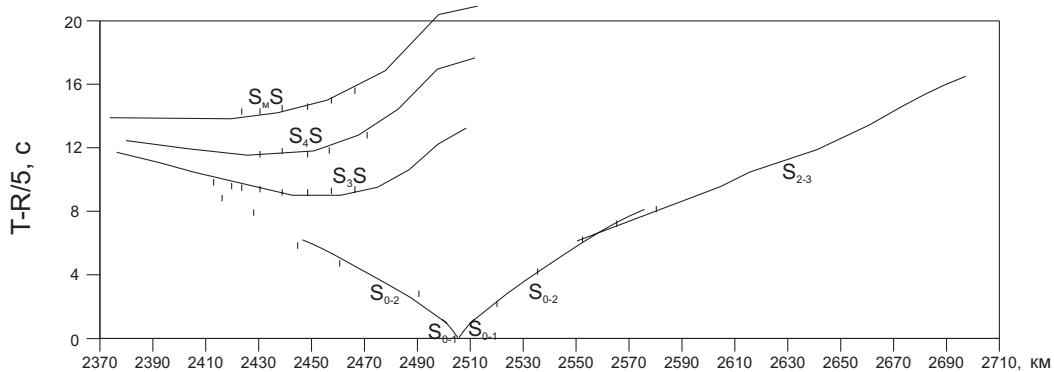
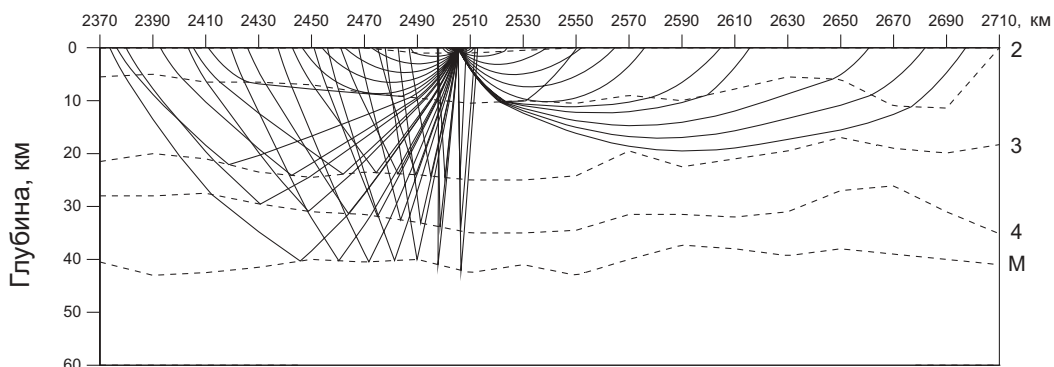
ПВ 395, S-волны



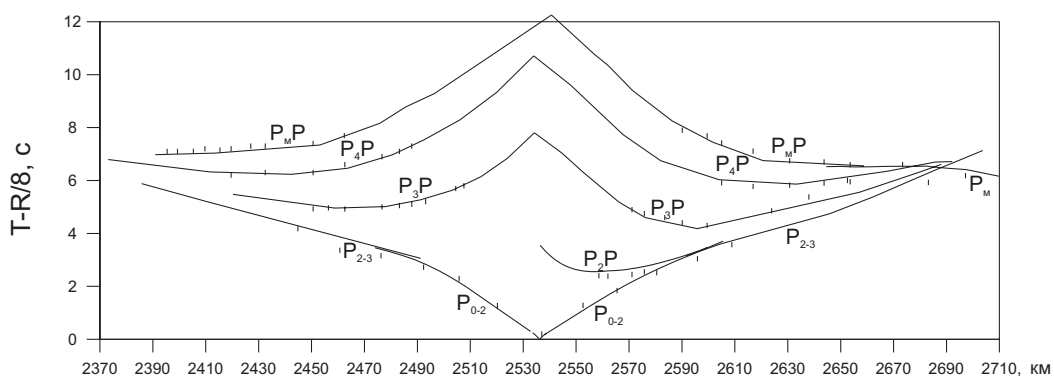
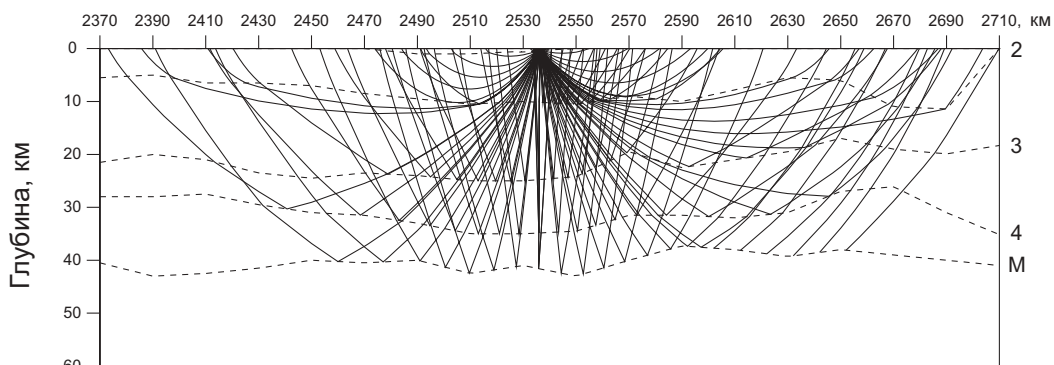
ПВ 404, Р-волны



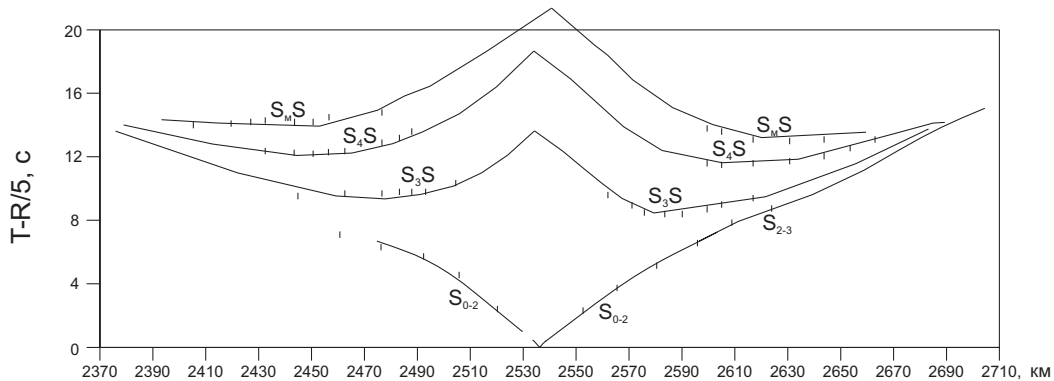
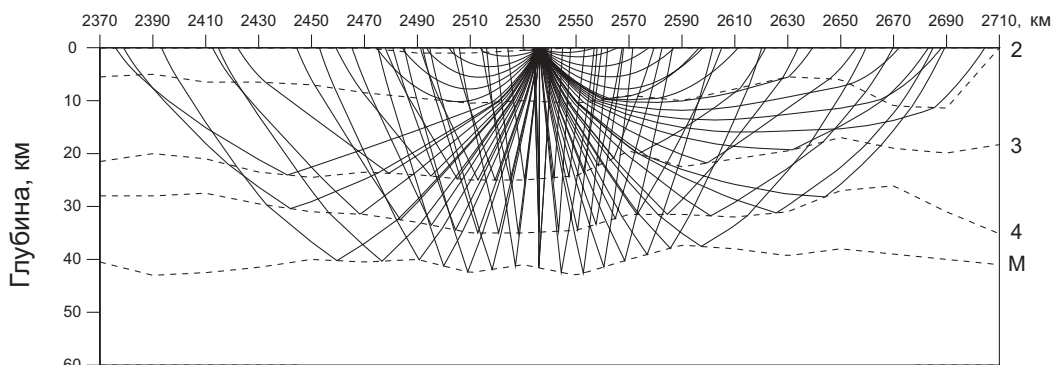
ПВ 404, S-волны



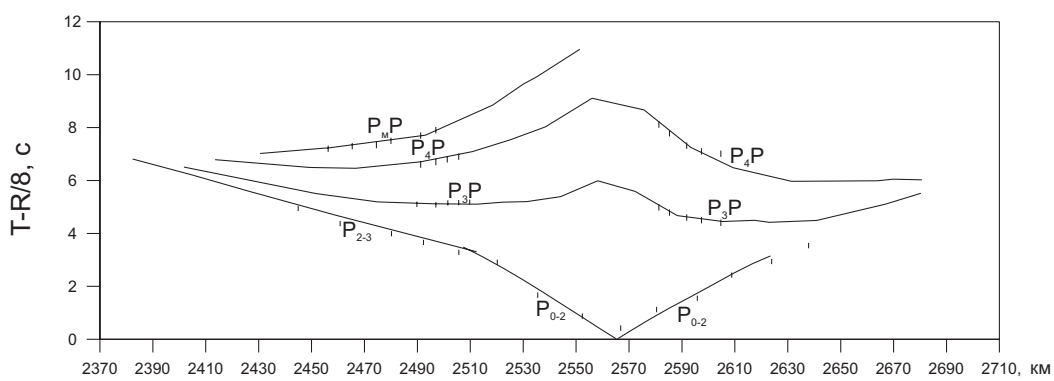
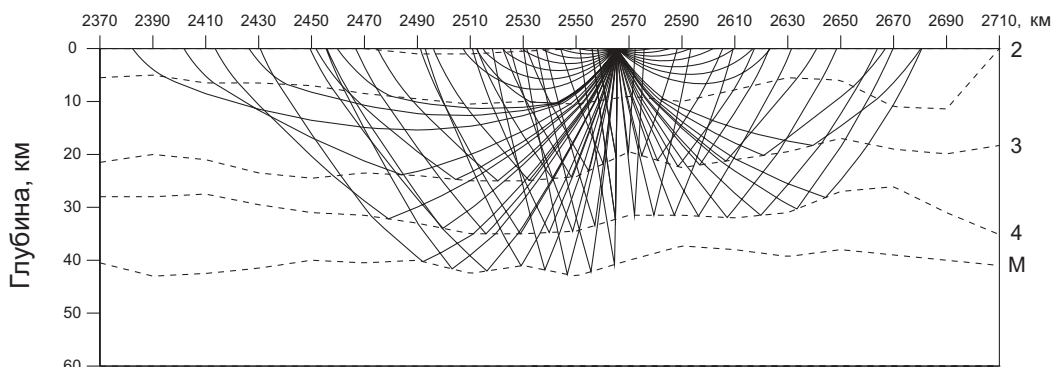
ПВ 410, Р-волны



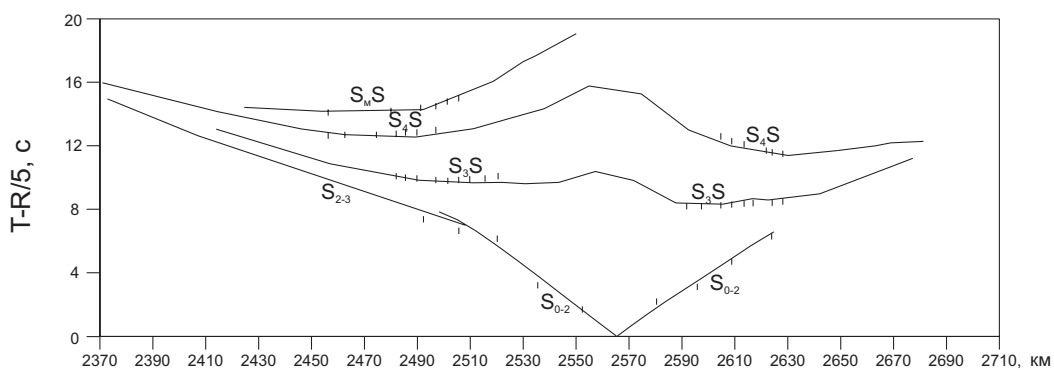
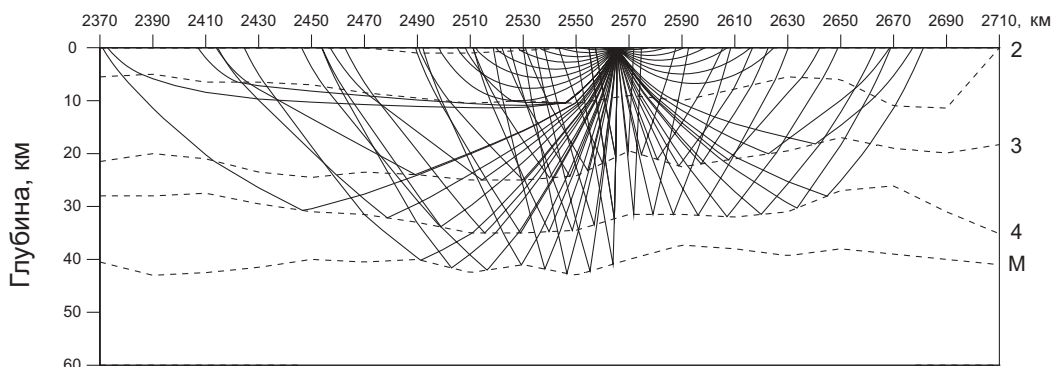
ПВ 410, S-волны



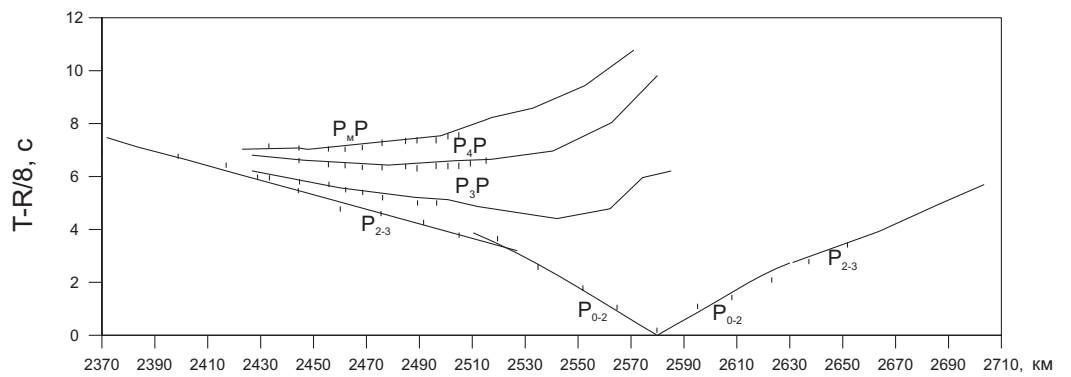
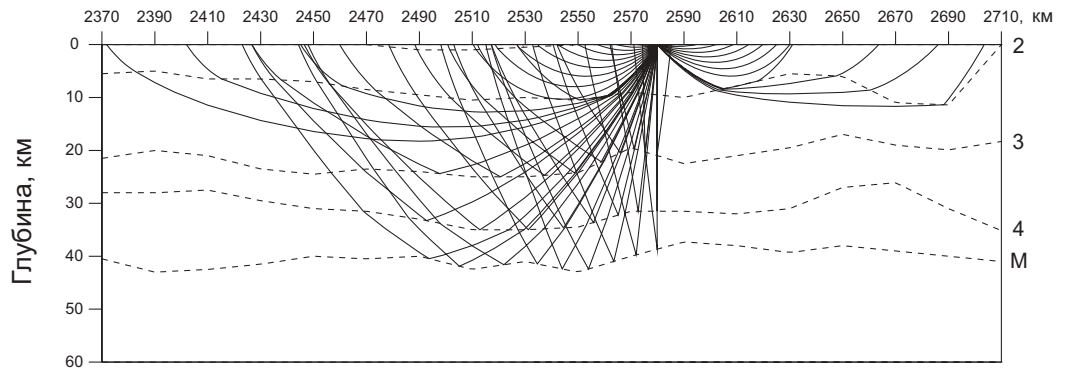
ПВ 416, Р-волны



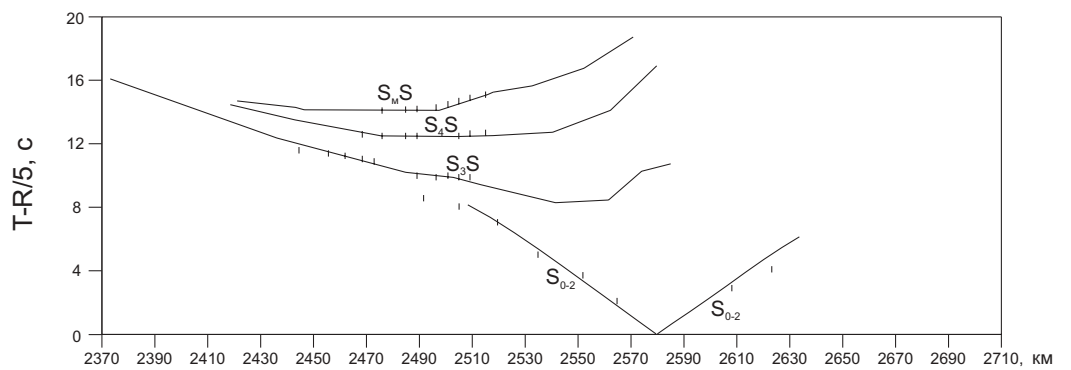
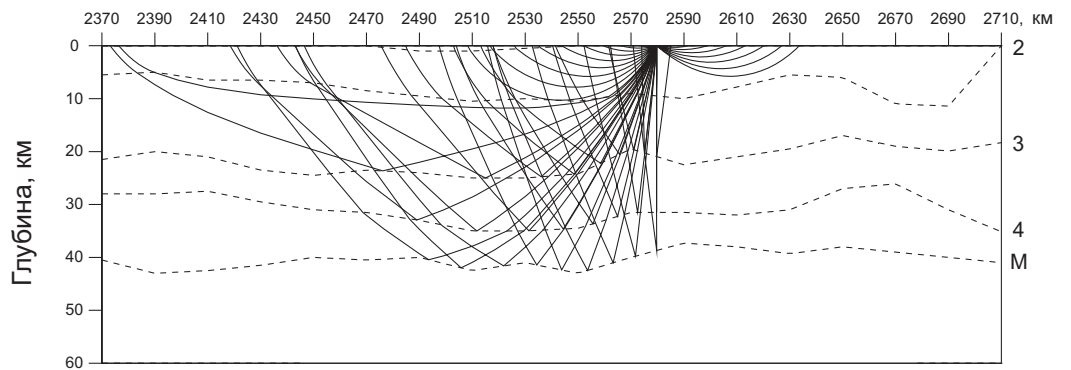
ПВ 416, S-волны



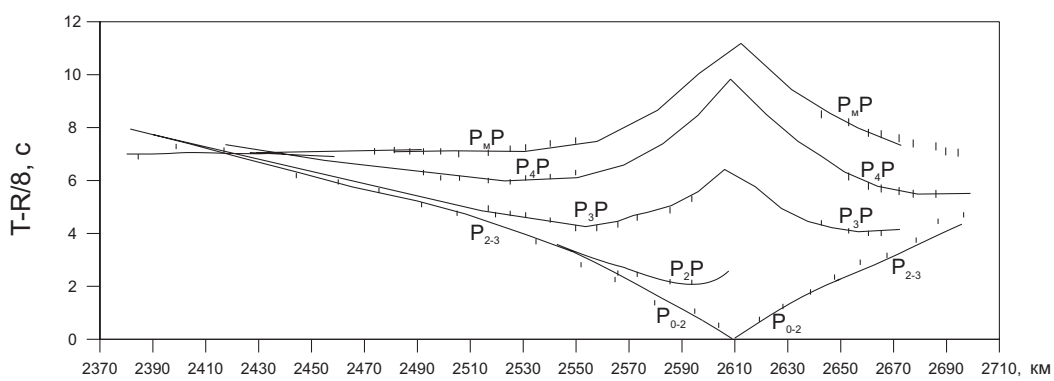
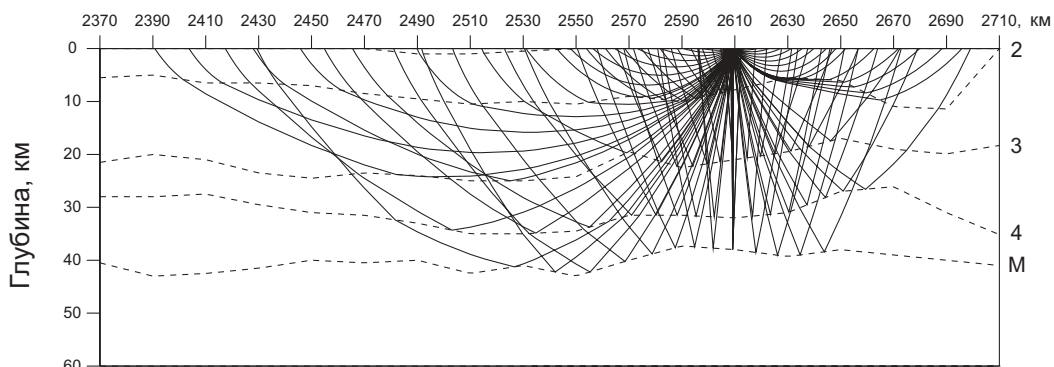
ПВ 419, Р-волны



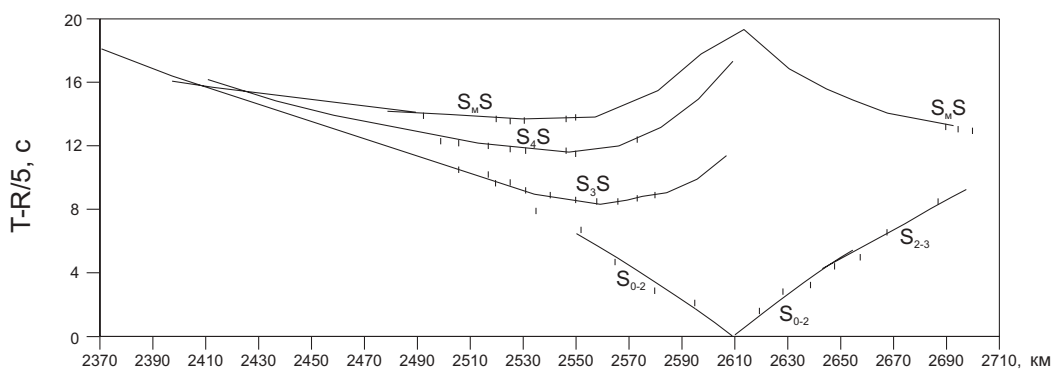
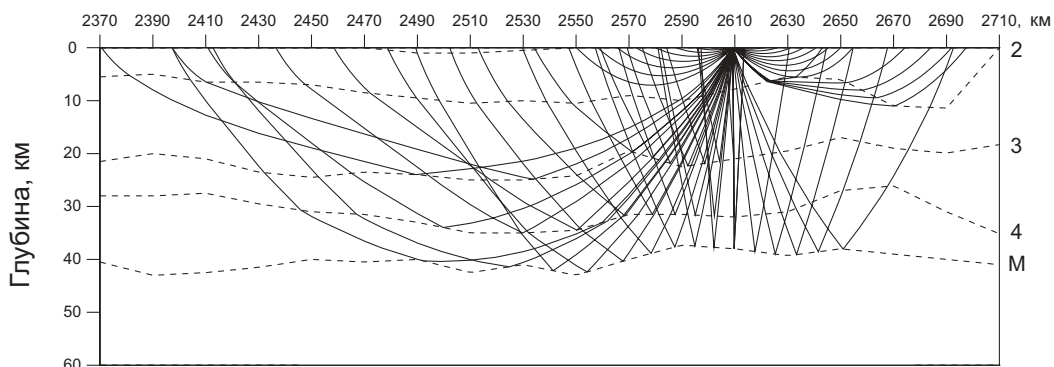
ПВ 419, S-волны



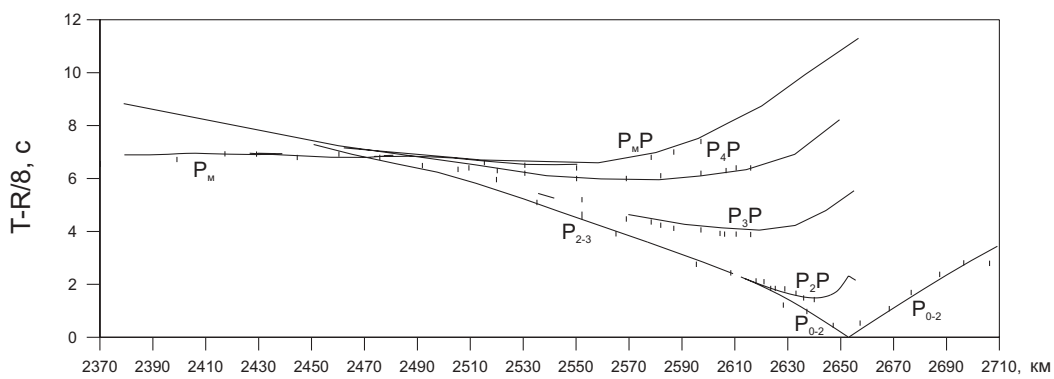
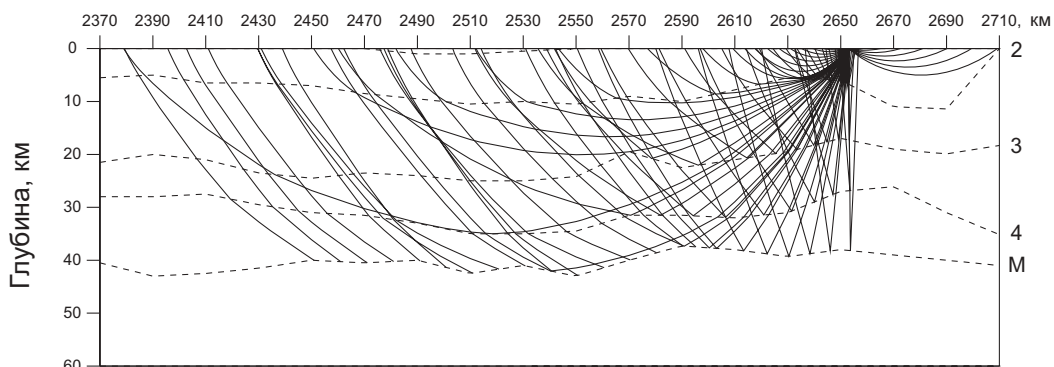
ПВ 425, Р-волны



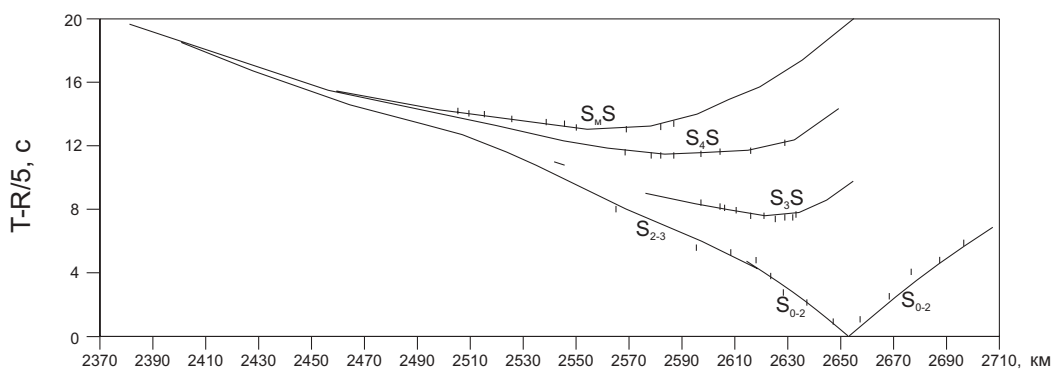
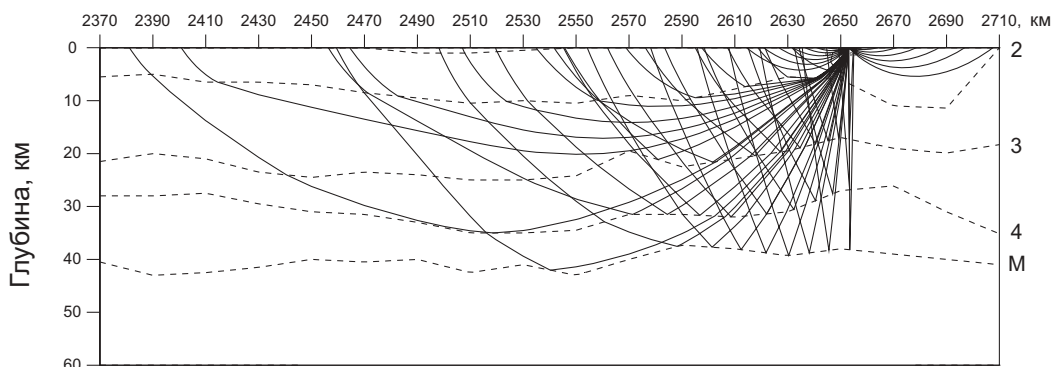
ПВ 425, S-волны



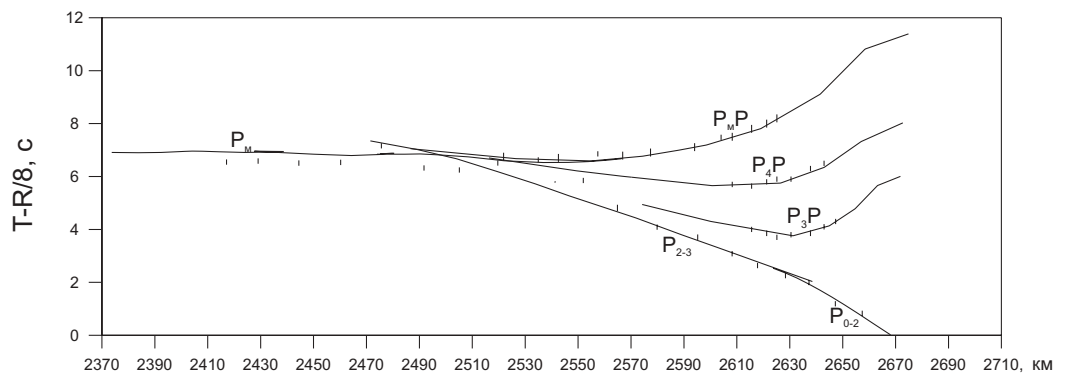
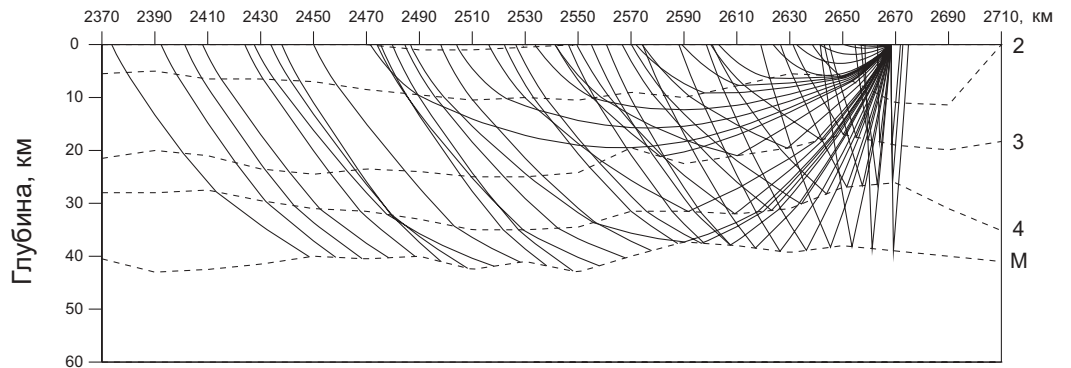
ПВ 434, Р-волны



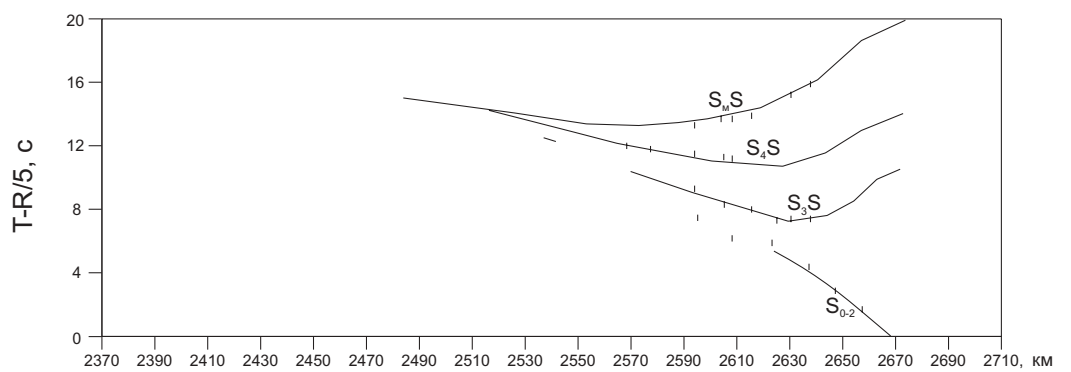
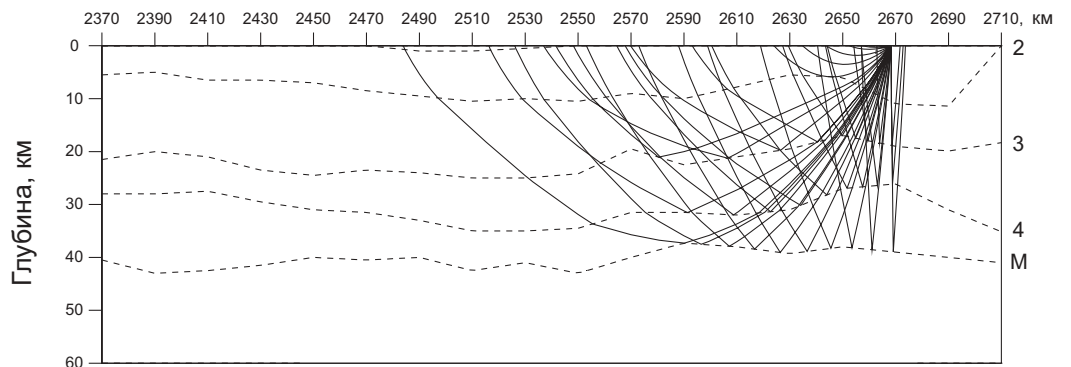
ПВ 434, S-волны



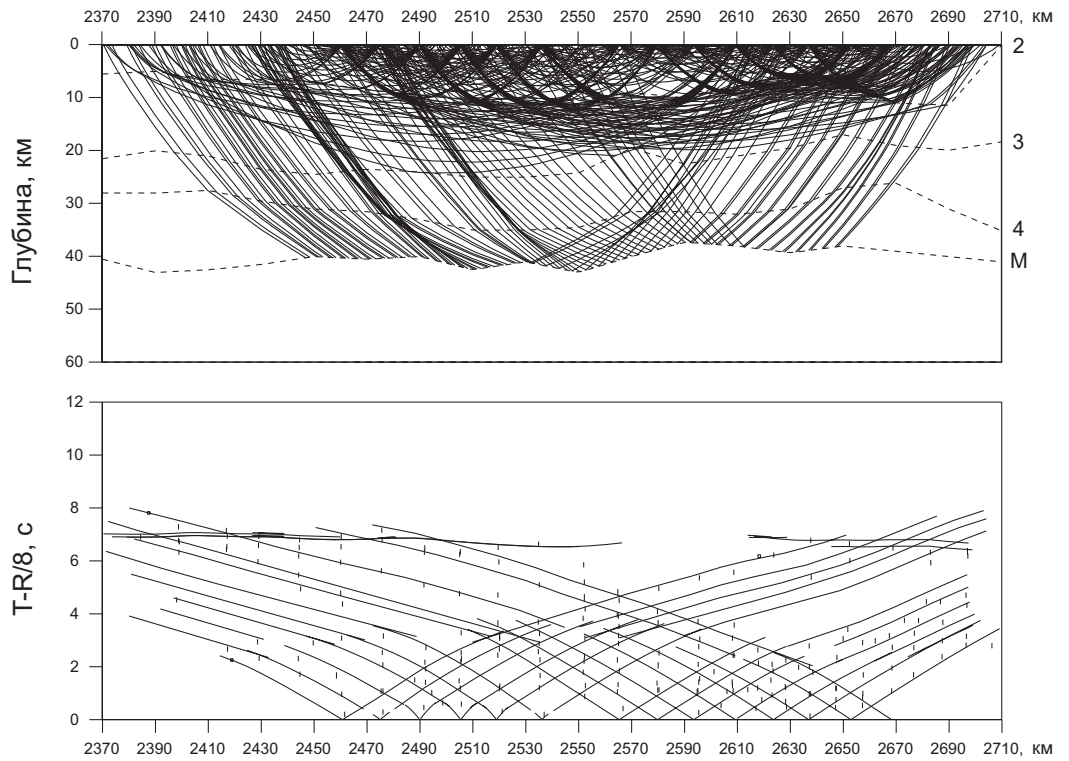
ПВ 437, Р-волны



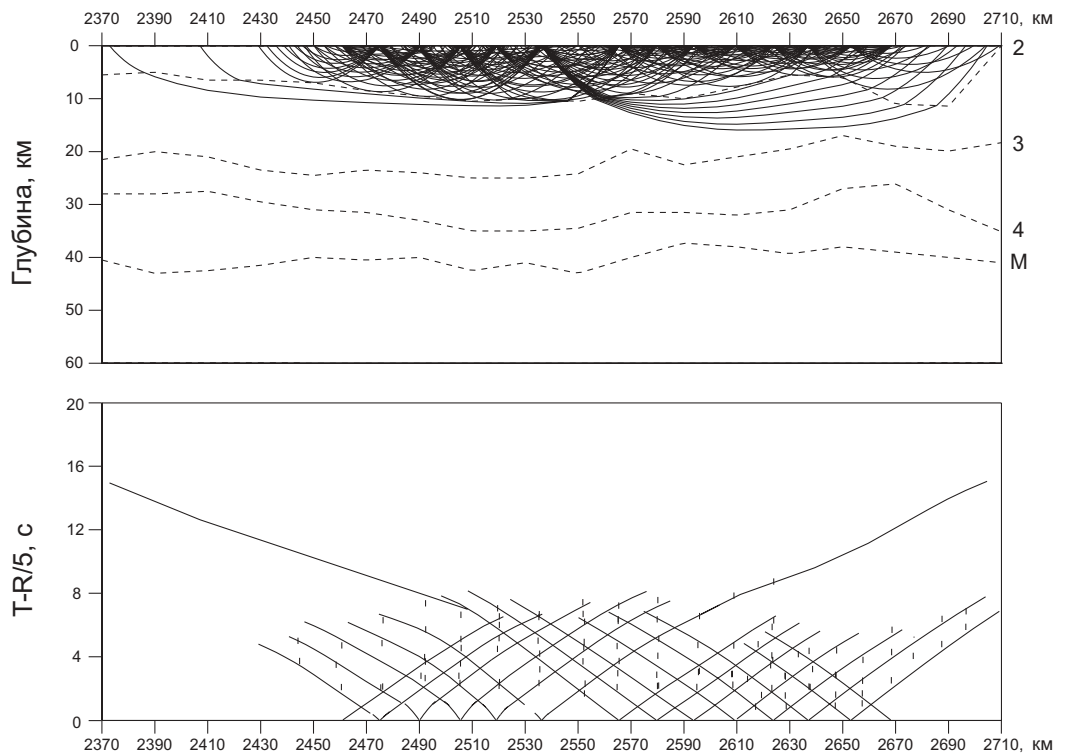
ПВ 437, S-волны



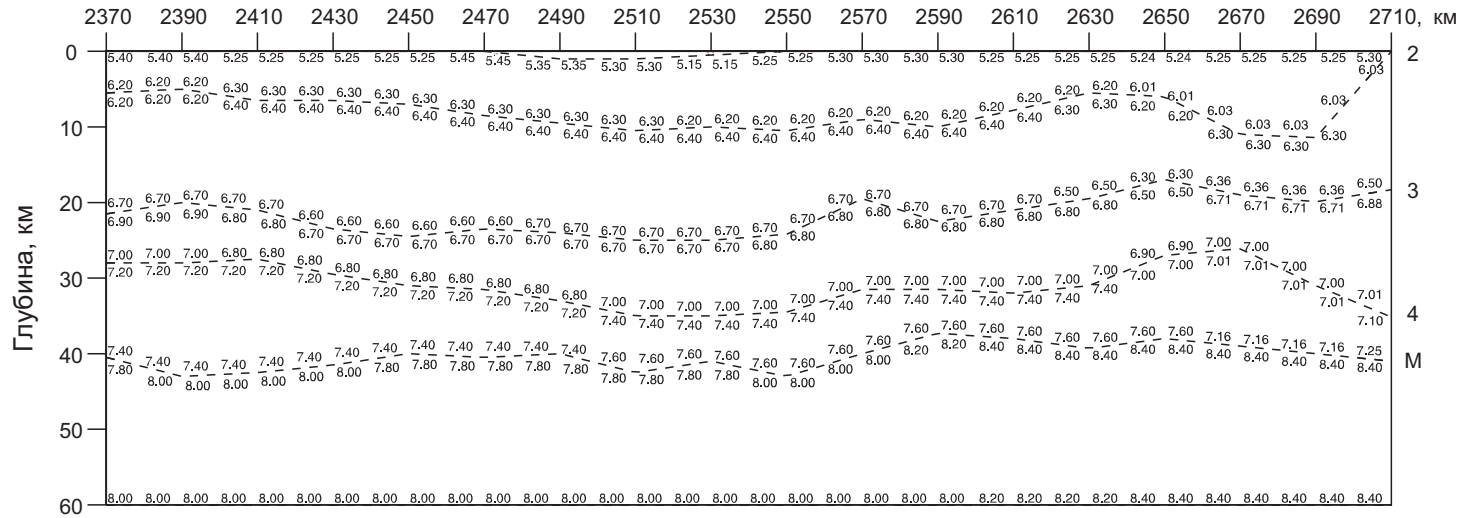
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 6)



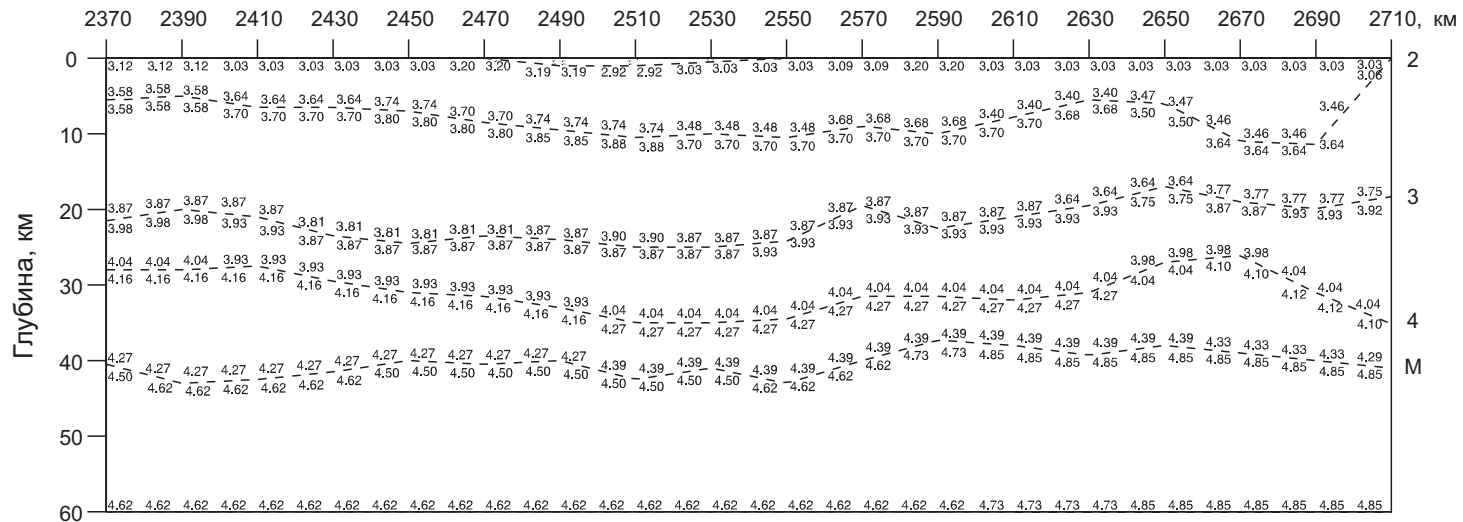
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 6)



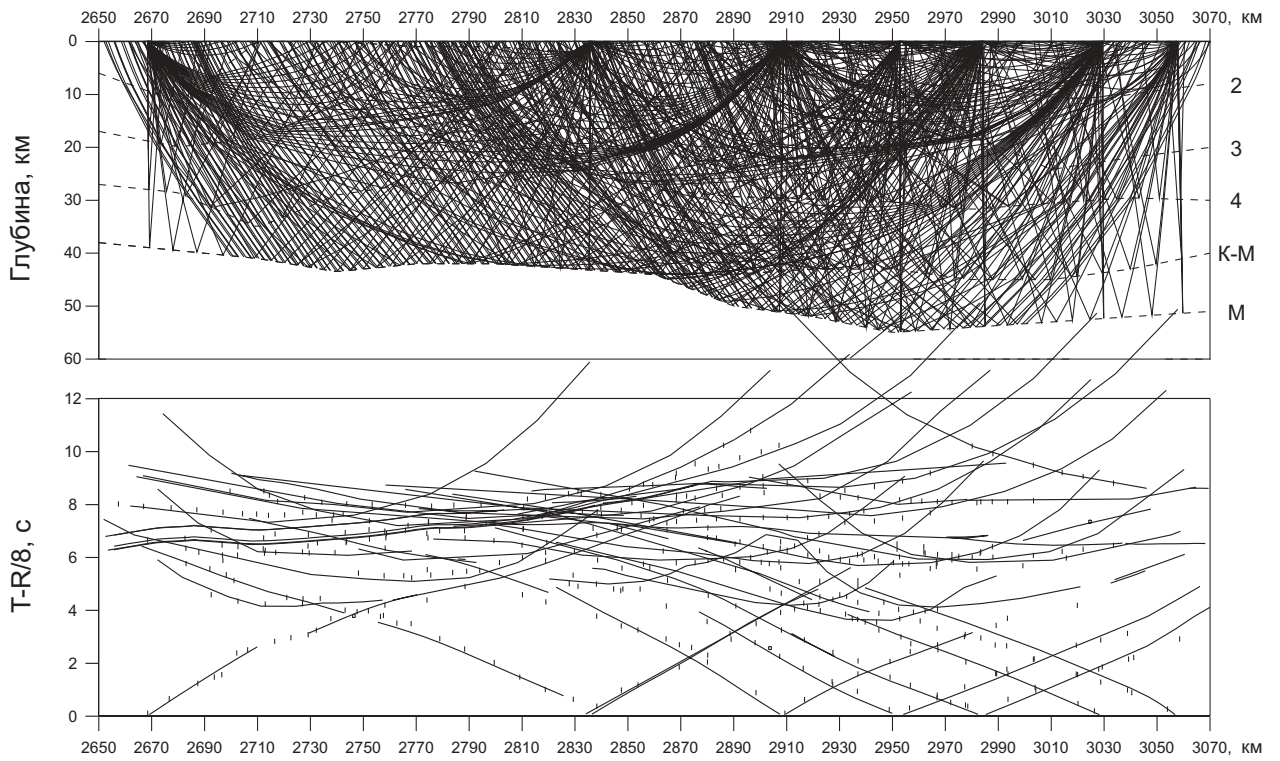
Скоростная модель, Р-волны (участок б)



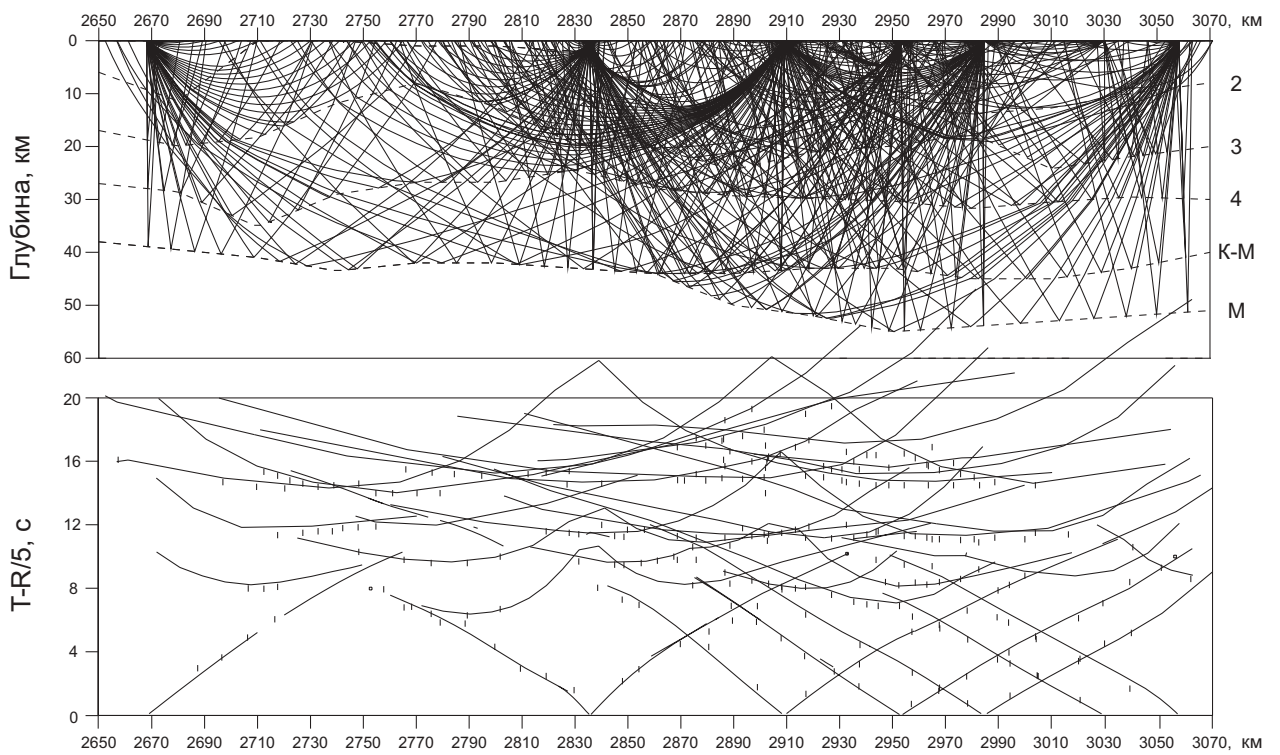
Скоростная модель, S-волны (участок б)



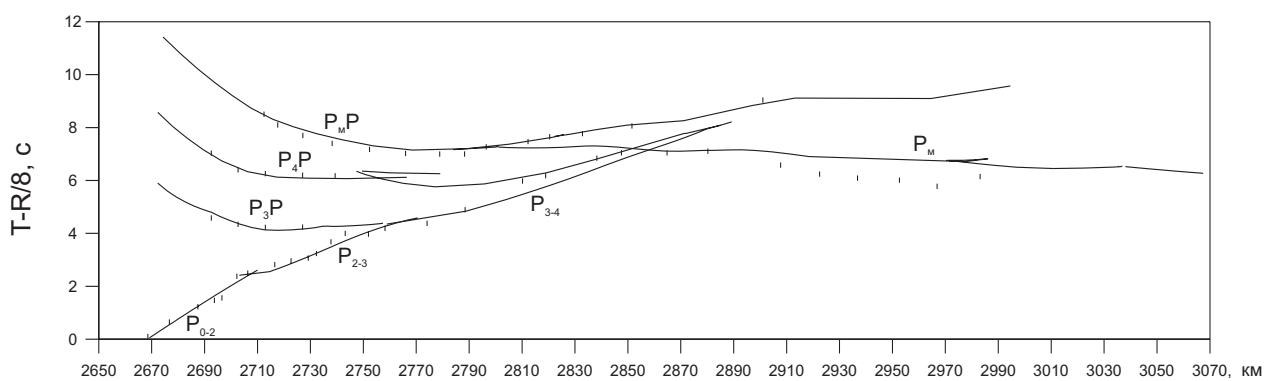
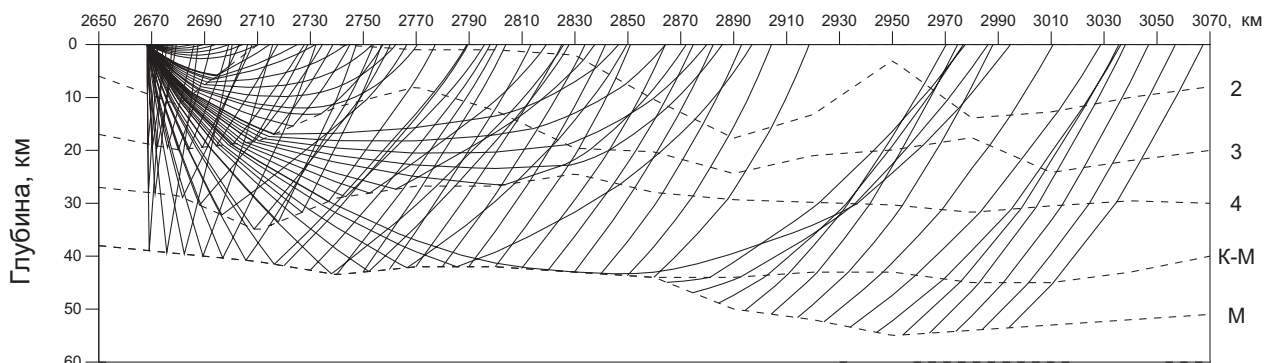
Лучи и годографы опорных Р-волн (участок 7)



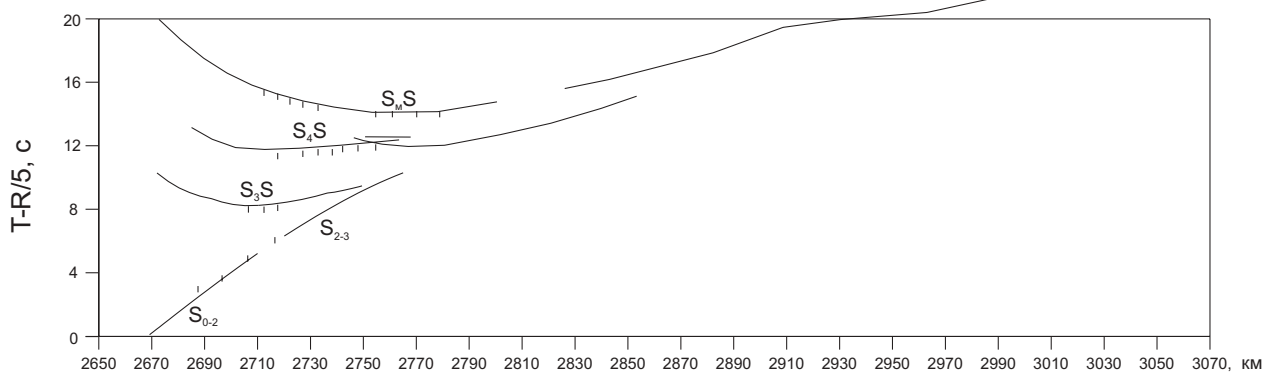
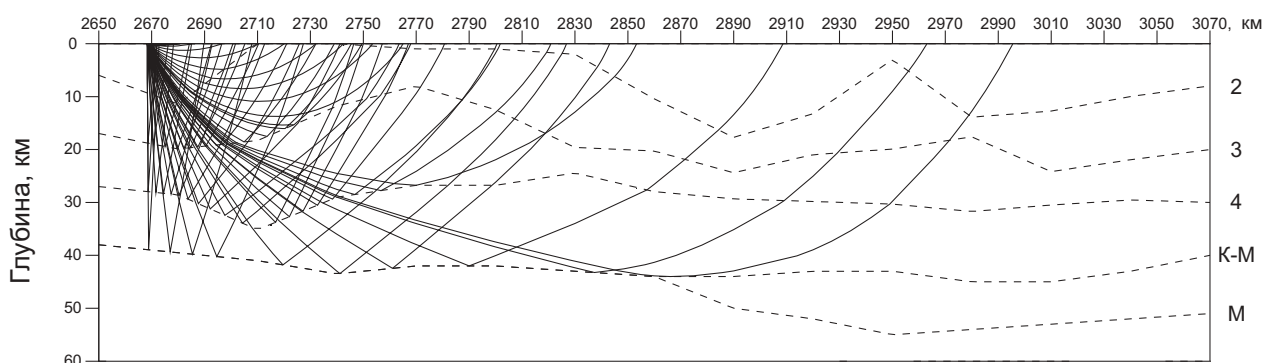
Лучи и годографы опорных S-волн (участок 7)



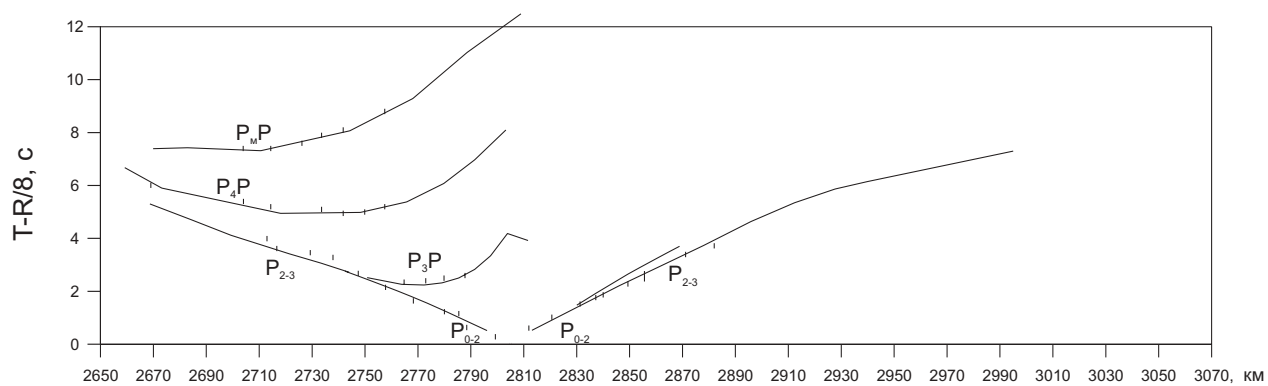
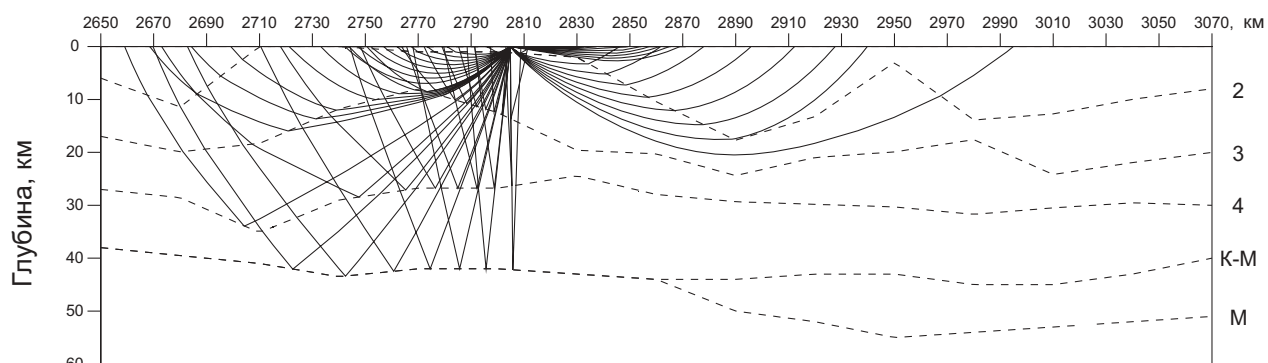
ПВ 437, Р-волны



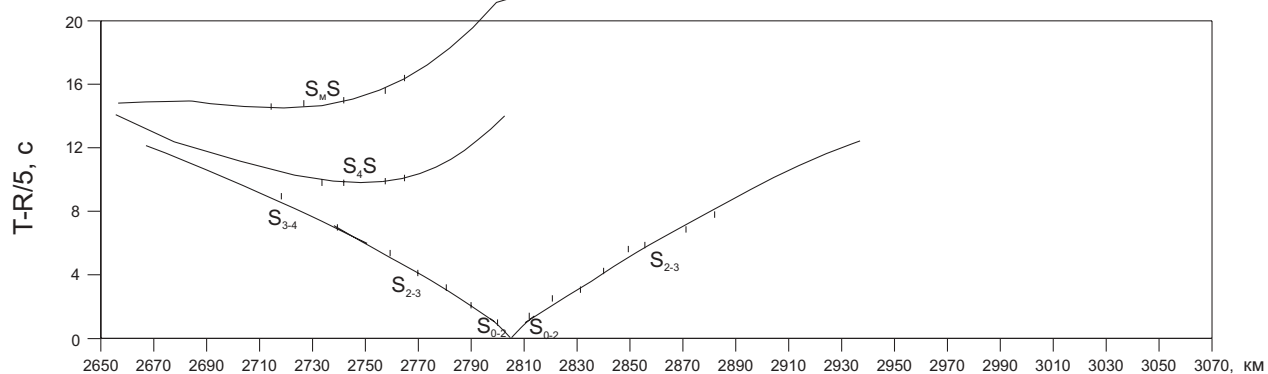
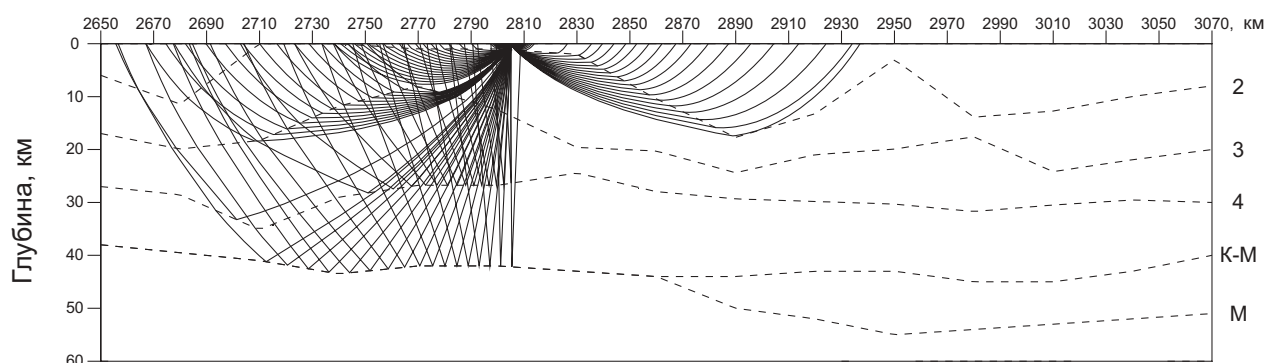
ПВ 437, S-волны



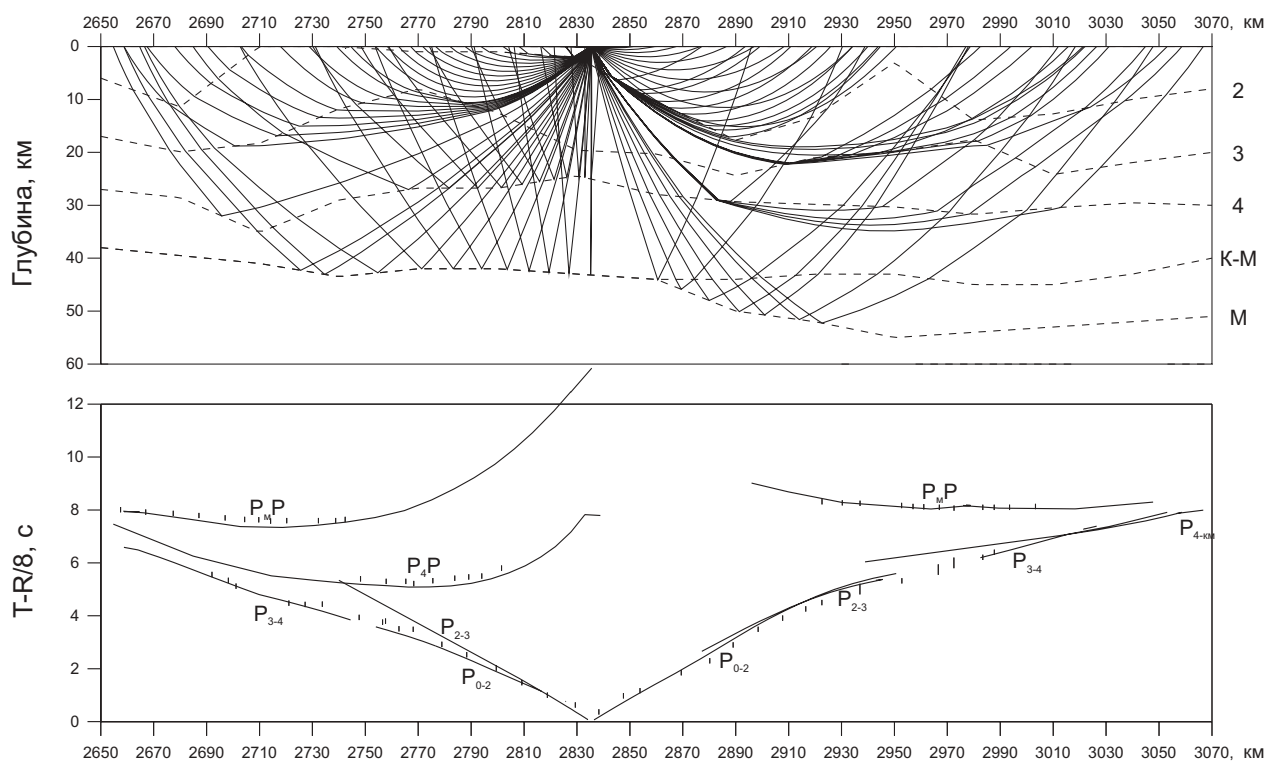
ПВ 464, Р-волны



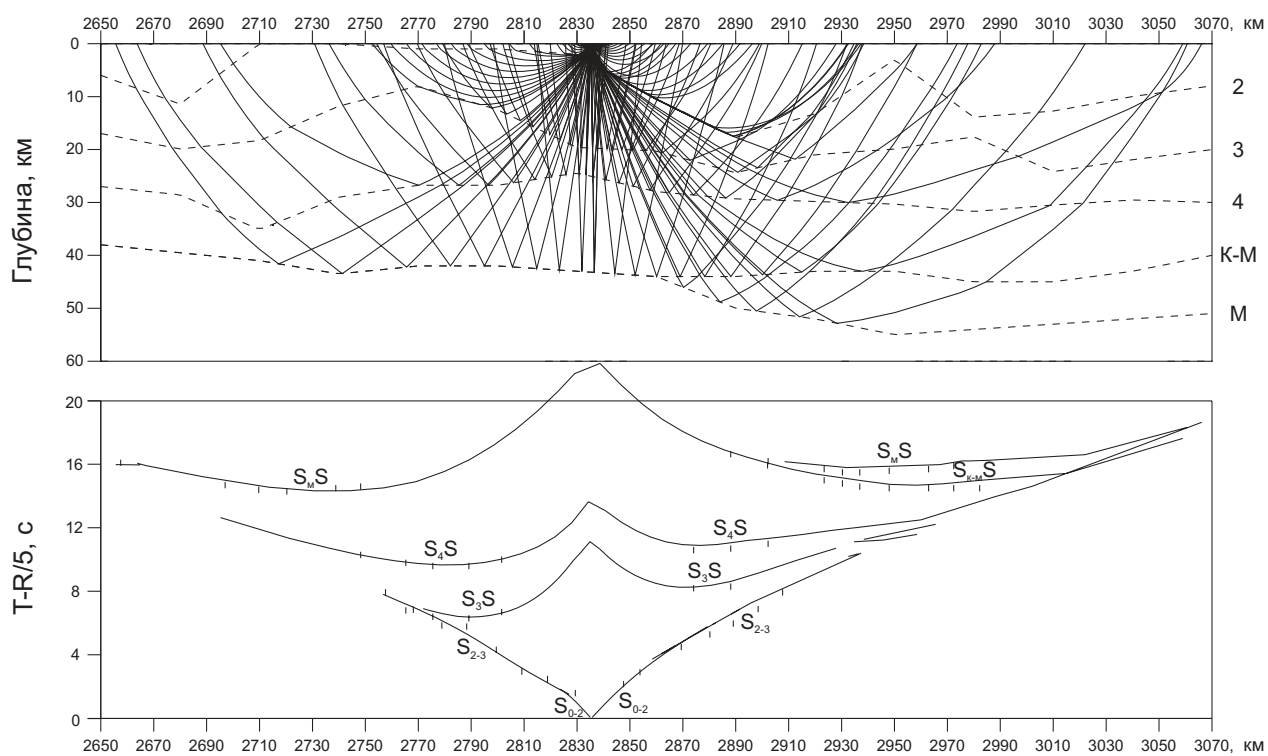
ПВ 464, S-волны



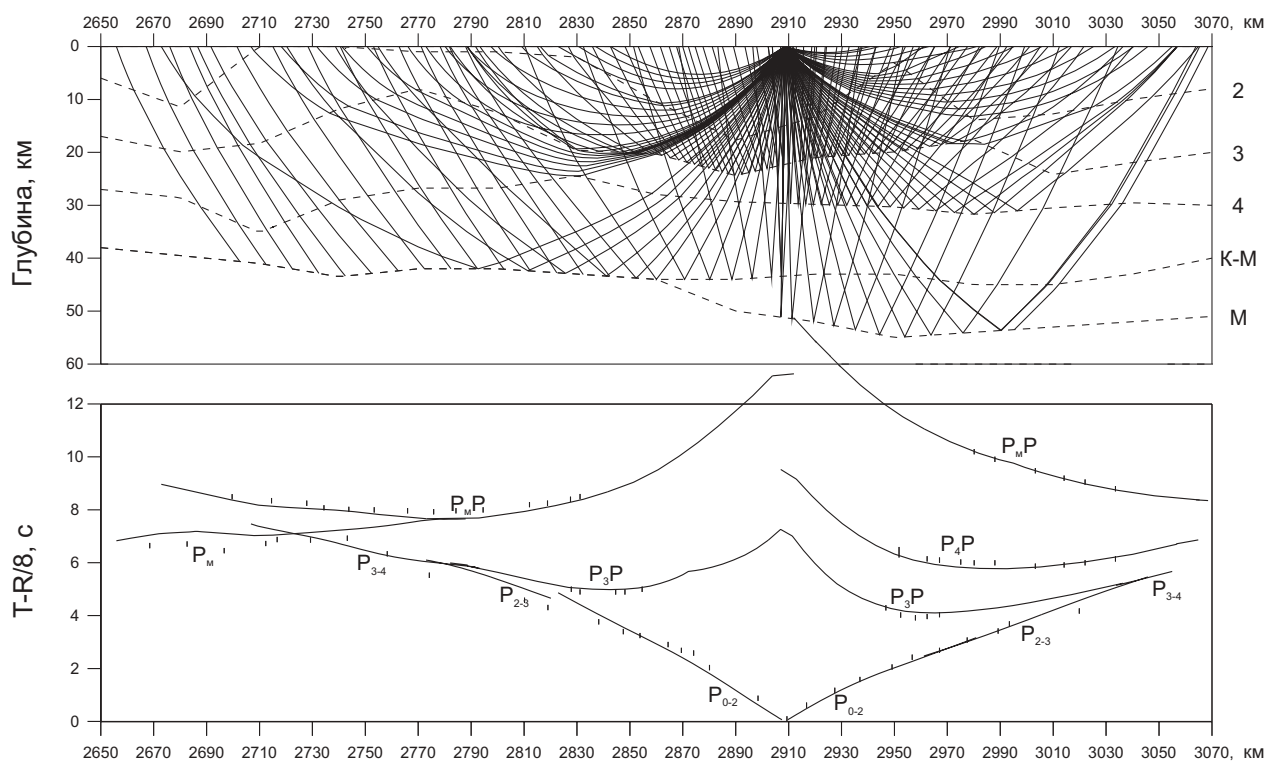
ПВ 470, Р-волны



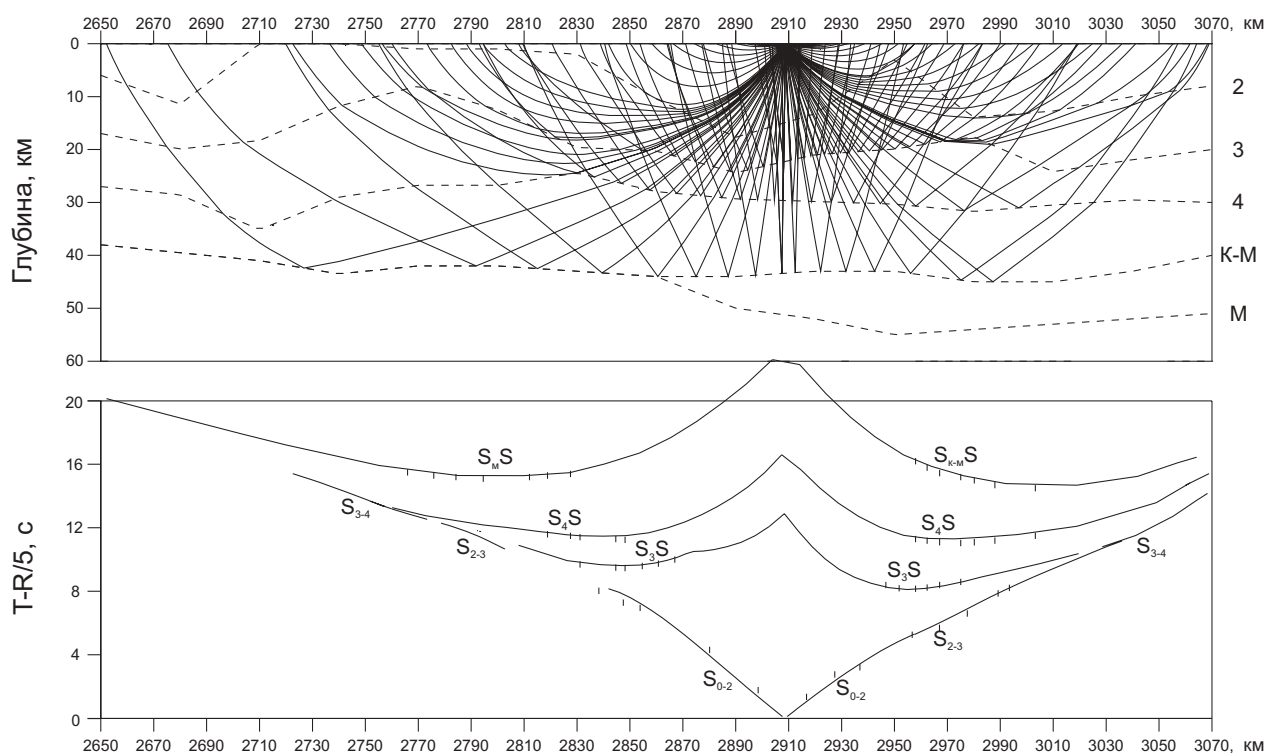
ПВ 470, S-волны



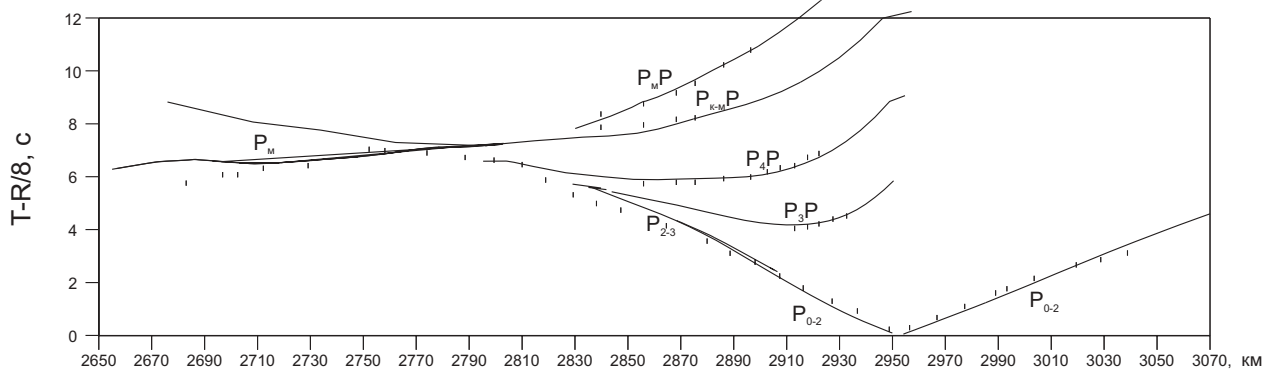
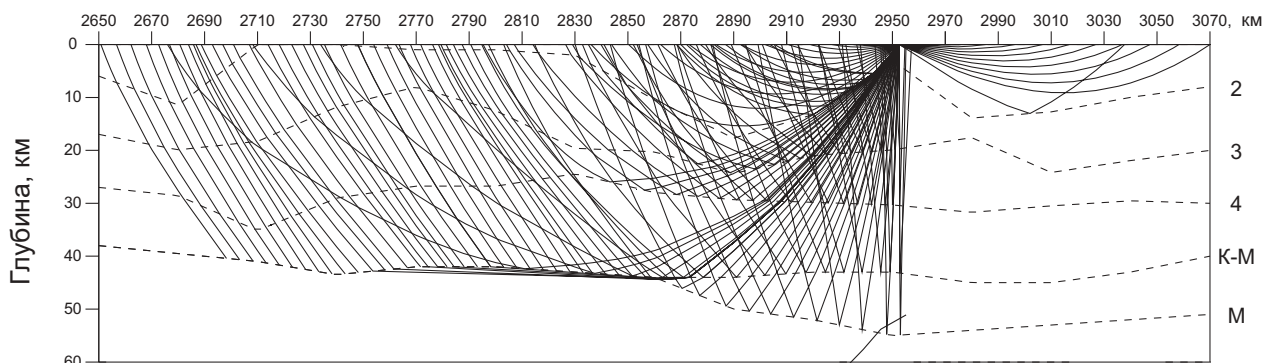
ПВ 485, Р-волны



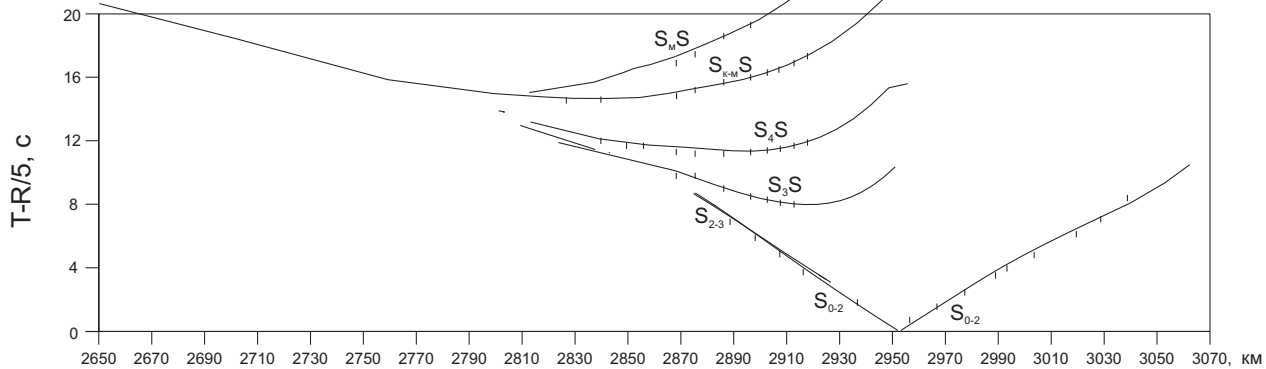
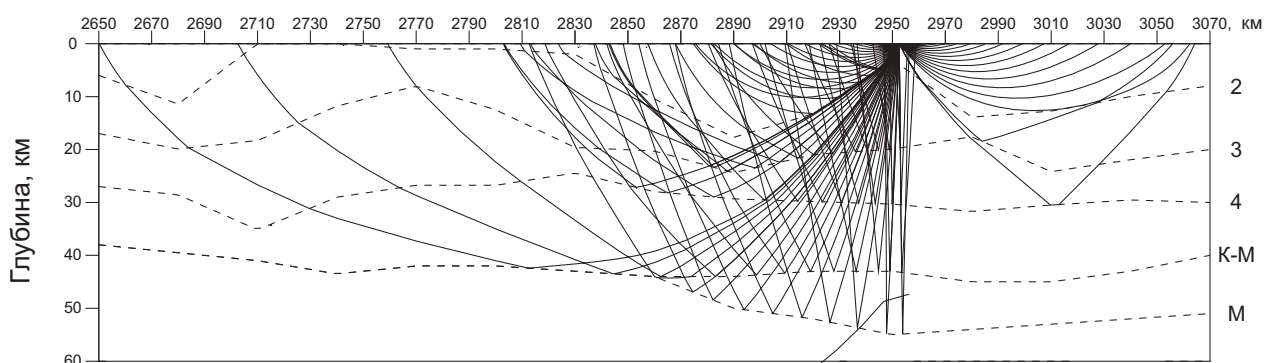
ПВ 485, S-волны



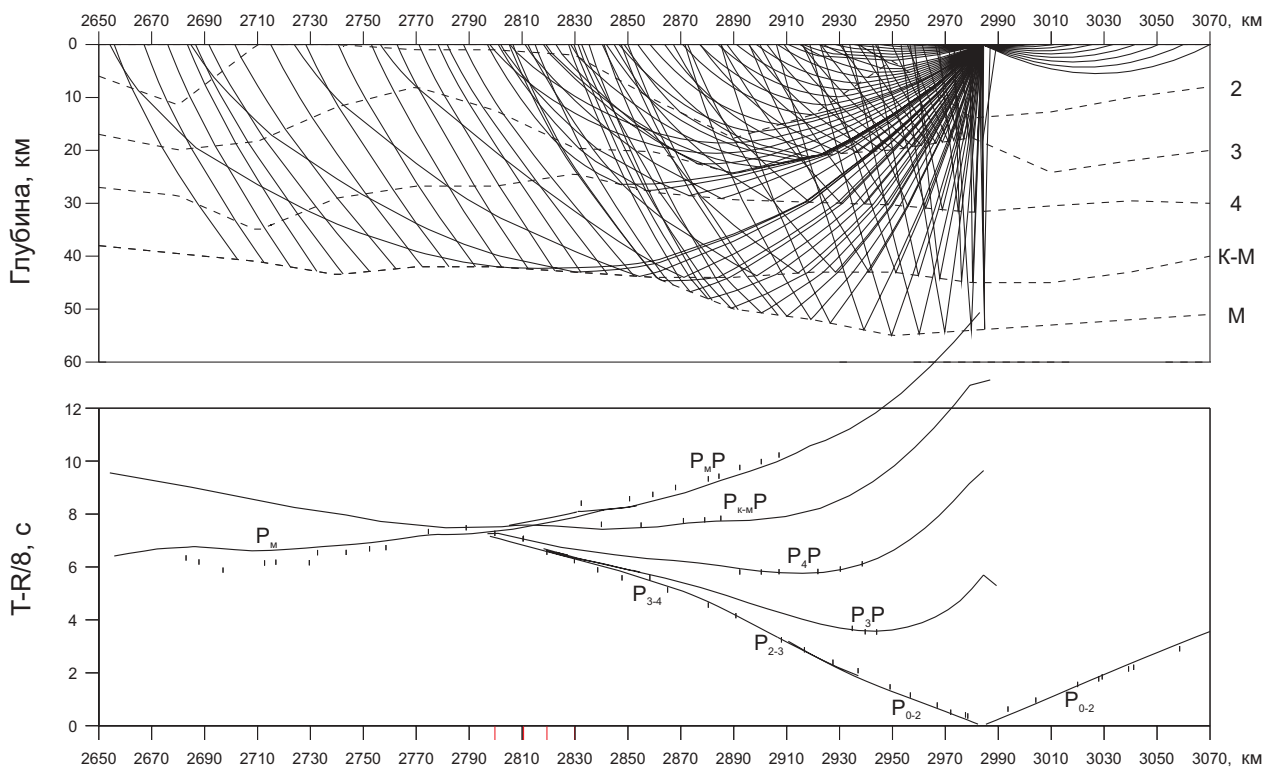
ПВ 494, Р-волны



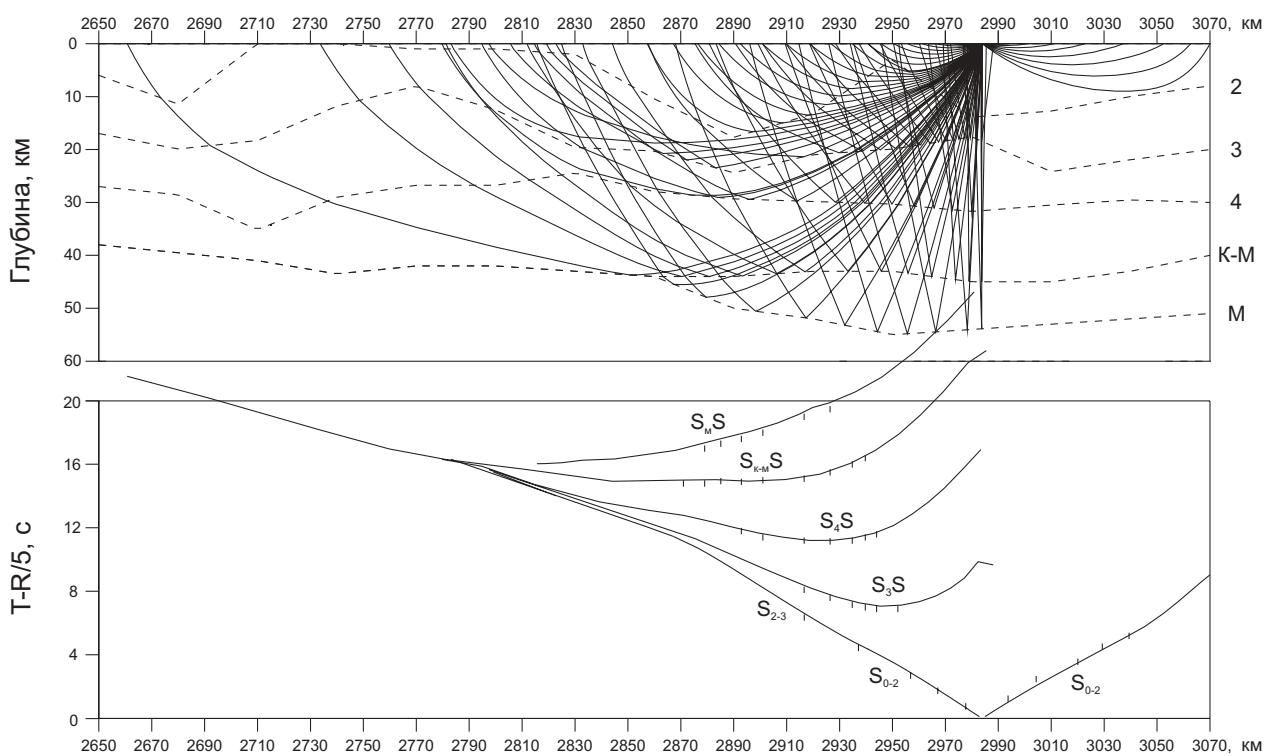
ПВ 494, S-волны



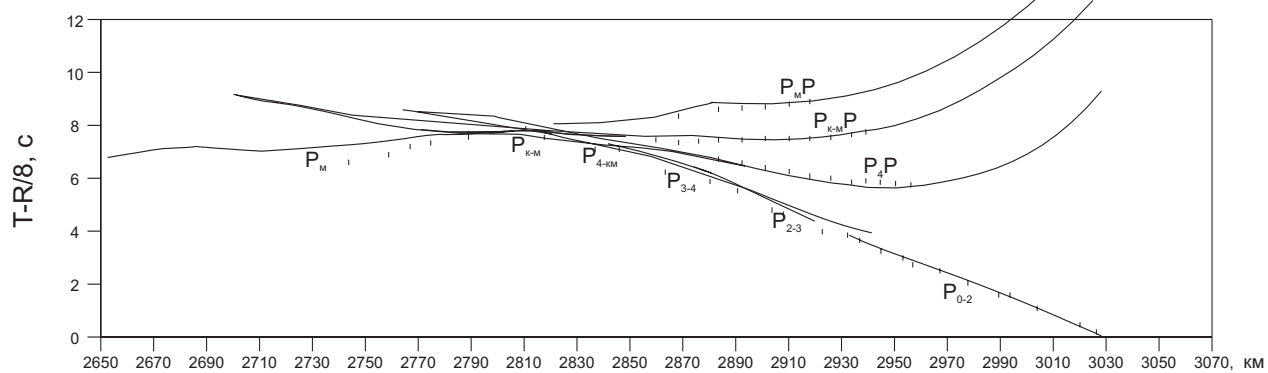
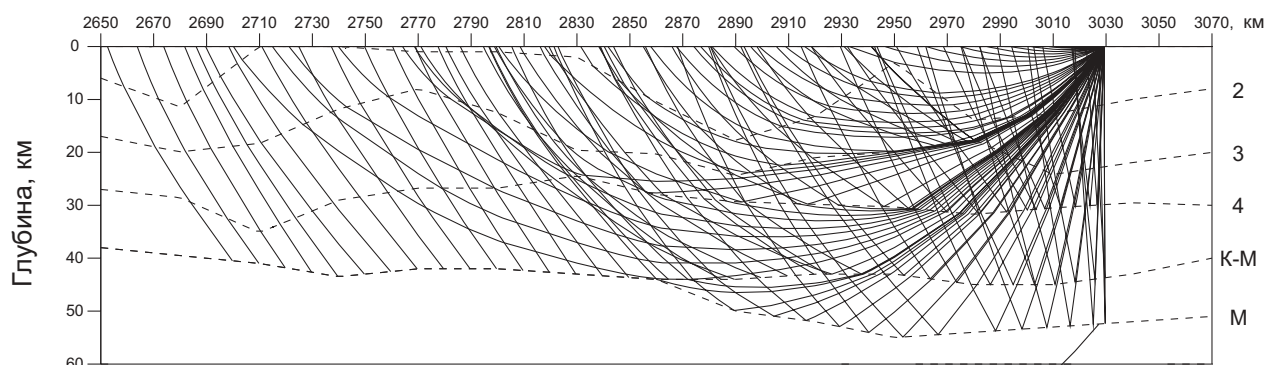
ПВ 500, Р-волны



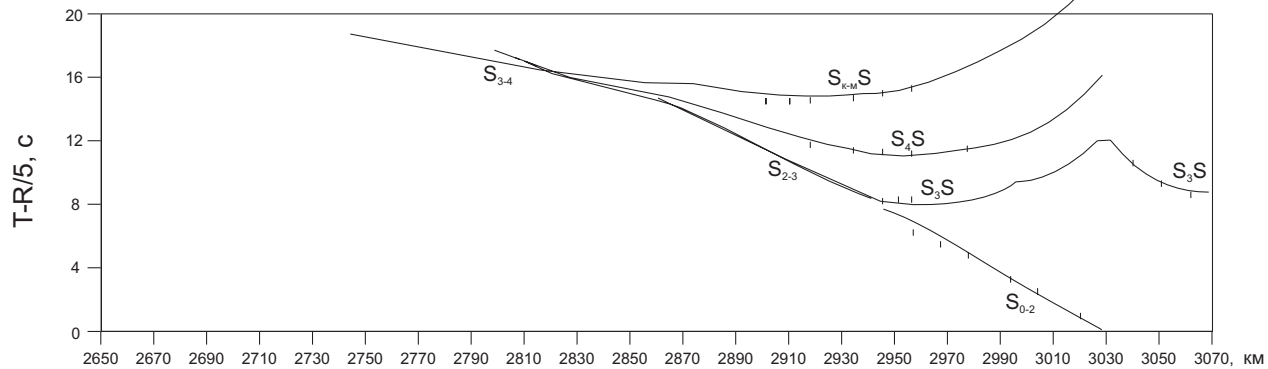
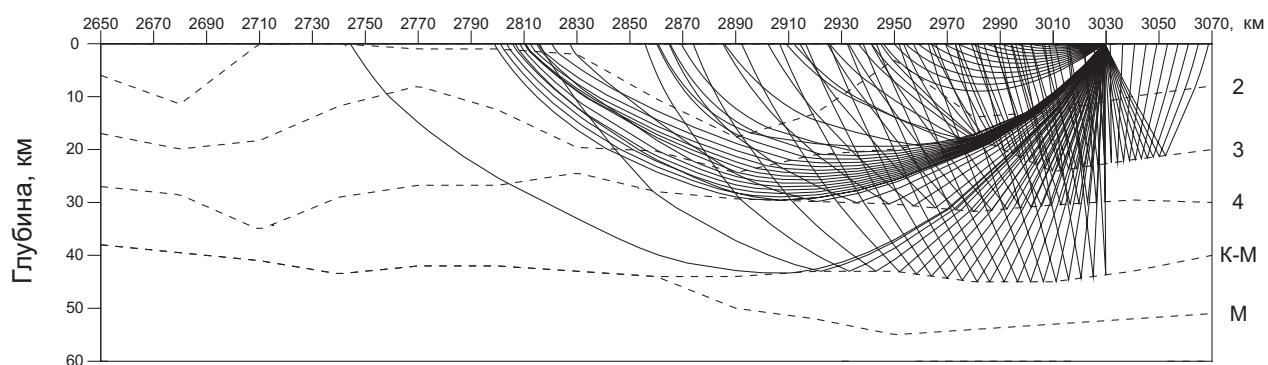
ПВ 500, S-волны



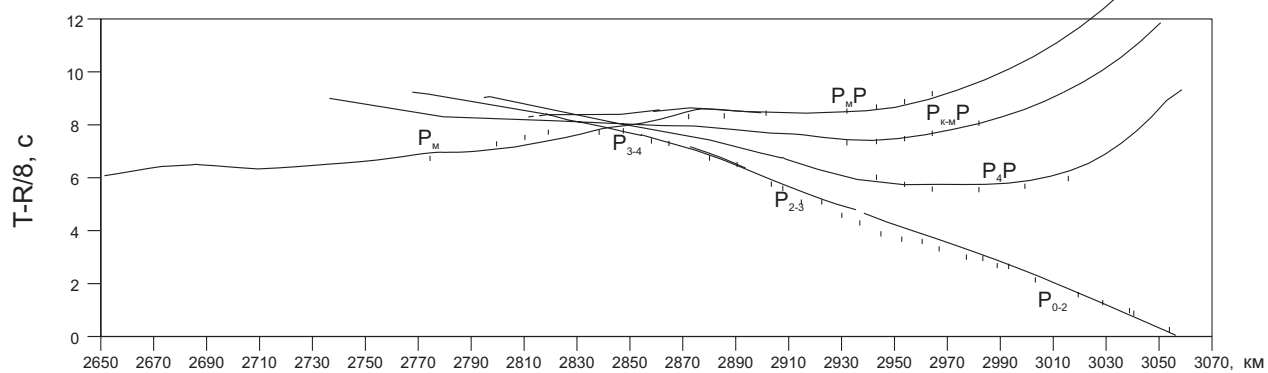
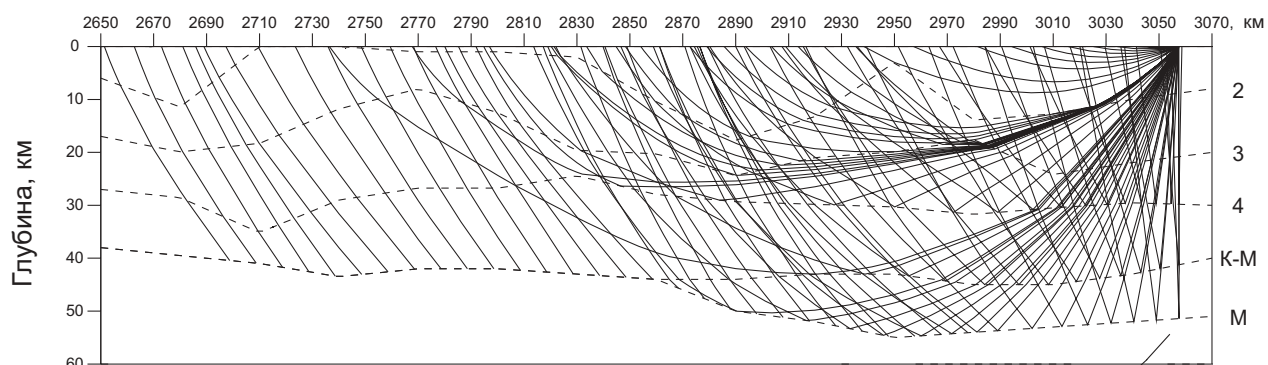
ПВ 509, Р-волны



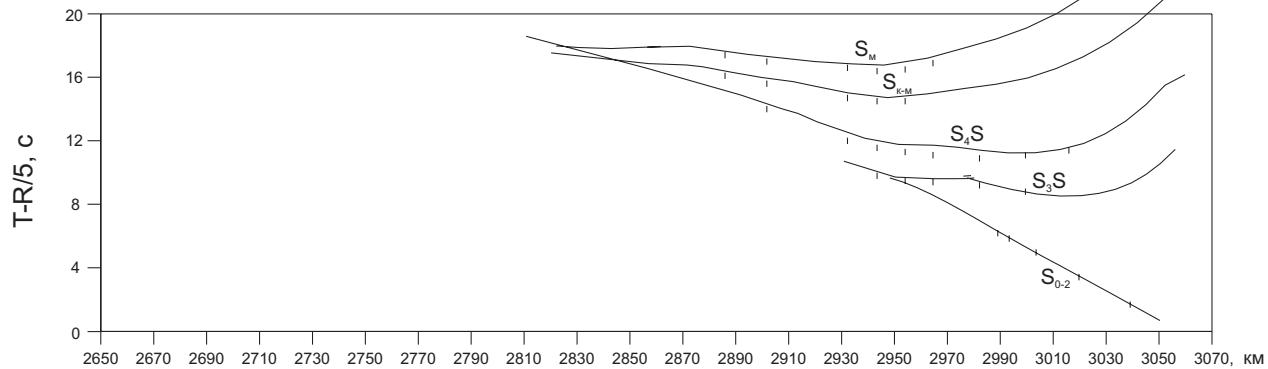
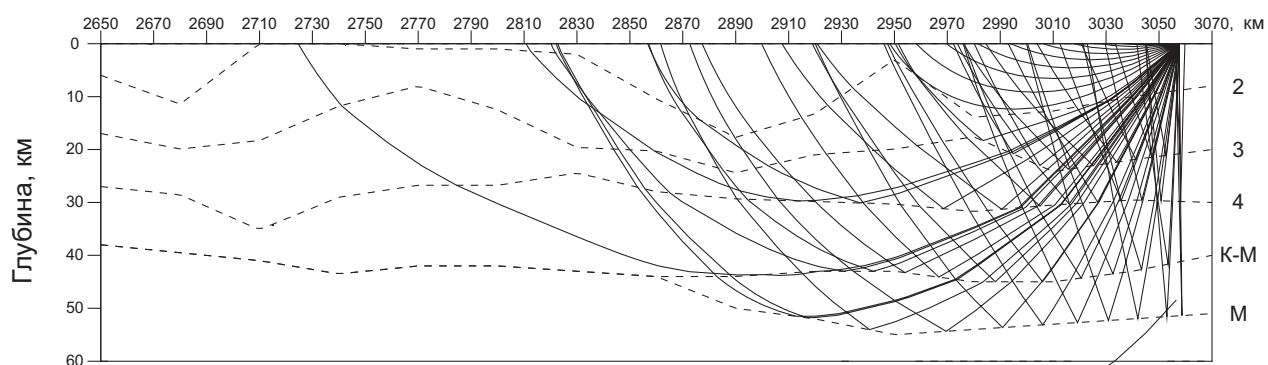
ПВ 509, S-волны



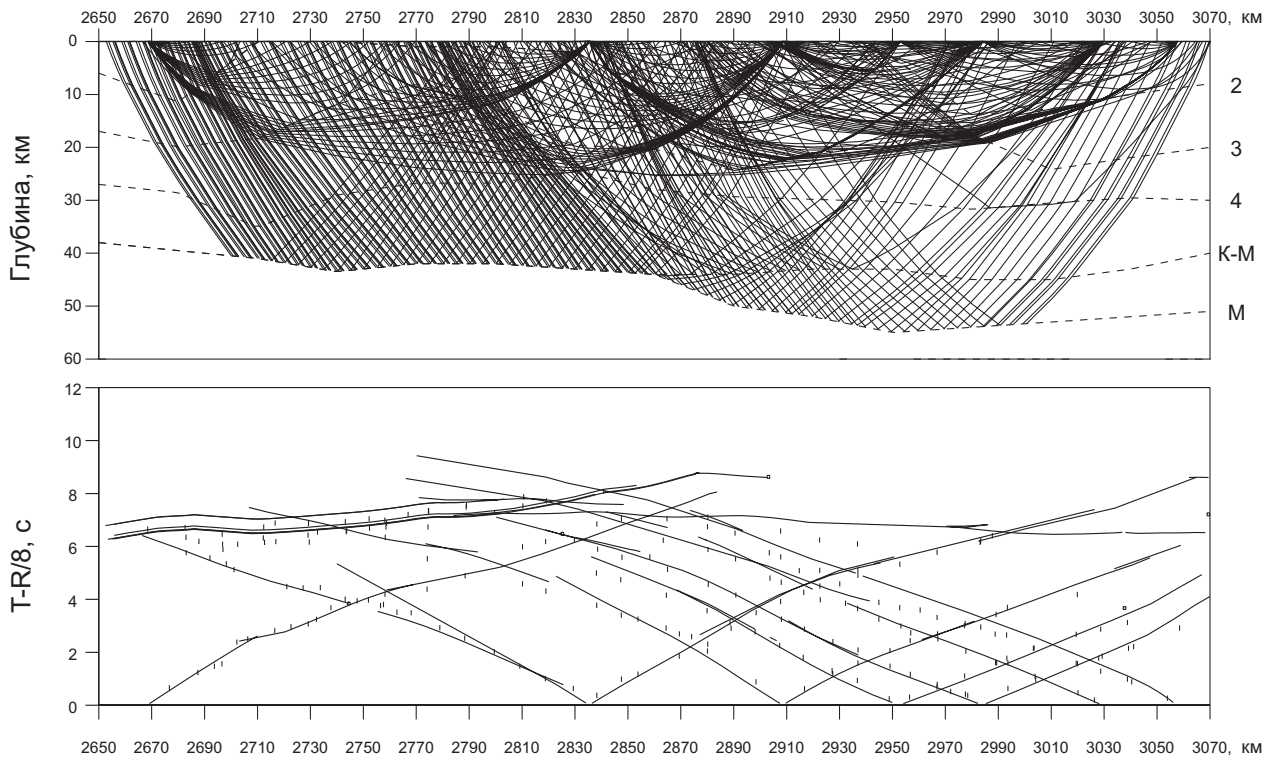
ПВ 515, Р-волны



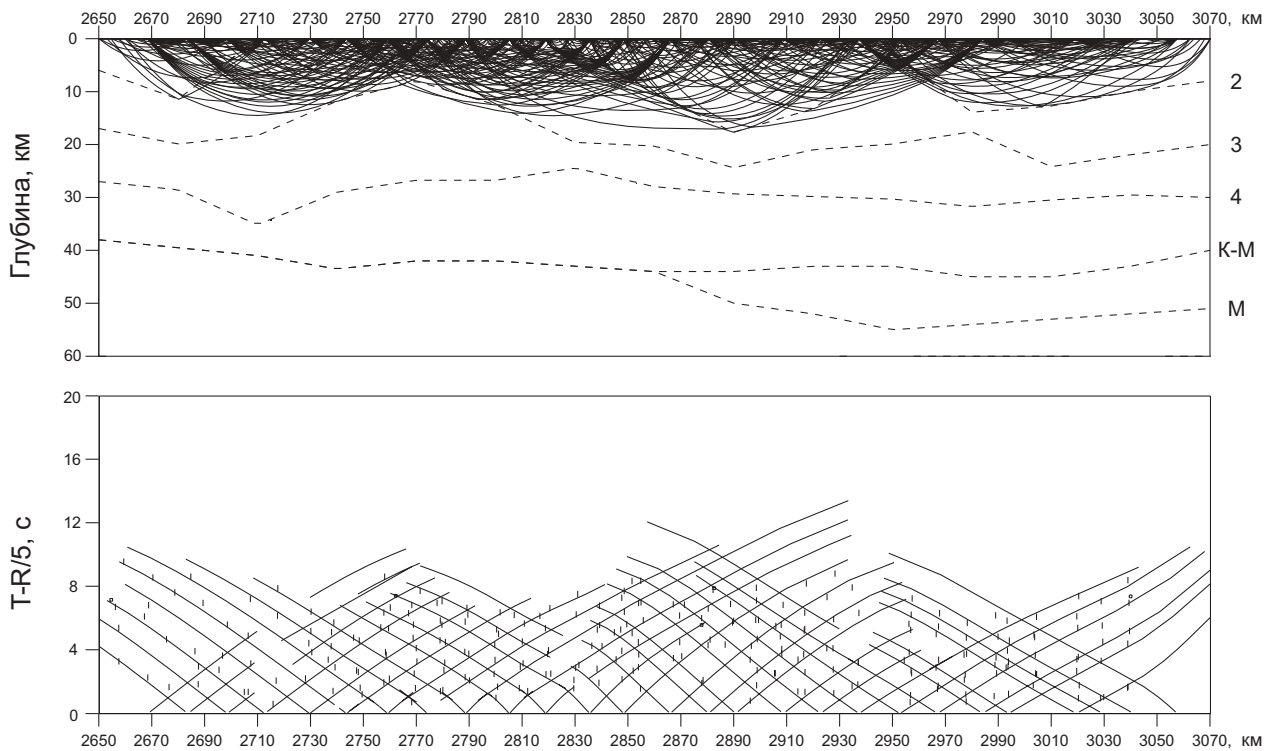
ПВ 515, S-волны



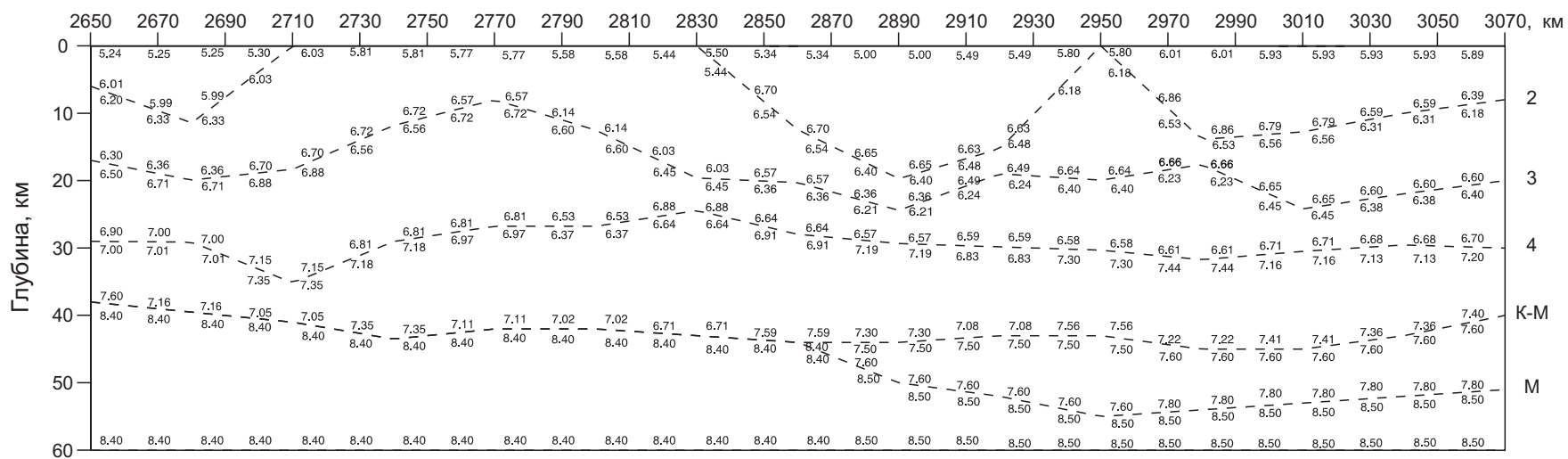
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (участок 7)



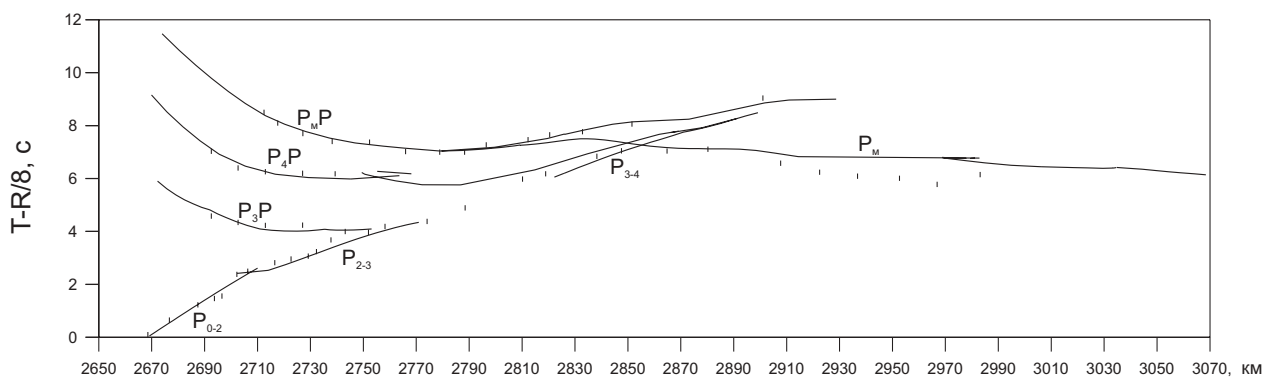
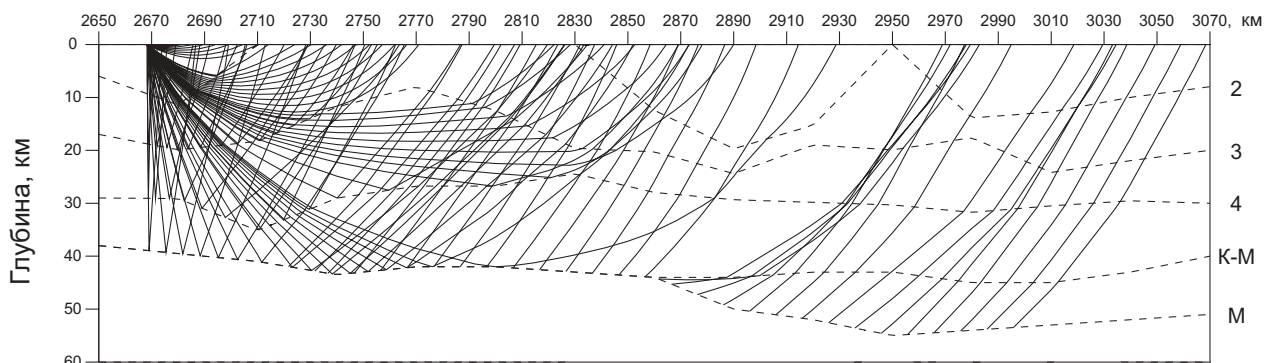
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (участок 7)



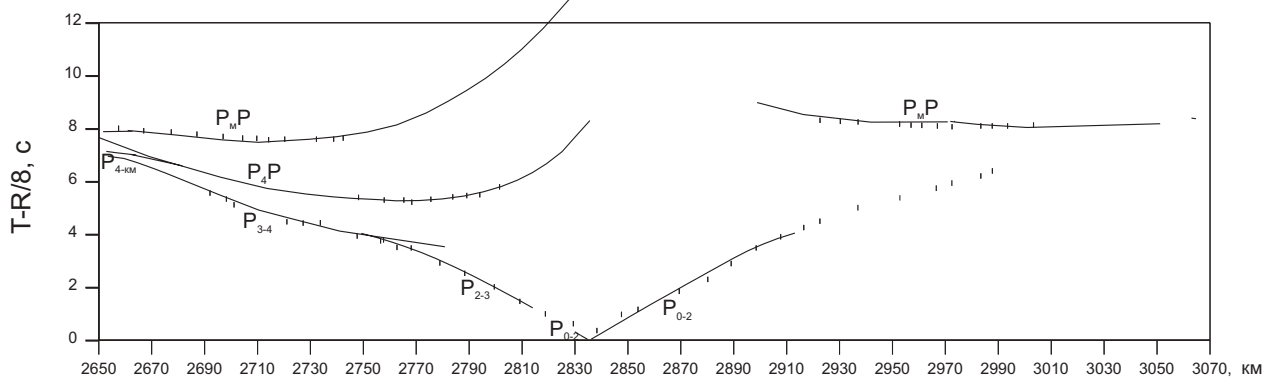
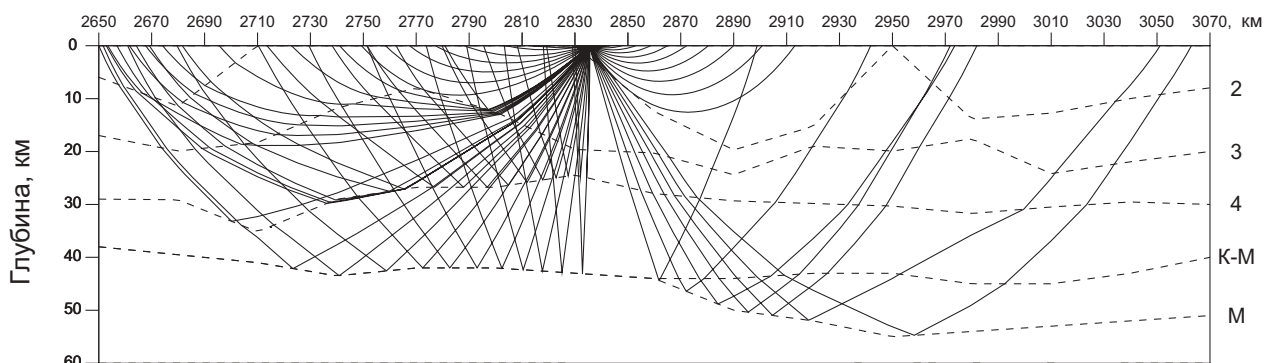
Скоростная модель 2, Р-волны (участок 7)



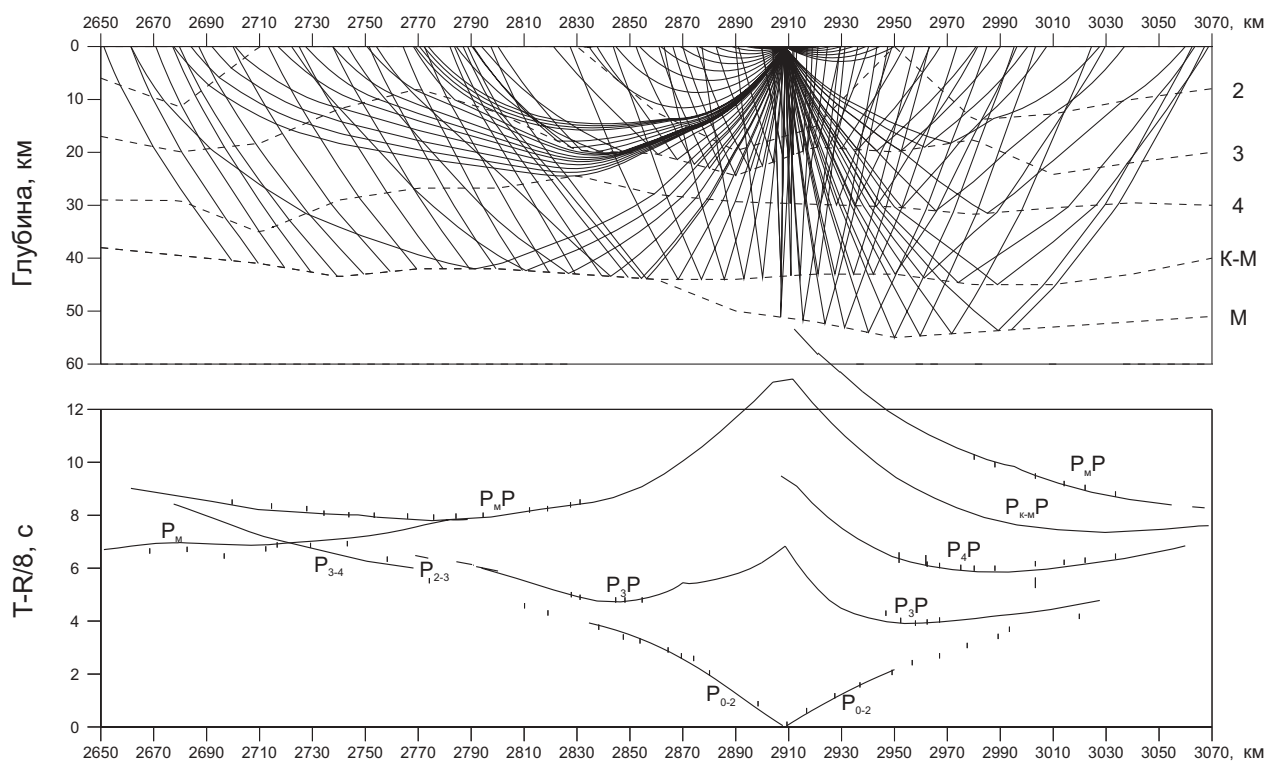
ПВ 437, Р-волны



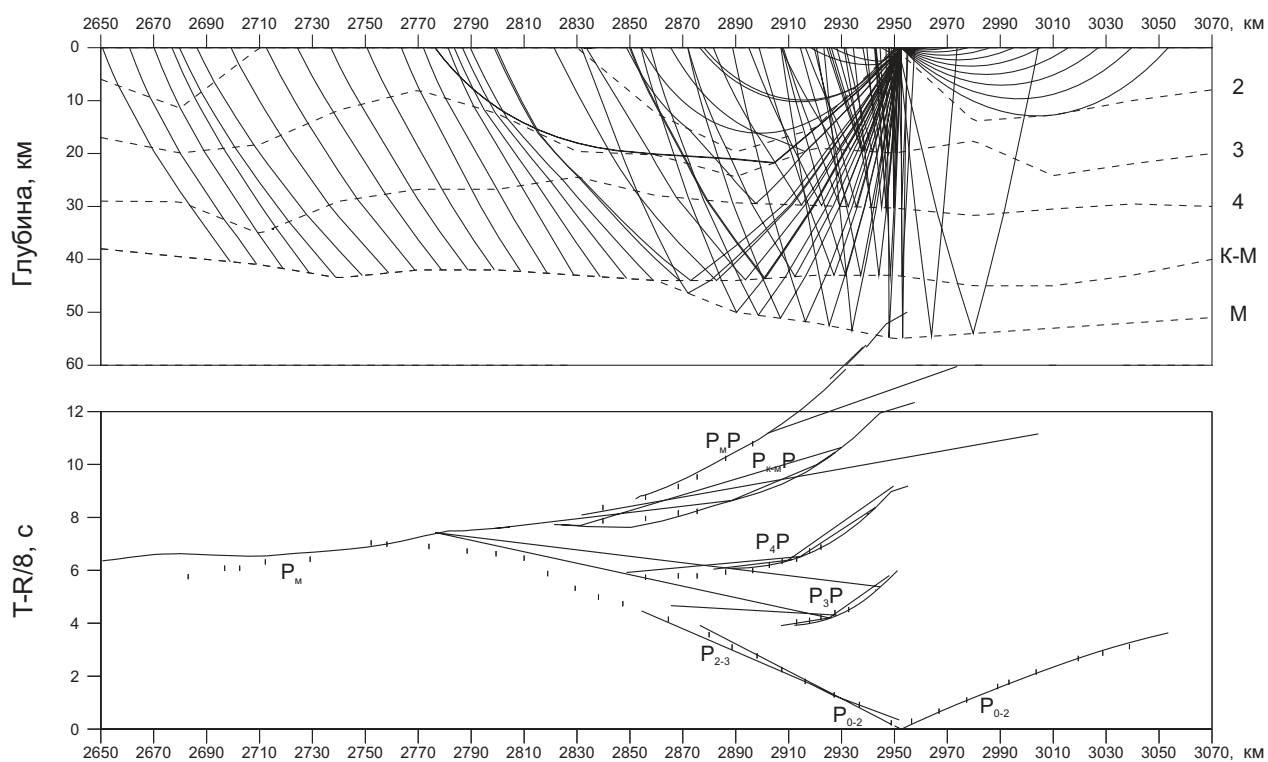
ПВ 470, Р-волны



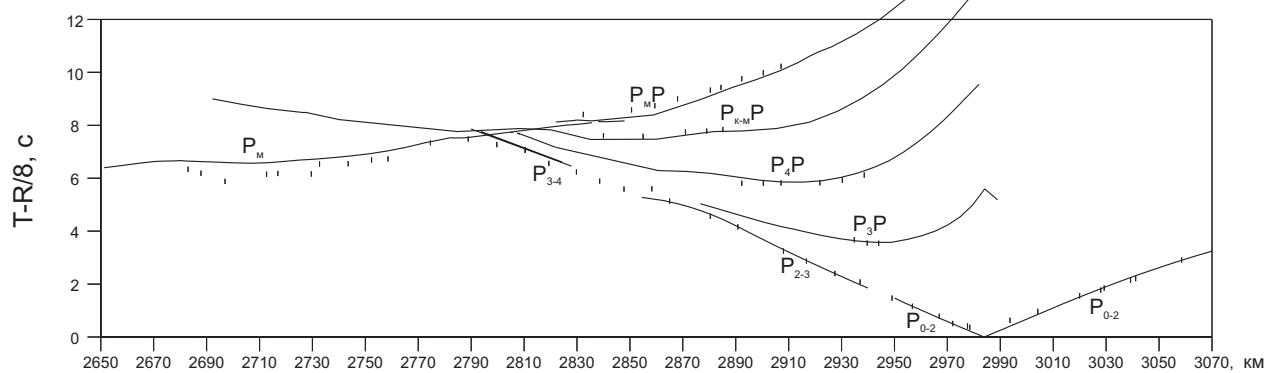
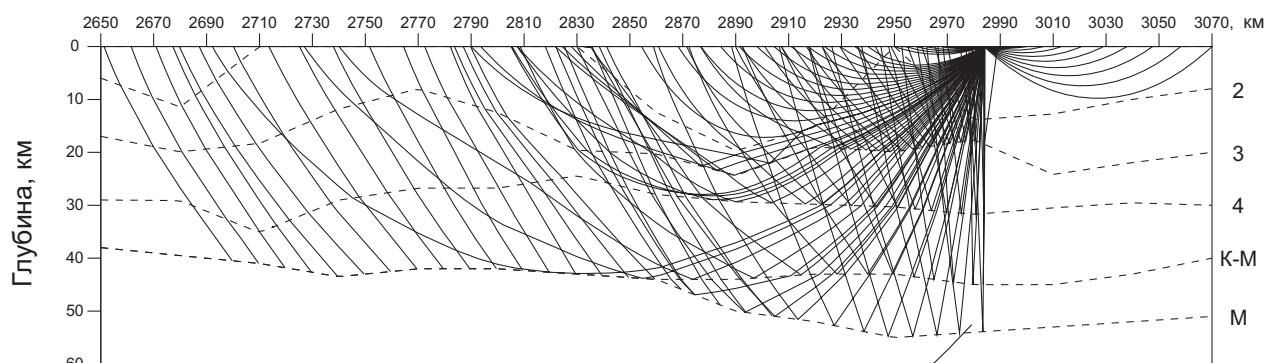
ПВ 485, Р-волны



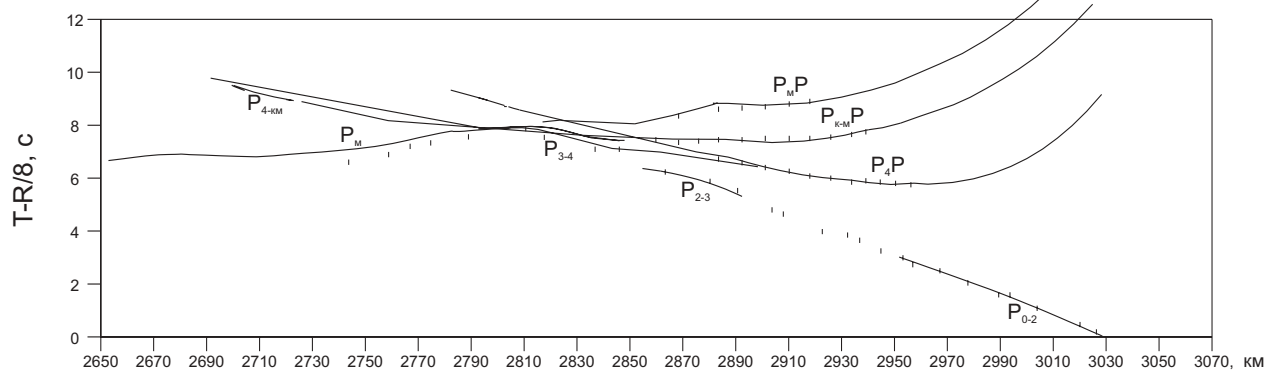
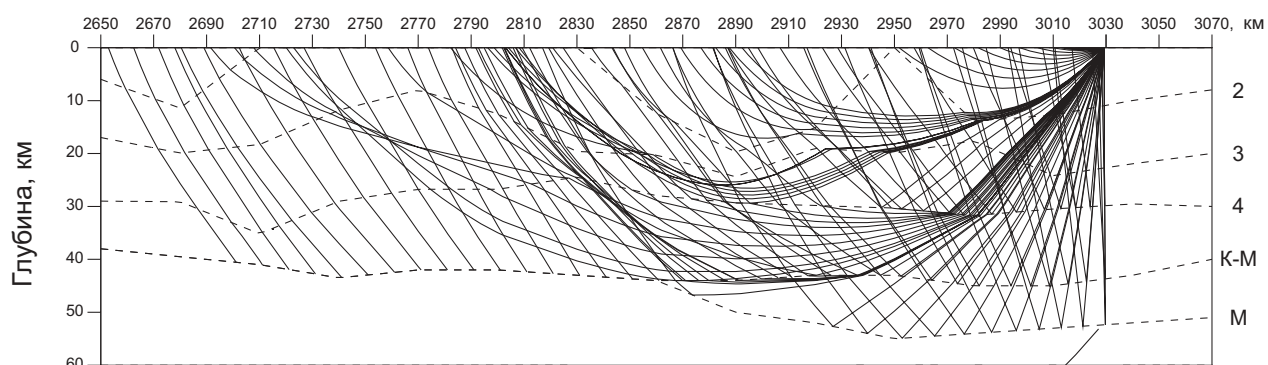
ПВ 494, Р-волны



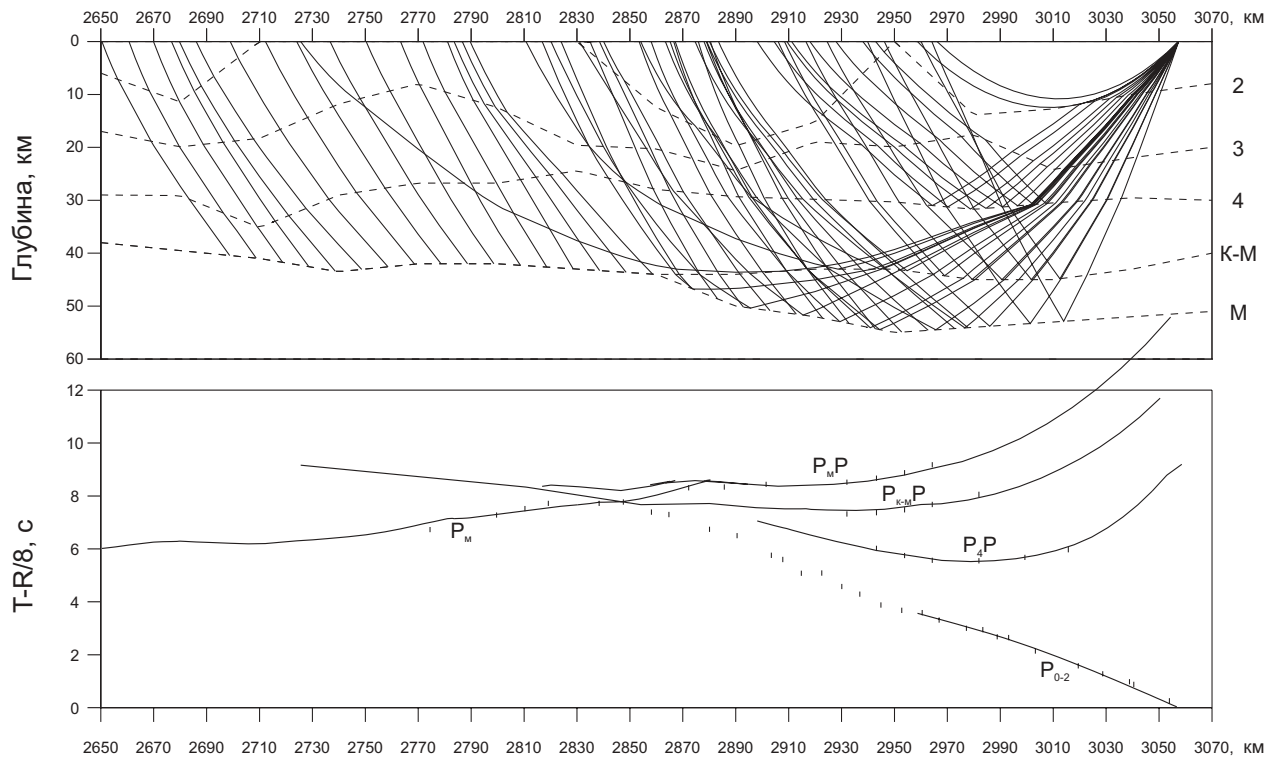
ПВ 500, Р-волны



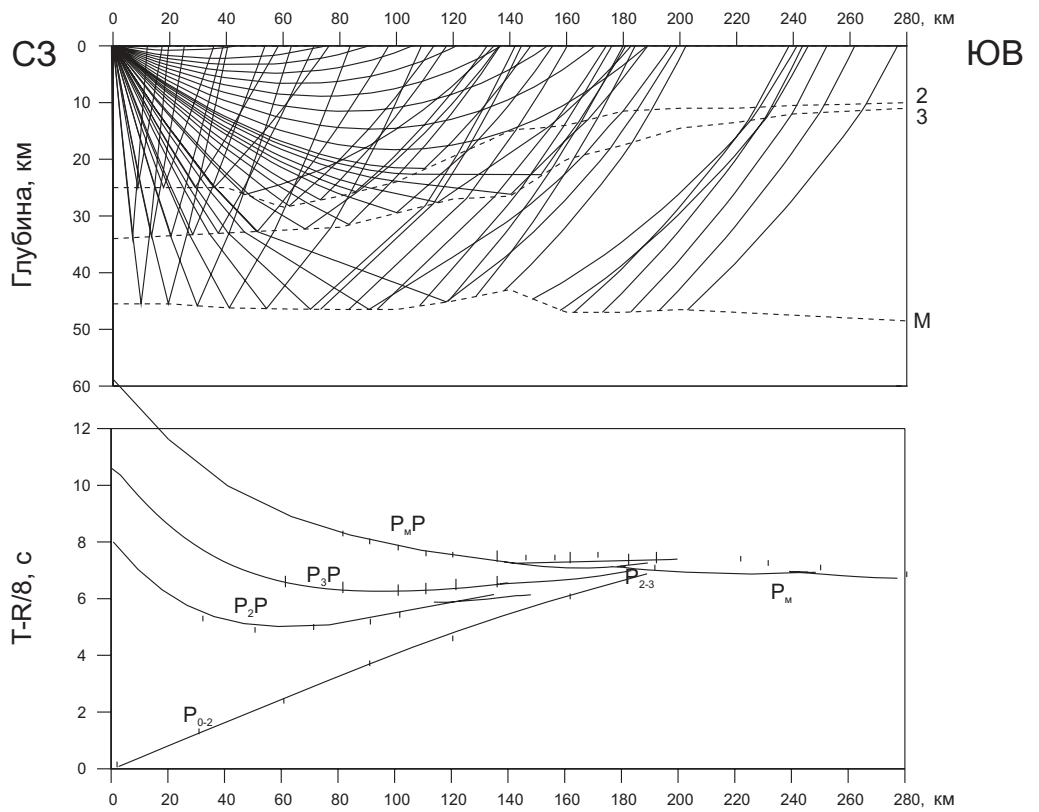
ПВ 509, Р-волны



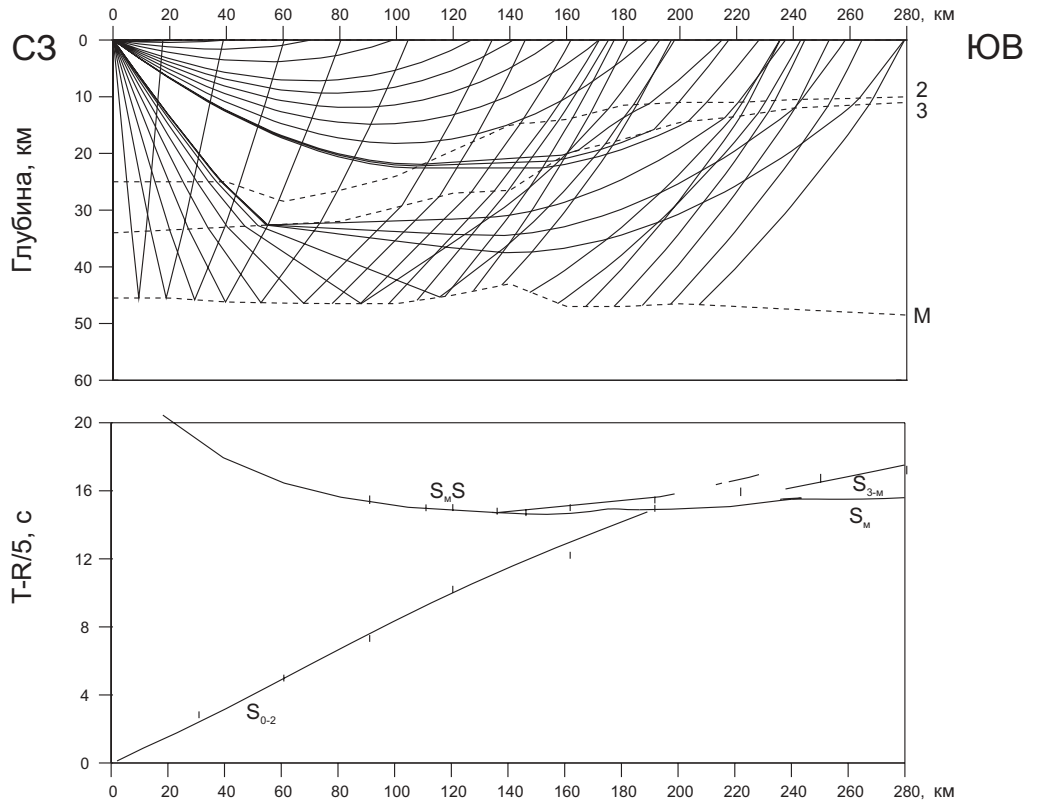
ПВ 515, Р-волны



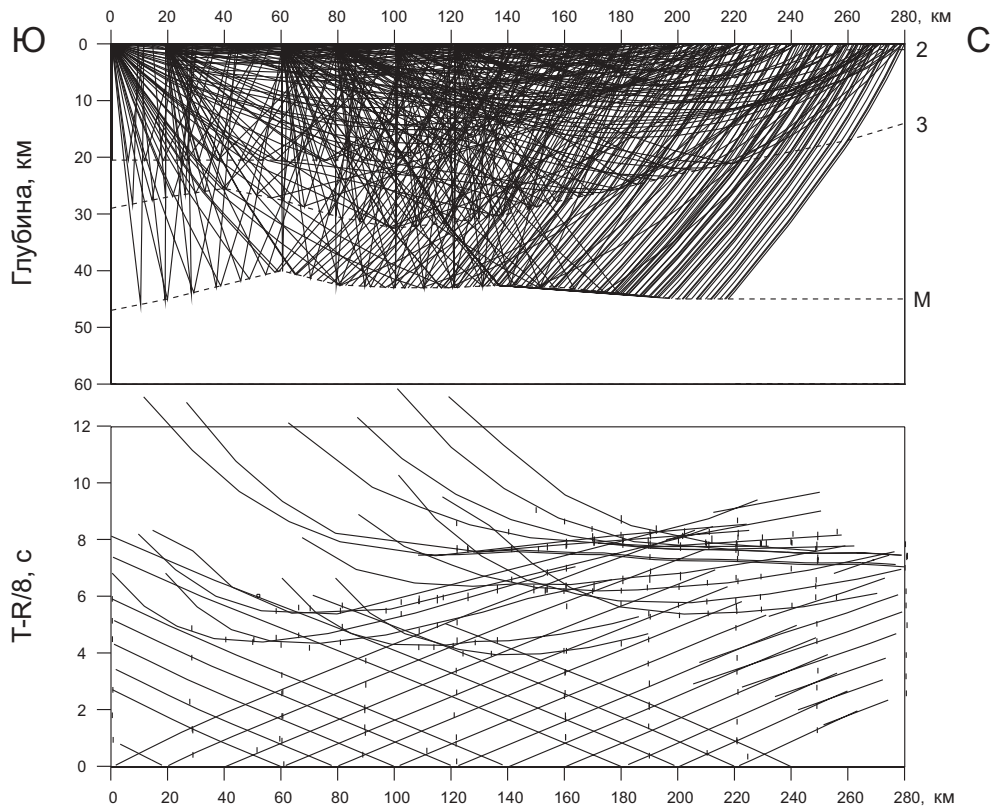
ПВ 730, Р-волны



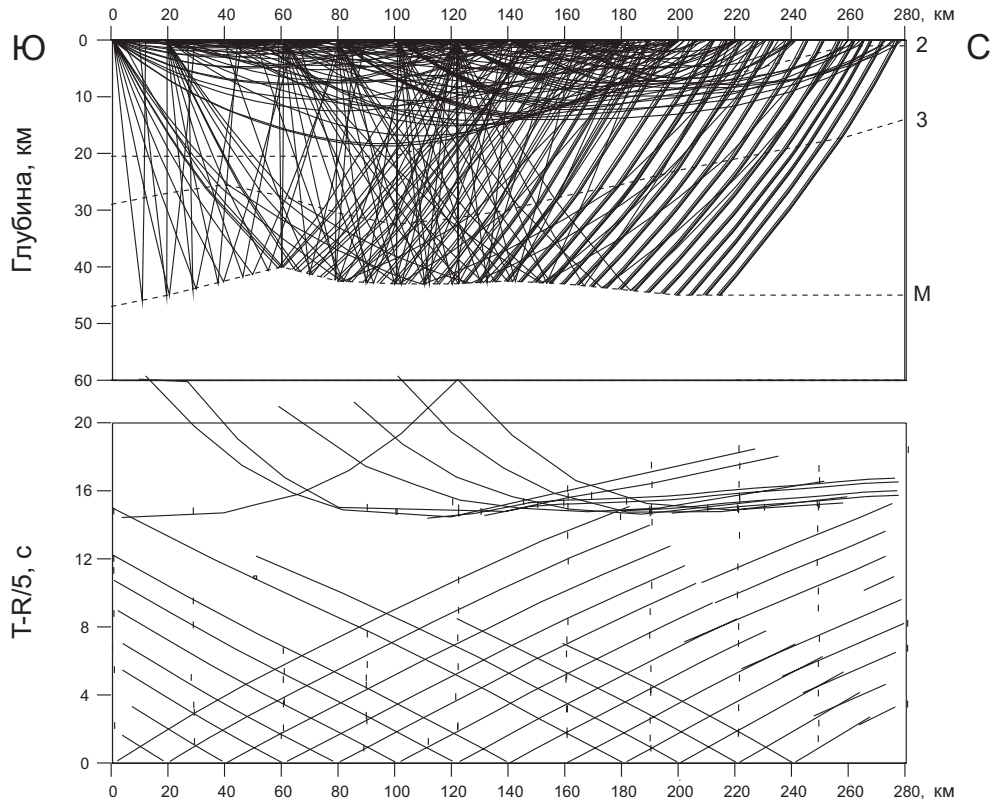
ПВ 730, S-волны



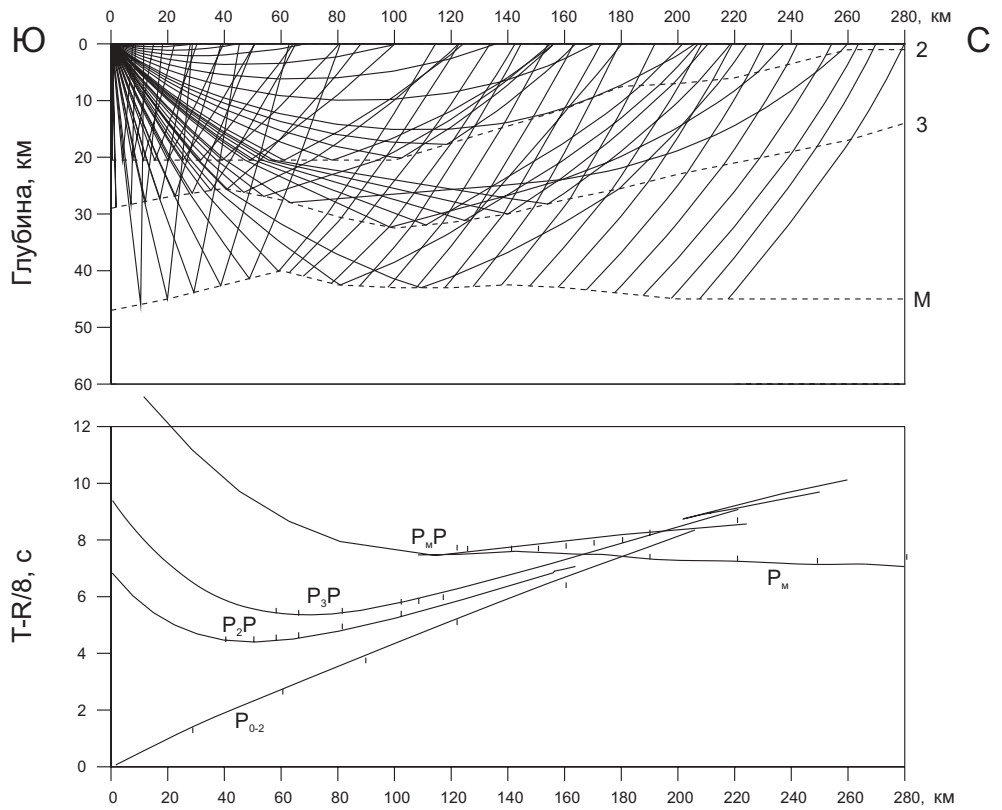
Лучи и годографы опорных Р-волн (III-VII)



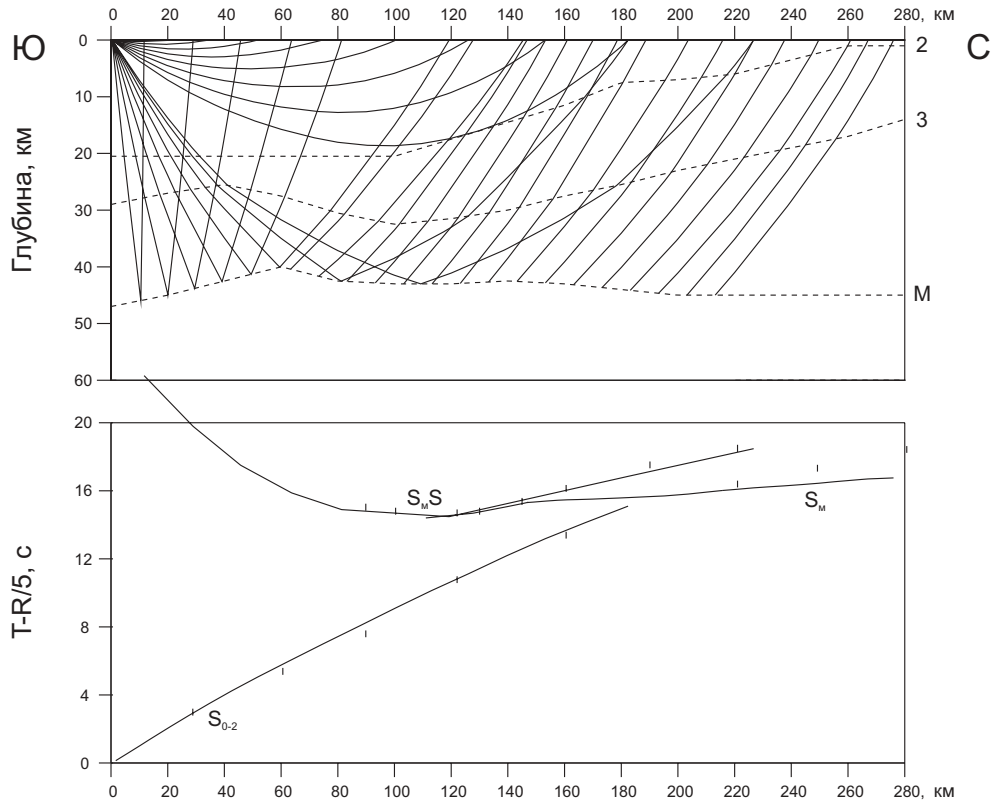
Лучи и годографы опорных S-волн (III-VII)



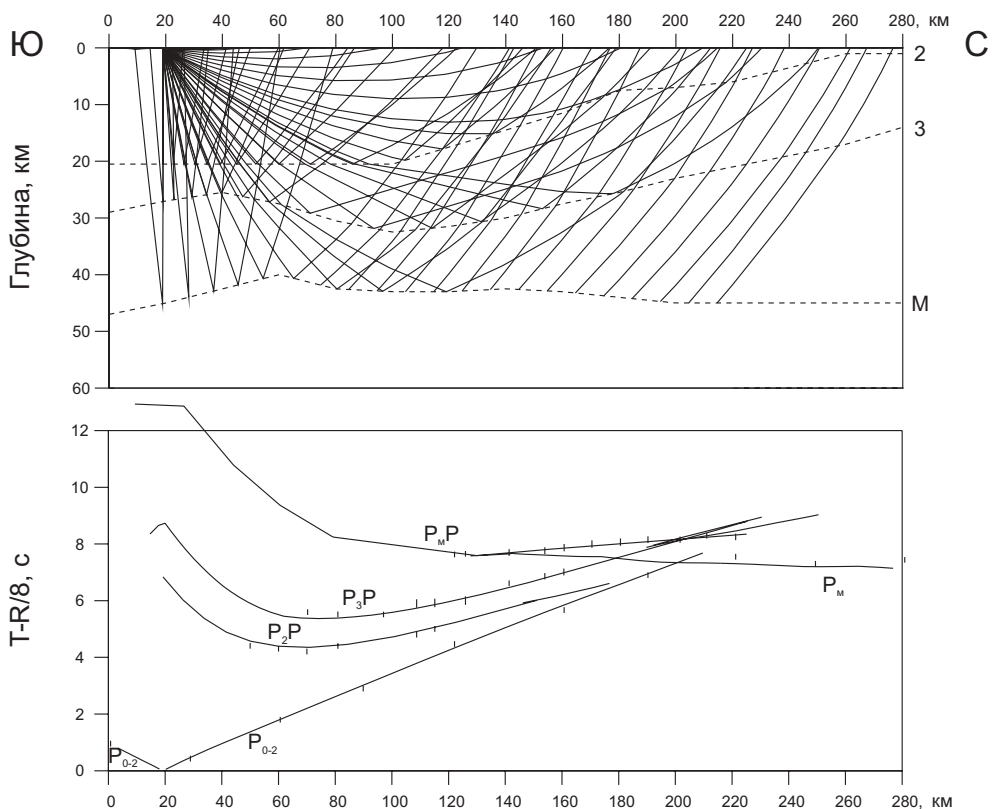
ПВ 758, Р-волны



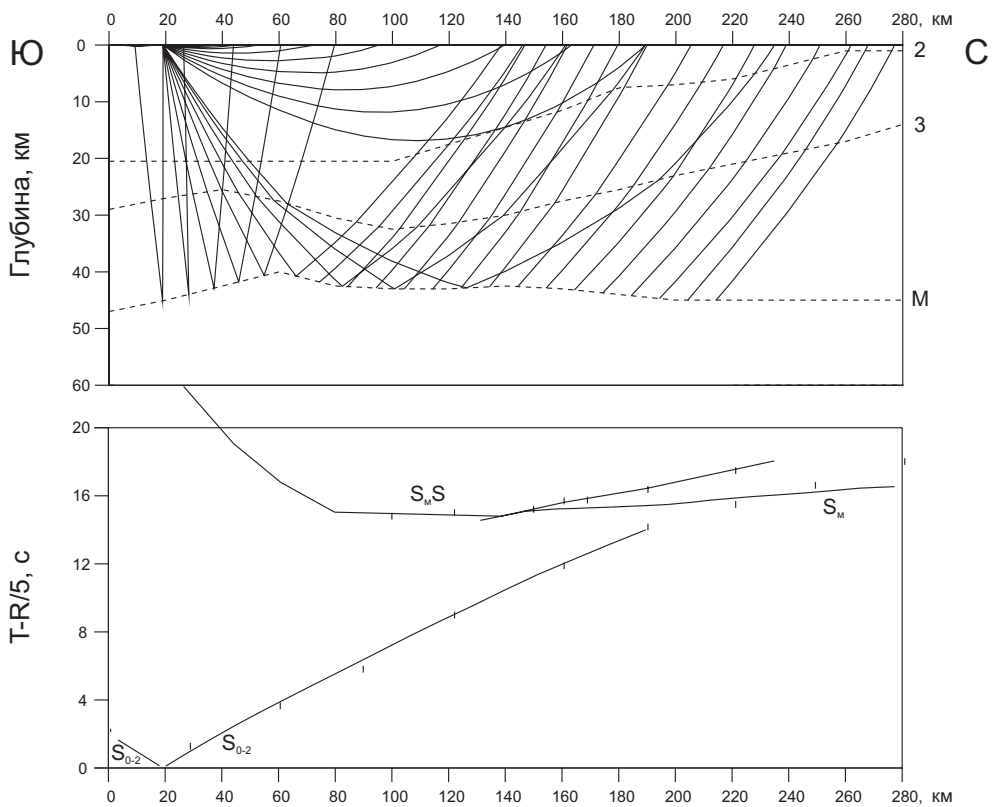
ПВ 758, S-волны



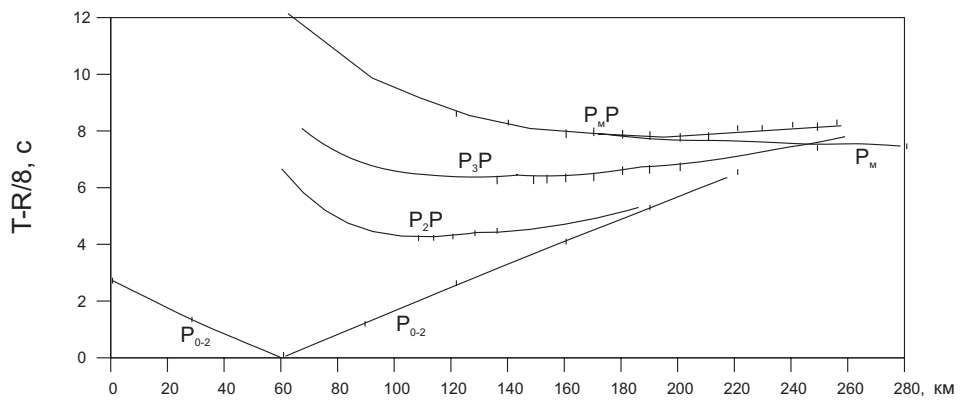
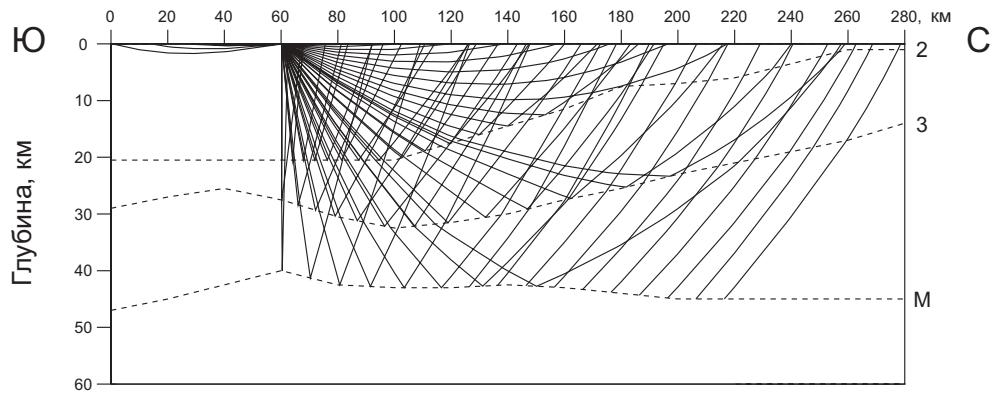
ПВ 760, Р-волны



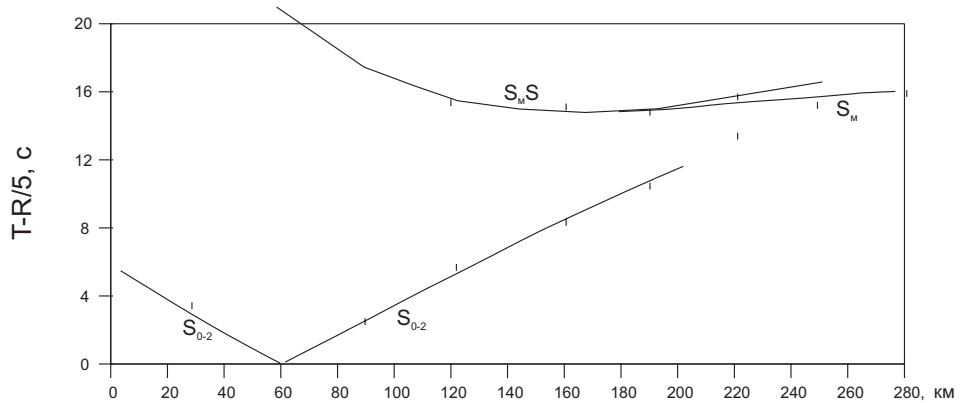
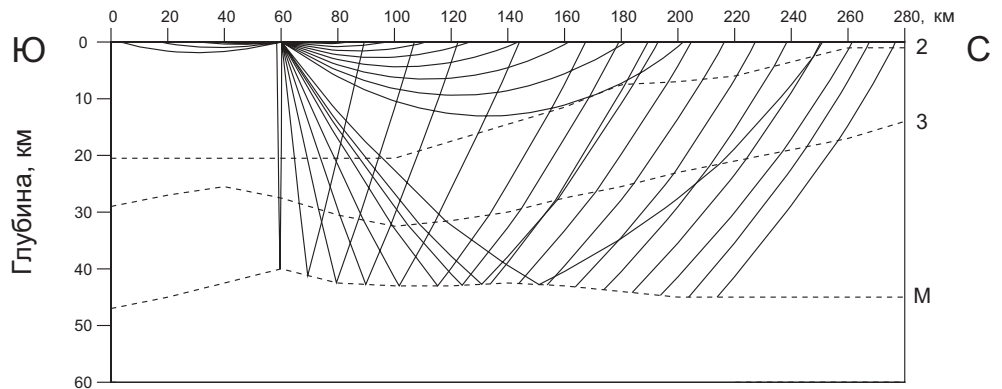
ПВ 760, S-волны



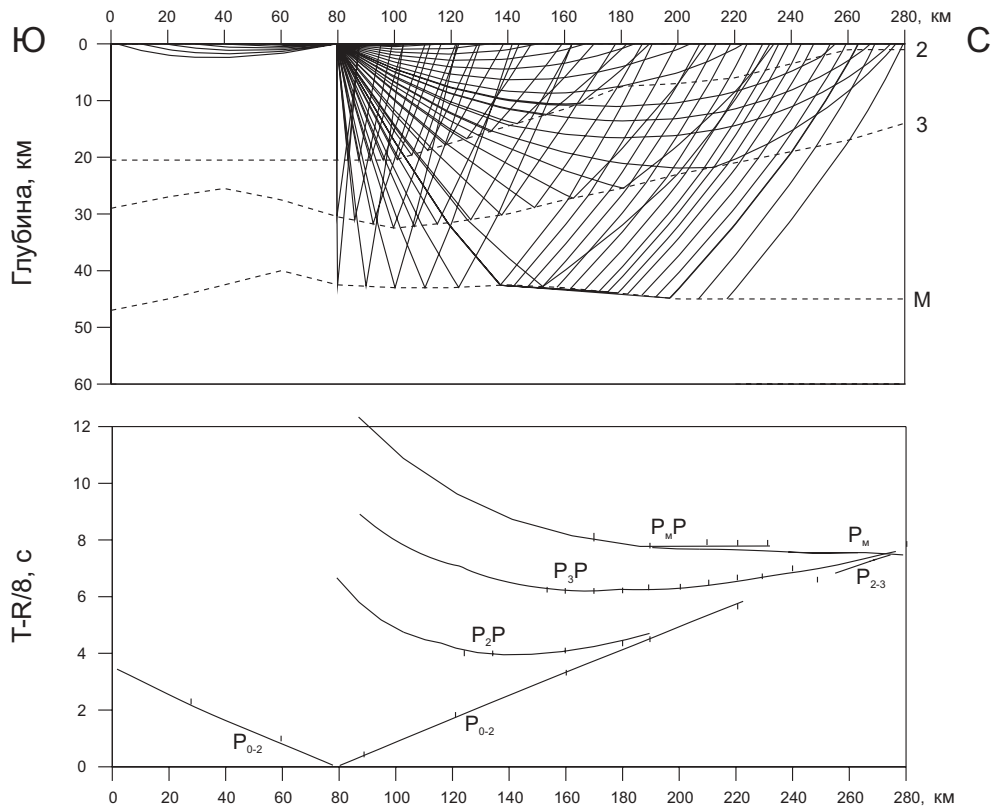
ПВ 764, Р-волны



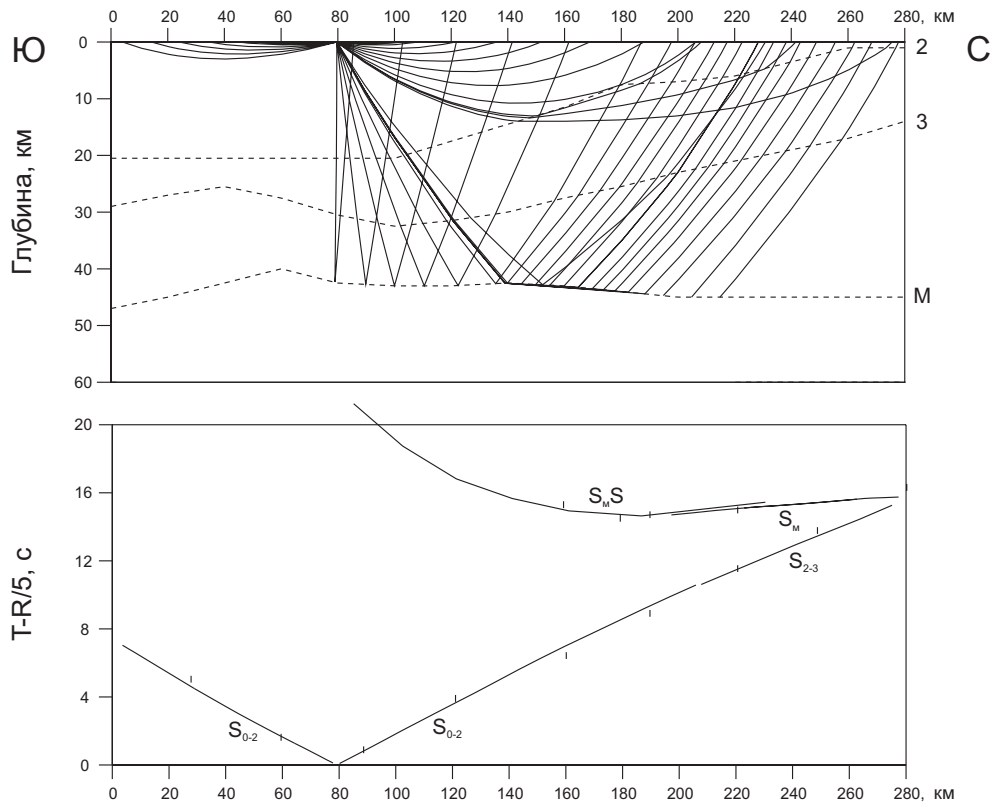
ПВ 764, S-волны



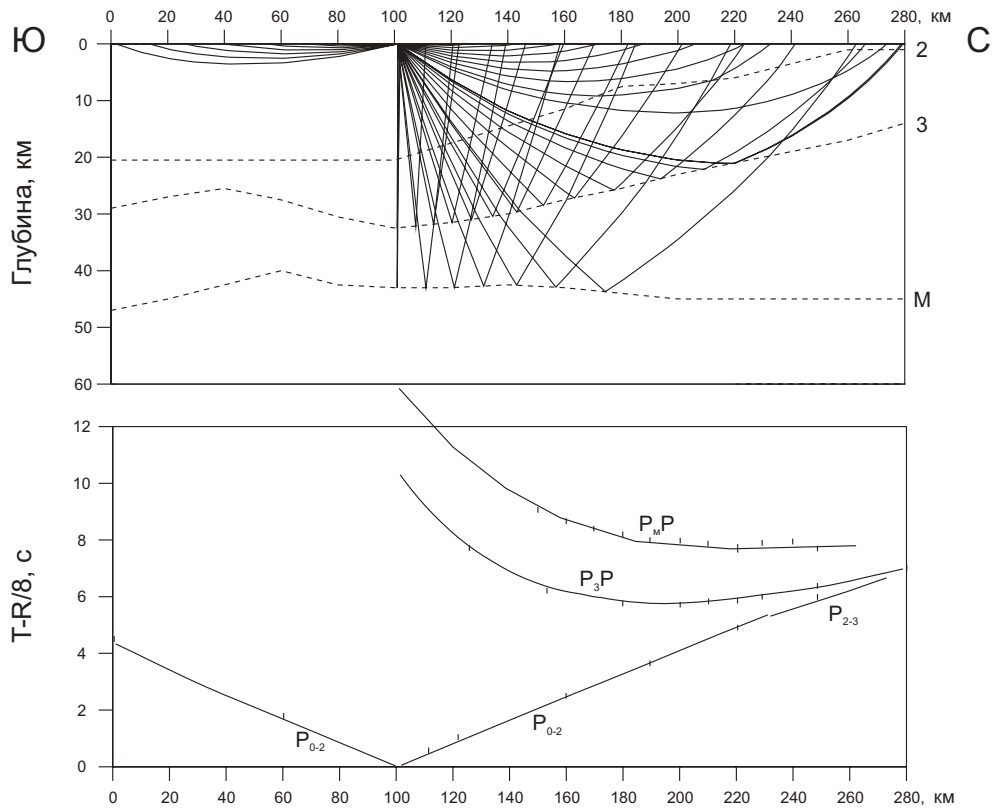
ПВ 766, Р-волны



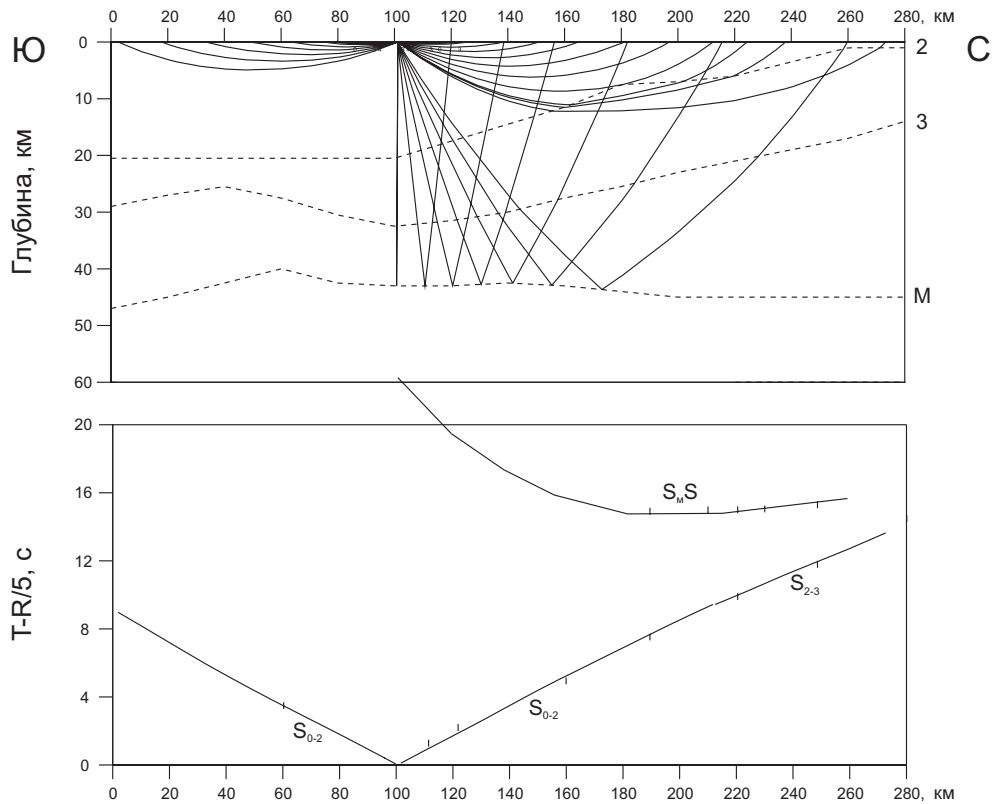
ПВ 766, S-волны



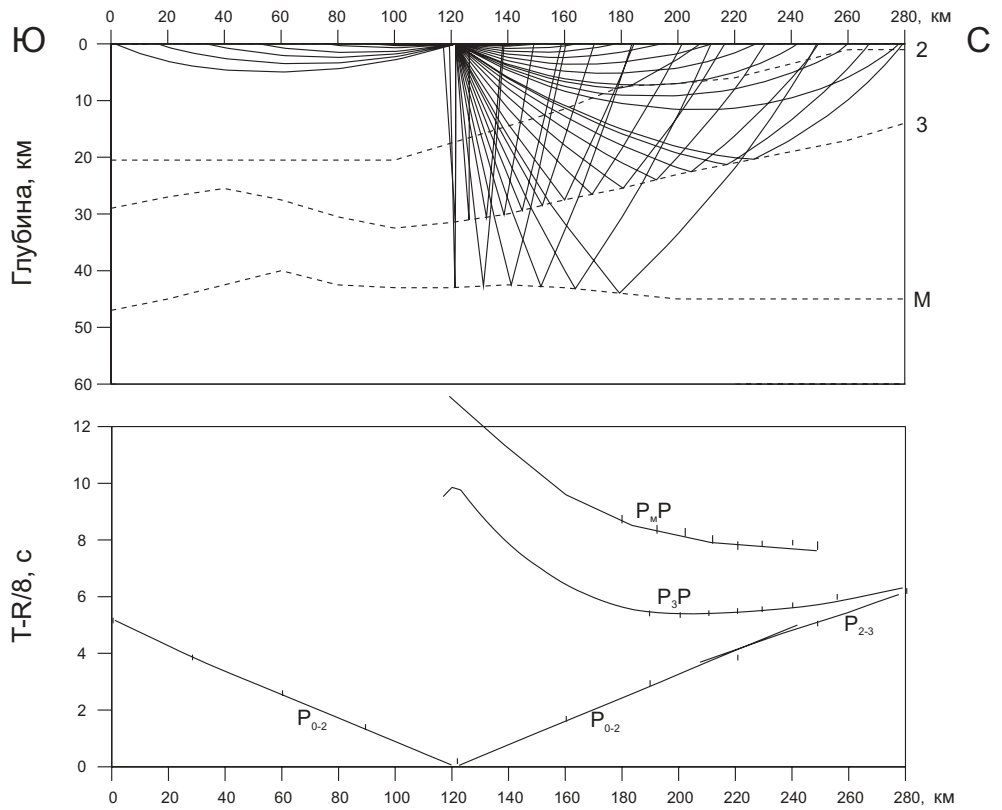
ПВ 768, Р-волны



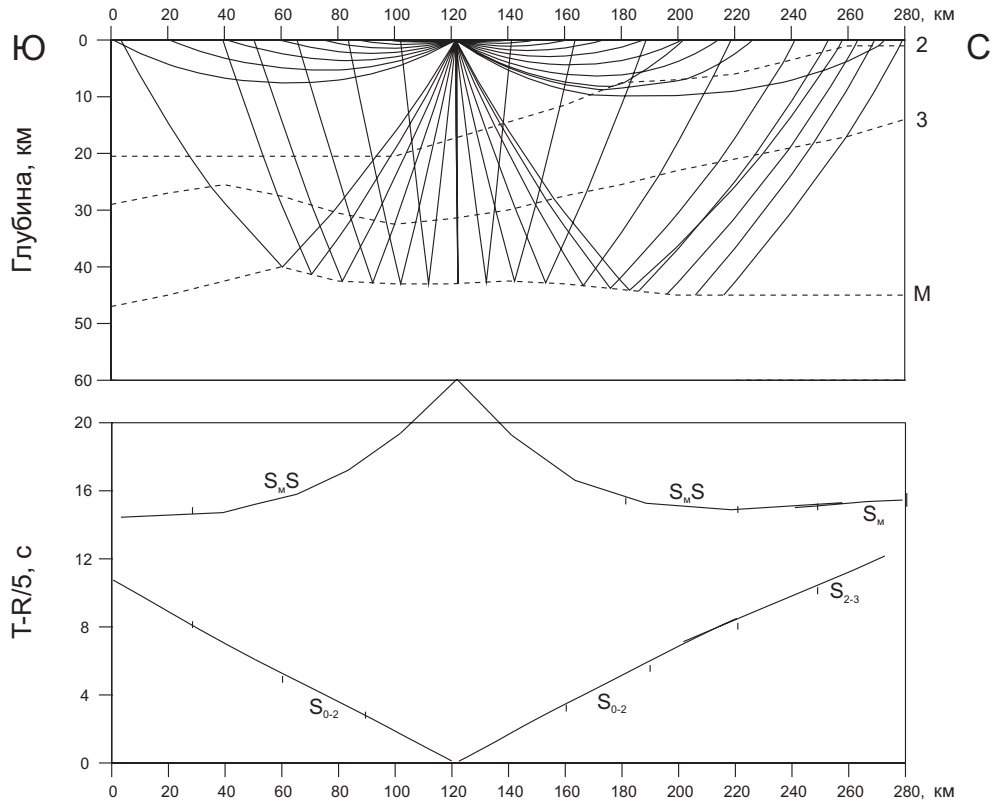
ПВ 768, S-волны



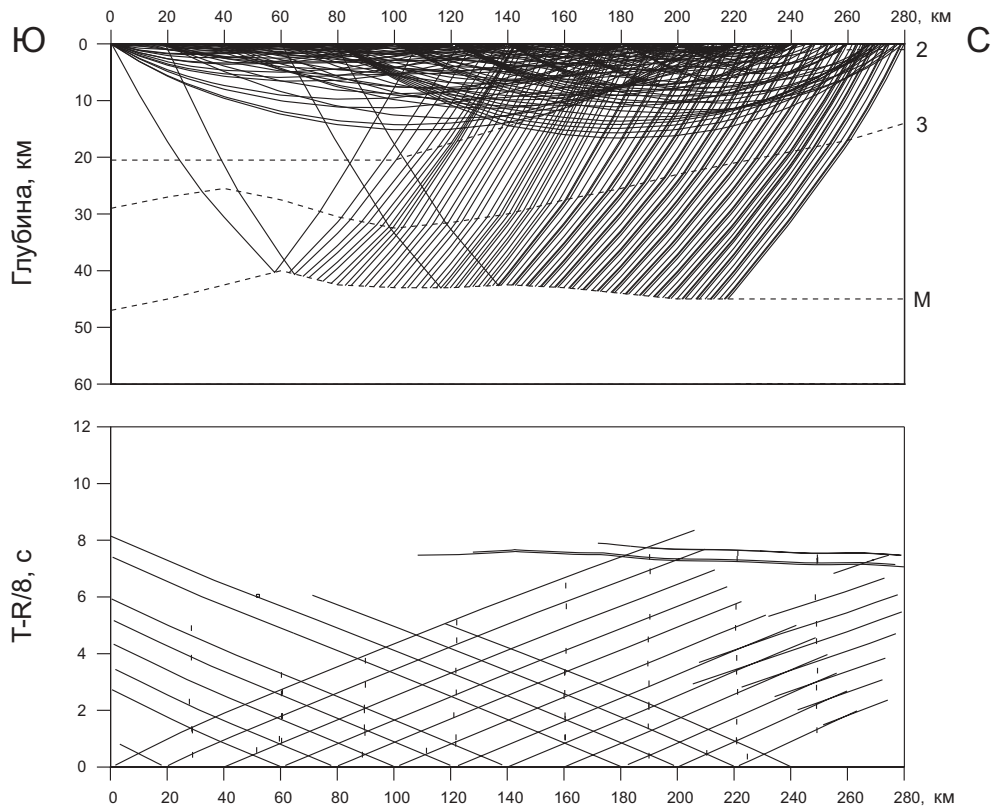
ПВ 770, Р-волны



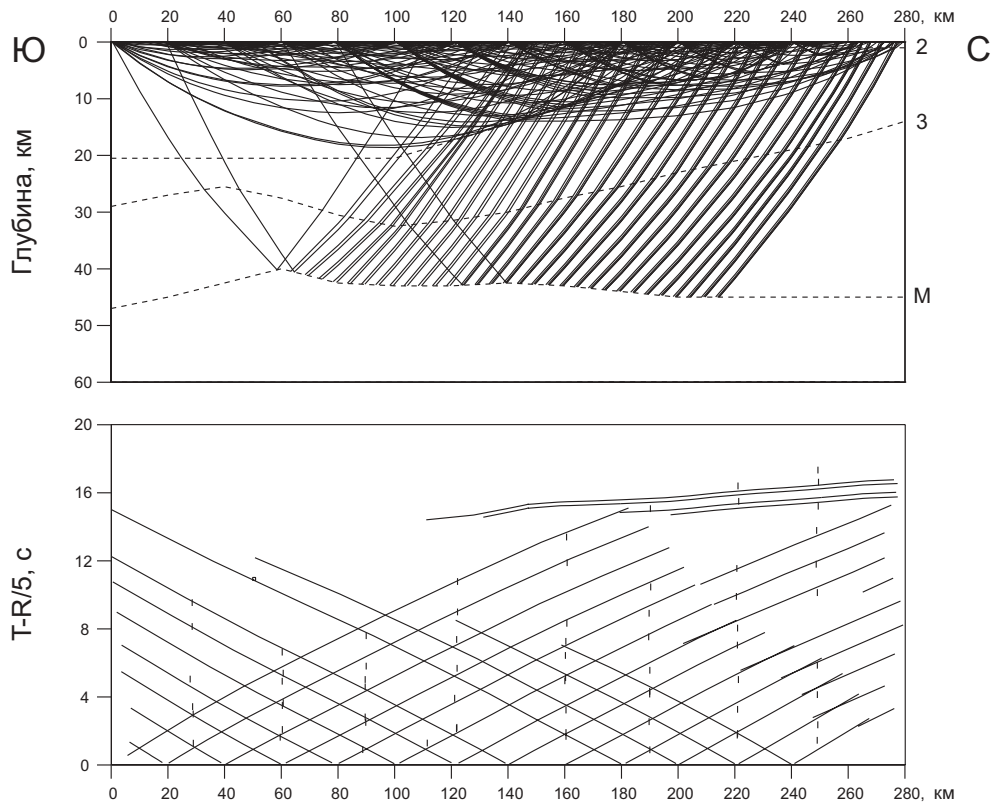
ПВ 770, S-волны



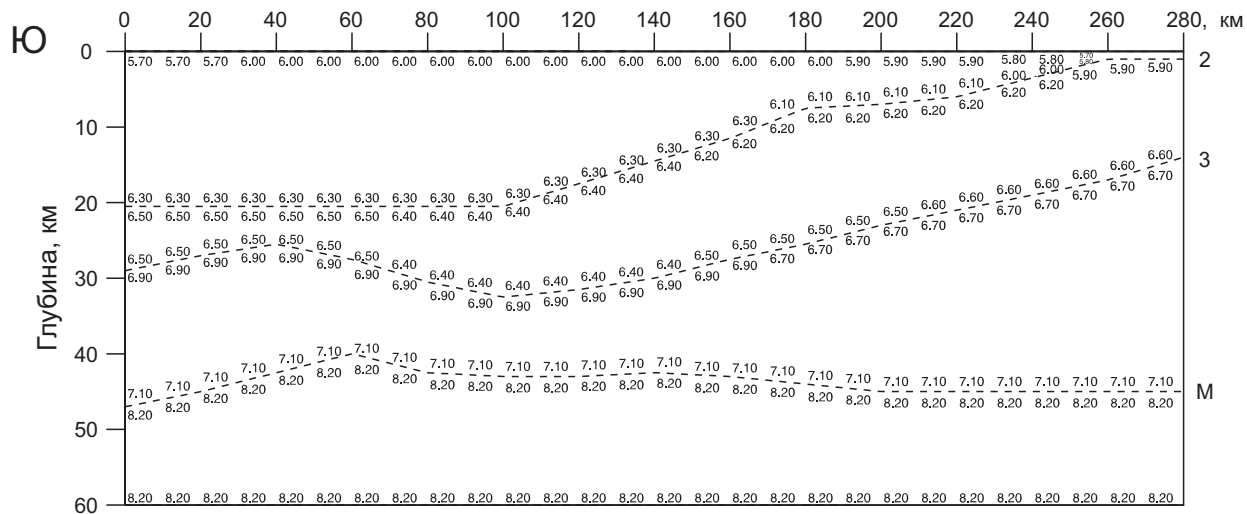
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (III-VII)



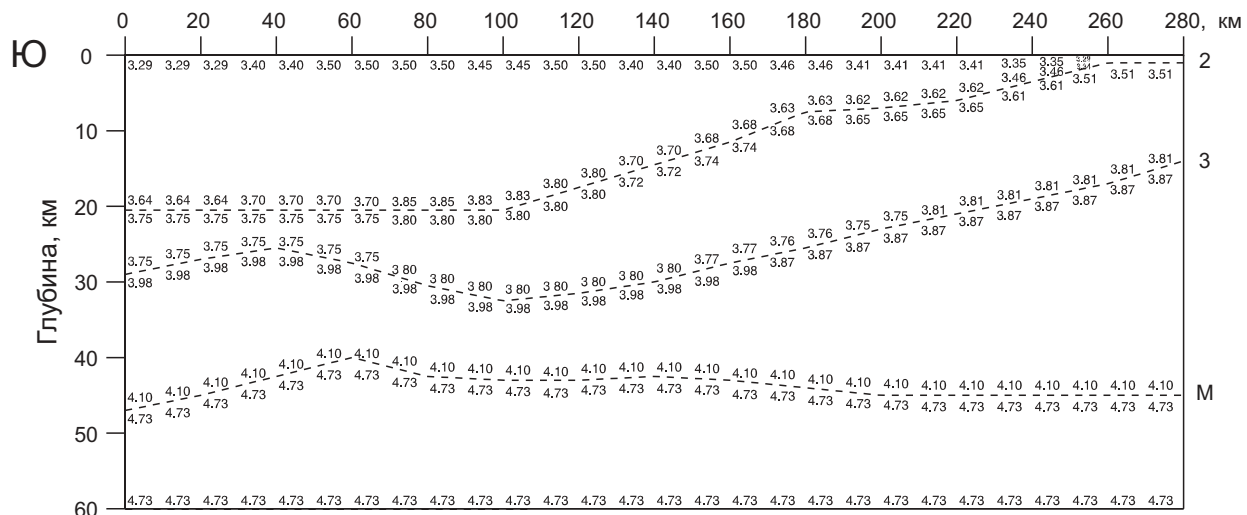
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (III-VII)



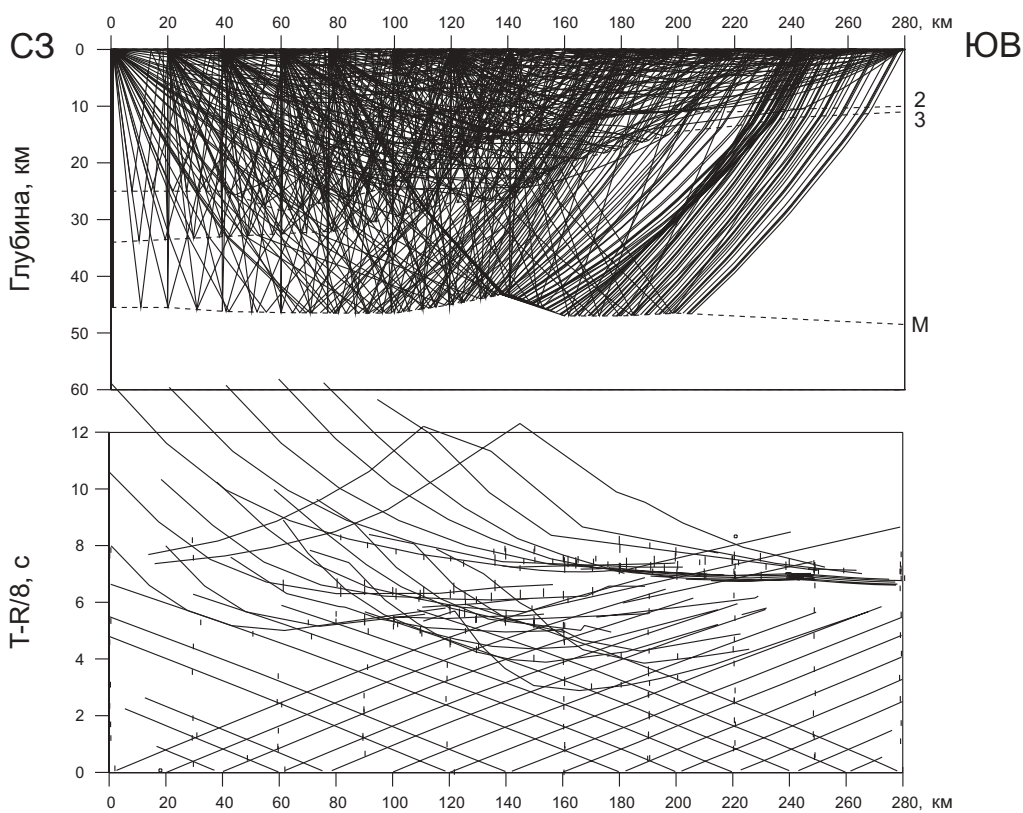
Скоростная модель, Р-волны (линия III-VII)



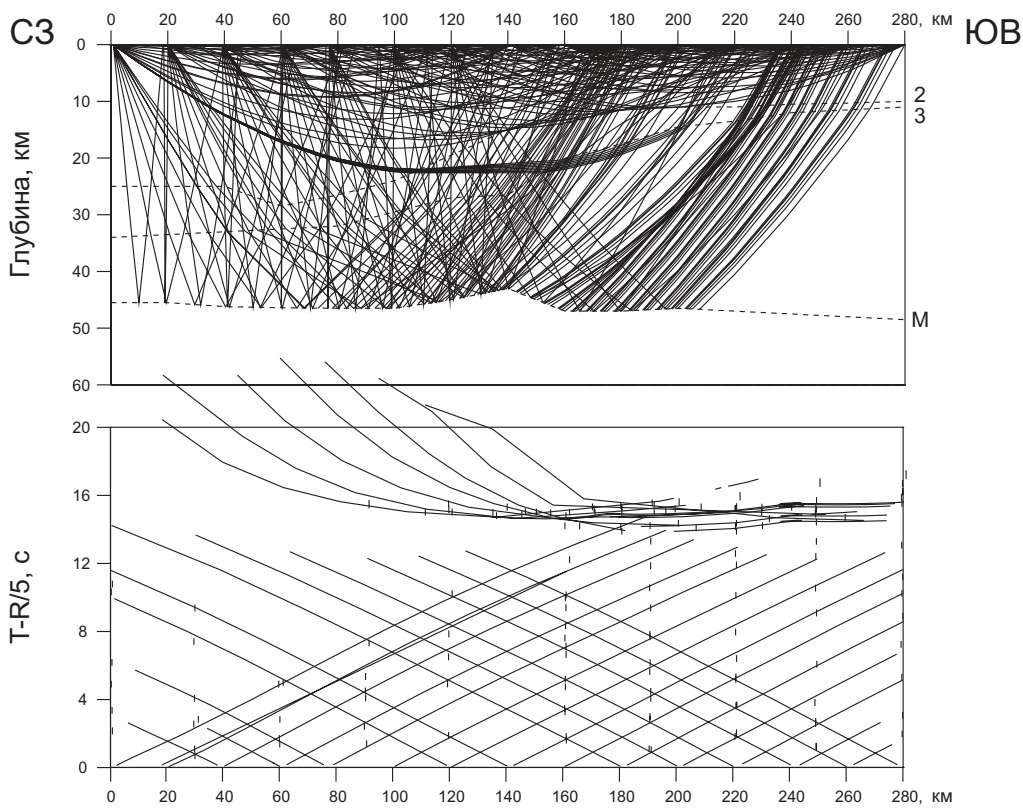
Скоростная модель, S-волны (линия III-VII)



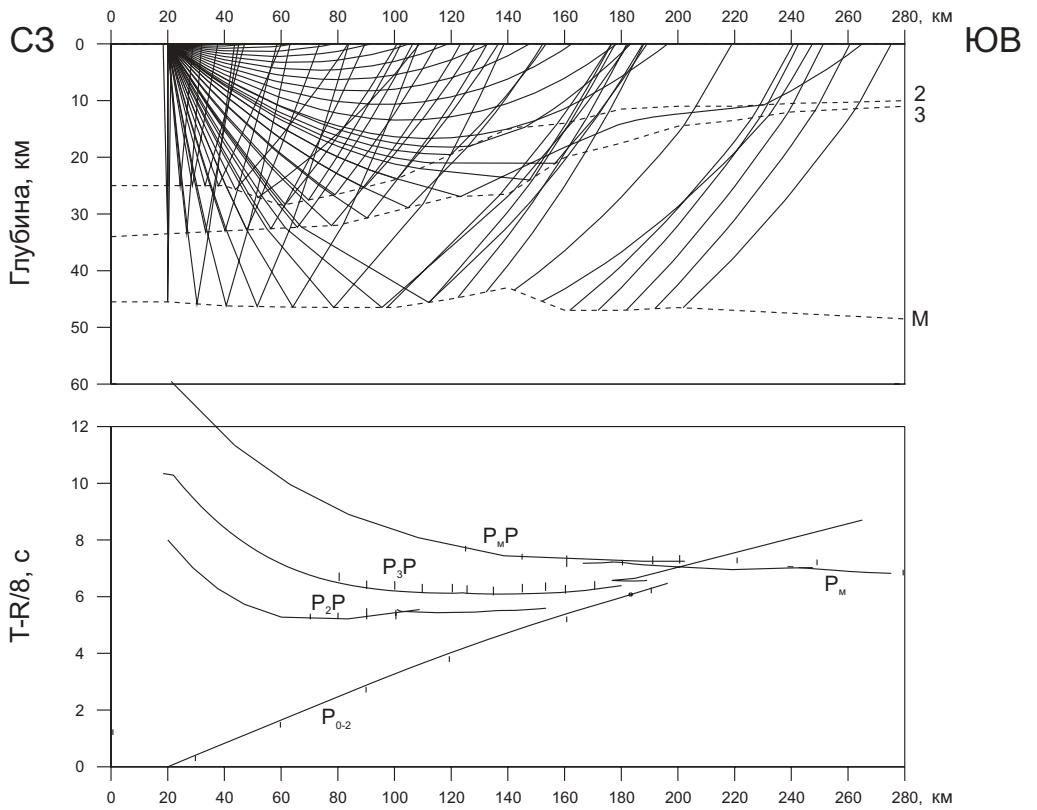
Лучи и годографы опорных Р-волн (II-VI)



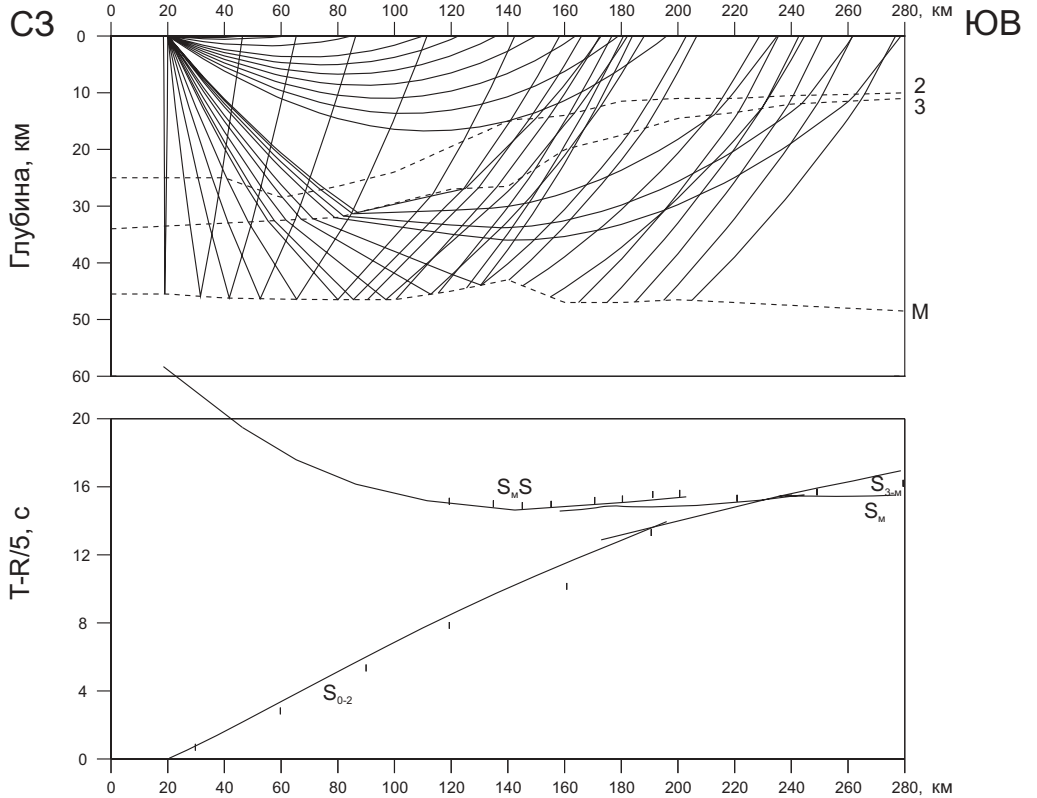
Лучи и годографы опорных S-волн (II-VI)



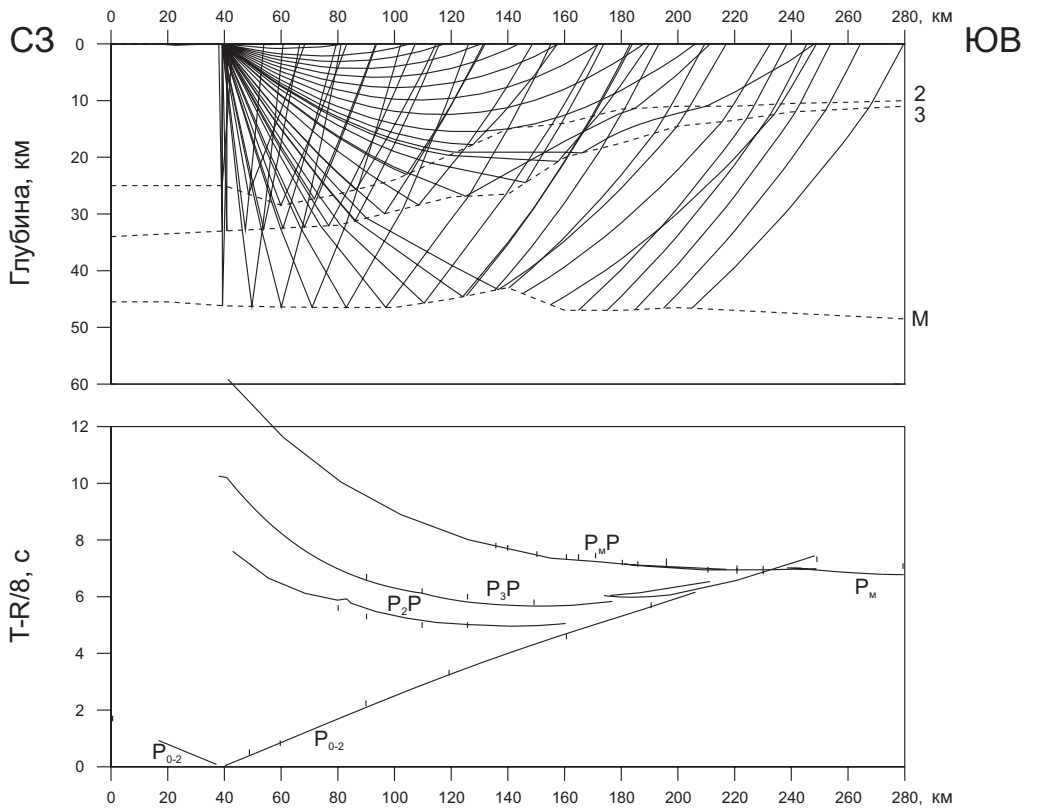
ПВ 732, Р-волны



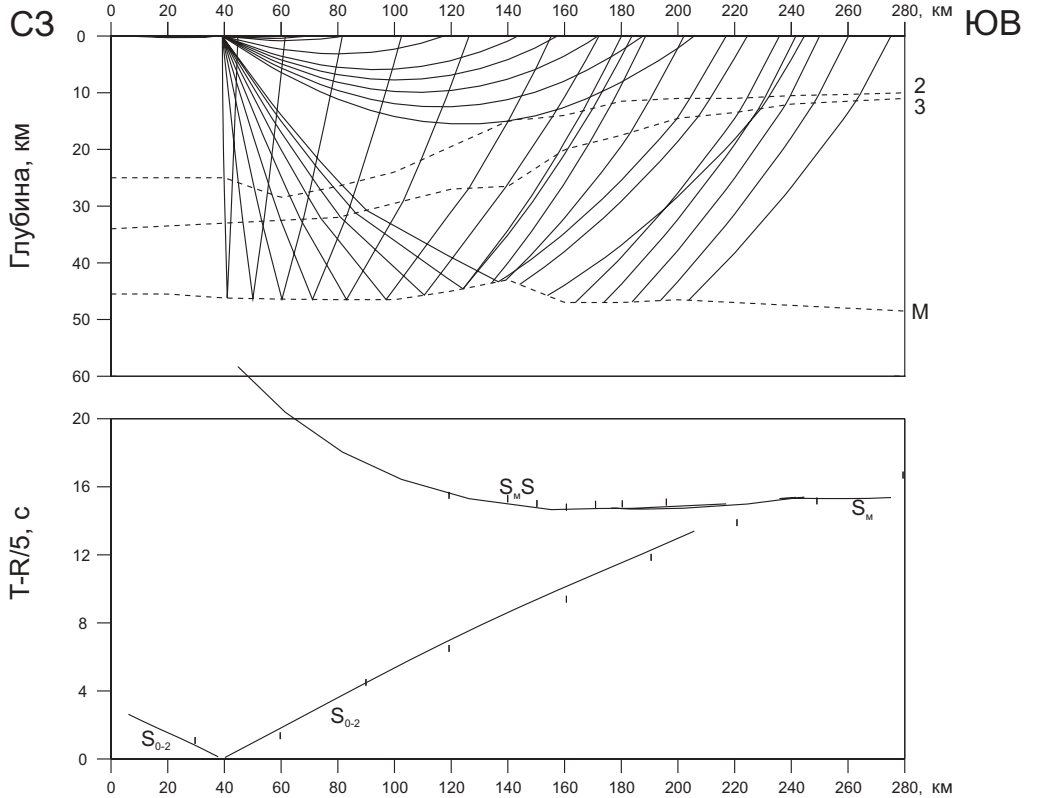
ПВ 732, S-волны



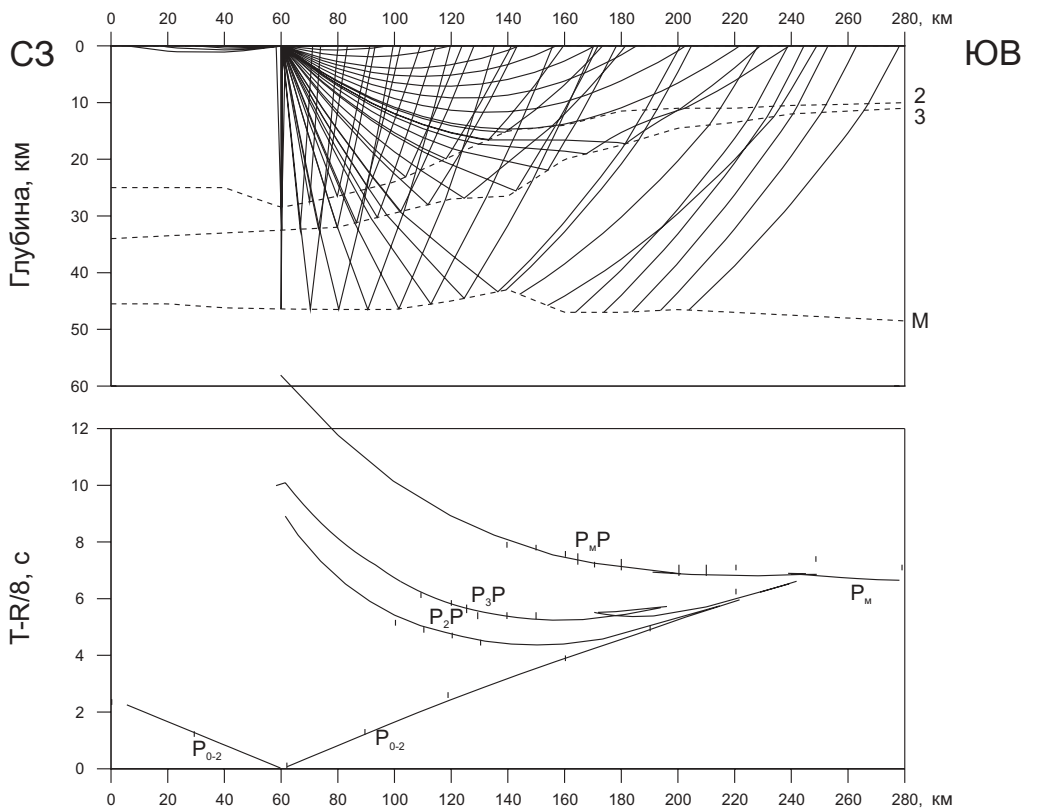
ПВ 734, Р-волны



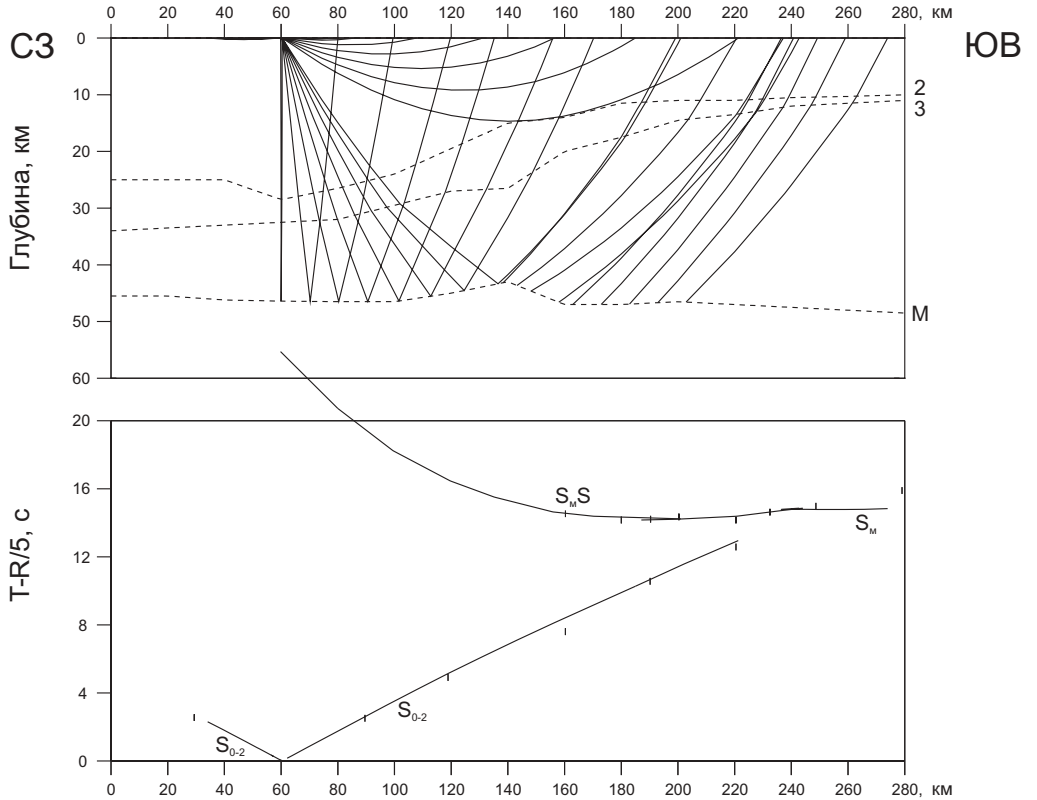
ПВ 734, S-волны



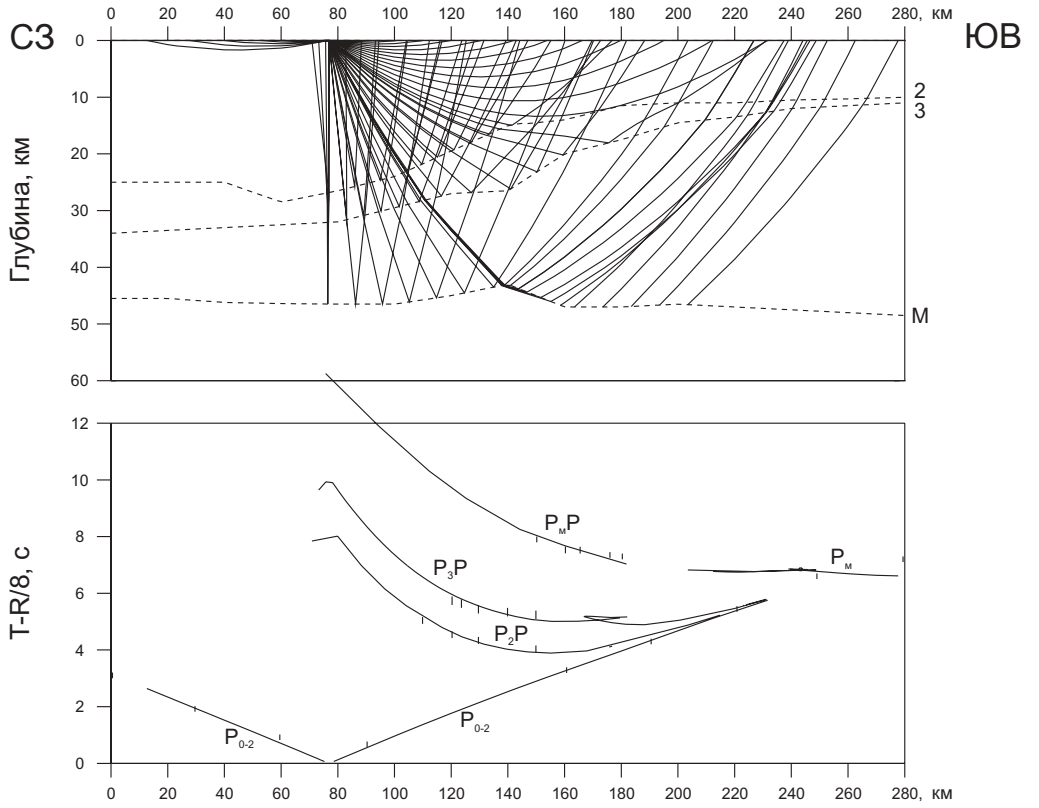
ПВ 736, Р-волны



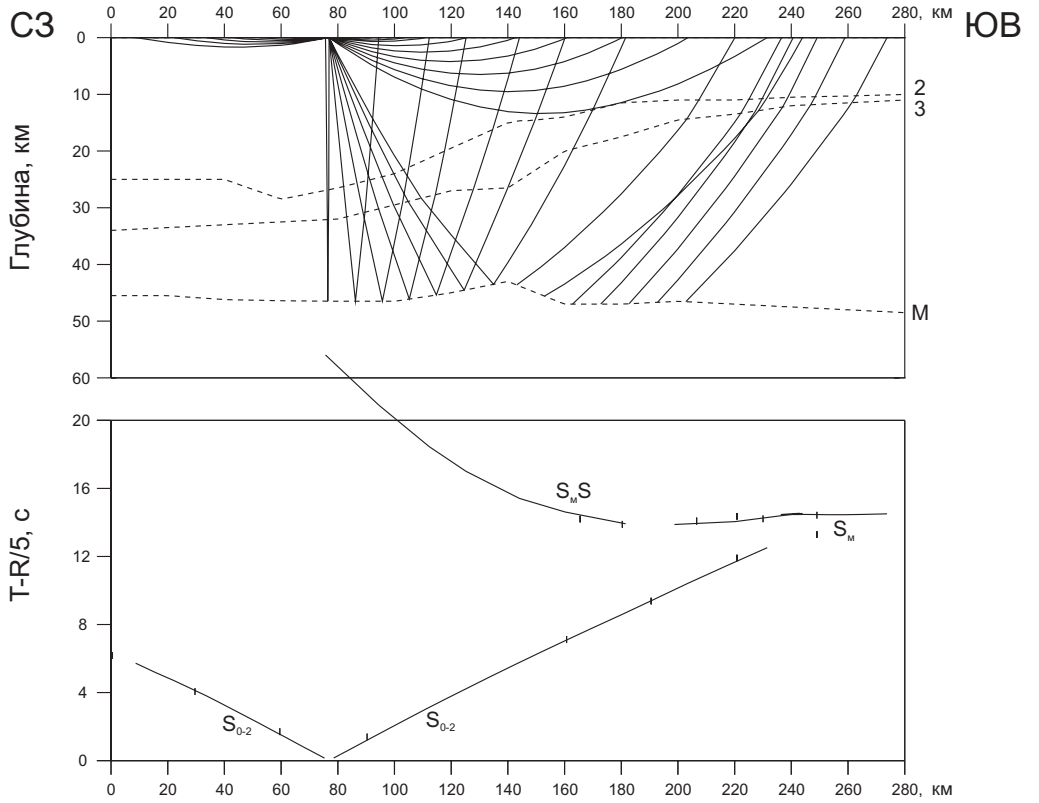
ПВ 736, S-волны



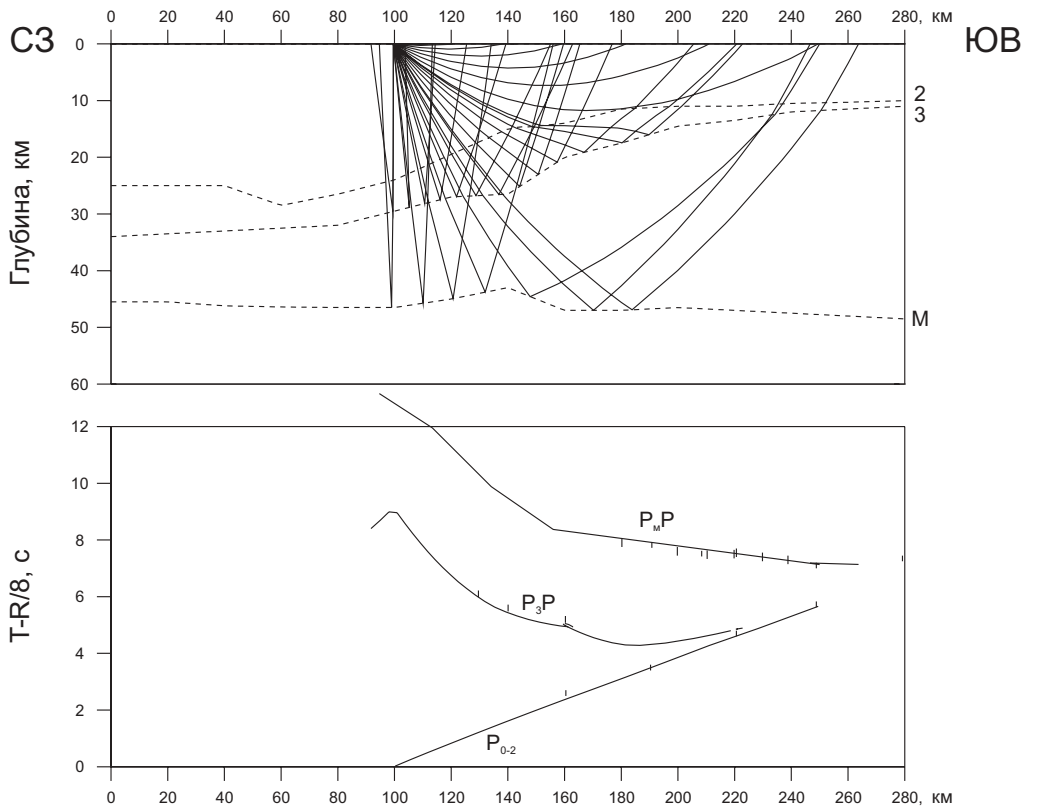
ПВ 738, Р-волны



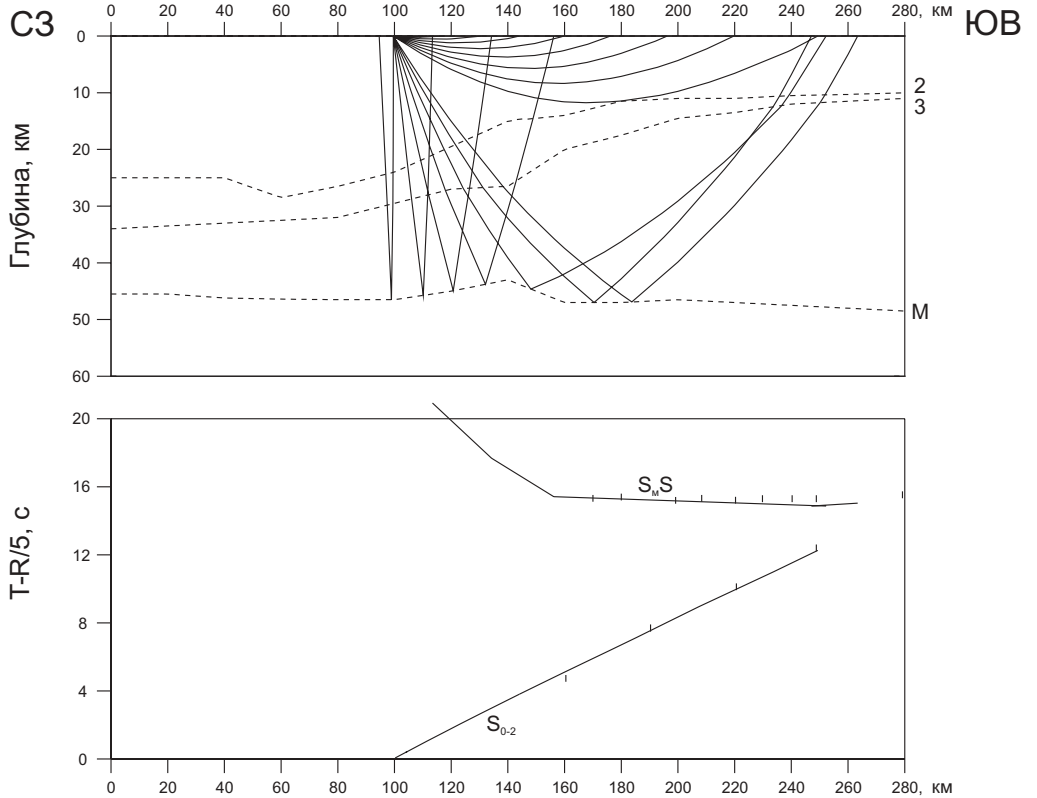
ПВ 738, S-волны



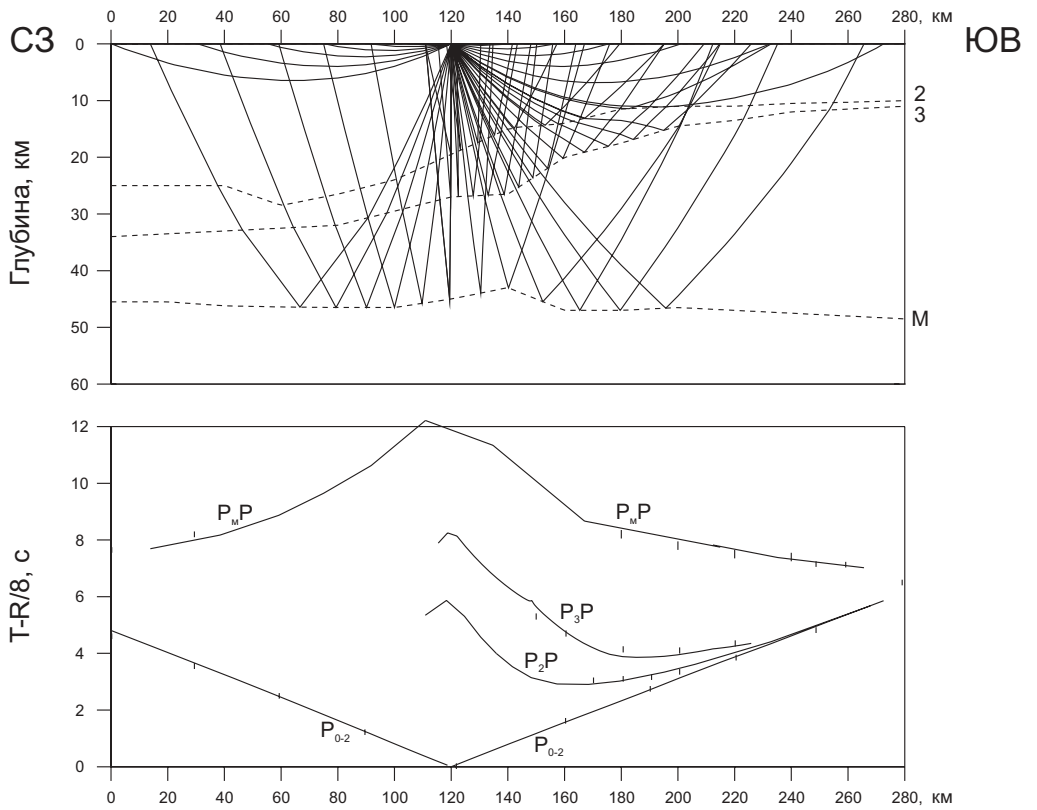
ПВ 740, Р-волны



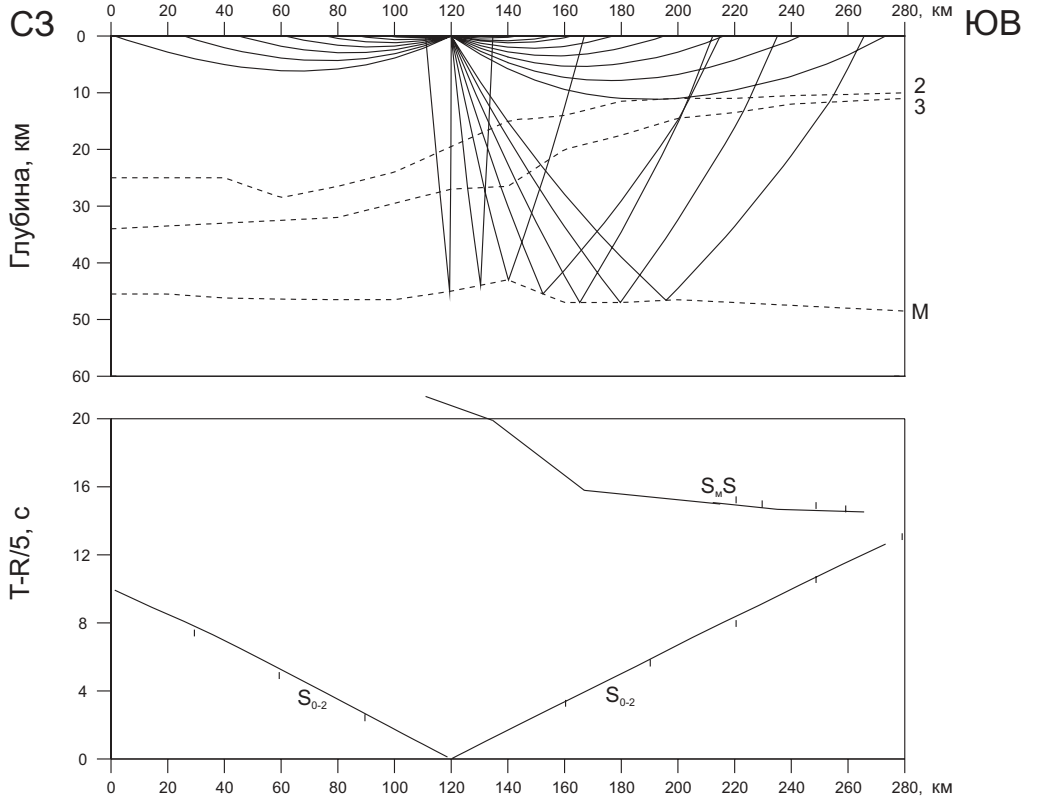
ПВ 740, S-волны



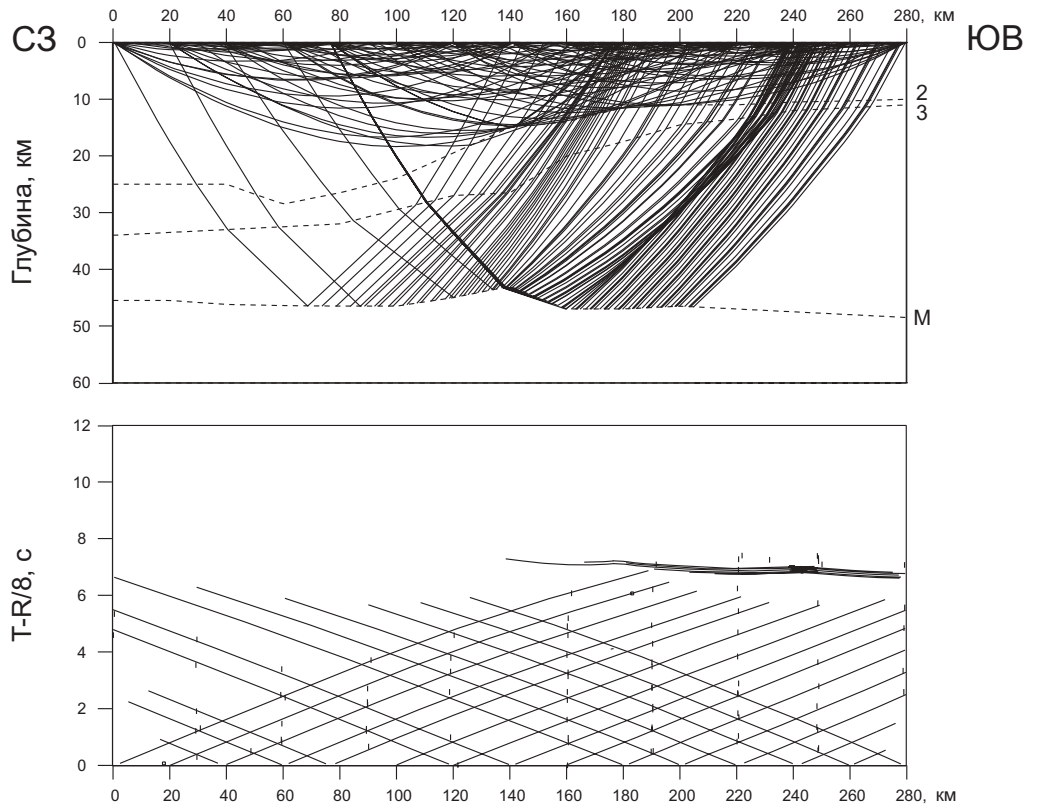
ПВ 742, Р-волны



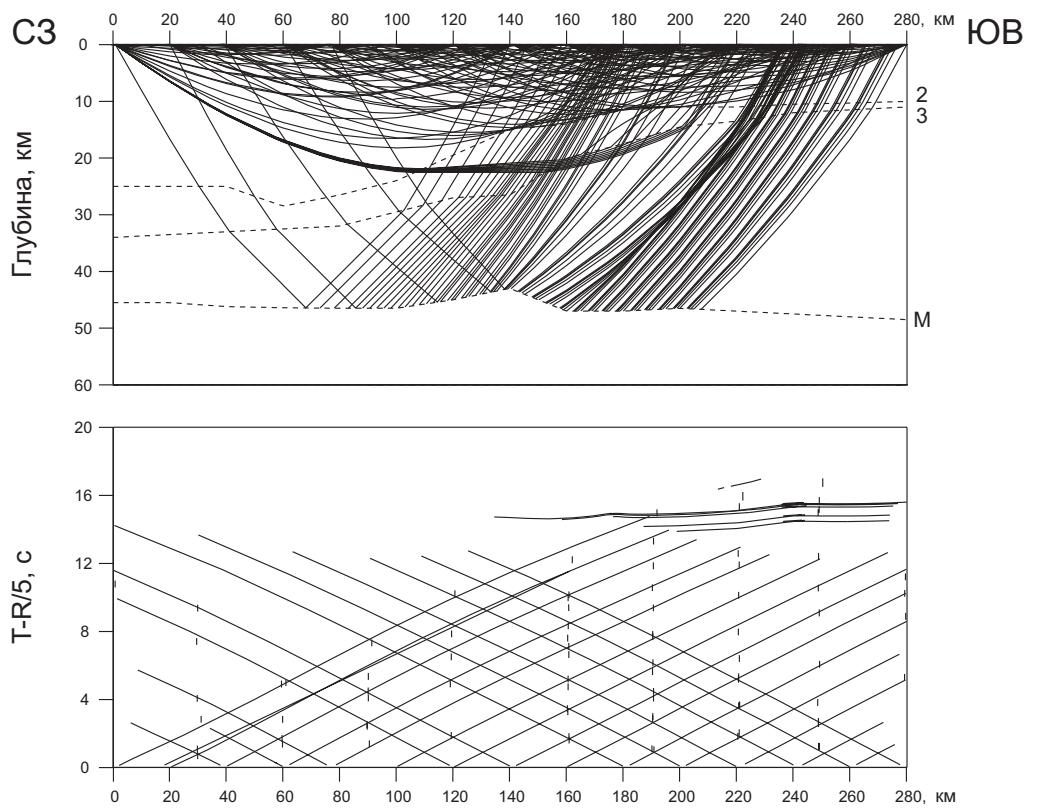
ПВ 742, S-волны



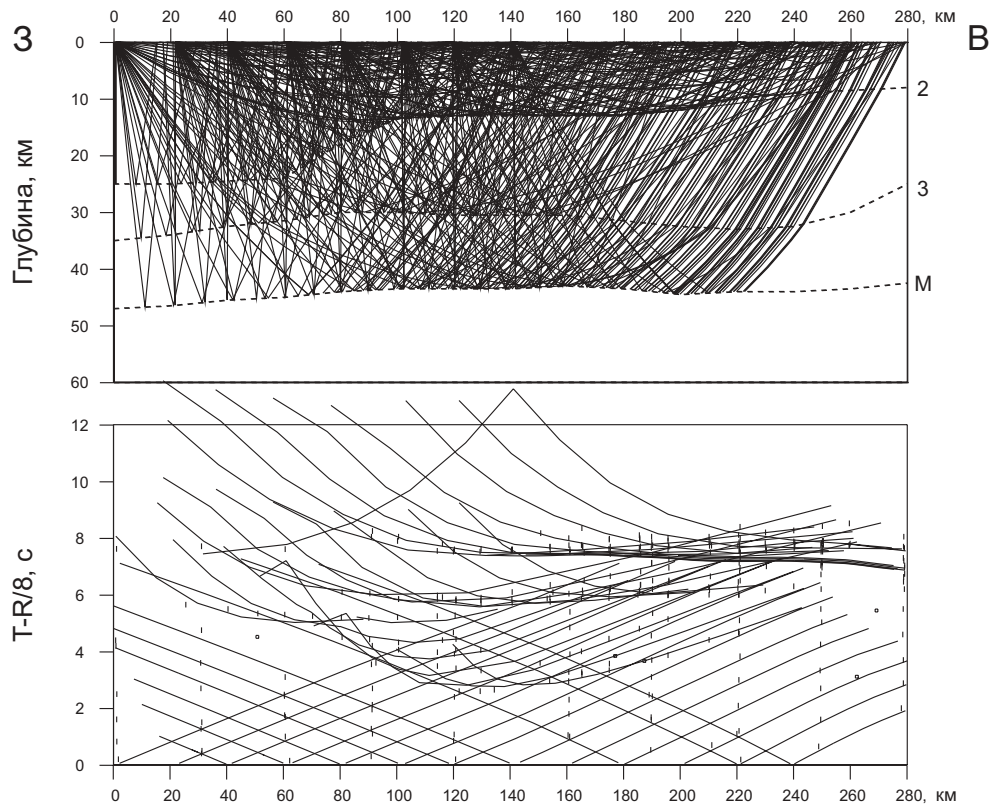
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (II-VI)



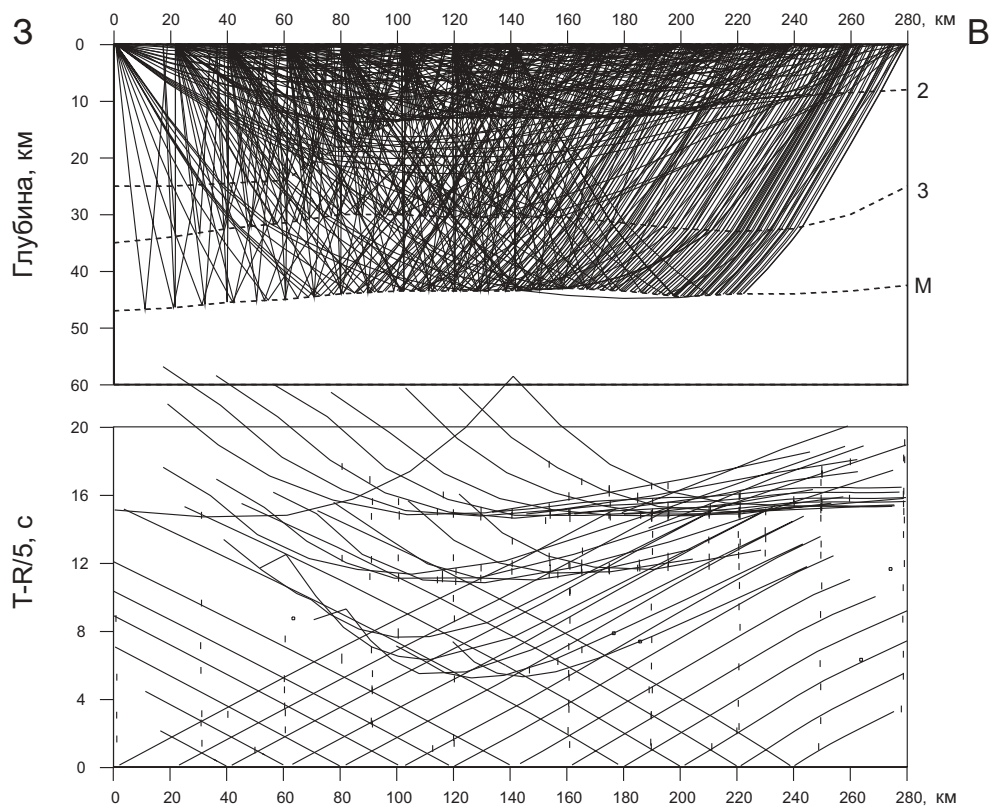
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (II-VI)



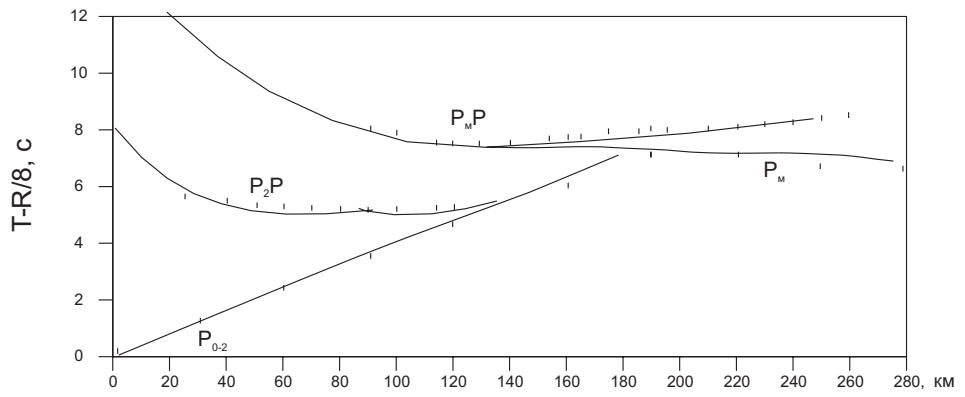
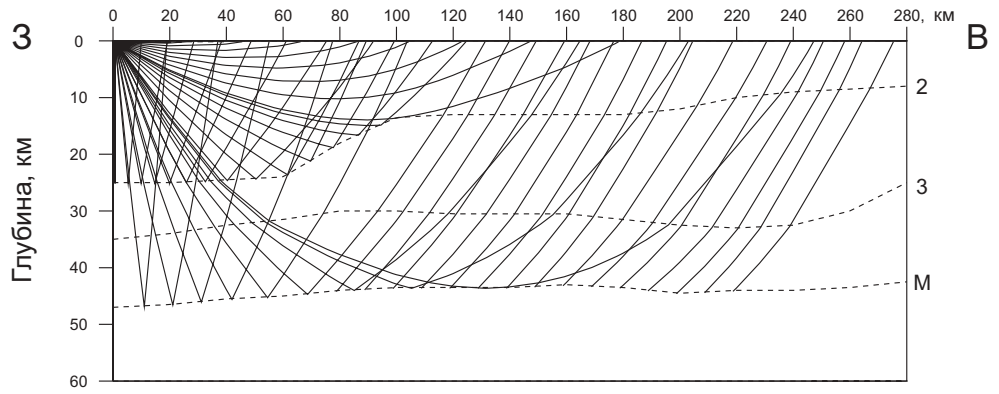
Лучи и годографы опорных Р-волн (I-V)



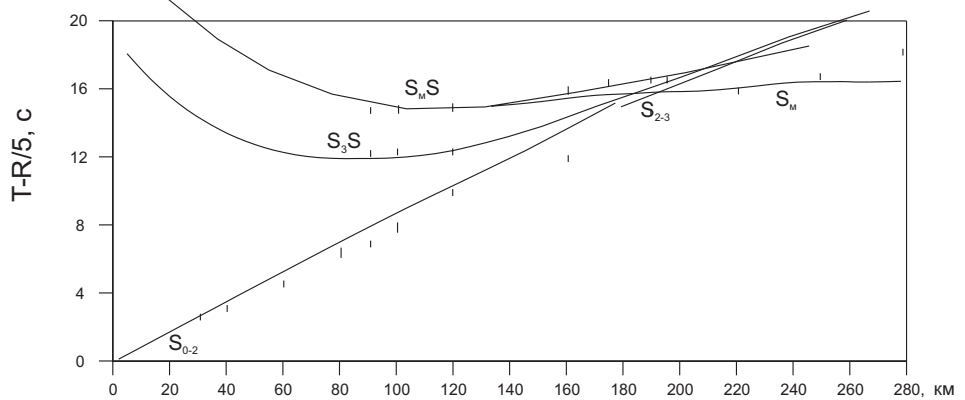
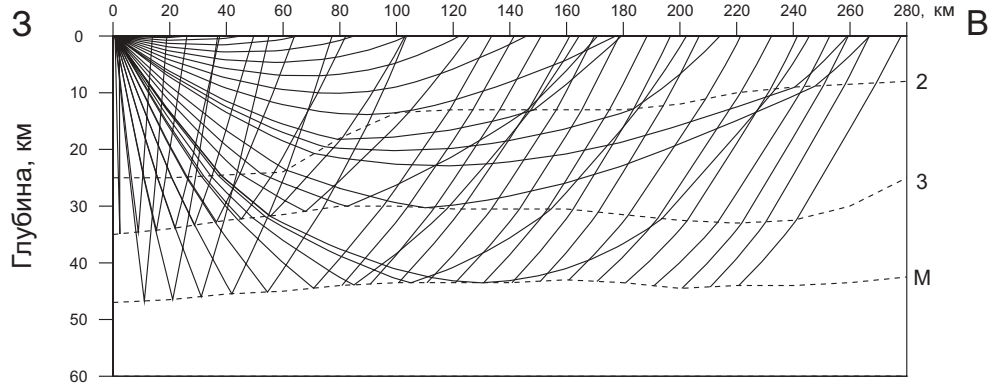
Лучи и годографы опорных S-волн (I-V)



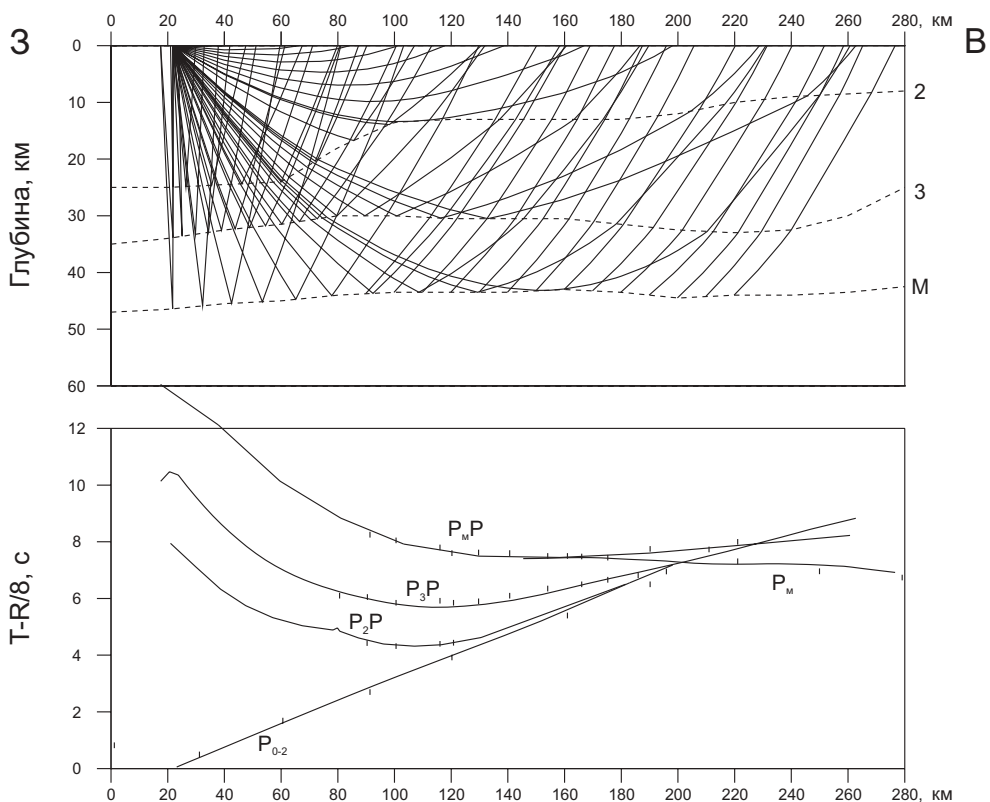
ПВ 701, Р-волны



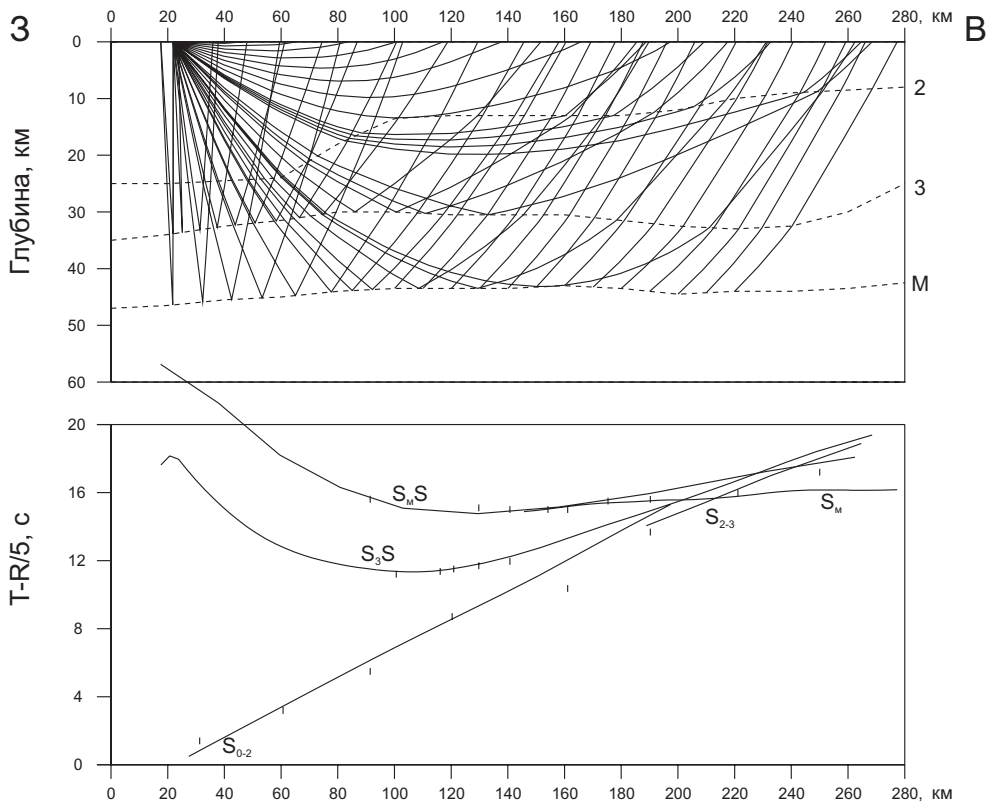
ПВ 701, S-волны



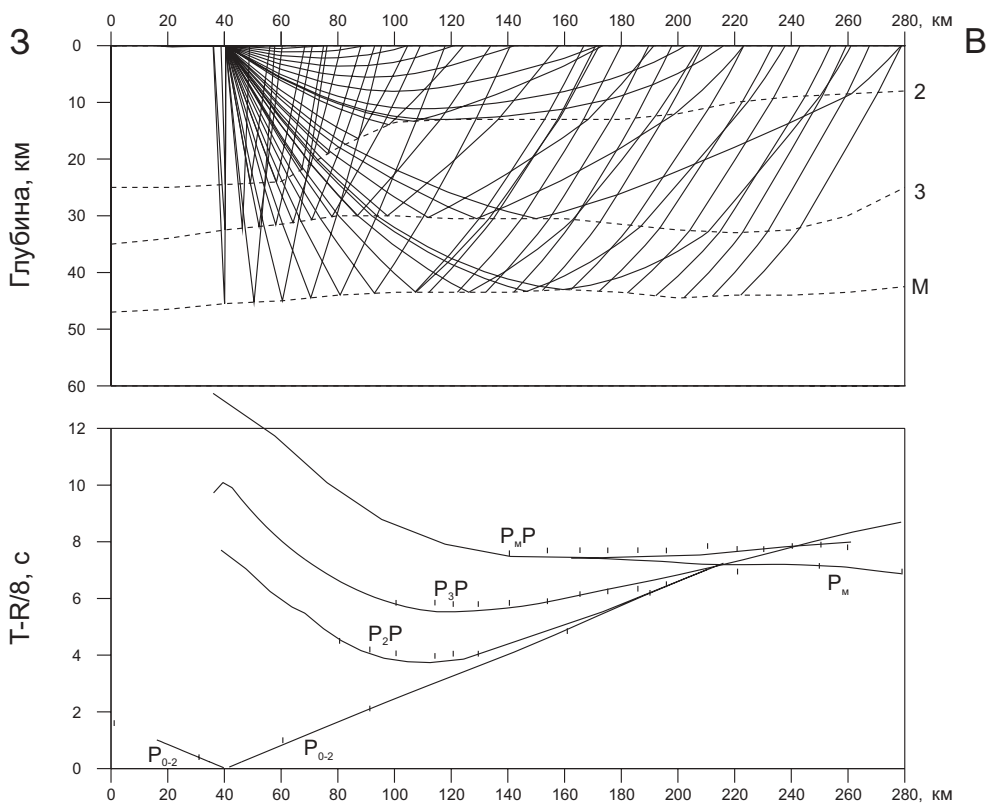
ПВ 703, Р-волны



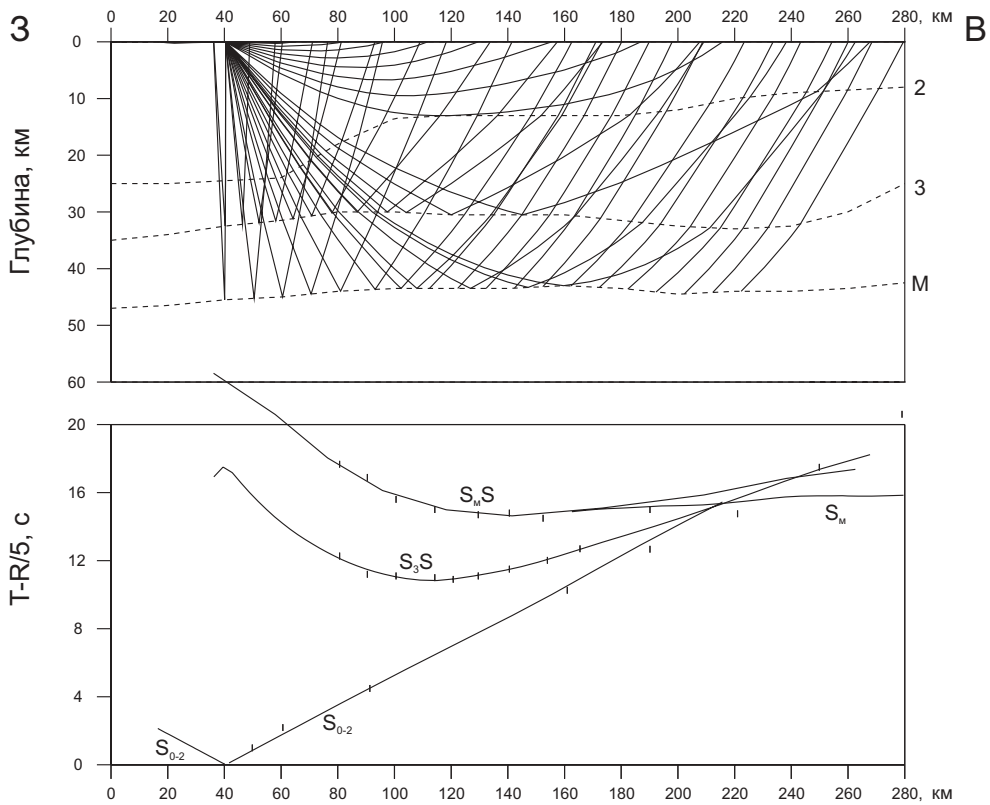
ПВ 703, S-волны



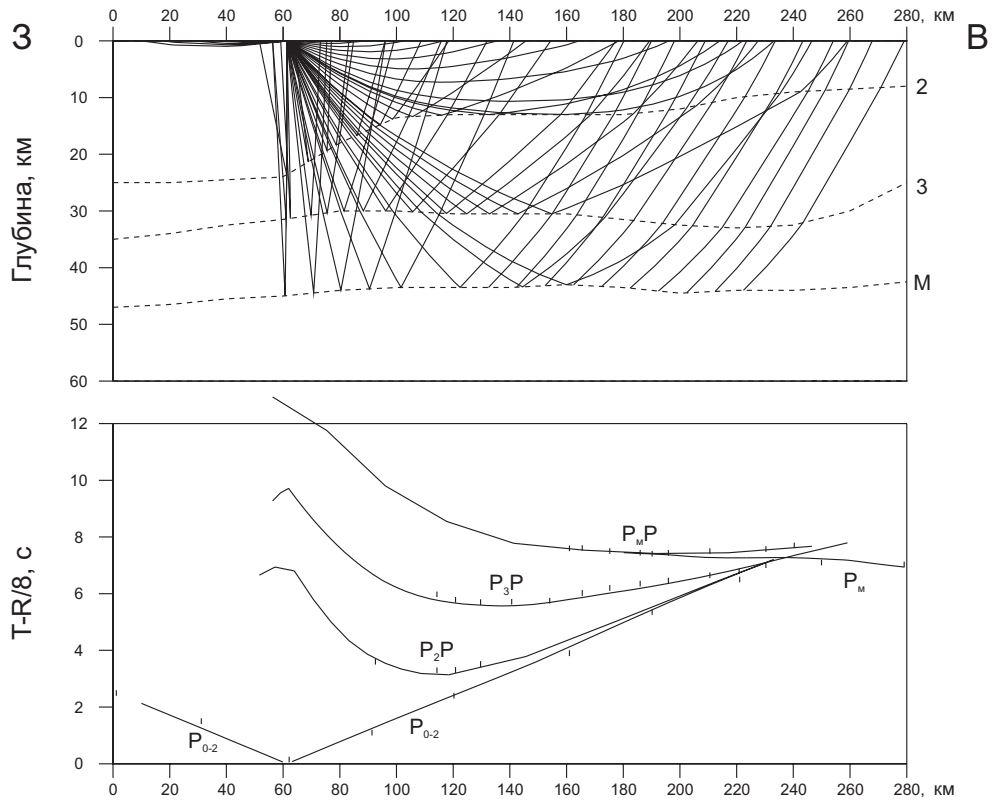
ПВ 705, Р-волны



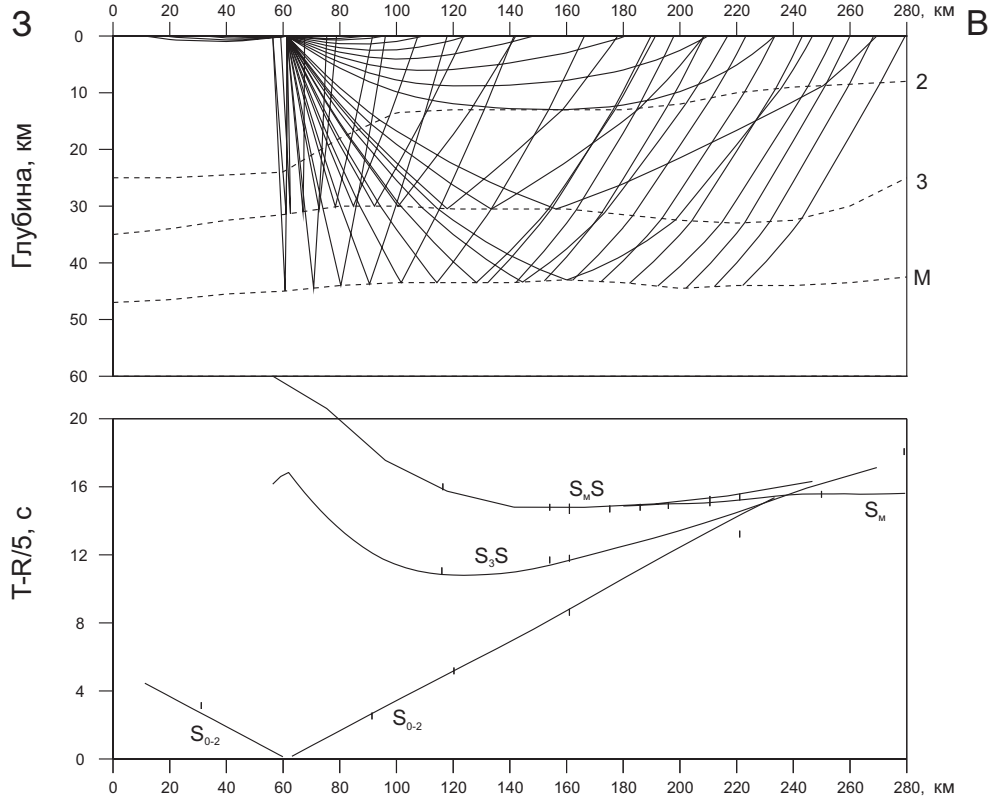
ПВ 705, S-волны



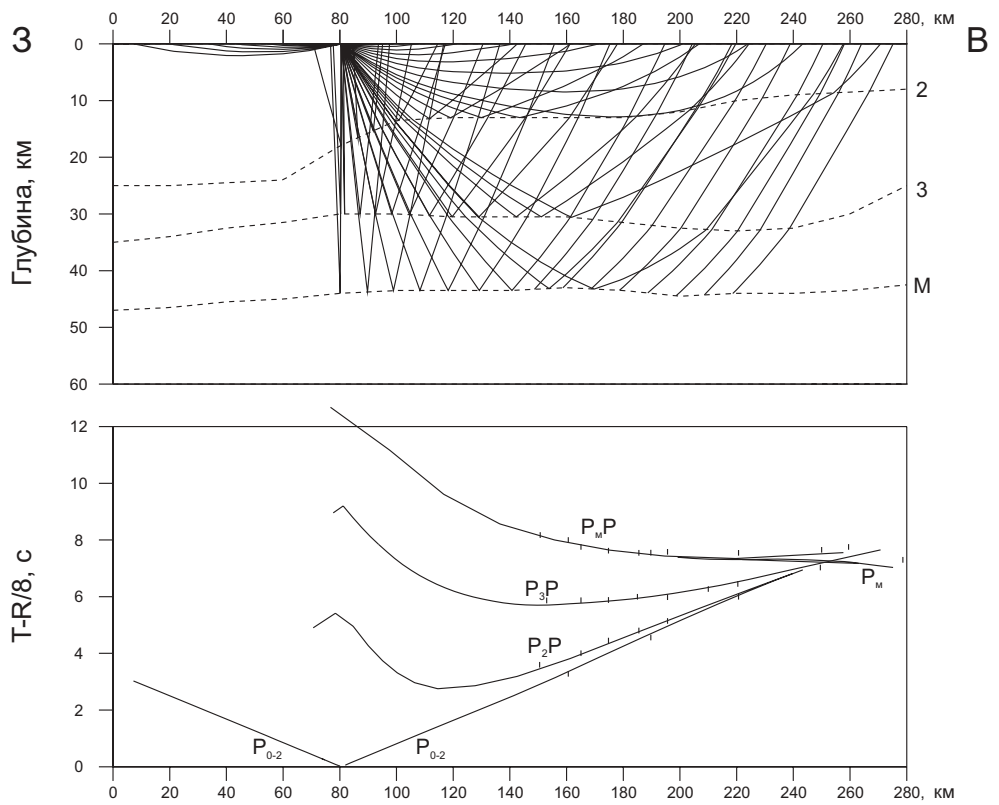
ПВ 707, Р-волны



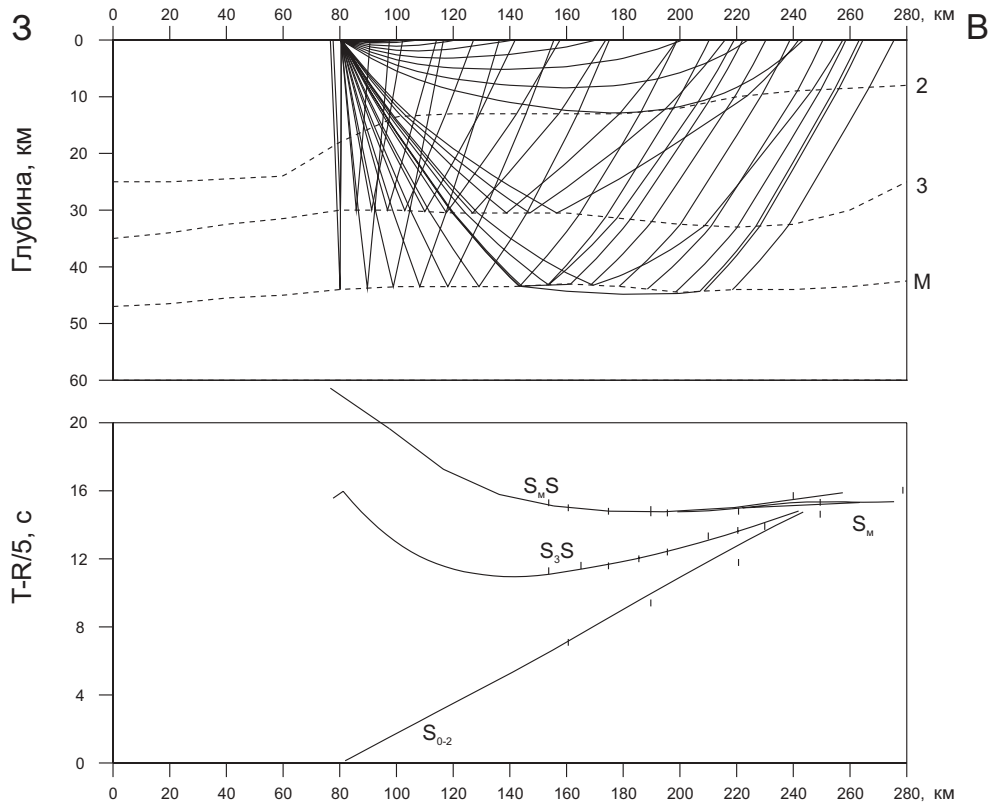
ПВ 707, S-волны



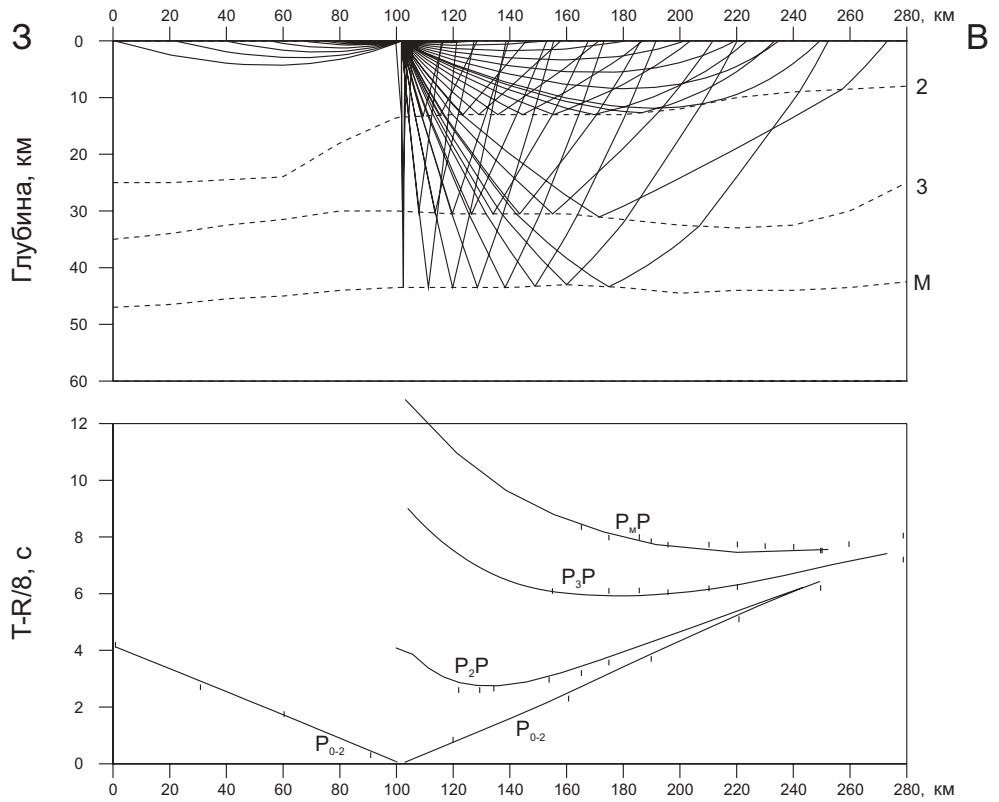
ПВ 709, Р-волны



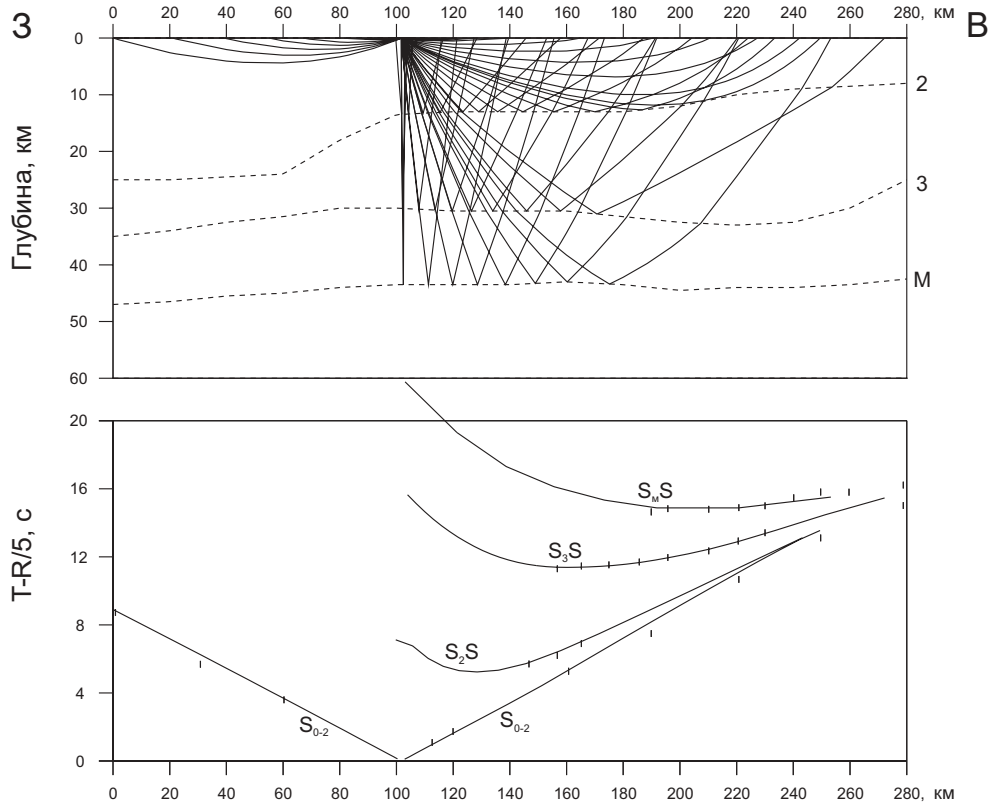
ПВ 709, S-волны



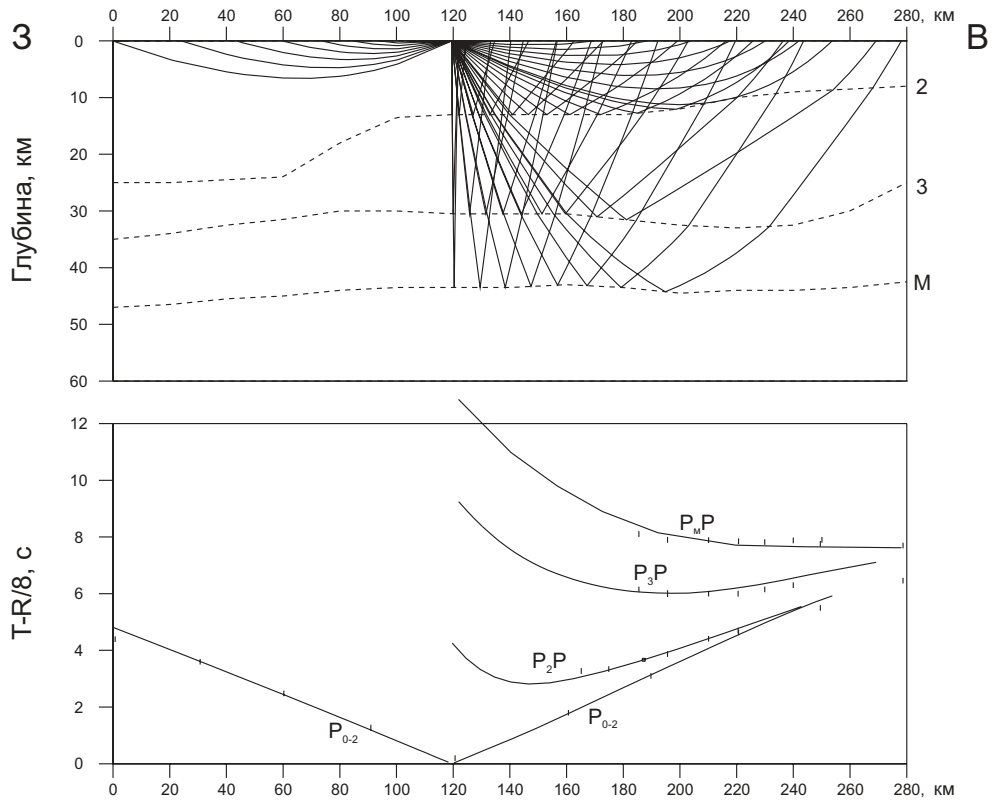
ПВ 711, Р-волны



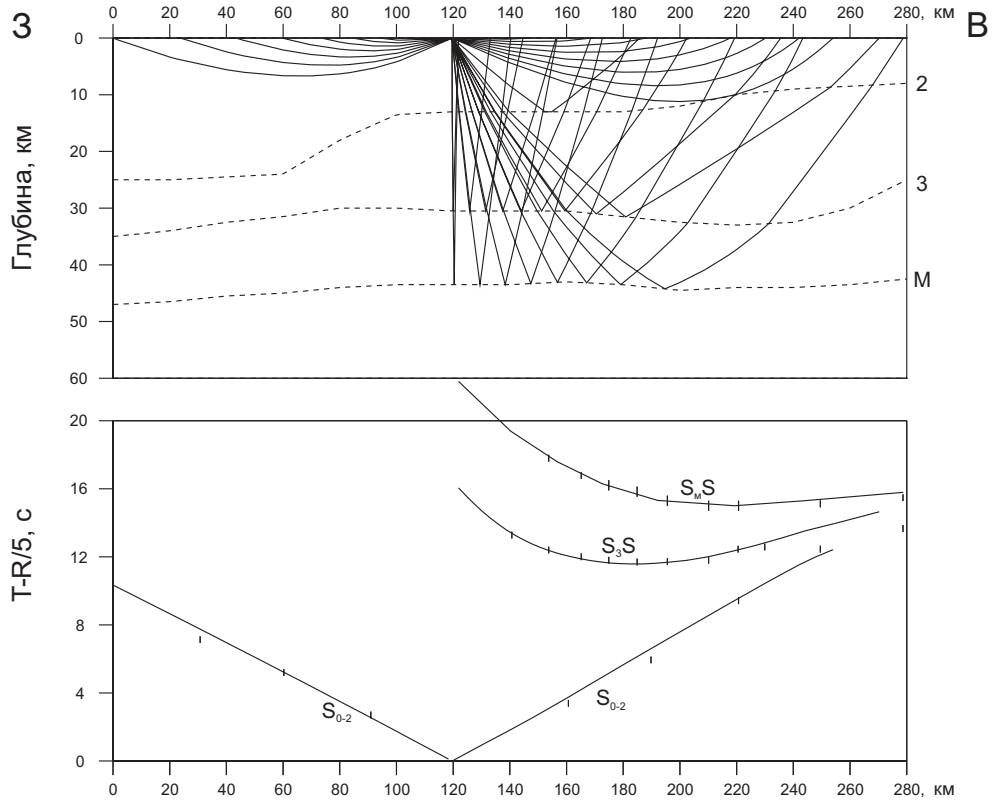
ПВ 711, S-волны



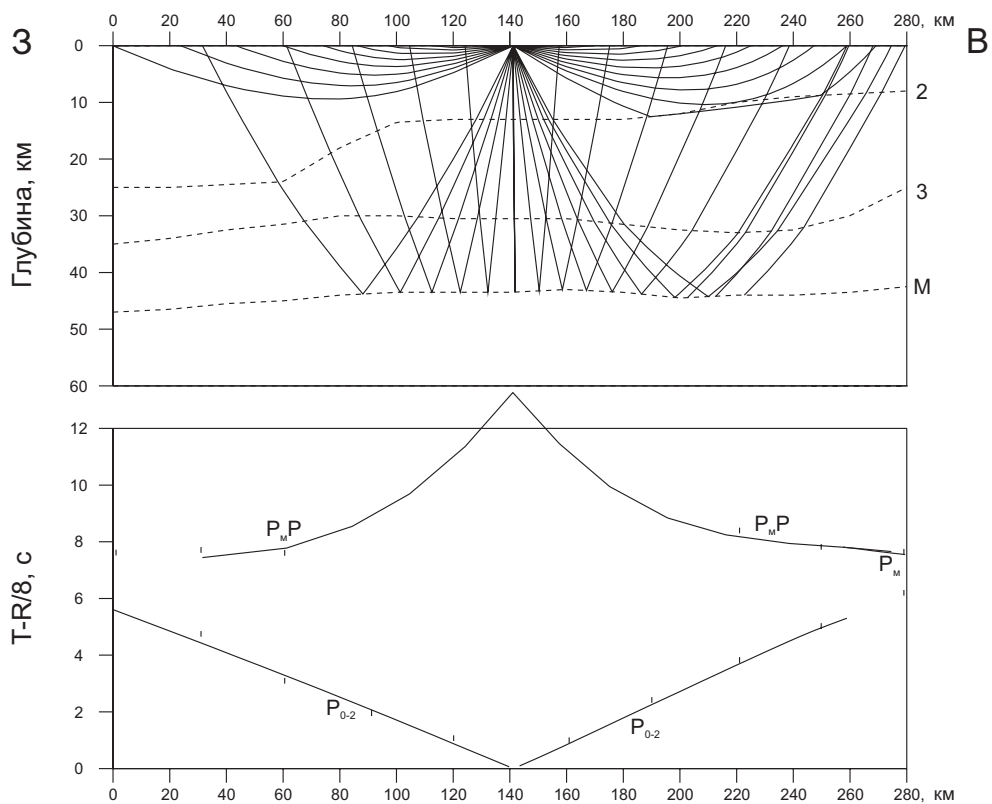
ПВ 713, Р-волны



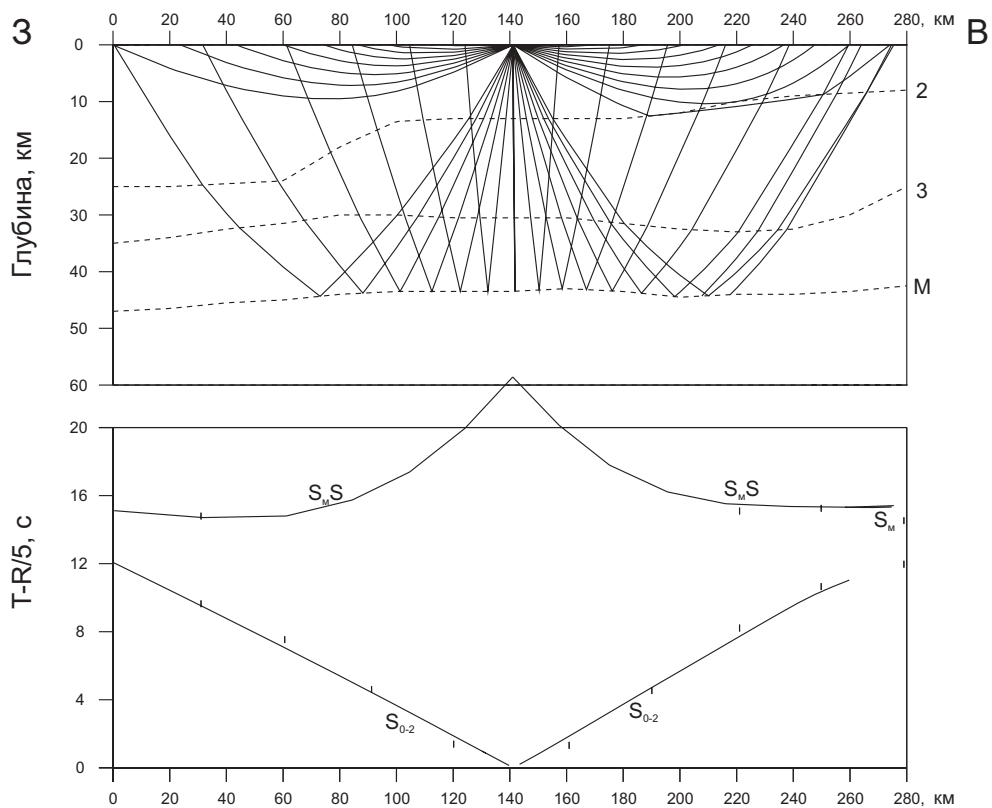
ПВ 713, S-волны



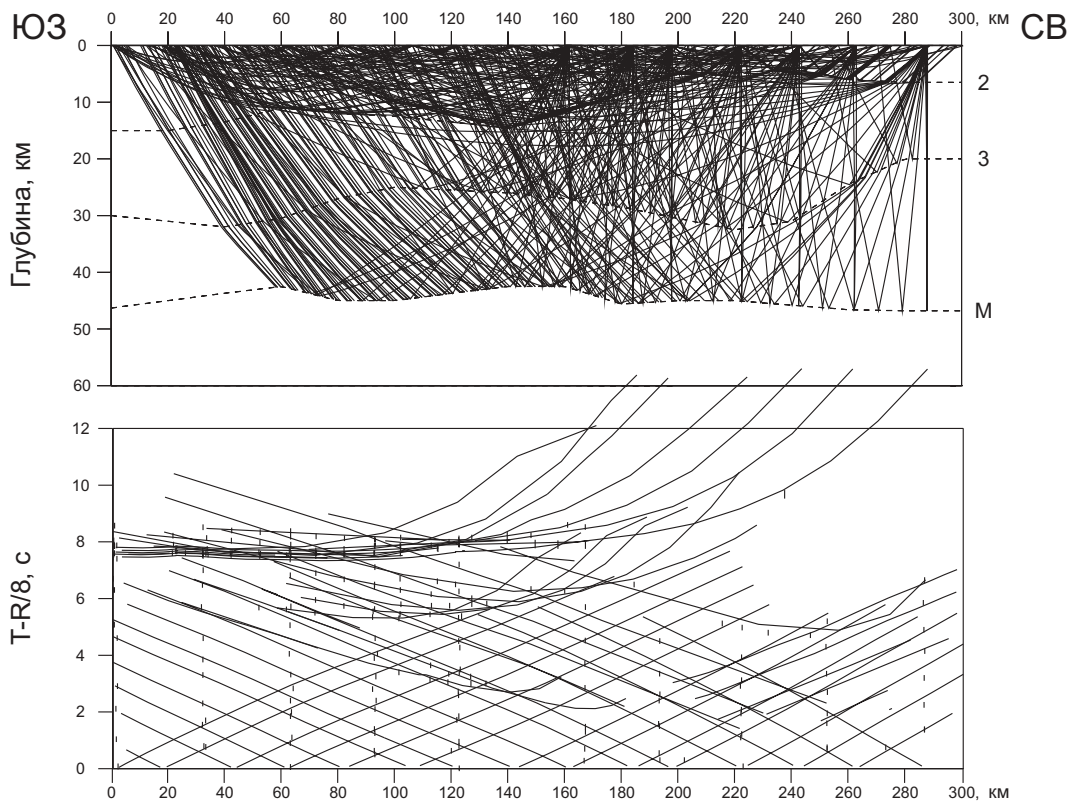
ПВ 715, Р-волны



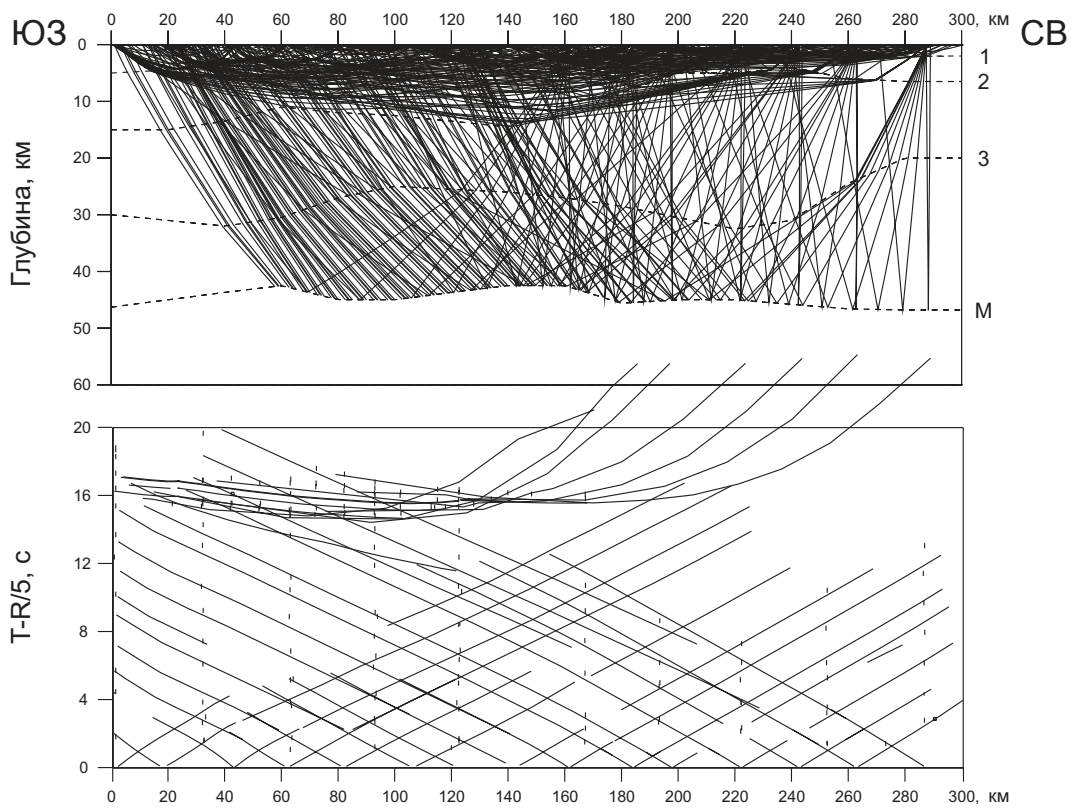
ПВ 715, S-волны



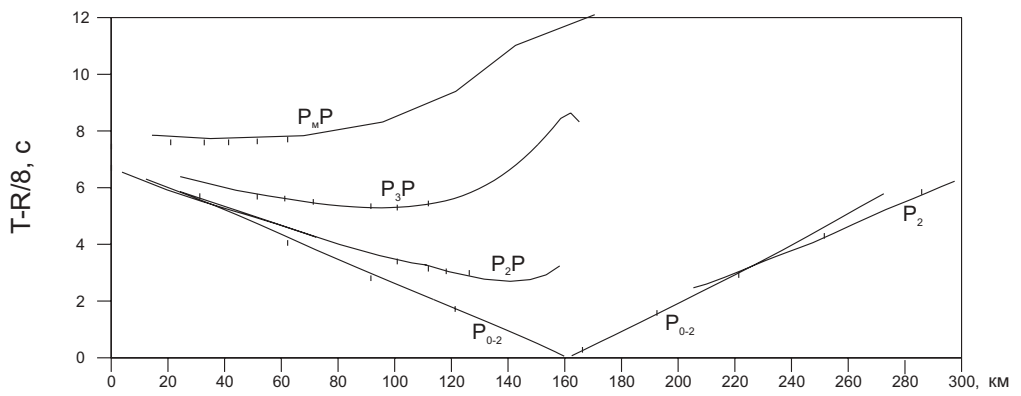
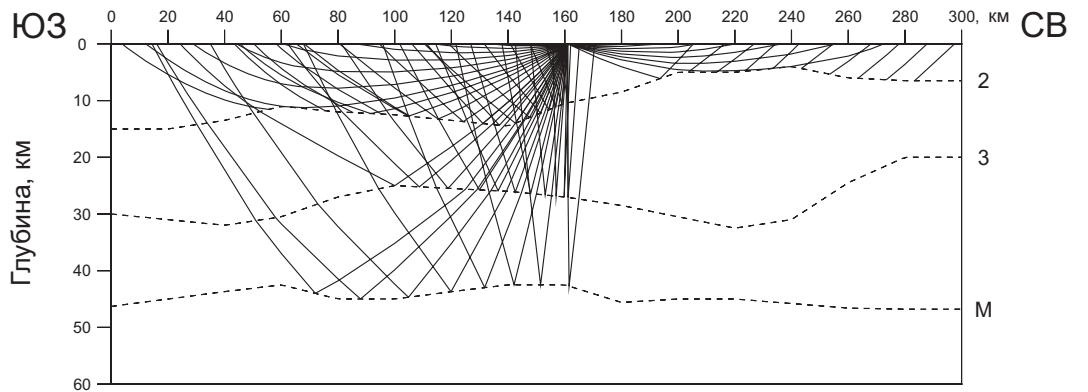
Лучи и годографы опорных Р-волн (IV-VIII)



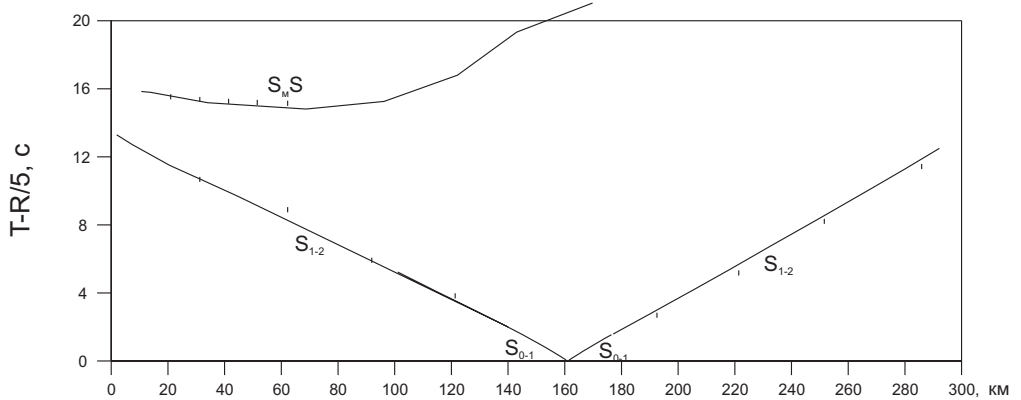
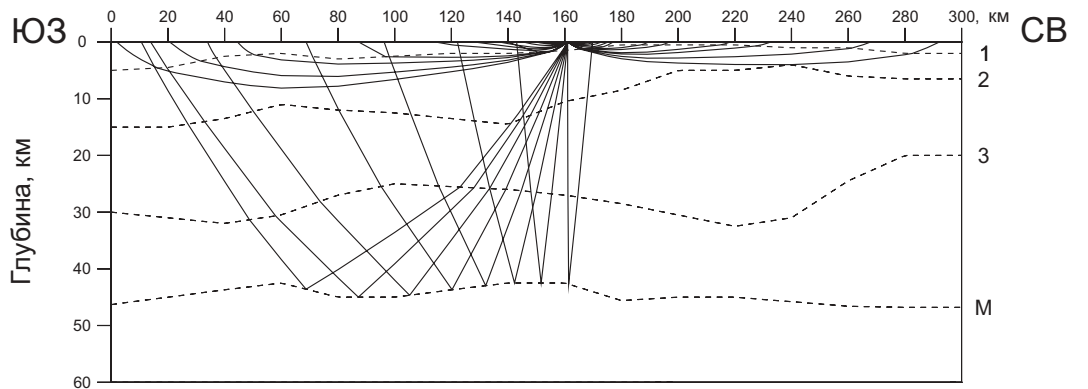
Лучи и годографы опорных S-волн (IV-VIII)



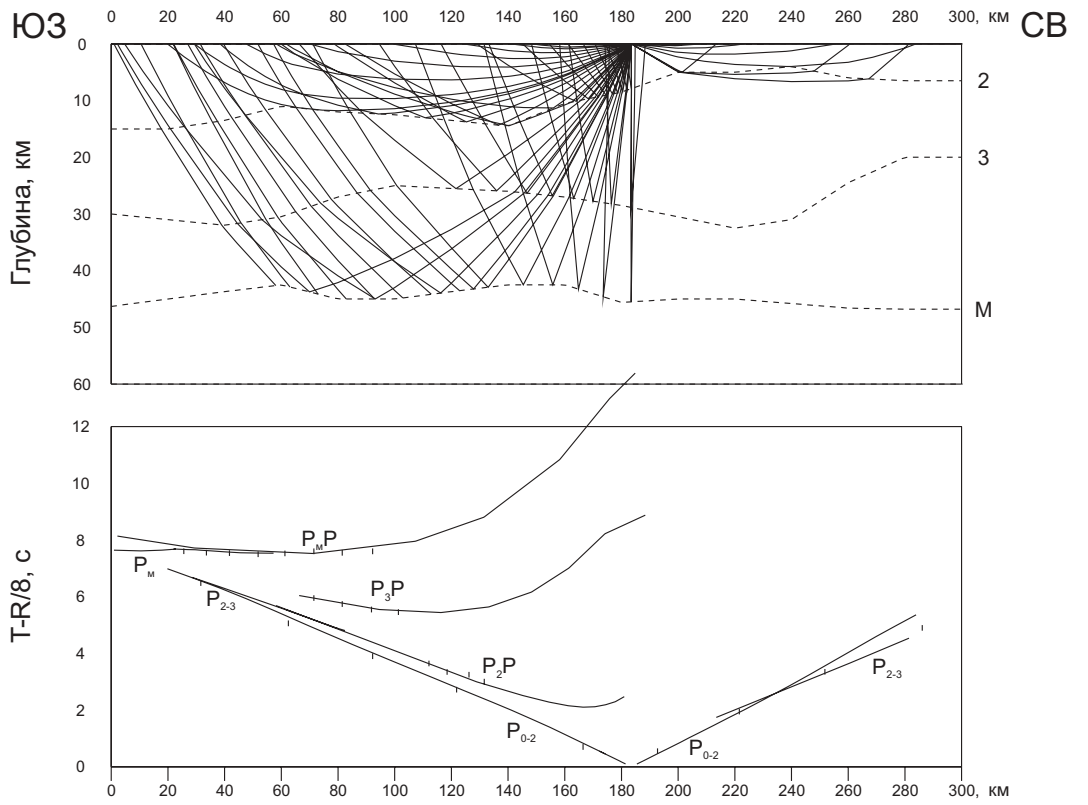
ПВ 801, Р-волны



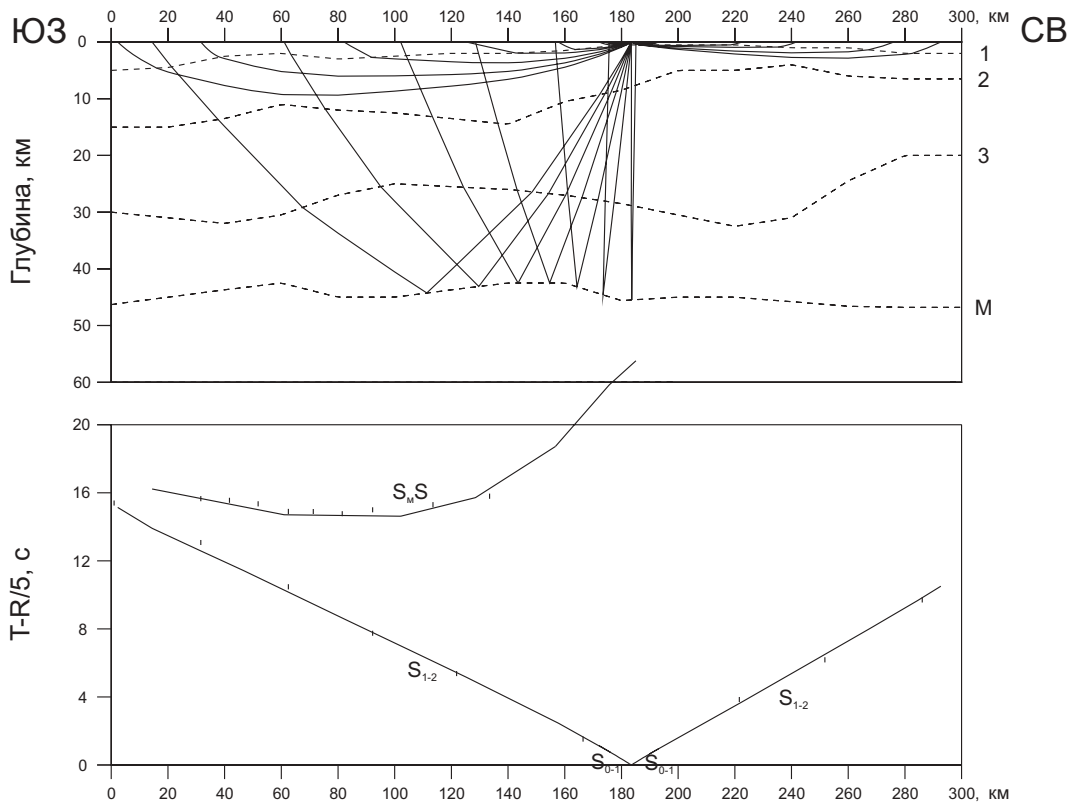
ПВ 801, S-волны



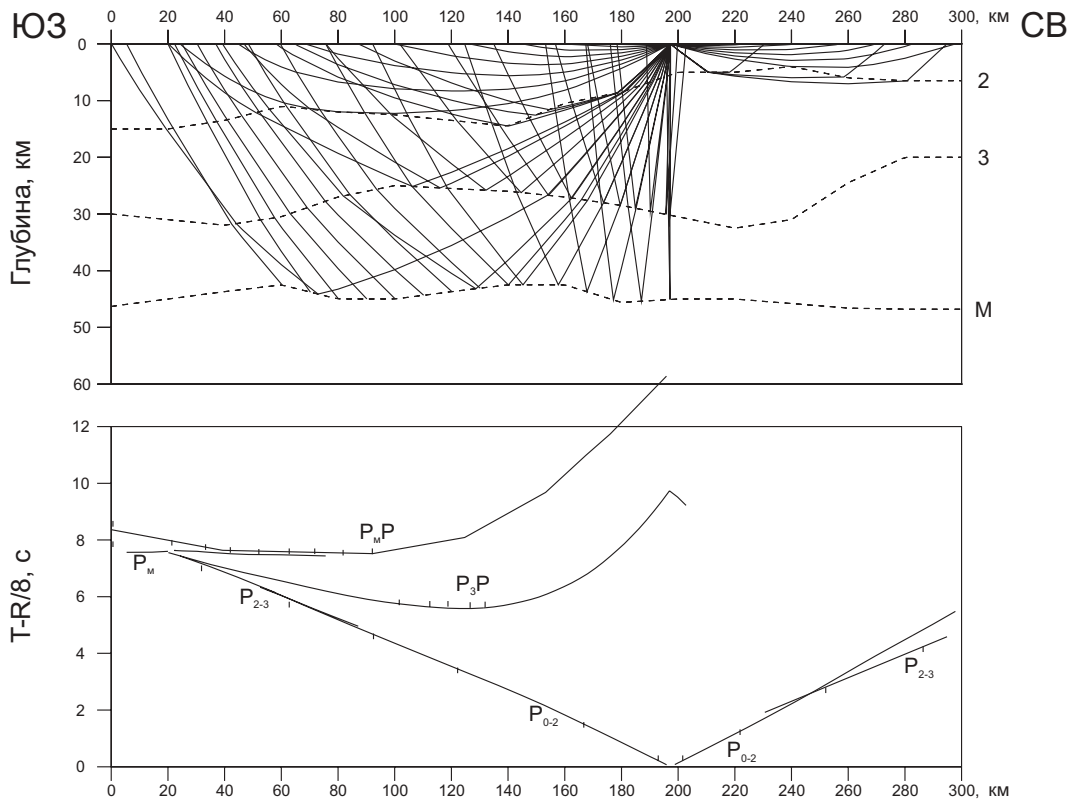
ПВ 803, Р-волны



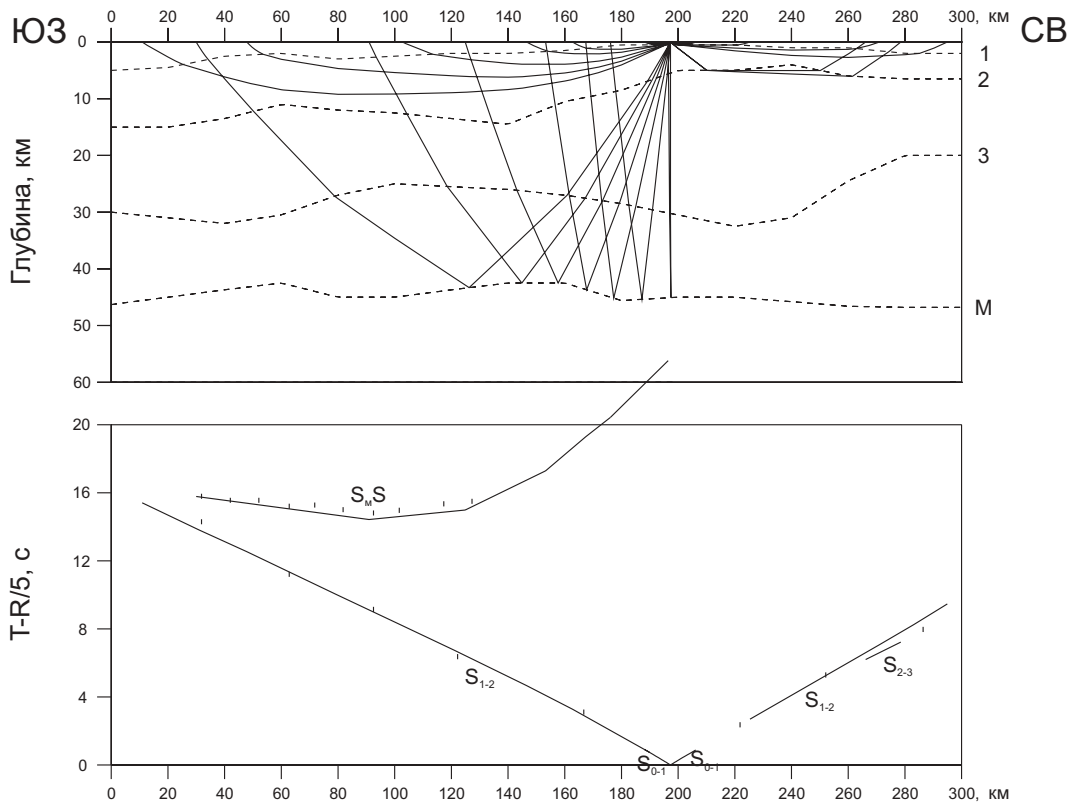
ПВ 803, S-волны



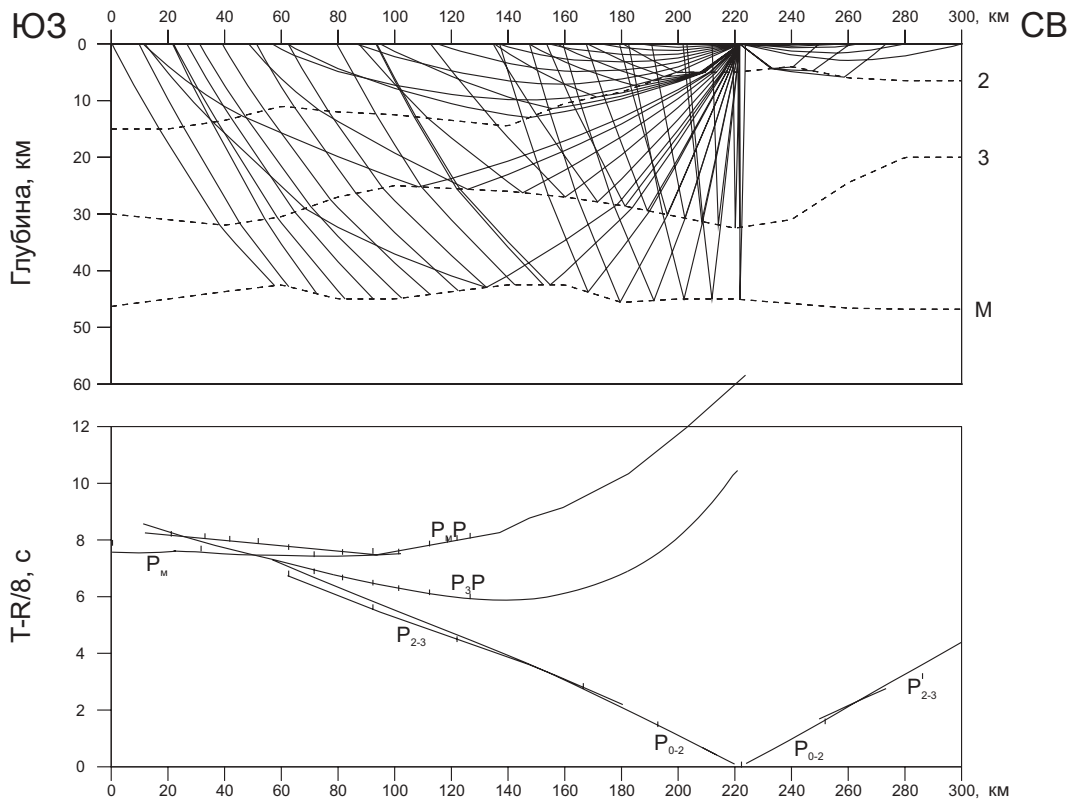
ПВ 805, Р-волны



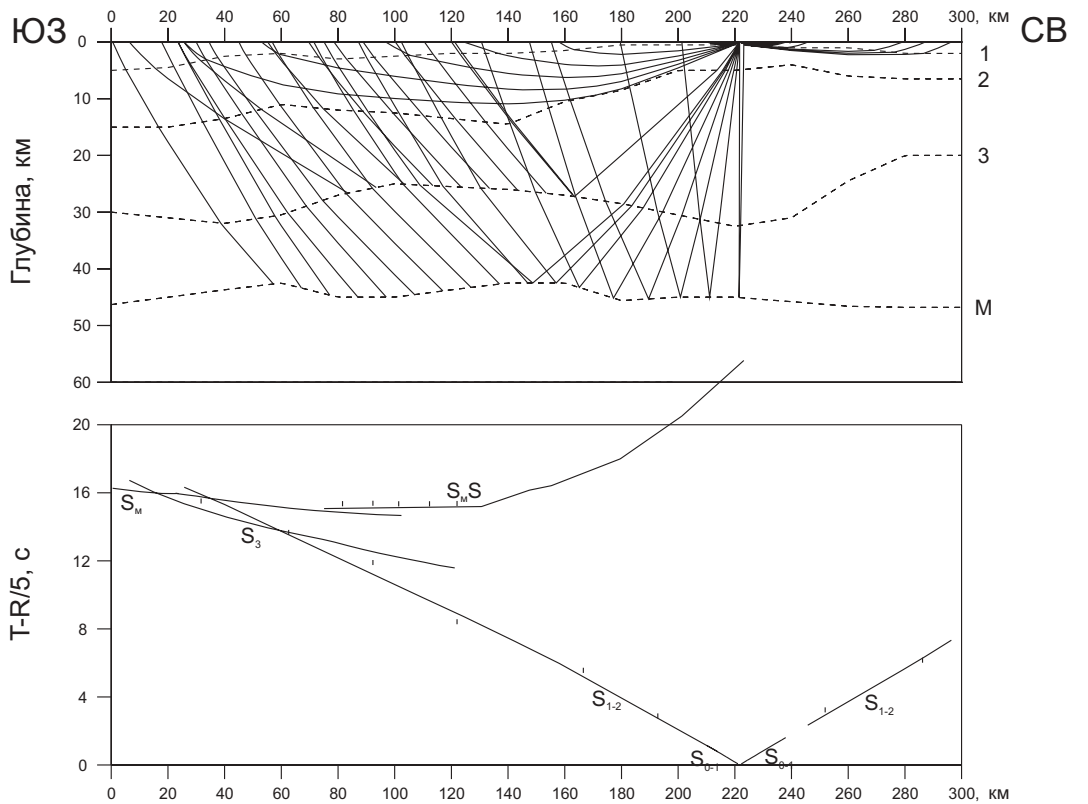
ПВ 805, S-волны



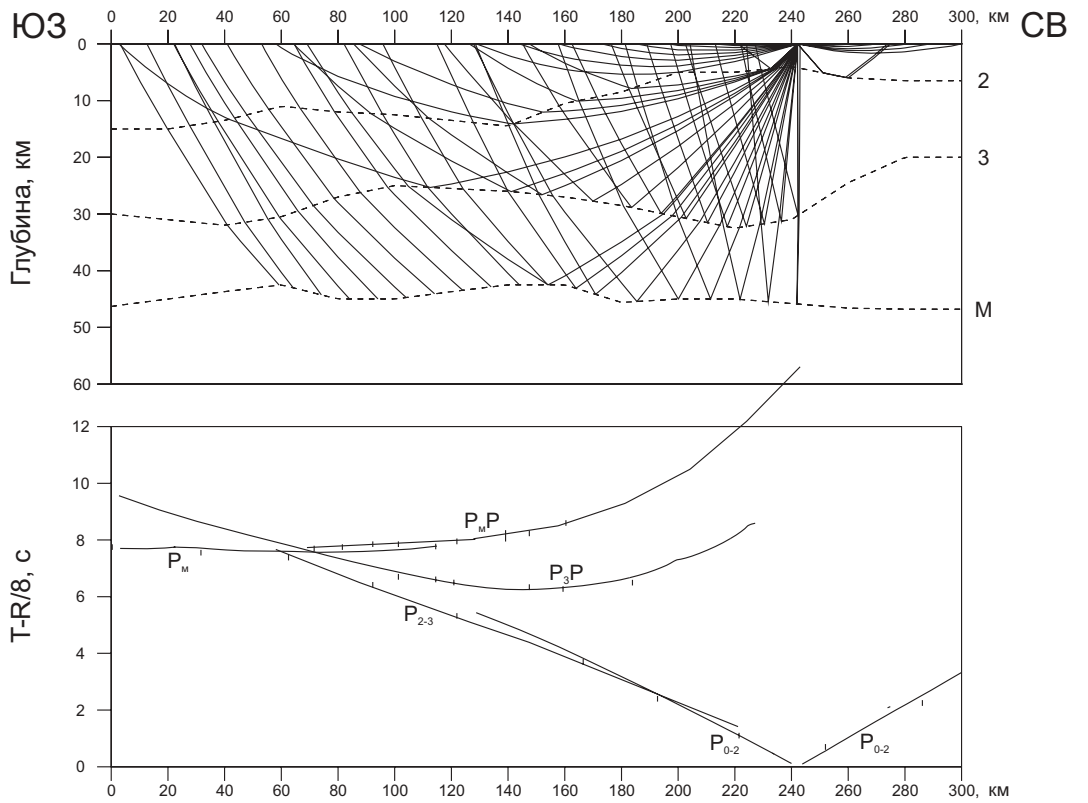
ПВ 807, Р-волны



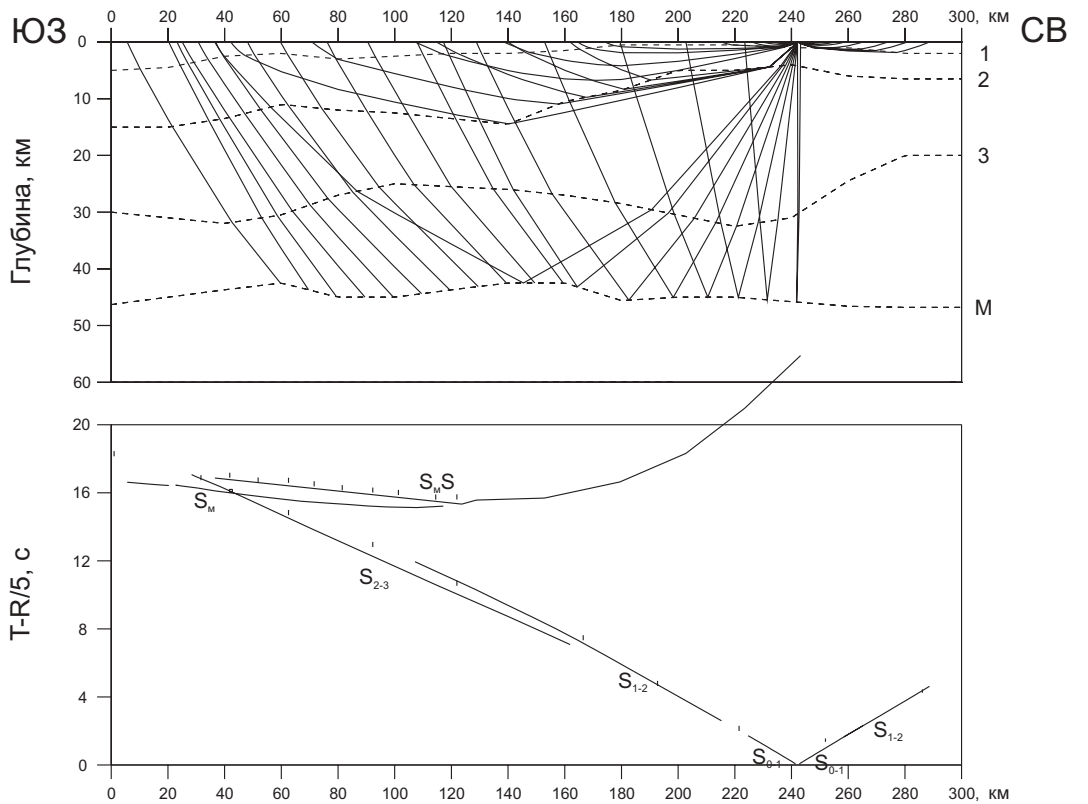
ПВ 807, S-волны



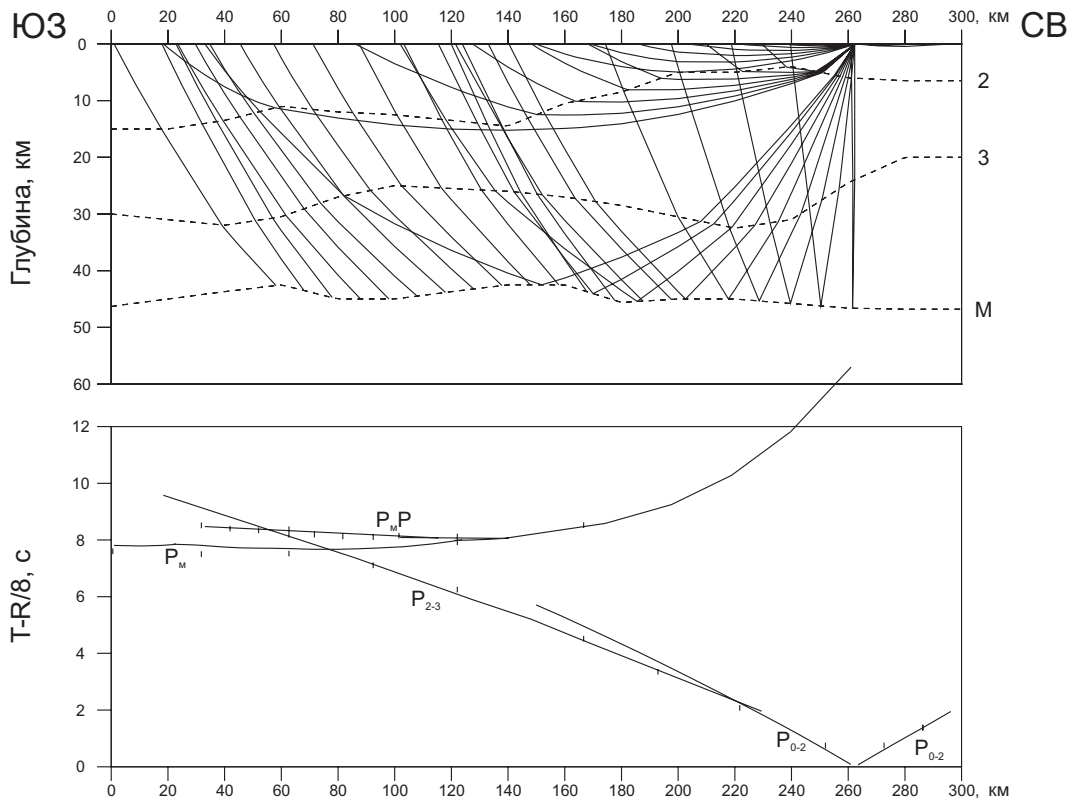
ПВ 809, Р-волны



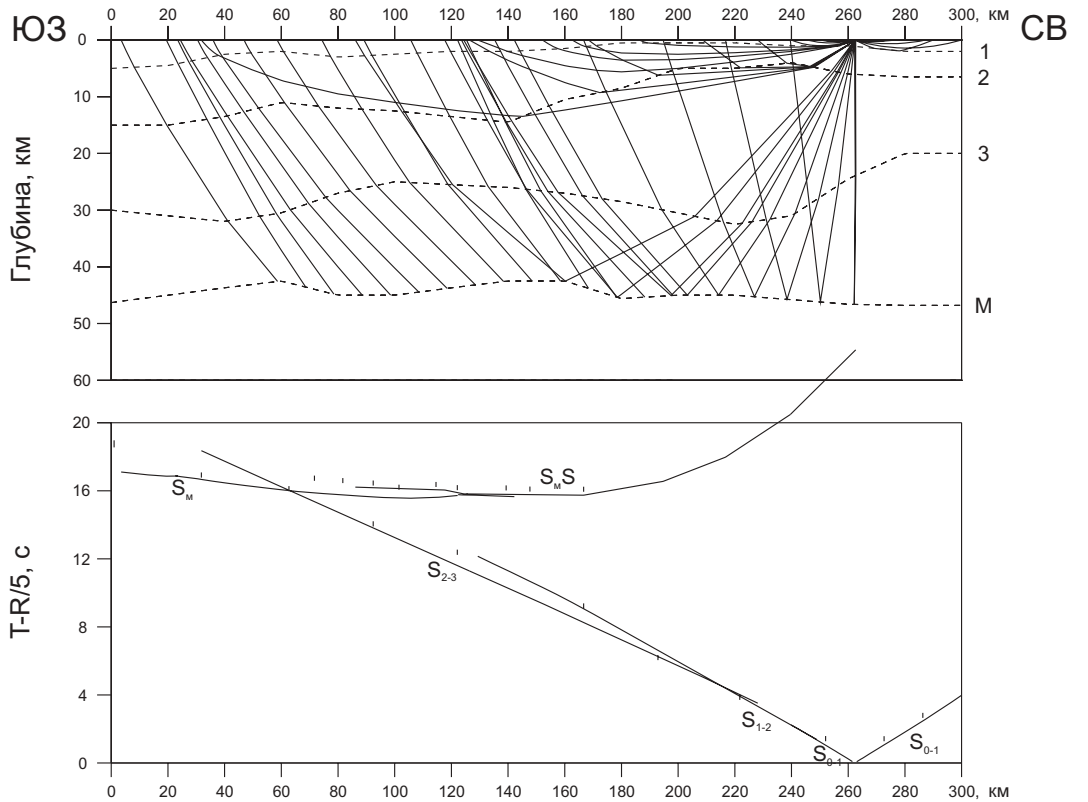
ПВ 809, S-волны



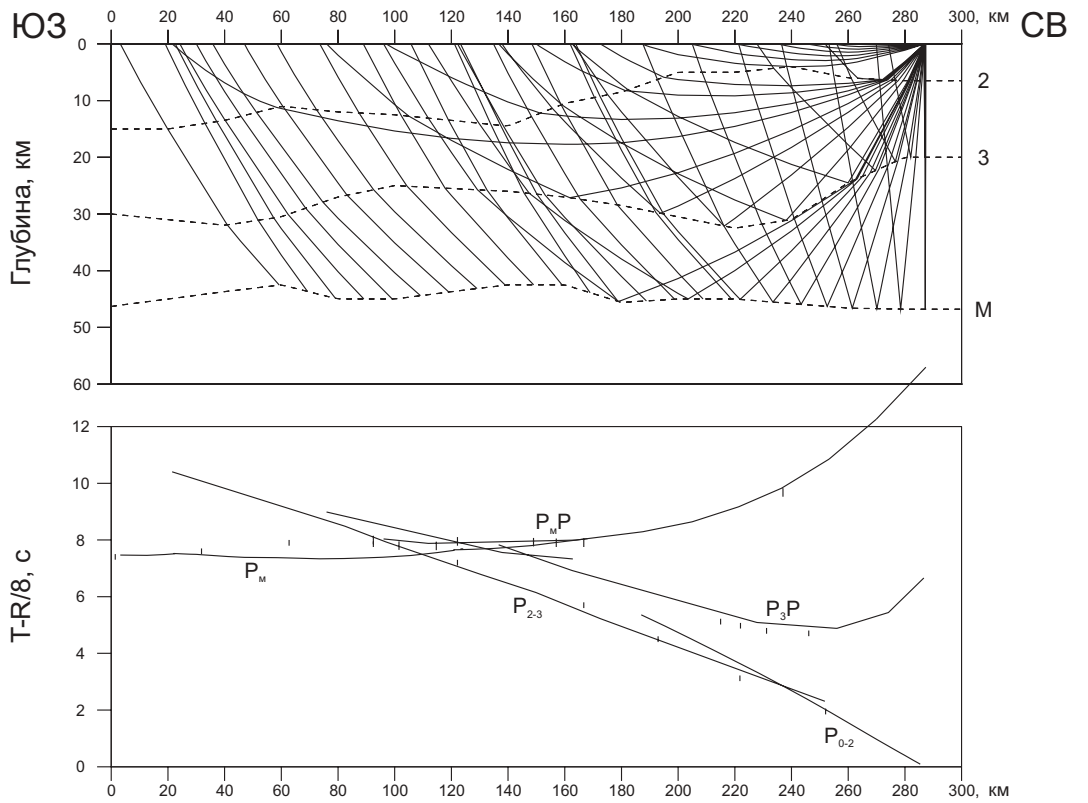
ПВ 811, Р-волны



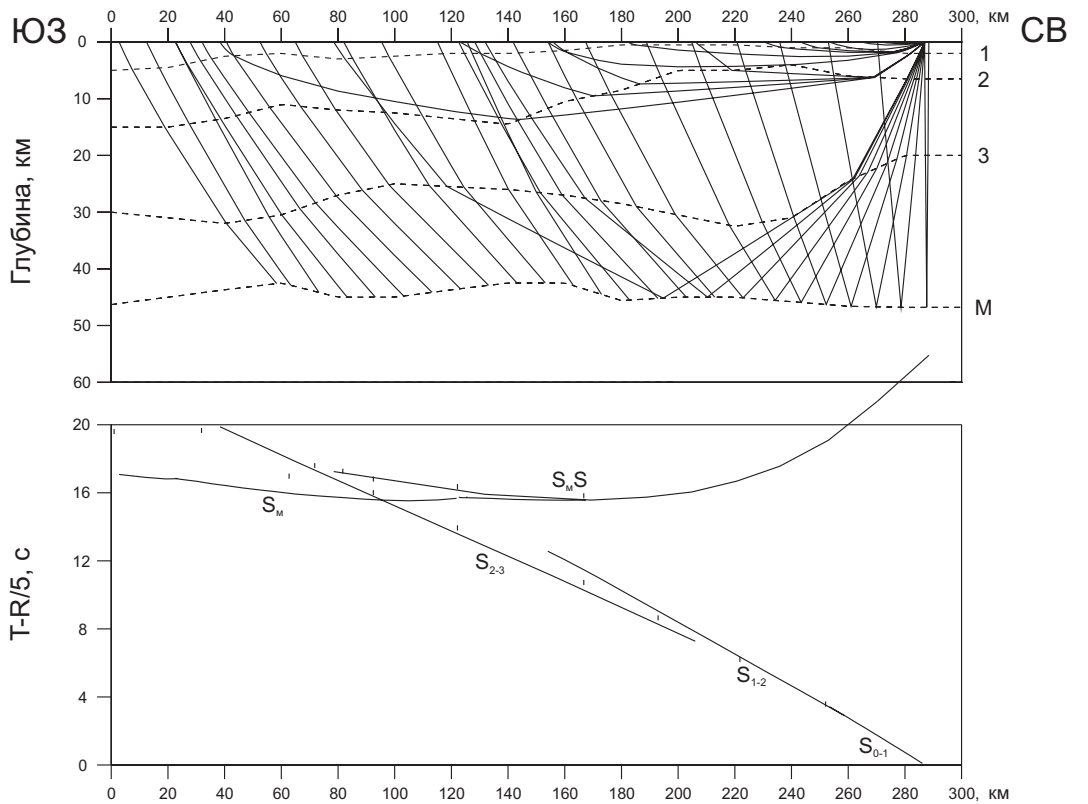
ПВ 811, S-волны



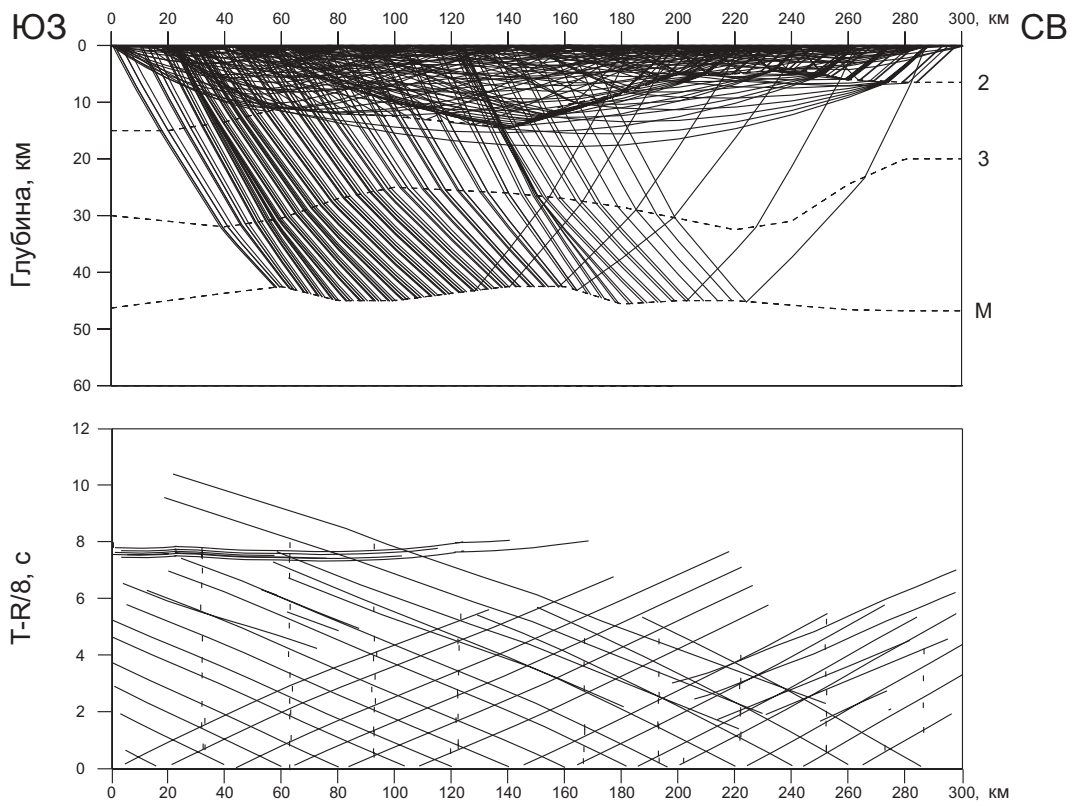
ПВ 813, Р-волны



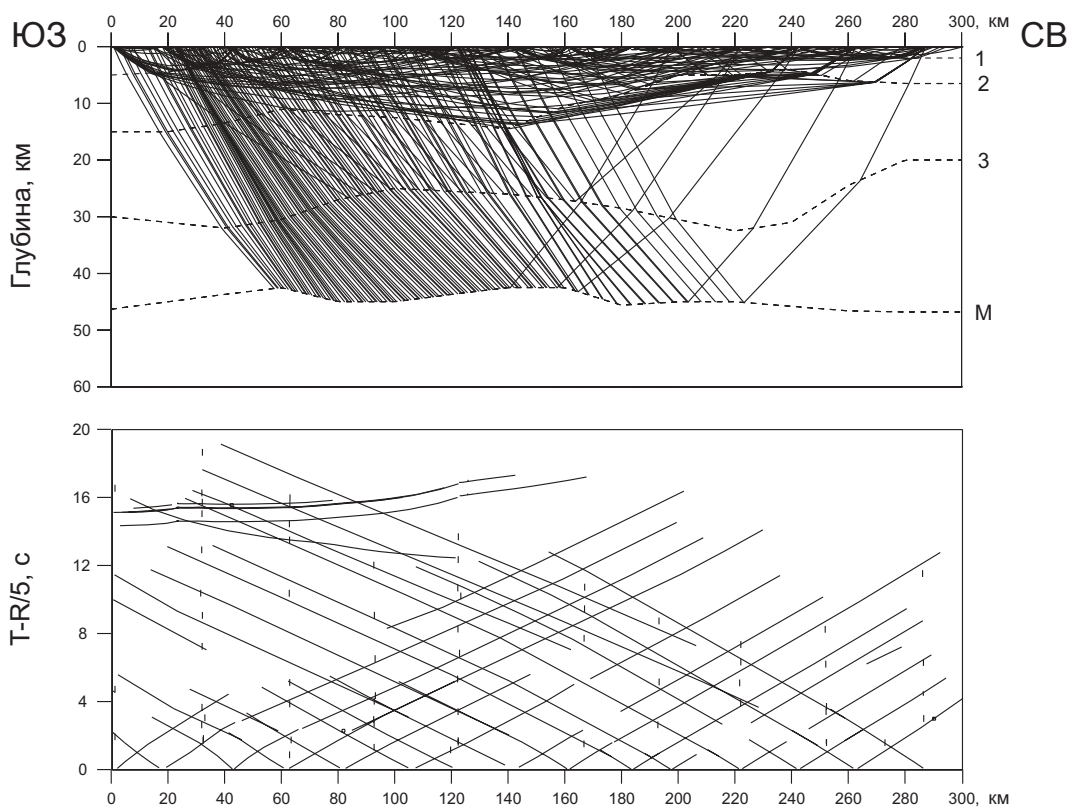
ПВ 813, S-волны



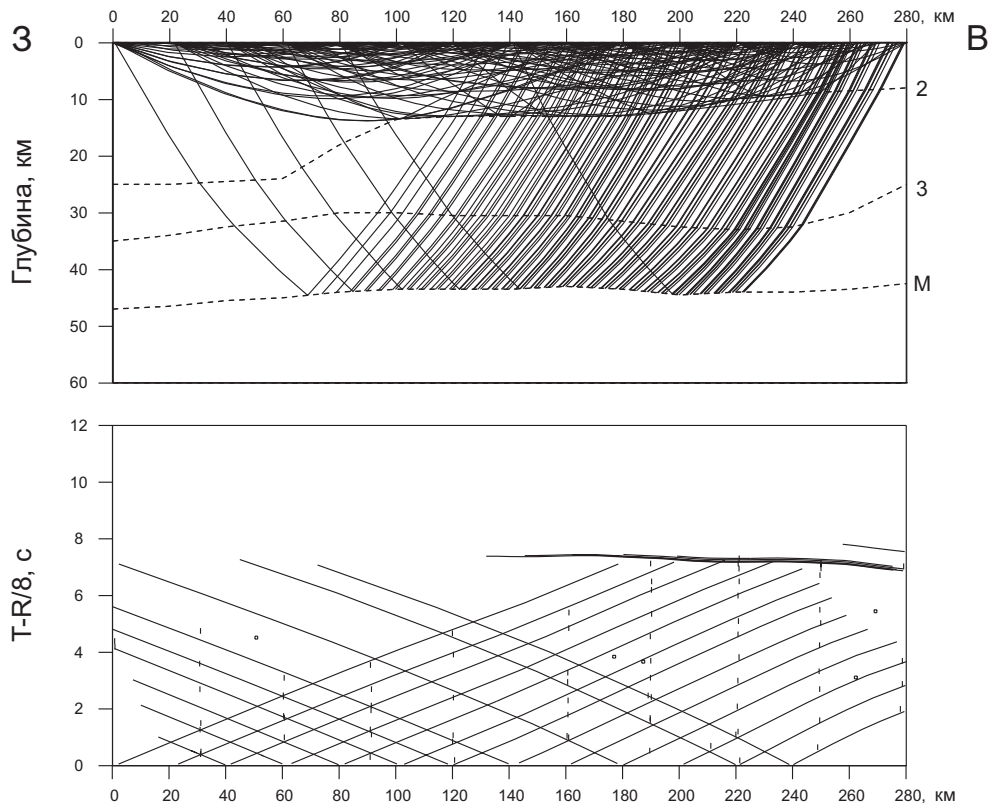
Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (IV-VIII)



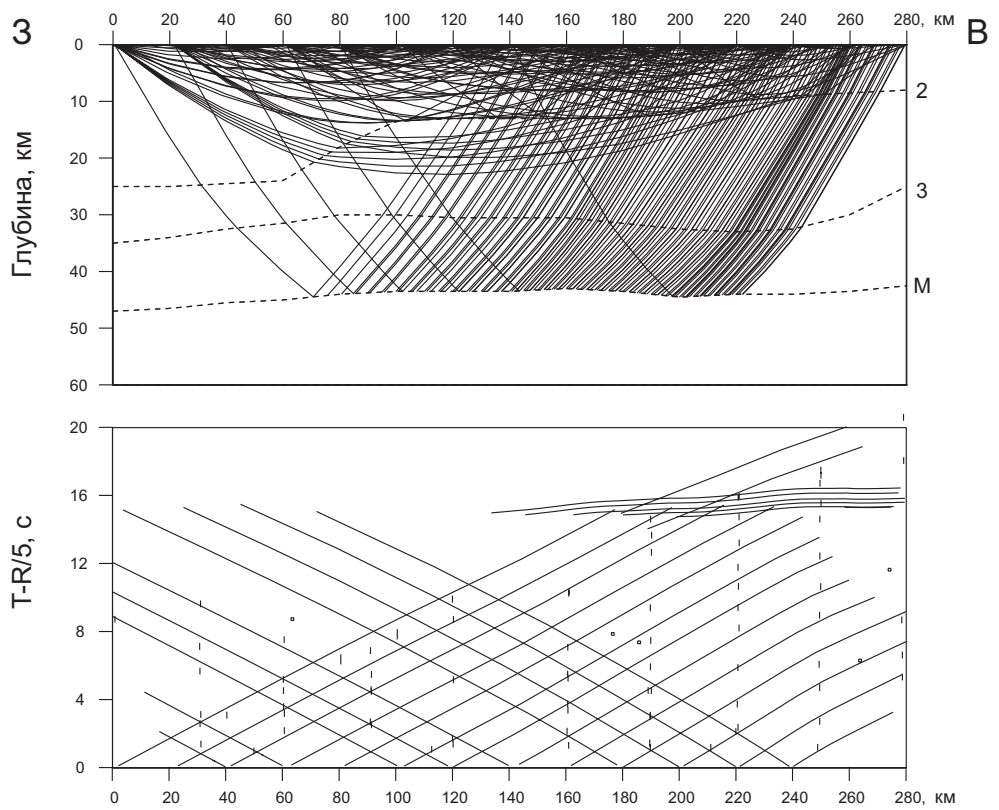
Лучи и годографы первых вступлений S-волн (IV-VIII)



Лучи и годографы первых вступлений Р-волн (I-V)



Лучи и годографы первых вступлений S-волн (I-V)



Основные обозначения и сокращения, принятые при моделировании

ПВ – пункт взрыва.

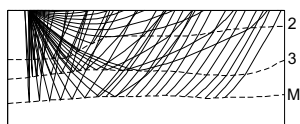
P, S – продольные и поперечные волны.

$P_{0-1}, P_{1-2}, P_{2-3}, \dots, S_{0-1}, S_{1-2}, S_{2-3}$ – рефрагированные волны, распространяющиеся в слое между соответствующими границами

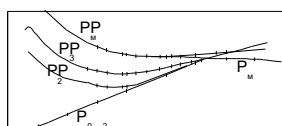
P_M, S_M – головные волны от границы M.

$P_2P, P_3P, P_4P, P_M P, S_2S, S_3S, S_4S, S_M S$ – отраженные волны от соответствующих границ.

участок 1, участок 2, ..., участок 7 – разбиение профиля на участки при решении прямой задачи.

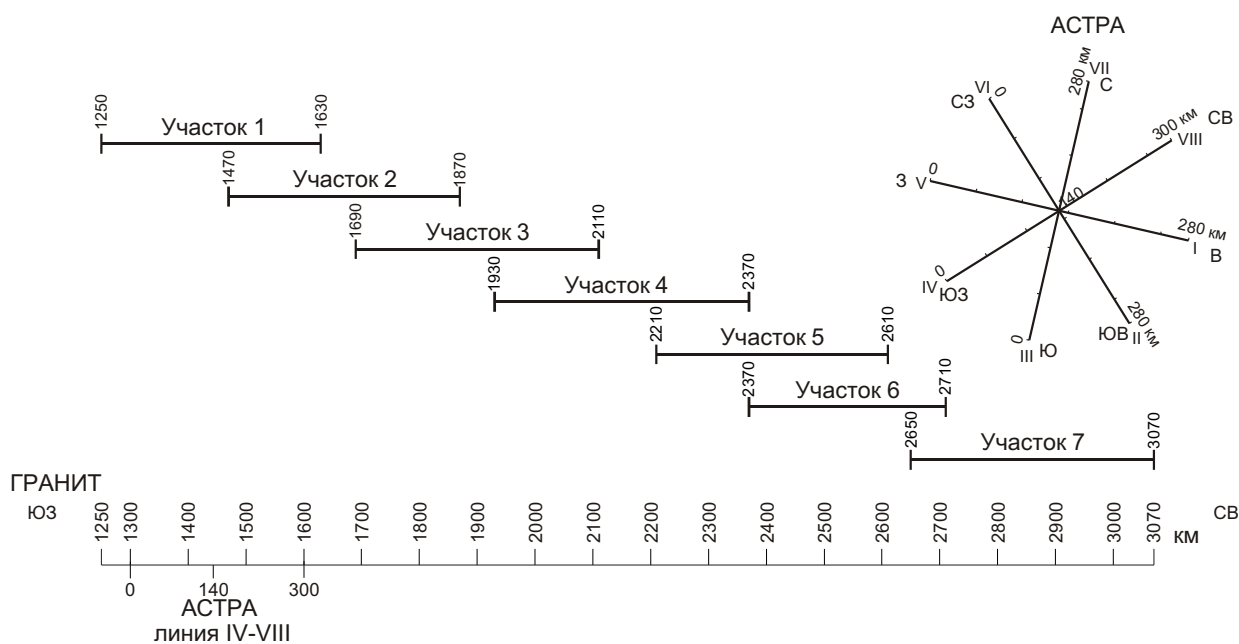


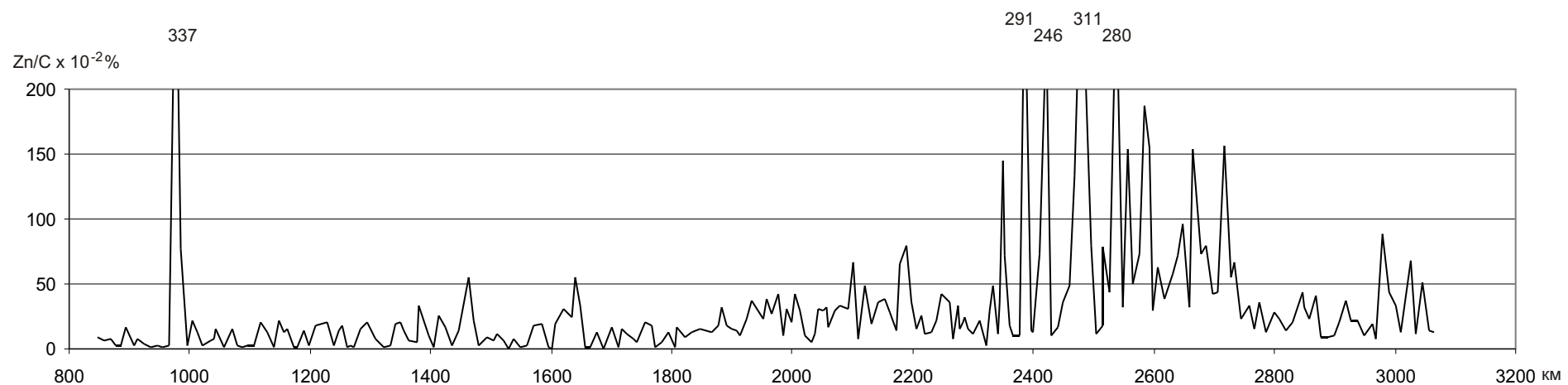
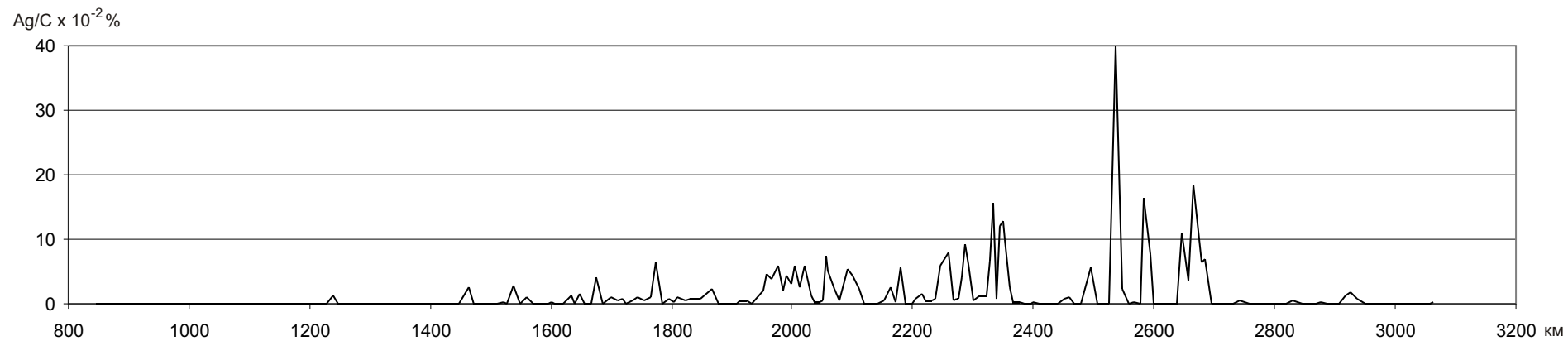
Сплошные линии без индекса – лучи сейсмических волн.
Пунктирные линии с индексом – сейсмические границы.



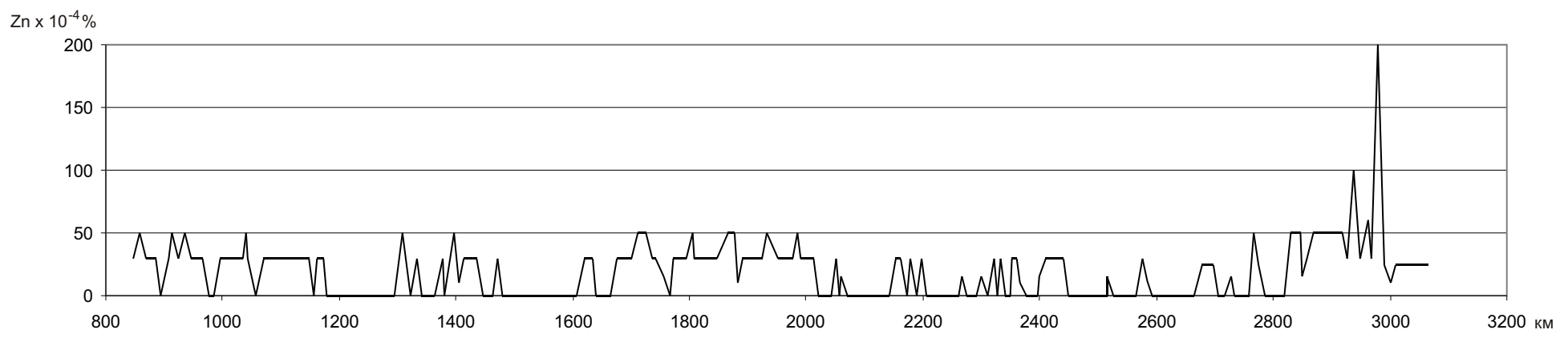
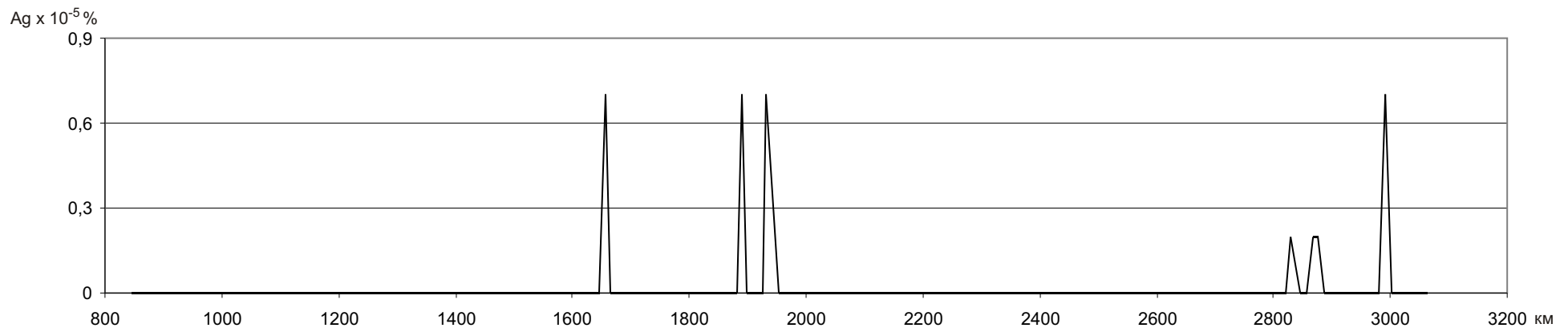
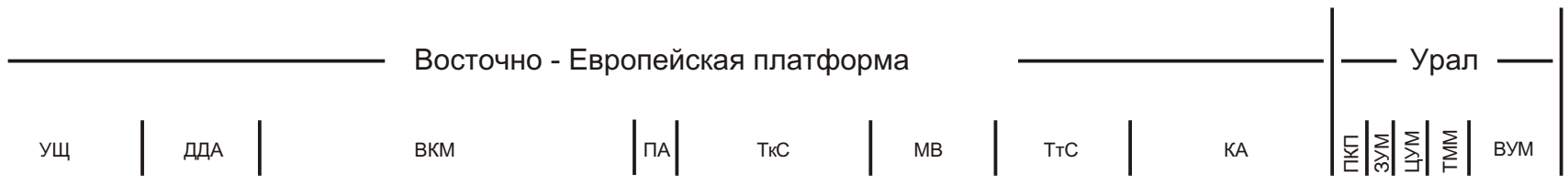
Сплошные линии с индексом – расчетные годографы.
Вертикальные штрихи – наблюдаемые времена. Длина штриха соответствует погрешности определения времени.

Схема расположения участков на основной линии геотраверса ГРАНИТ и профилей сейсмического эксперимента АСТРА

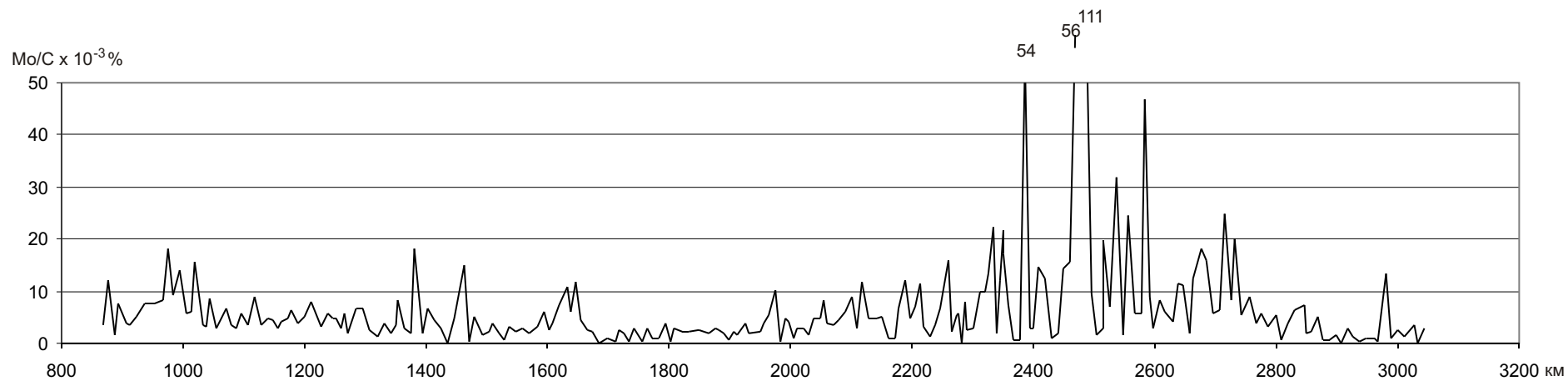
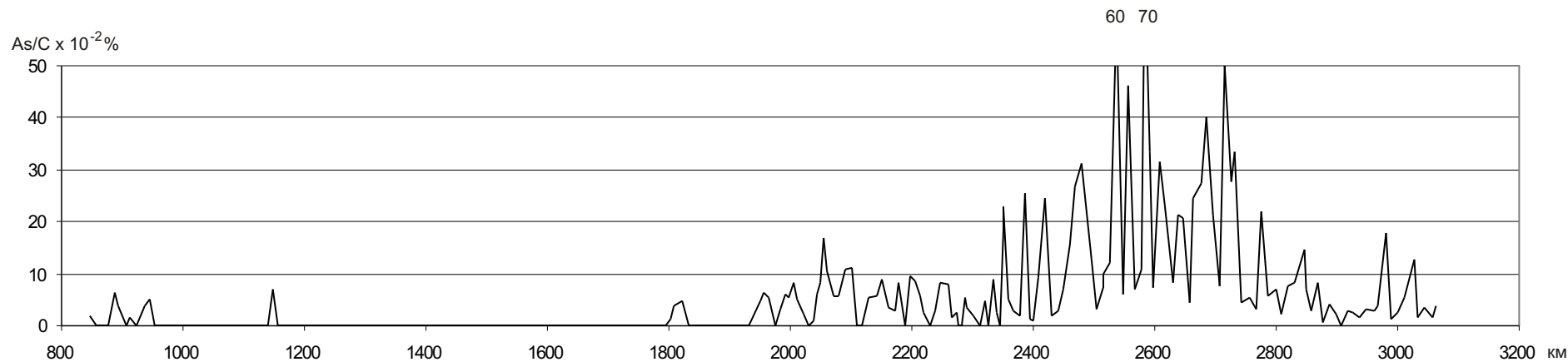
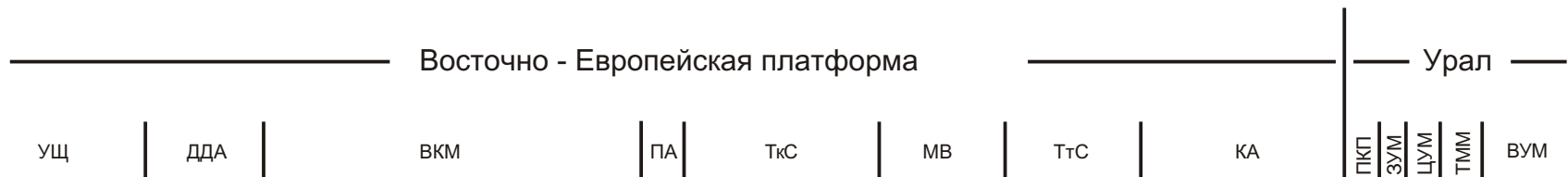




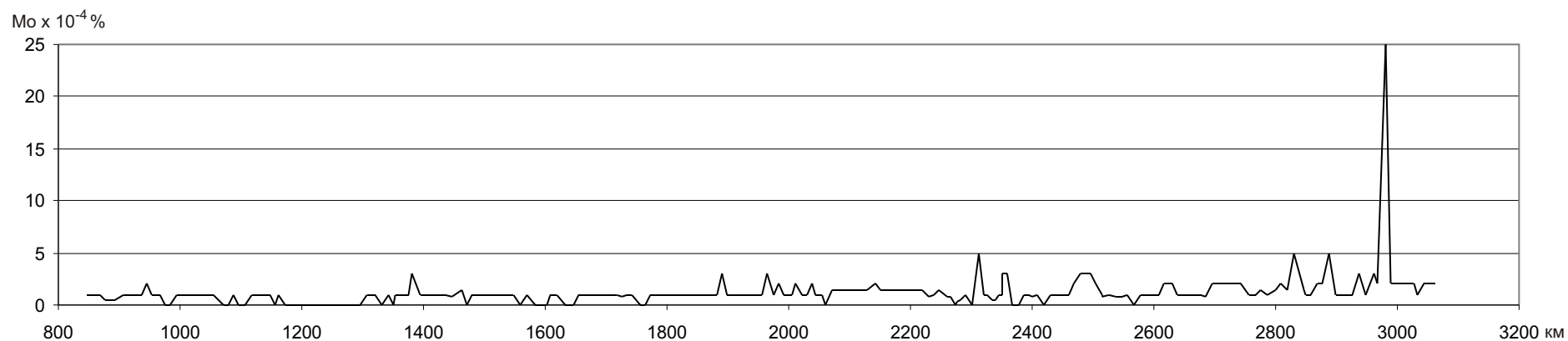
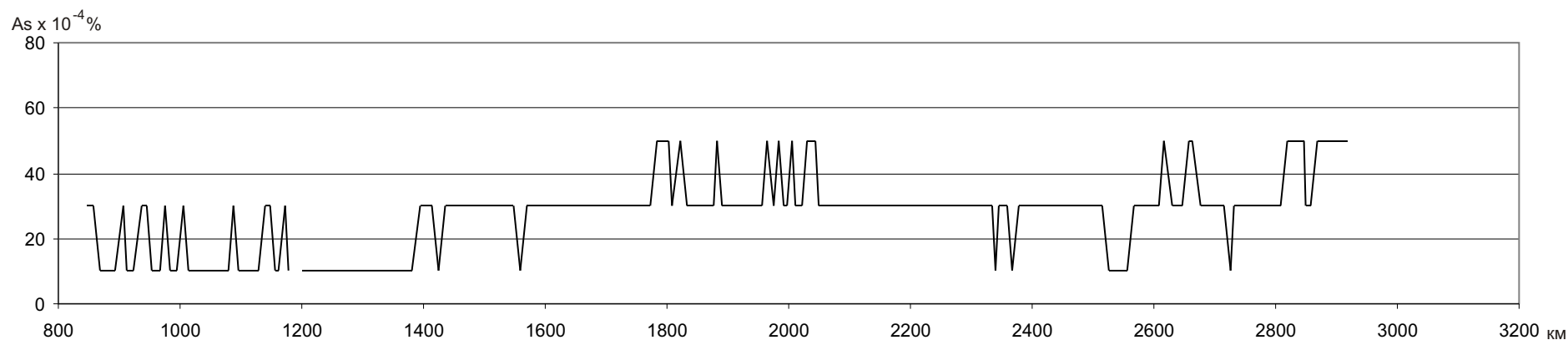
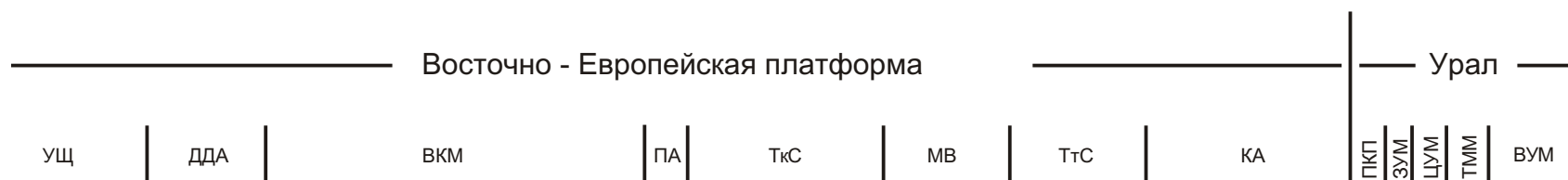
Графики распределения Ag и Zn в фульватно-гуматной форме (МПФ)



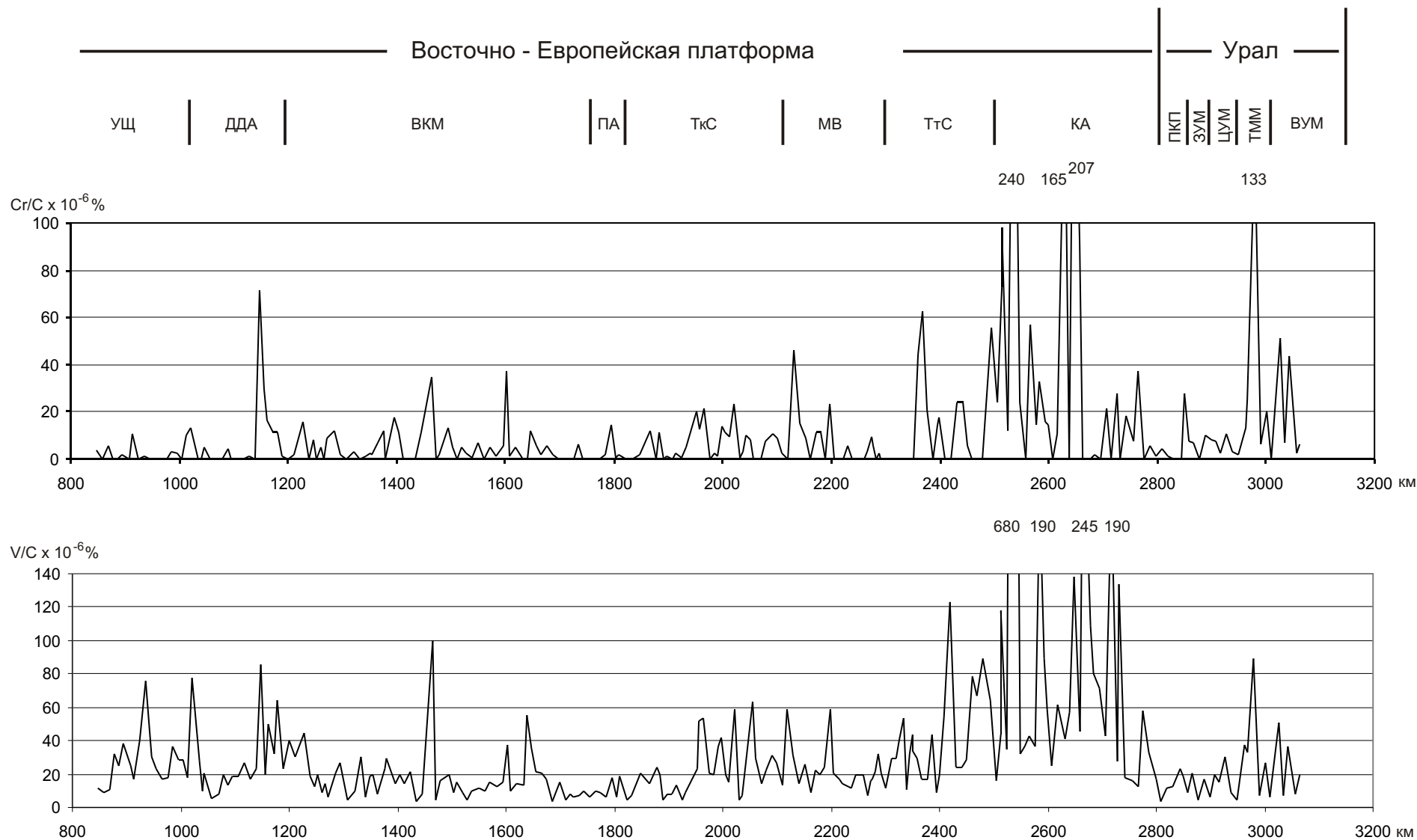
Графики распределения Ag и Zn в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)



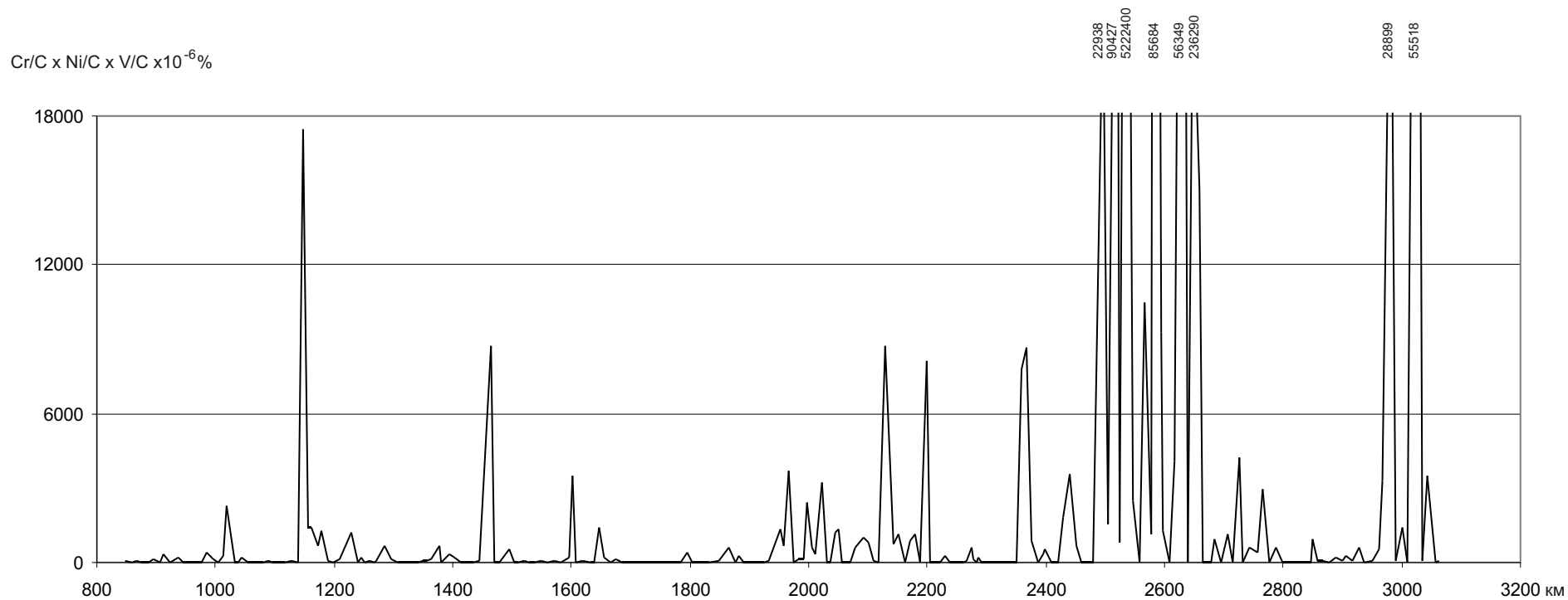
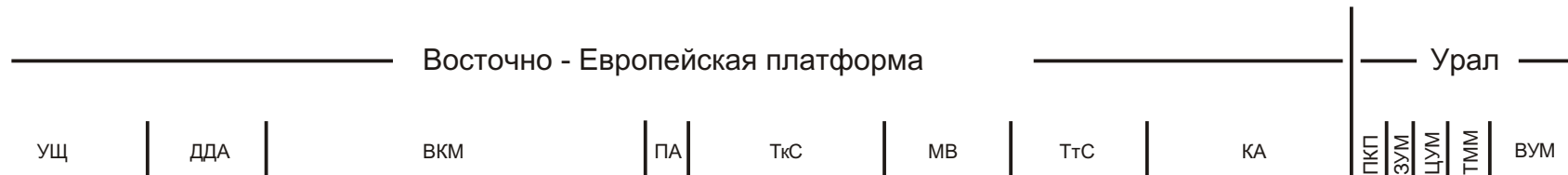
Графики распределения As и Mo в фульватно-гуматной форме (МПФ)



Графики распределения As и Mo в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)



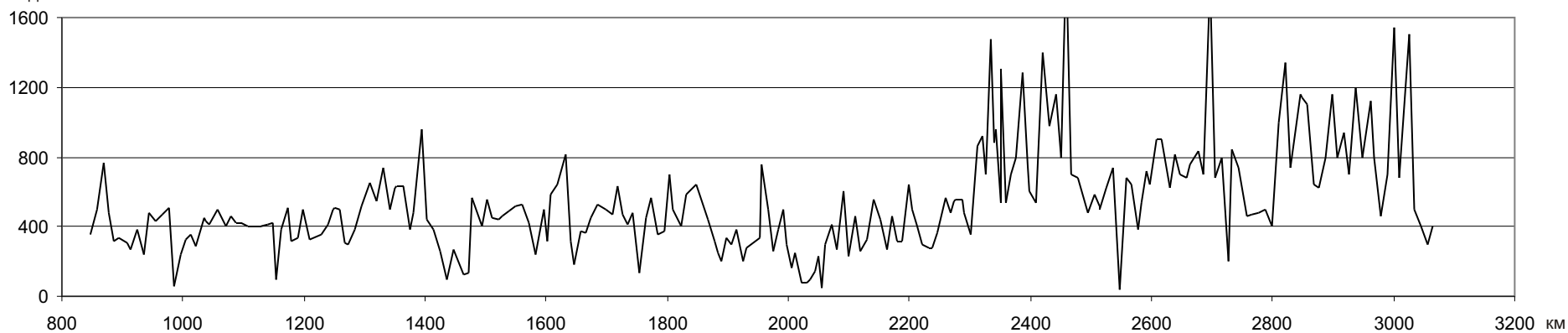
Графики распределения Cr и V в фульватно-гуматной форме (МПФ)



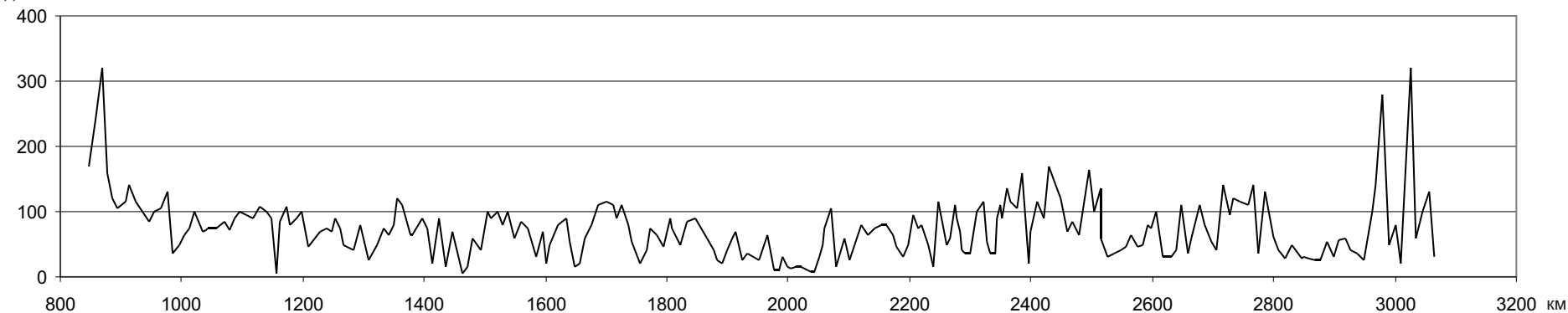
Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме (Cr x Ni x V)



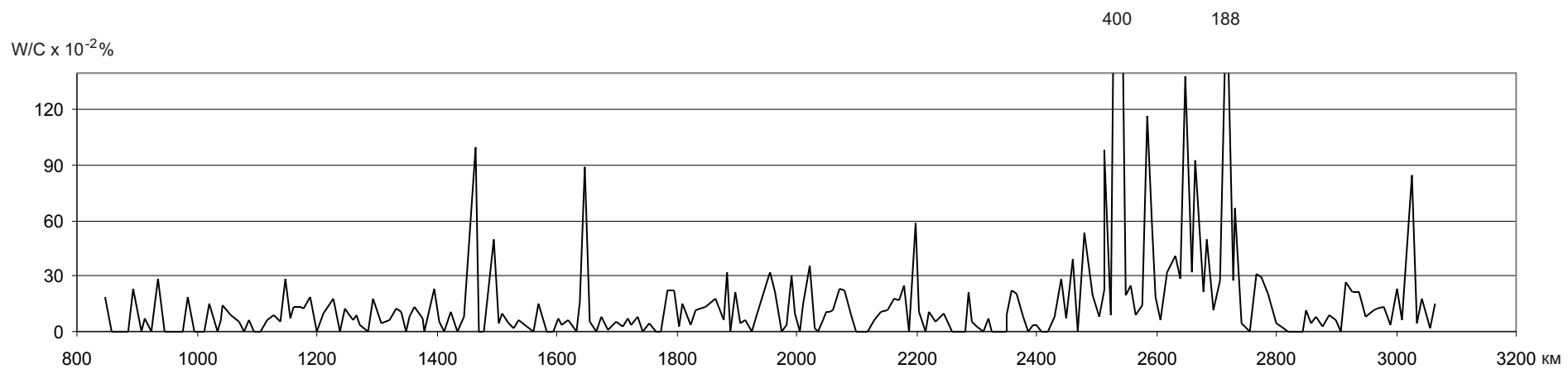
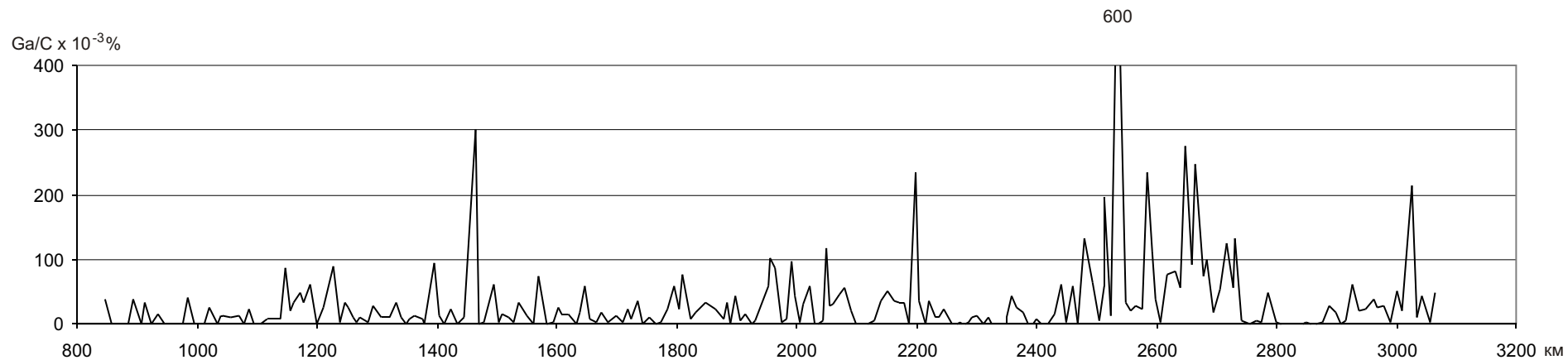
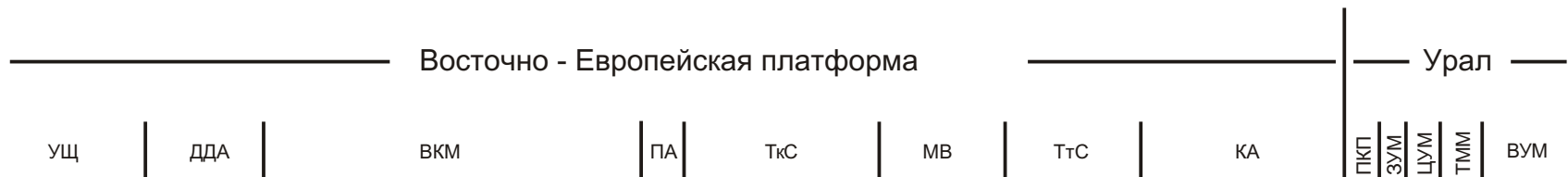
$\text{æT} \times 10^6$ ед СГСМ



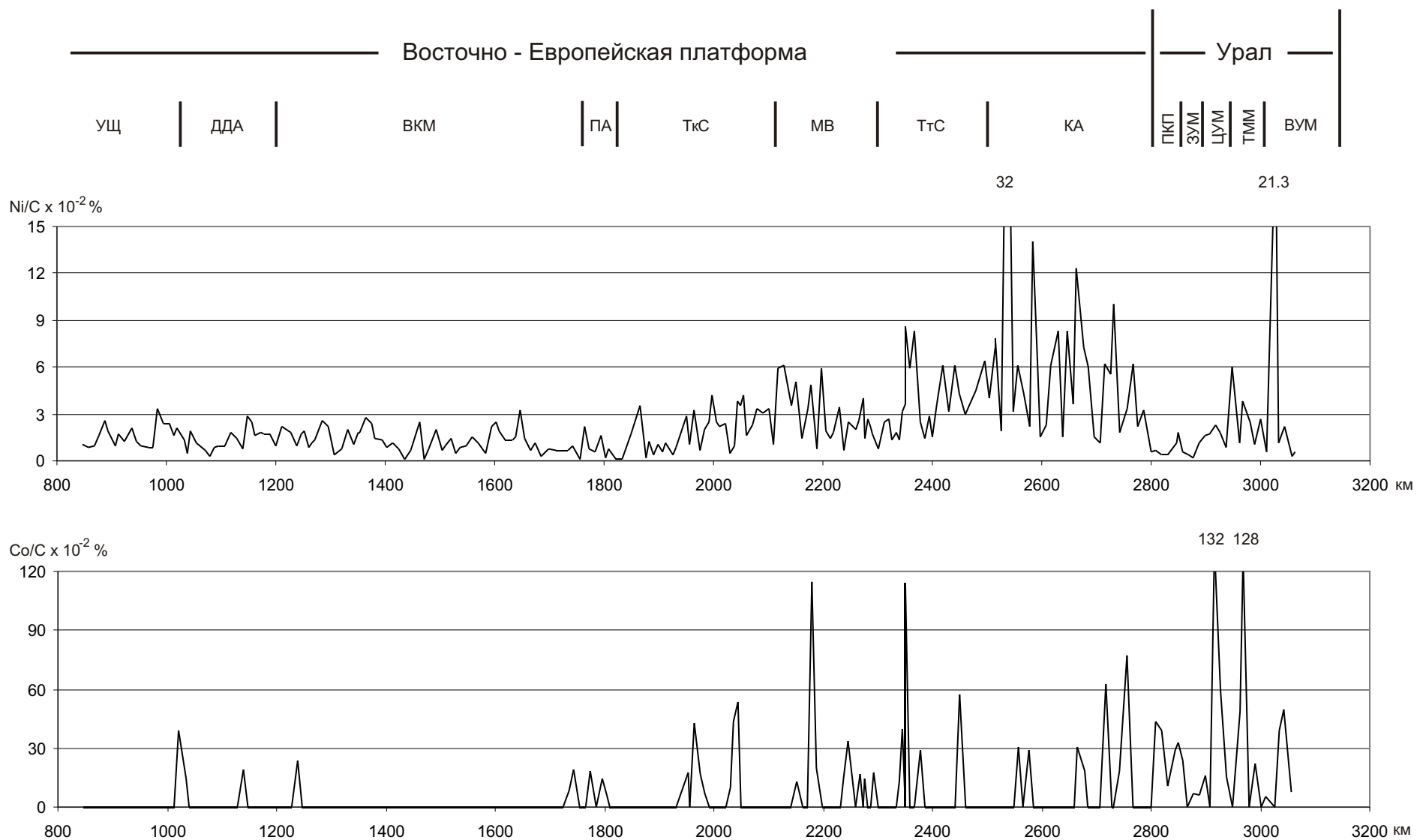
$\text{æ} \times 10^{-6}$ ед СГСМ



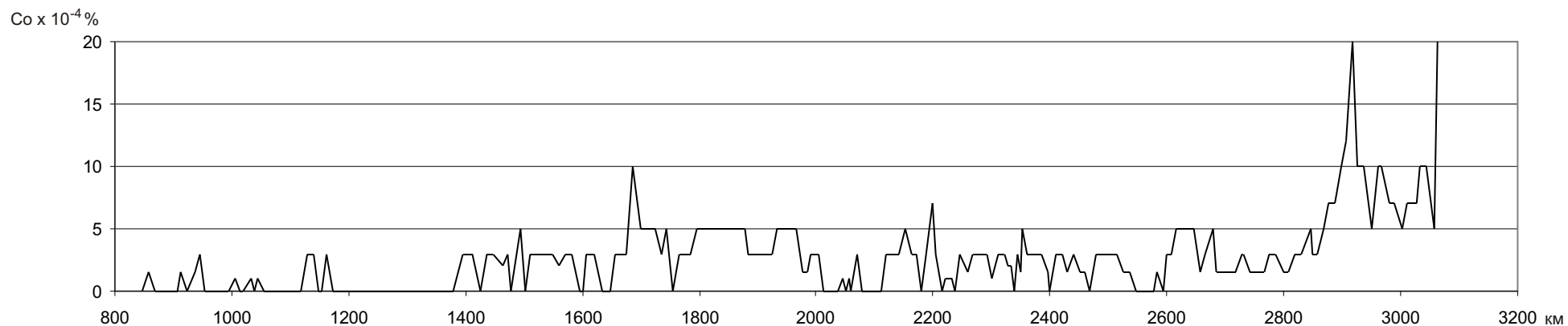
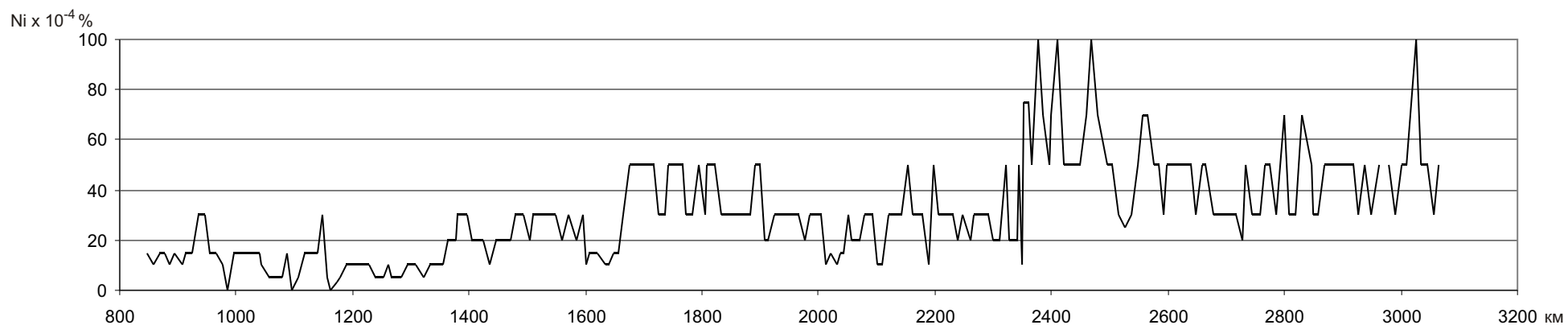
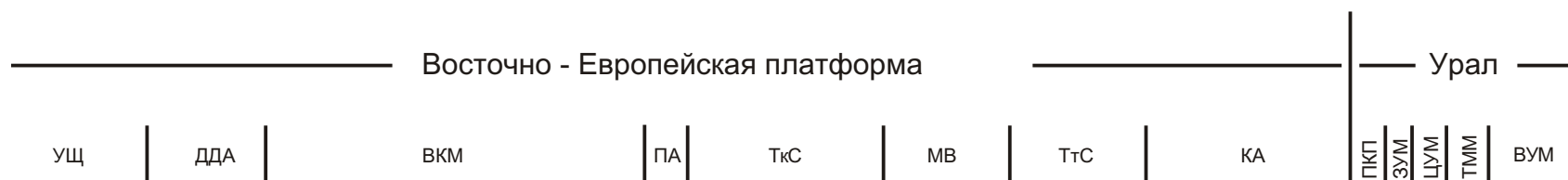
Графики распределения Fe в форме æ и æT



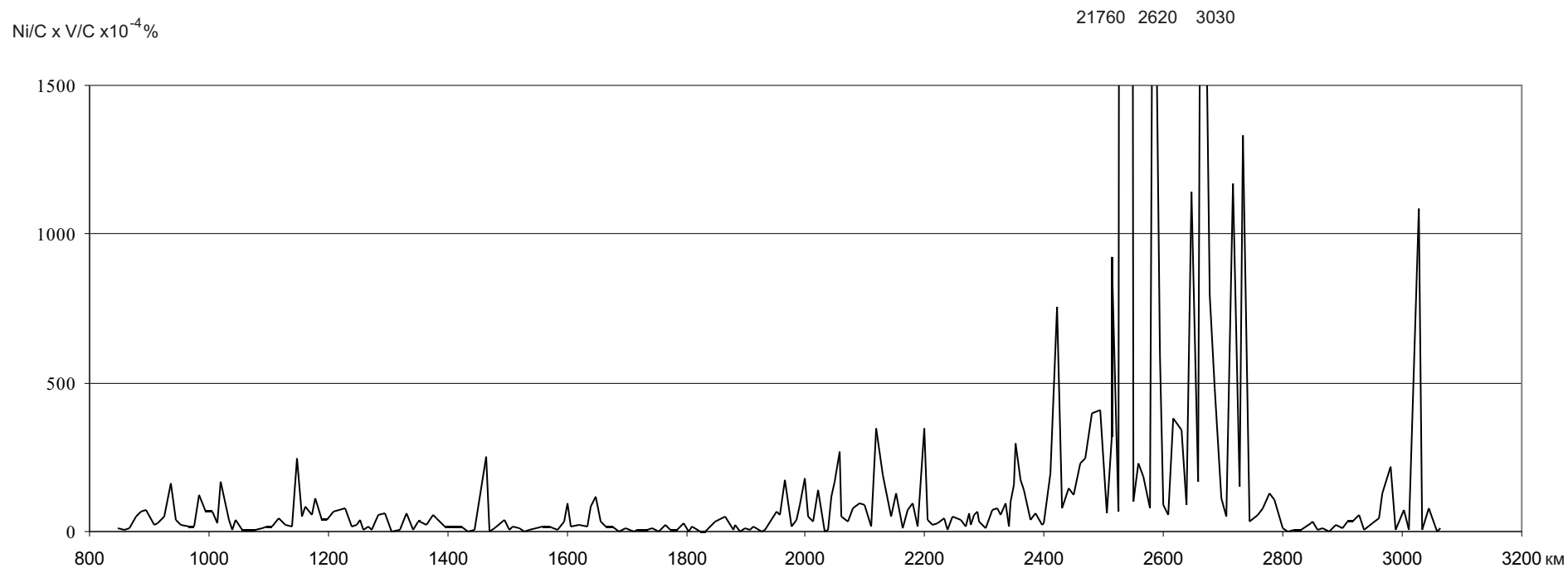
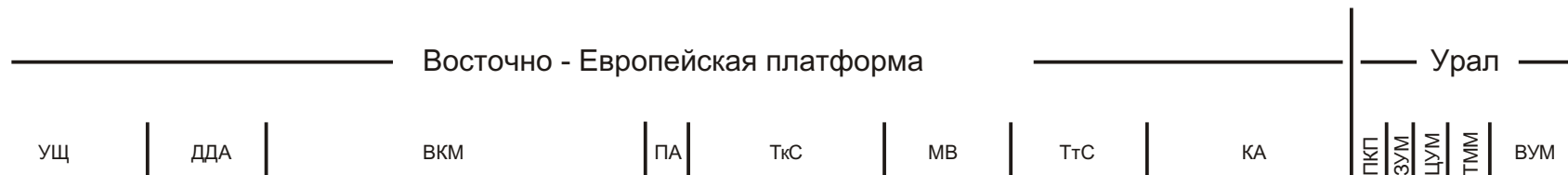
Графики распределения Ga и W в фульватно-гуматной форме (МПФ)



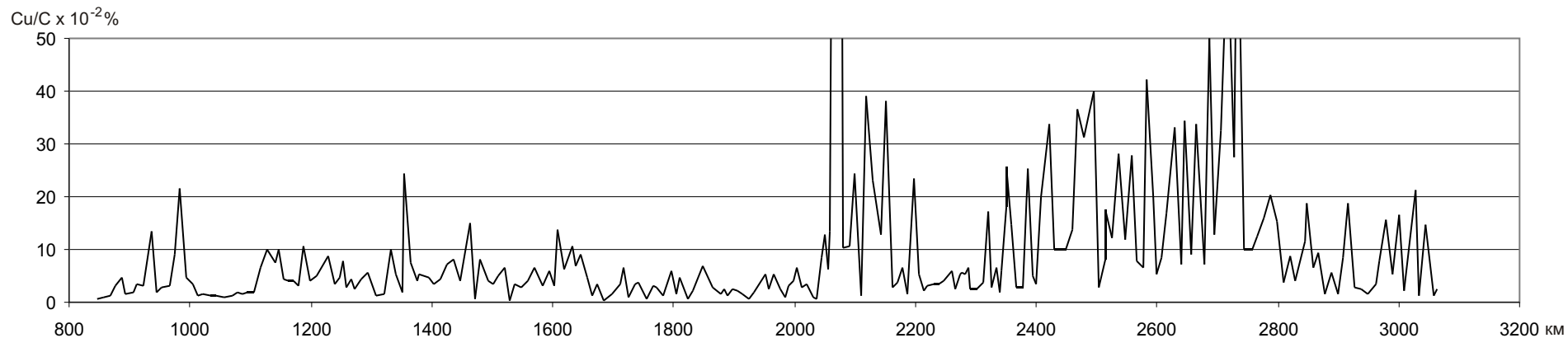
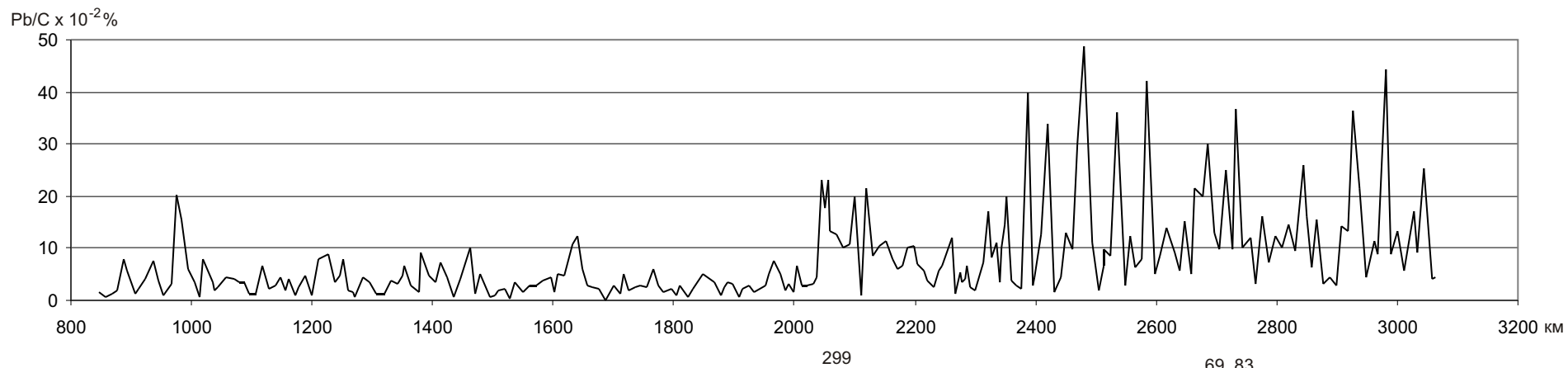
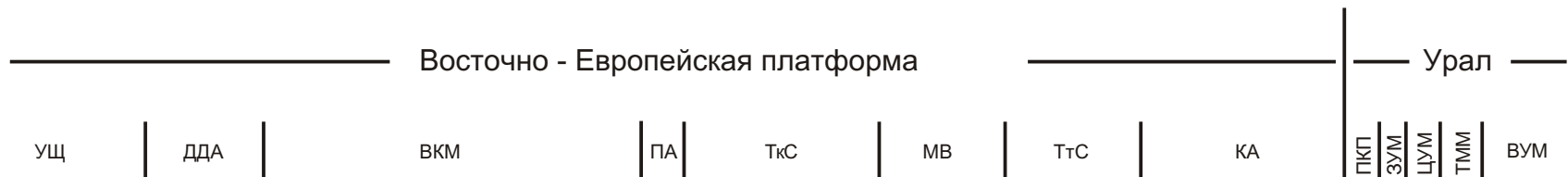
Графики распределения Ni и Co в фульватно-гуматной форме (МПФ)



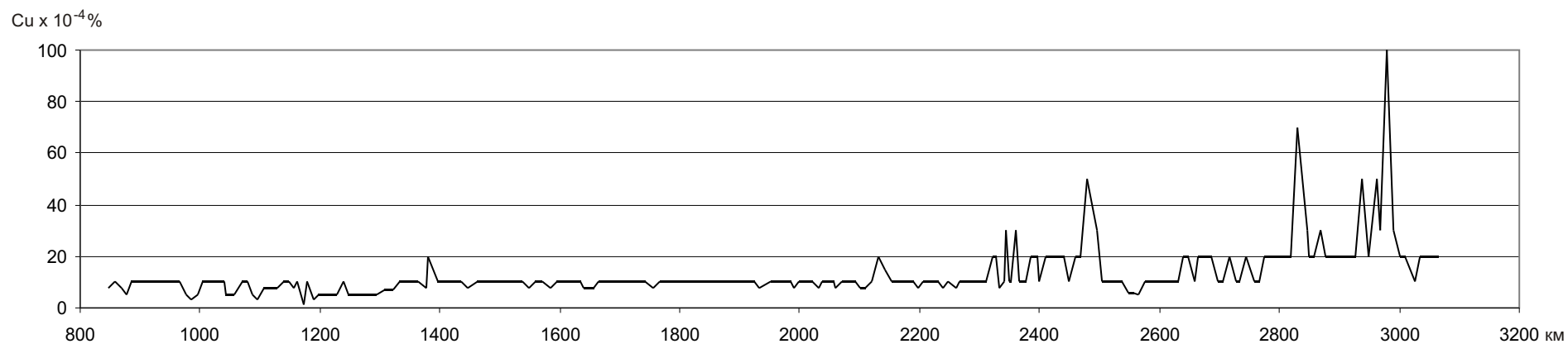
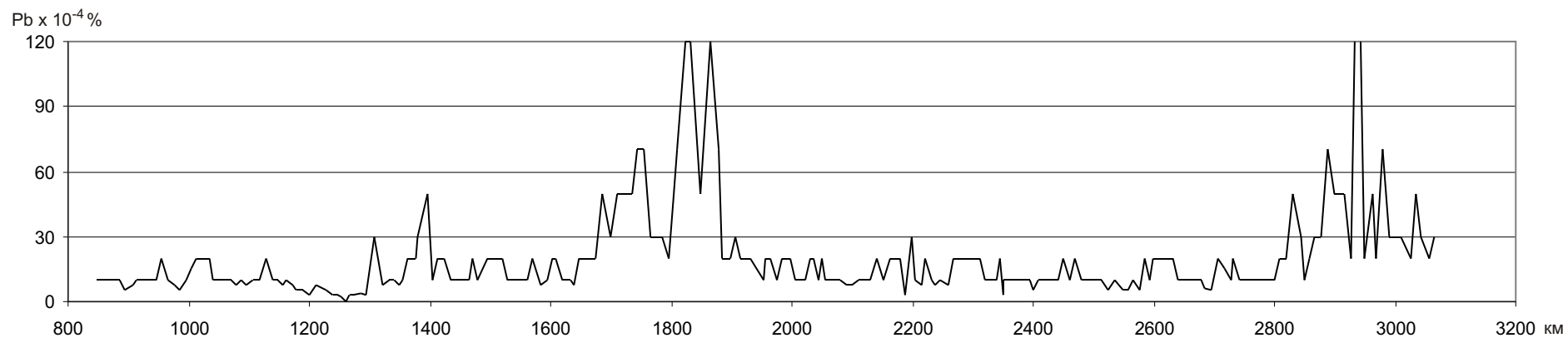
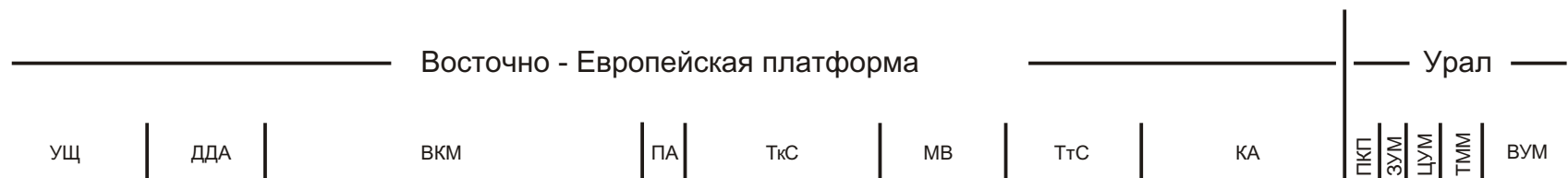
Графики распределения Ni и Co в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)



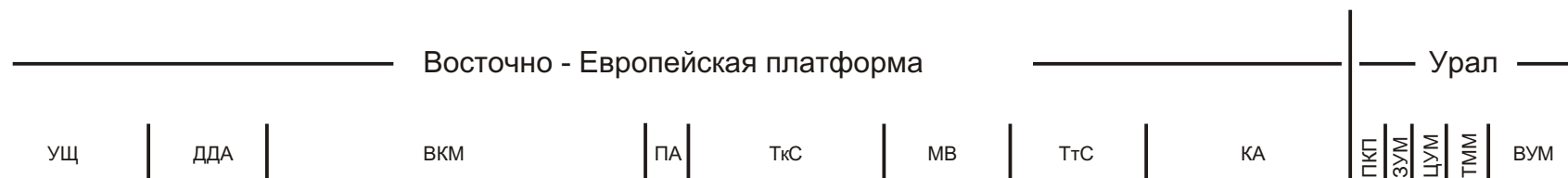
Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме (Ni x V)



Графики распределения Pb и Cu в фульватно-гуматной форме (МПФ)



Графики распределения Pb и Cu в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)



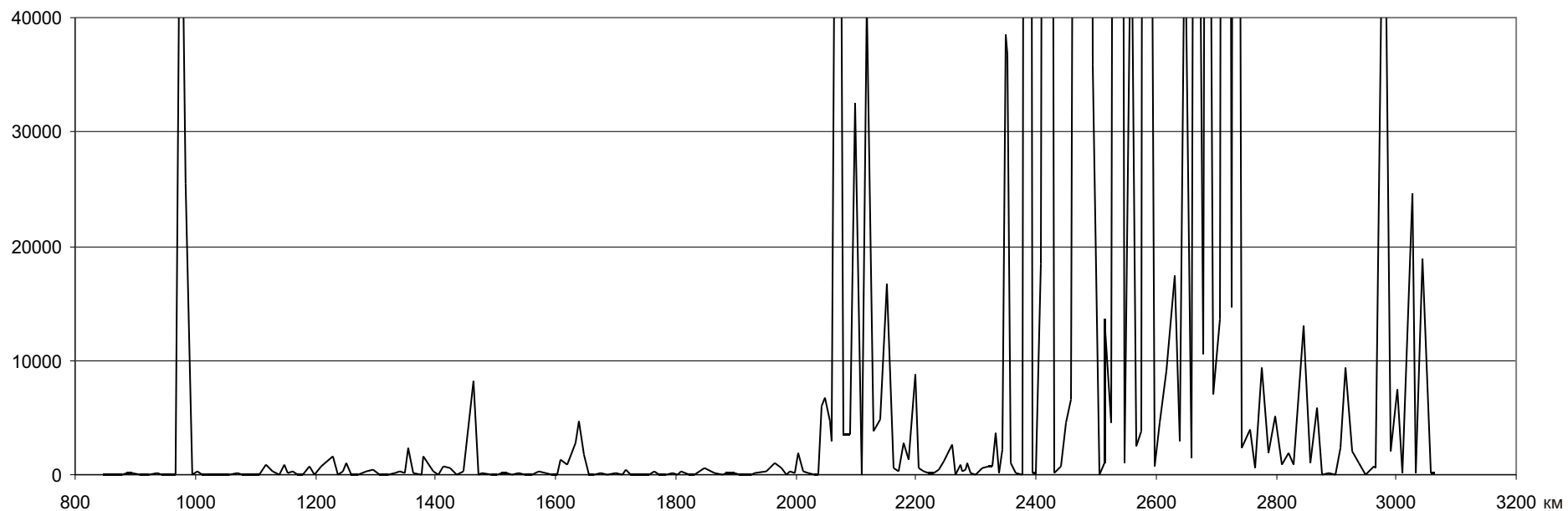
Pb/C x Cu/C x Zn/C x 10⁻⁶ %

1461279

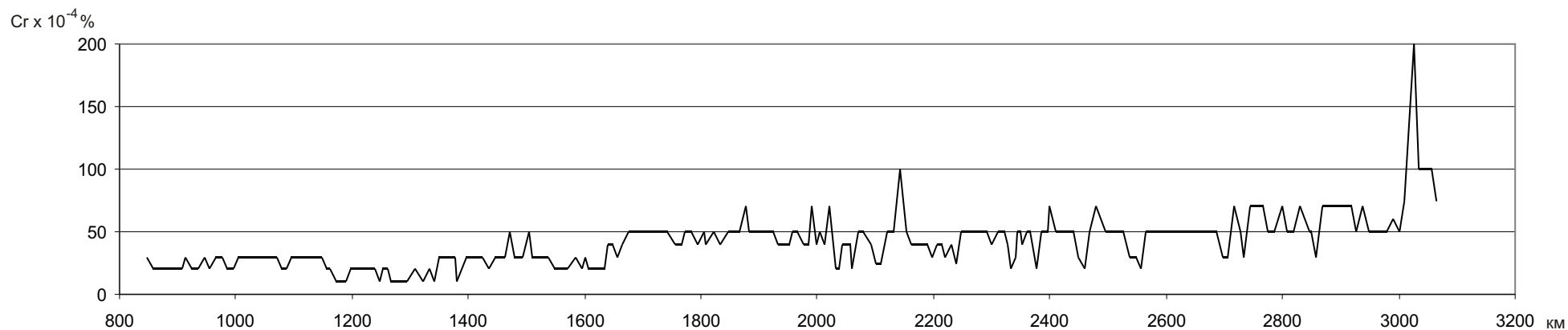
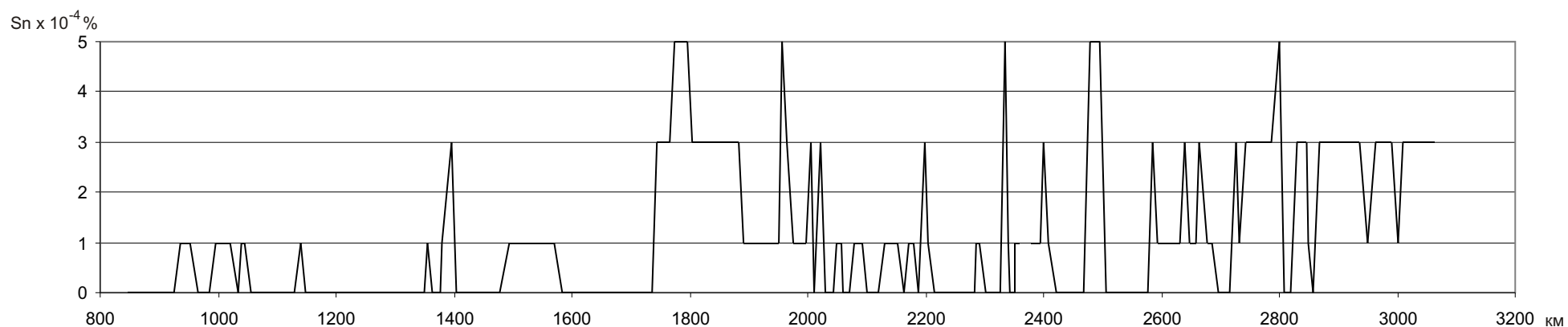
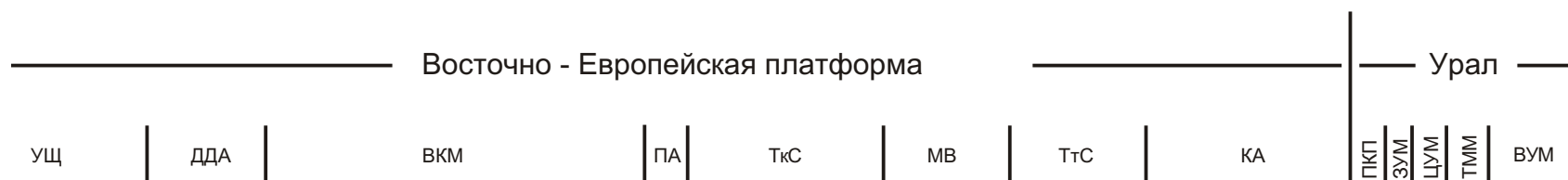
108088

296198
281985
473196
282240
52435
330601
50515
112153
120000
268555
203704

61454



Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме (Pb x Cu x Zn)



Графики распределения Sn и Cr в ферри-марганцевой форме (ТМГМ)

Обозначения геологических структур, принятые на рисунках

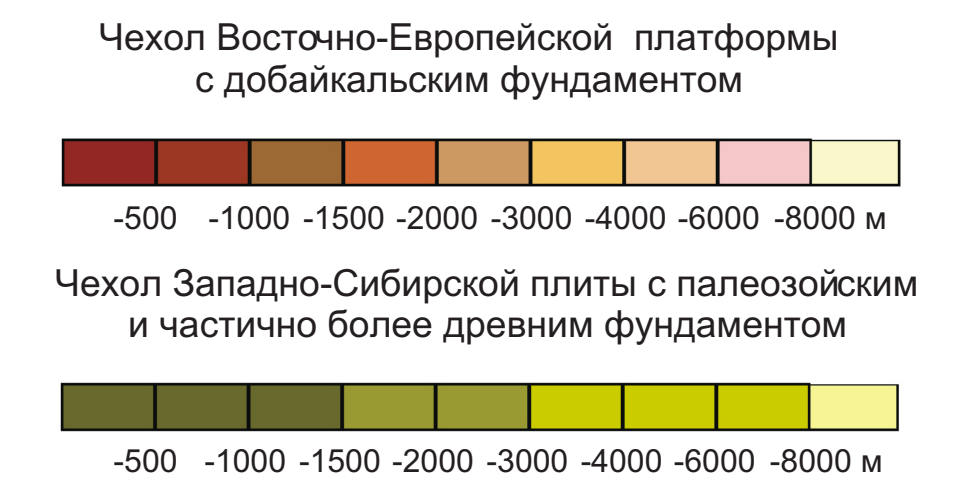
ВКМ	- Воронежский кристаллический массив.
ВУМ	- Восточно-Уральская мегазона.
ДДА	- Днепровско-Донецкий авлакоген.
ЗУМ	- Западноуральская мегазона.
КА	- Калтасинский авлакоген.
МВ	- Мелекесская впадина.
ПА	- Пачелмский авлакоген.
ПКП	- Предуральский краевой прогиб.
ТкС	- Токмовский свод.
ТММ	- Тагильско-Магнитогорская мегазона.
ТтС	- Татарский свод.
УЩ	- Украинский щит.
ЦУМ	- Центрально-Уральская мегазона.

Выкопировка из международной тектонической карты Европы и смежных областей

масштаба 1:2 500 000

(под ред. В.Е. Хаина, 1980)

Электронная версия: И.Г. Шкред, И.К. Туюнен, 2002 г.



Условные обозначения:

- ОБЛАСТИ ДОСВЕКОФЕННО-КАРЕЛЬСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ**
(древнее 2600 100 млн.лет)
- PSK Древнейшие гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы
 - PSK Биотитовые, амфиболитовые гнейсы, гранито-гнейсы и гранулитовые комплексы архея
 - PSK, PSK Досвекофенно-карельские гранитоиды, включая предполагаемые массивы в фундаменте Восточно-Европейской плиты: а) синтетектонические, б) позднектетонические.
- ОБЛАСТИ СВЕКОФЕННО-КАРЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**
(2600 100 - 1750 50 млн.лет)
- PSK SK Гнейсовые, гранито-гнейсовые и гранулитовые комплексы архея
 - SK SK Нерасчлененный раннекарельский (азово-волынский) комплекс Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, включая более древние образования
 - SK SK Раннекарельский комплекс, включая более древние образования: а) нижняя часть с возрастом основных деформаций 2300 100 млн.лет, б) верхняя часть с возрастом основных деформаций 1900 100 млн.лет.
 - SK SK Гранитоиды: а) синтетектонические, б) нерасчлененные и позднектетонические
- ГОТСКИЙ КОМПЛЕКС И ЕГО ВОЗРАСТНЫЕ АНАЛОГИ**
(1750 50 - 1200 млн.лет)
- G SK Нерасчлененные гранитоиды
 - e Основные интрузии
- ОБЛАСТИ ВАРИССКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**
Переработанные древние комплексы
- mB-V Мигеосинклиальный байкальский (юрматинская и каратауская серии)
 - mB-V Эвгеосинклиальные комплексы Уралид

- Эвгеосинклиальные комплексы, деформированные в О-С,
 - Мигеосинклиальный комплекс (D₂-С₁), деформированный в конце карбона - начале мезозоя
 - Ультраосновные породы
 - Основные породы (габбро, габбро-амфиболиты)
 - Синтетектонические гранитоиды
 - Позднектетонические гранитоиды
 - Моласса, в том числе вулканогенная
 - Позднектетонические нерасчлененные гранитоиды в фундаменте Западно-Сибирской плиты
 - Нерасчлененные основные и ультраосновные породы триасового возраста в фундаменте и нижних горизонтах чехла
- Граниты:**
- а) синтетектонические; а) под чехлом, б) на поверхности
 - нерасчлененные и позднектетонические; а) под чехлом б) на поверхности
 - Основные породы: а) под чехлом, б) на поверхности
 - Нерасчлененные основные и ультраосновные породы: а) под чехлом, б) на поверхности

- Складчатые комплексы**
- PSK Досвекофенно-карельский
 - SK Свекофенно-карельский
 - B Байкальский; B-V в зоне варисской переработки
 - C Каледонский
 - V Варисский
- Соляные купола
 - Изогипсы поверхности фундамента
 - Дизъюнктивные нарушения
 - 1100 Линия профиля

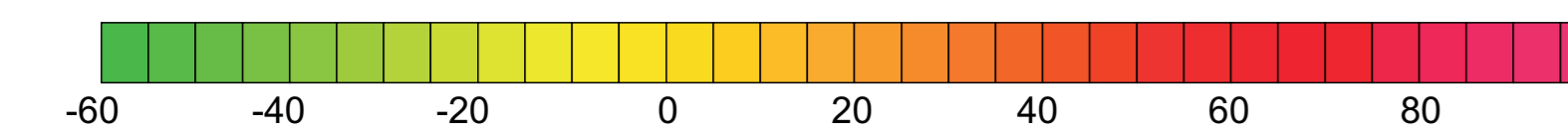
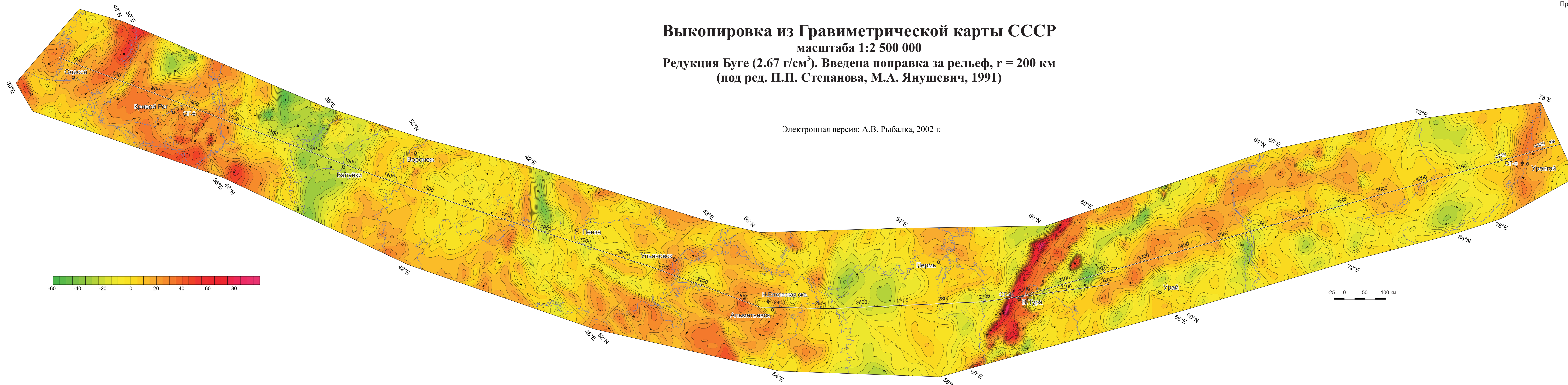


Выкопировка из Гравиметрической карты СССР

масштаба 1:2 500 000

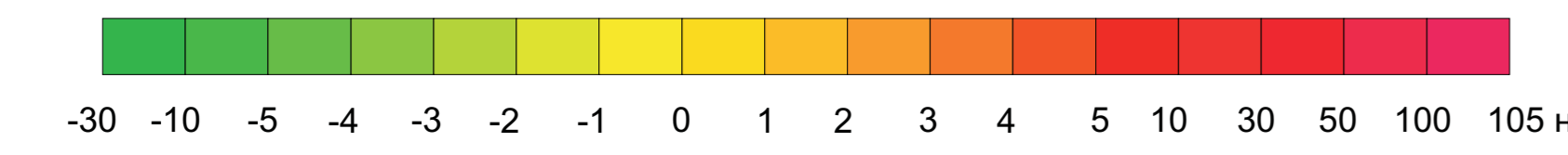
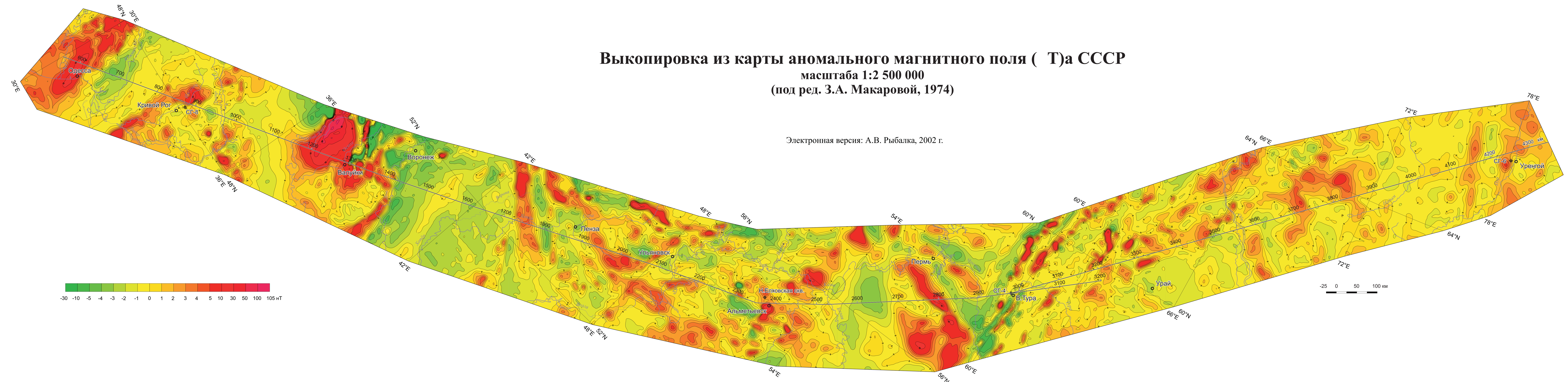
Редукция Буге (2.67 г/см^3). Введена поправка за рельеф, $r = 200 \text{ км}$
(под ред. П.П. Степанова, М.А. Янушевич, 1991)

Электронная версия: А.В. Рыбалка, 2002 г.



Выкопировка из карты аномального магнитного поля (T)а СССР масштаба 1:2 500 000 (под ред. З.А. Макаровой, 1974)

Электронная версия: А.В. Рыбалка, 2002 г.



Карта распределения концентраций гелия в подземных водах

Масштаб 1:2 500 000

Составлена: В.Н. Башориным, А.П. Прониным, А.К. Самойловым
по результатам водногелиевой съемки

Электронная версия: А.В. Рыбалка, 2002 г.



4*10⁴ 1*10³ 4*10³ 1*10² мл/л

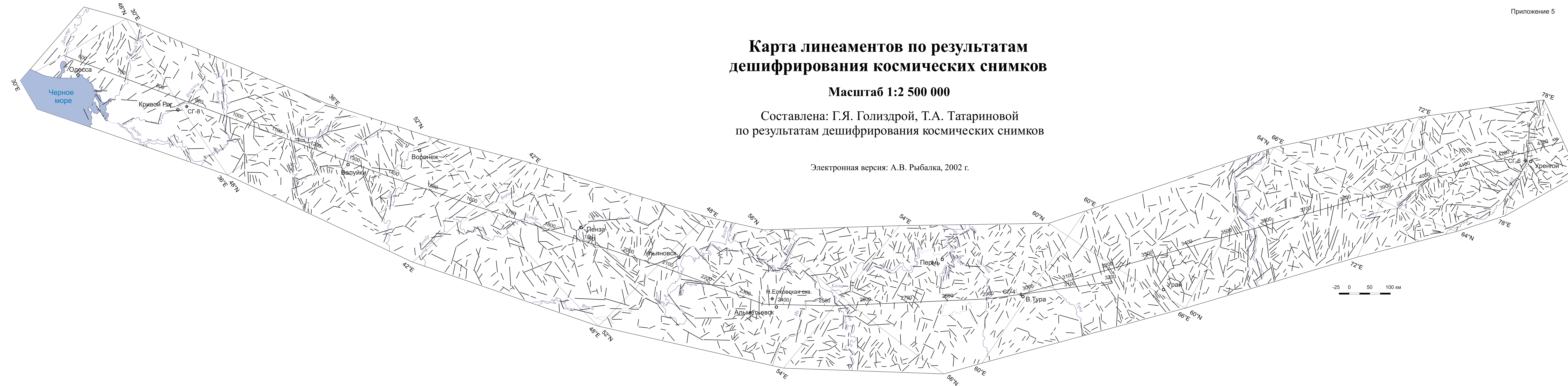
-25 0 50 100 км

Карта линеаментов по результатам дешифрирования космических снимков

Масштаб 1:2 500 000

Составлена: Г.Я. Голиздрой, Т.А. Татариновой
по результатам дешифрирования космических снимков

Электронная версия: А.В. Рыбалка, 2002 г.

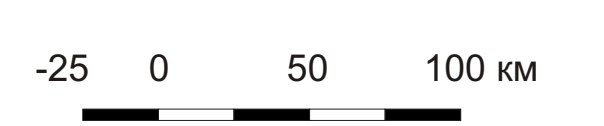
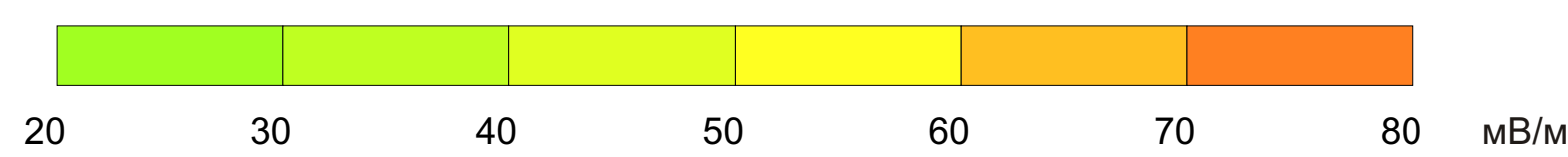
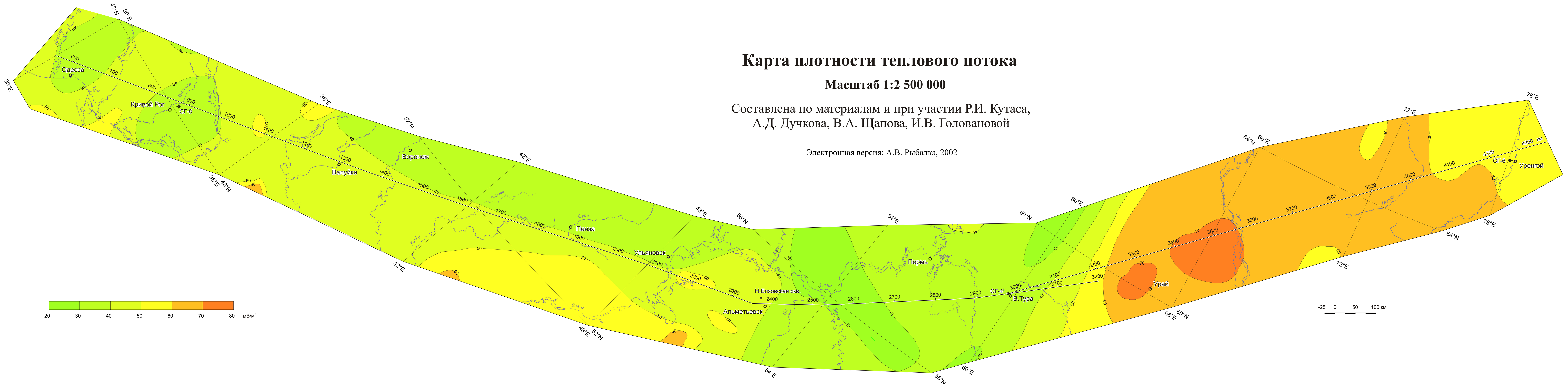


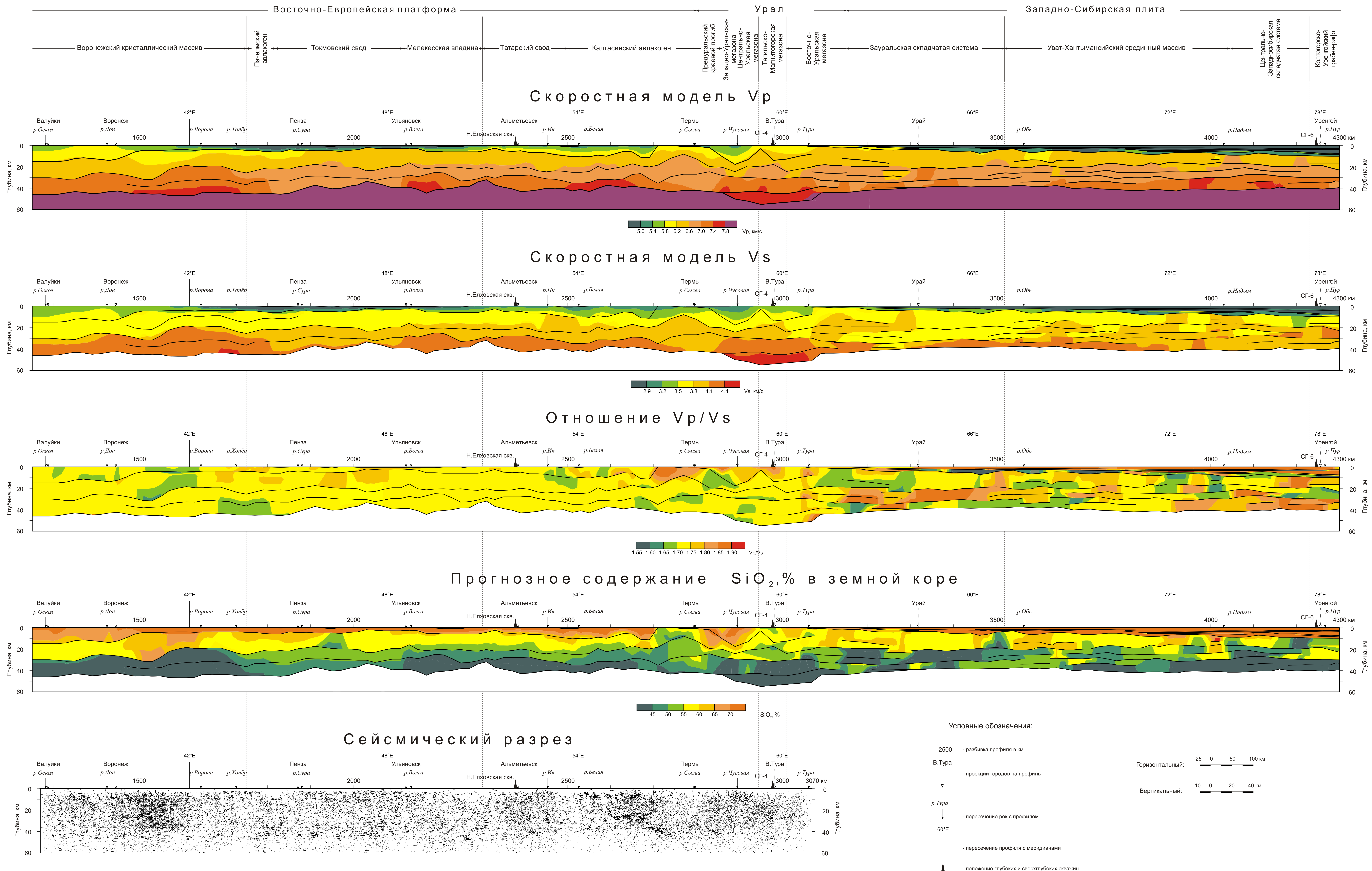
Карта плотности теплового потока

Масштаб 1:2 500 000

Составлена по материалам и при участии Р.И. Кутаса,
А.Д. Дучкова, В.А. Щапова, И.В. Головановой

Электронная версия: А.В. Рыбалка, 2002



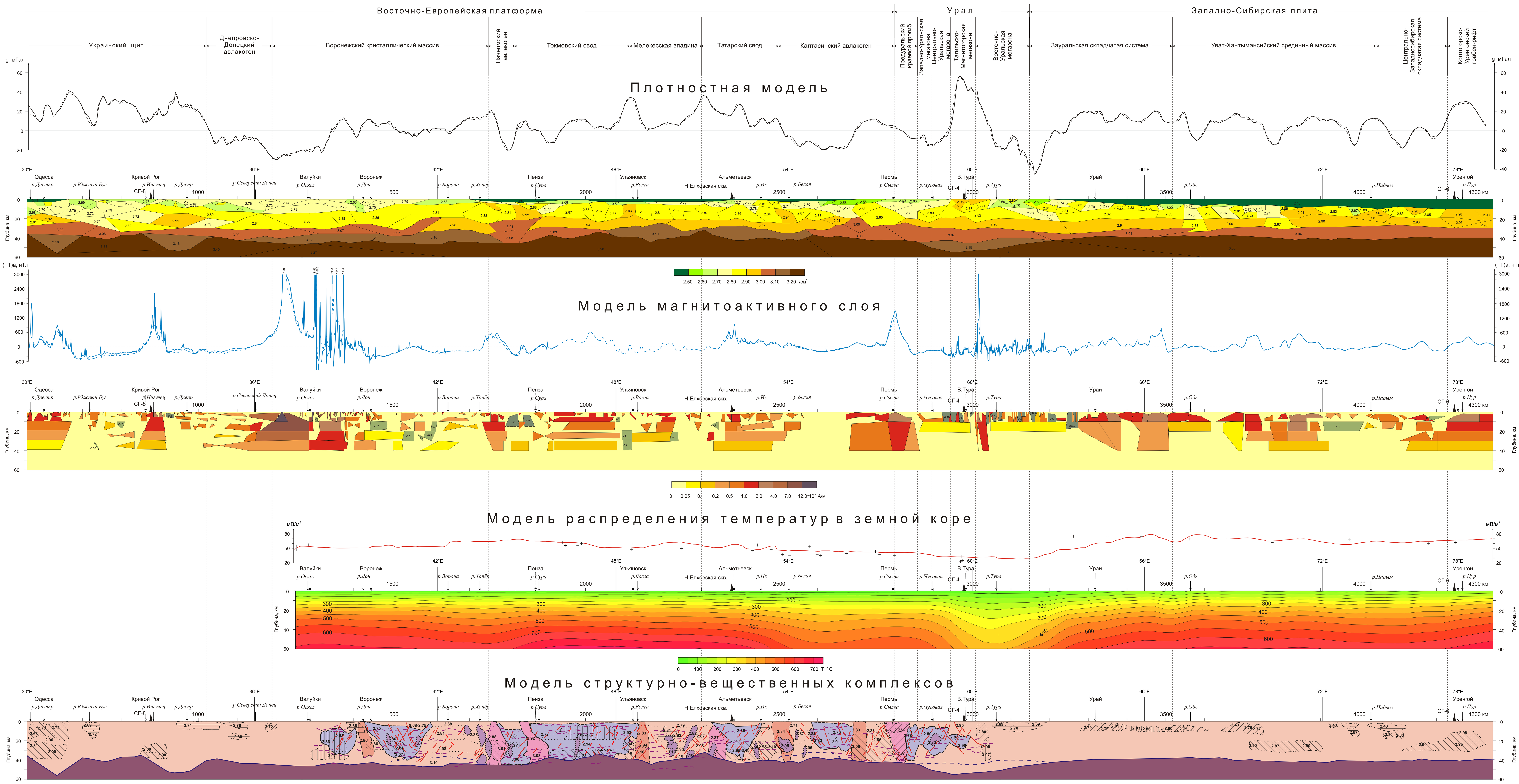


Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам сейсмических исследований

Масштабы: горизонтальный 1:2 500 000
вертикальный 1:1 000 000

Составлены: С.Н. Кашубиным, Т.В.Кашубиной, А.В. Рыбалкой, Л.Н. Шармановой, И.Г. Шкред, Е.В. Соколовой и по материалам А.В. Егоркина (Западносибирская часть)

Электронная версия: А.В. Рыбалка, И.Г. Шкред, 2002 г.



Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам интерпретации гравиметрических, разновысотных аэромагнитных и геотермических исследований

Масштабы: горизонтальный 1:2 500 000
вертикальный 1:1 000 000

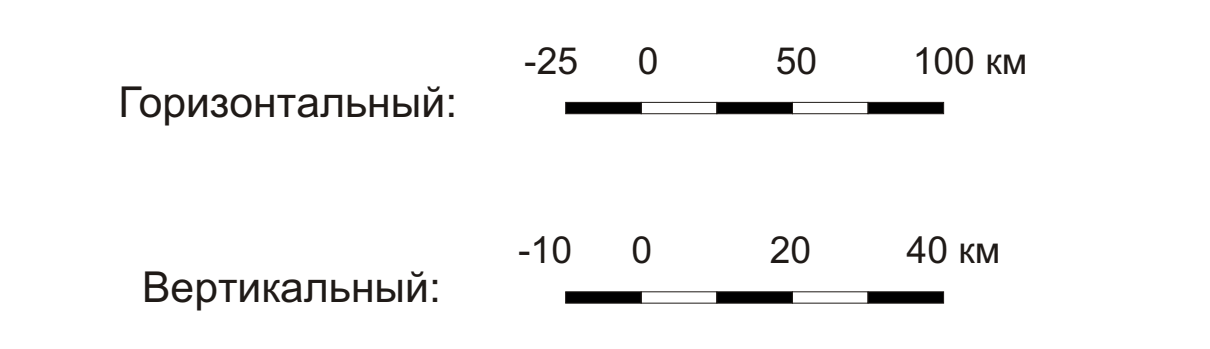
Составлены: М.В. Лясик (плотностная модель), А.В. Чурсиним, Н.А. Гавриловой (магнитная модель), Ю.В. Хачаев, В.А. Щаповым (модель распределения температур), В.Б. Соколовым (модель структурно-вещественных комплексов)

Электронная версия: М.В. Лясик, 2002 г.

Условные обозначения:

- 2500 - разбивка профиля в км
- В.Тура - проекция городов на профиль
- р.Тура - пересечение рек с профилем
- 60°E - пересечение профиля с меридианами
- ▲ - положение глубоких и сверхглубоких скважин
- (solid blue) - наблюдаемый график () на высоте 150 м
- (dashed blue) - наблюдаемый график () на высоте 2000 м
- (green) - блоки пород с обратной намагниченностью и ее значения в А/м
- (dark green) - блоки пород, расположенные близ профиля и их намагниченность в А/м
- (solid black) - наблюдаемая кривая g
- (dashed black) - подобранная кривая g

- Горизонтальные или субгоризонтальные протяженные границы, выделенные по отраженным волнам и соответствующие, видимо, участкам изменения вещественного состава и реологических свойств комплексов коры
- Наклонные и крутопадающие границы в земной коре, выделяющиеся по отражающим площадкам и результатам интерпретации данных магнитотелевизии, гравиметрии, МТЗ и, предположительно, соответствующие дизъюнктивным тектоническим нарушениям
- Участки земной коры с высокими отражательными свойствами (а) с низкими отражательными свойствами (б), существенно отличающиеся от соседних участков по характеру сейсмического разреза (в)
- Зоны земной коры, характеризующиеся преобладающим развитием заданно ориентированных площадок, не образующих протяженных сейсмических границ и соответствующие, видимо, интенсивно тектонически раздробленным зонам
- Граница переходной зоны К-М(а) и граница Мох(б)
- Участки земной коры, характеризующиеся: а - высокой плотностью и намагниченностью, б - низкой плотностью и высокой намагниченностью, в - высокой плотностью и низкой намагниченностью, г - низкой плотностью и намагниченностью
- Границы между породами с разными плотностями

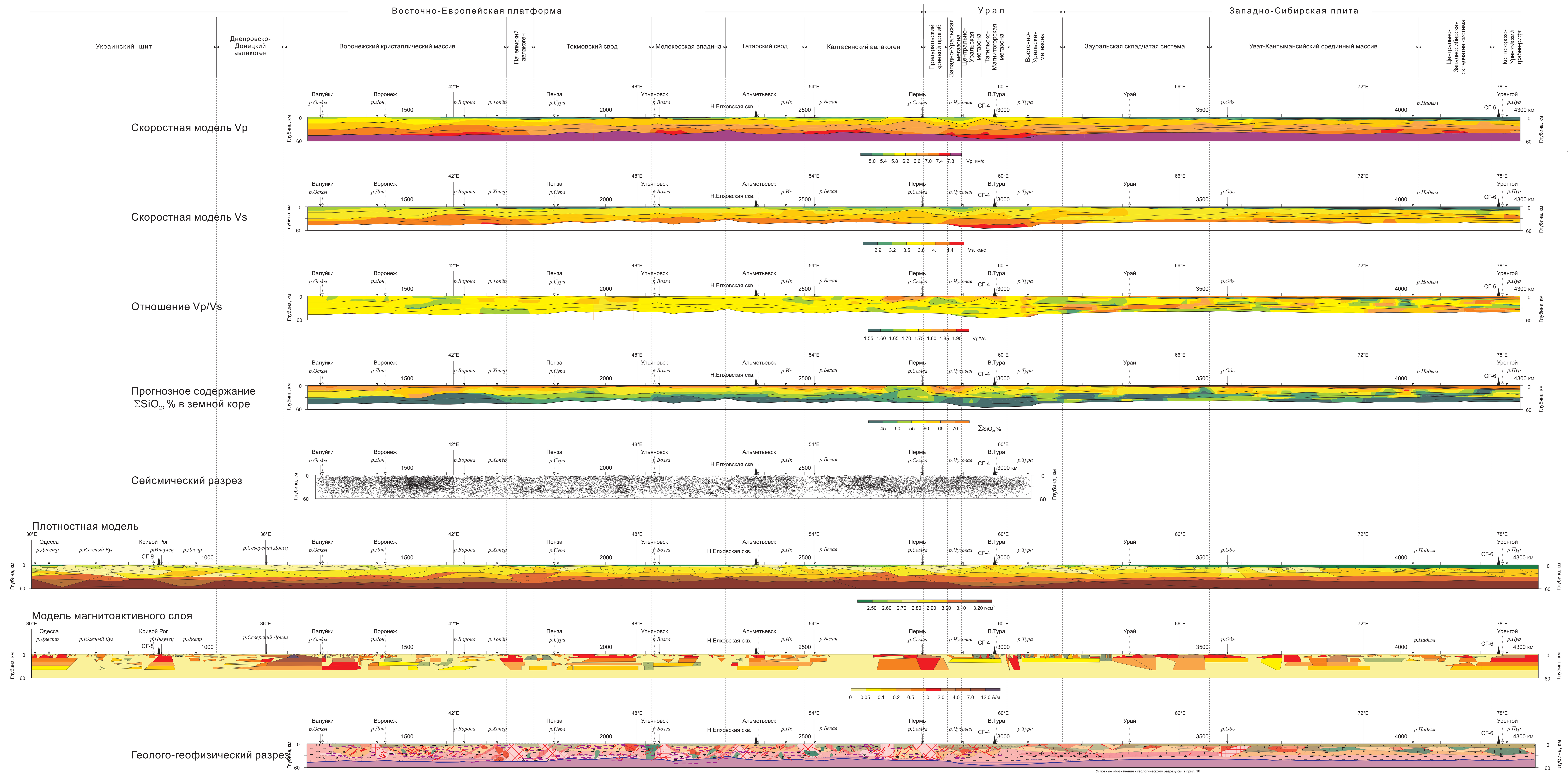


Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам геофизических исследований

Масштаб 1:2 500 000

Составлены: С.Н. Кашубиным, Т.В. Кашубиной, А.В. Рыбалкой, Е.В. Соколовой, Л.Н. Шармановой, А.В. Егоркиным, И.Г. Шкред, М.В. Лялик, А.В. Чурсиным, Н.А. Гавриловой, В.Б. Соколовым

Электронная версия: А.В. Рыбалка, И.Г. Шкред, 2002 г.

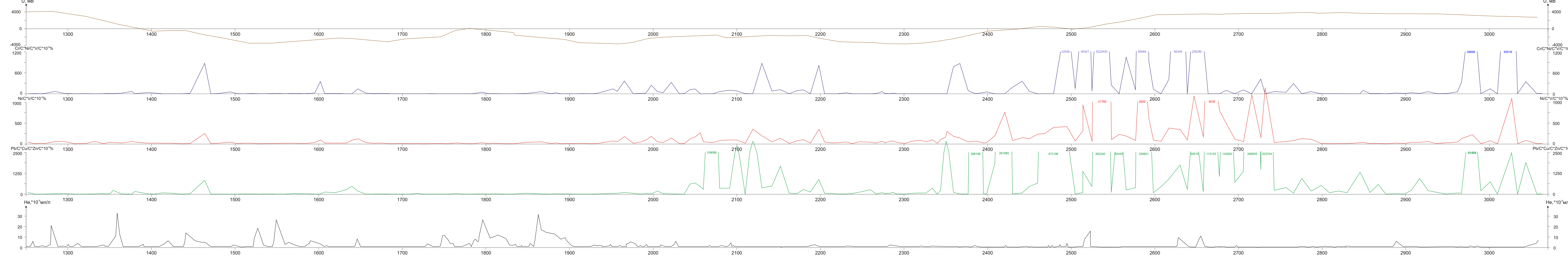


Условные обозначения:

- 4000 — разбивка профиля в км
- В.Тура — проекция городов на профиль
- р.Тура — пересечение рек с профилем
- 60°E — пересечение профиля с меридианами
- ▲ — положение глубоких и сверхглубоких скважин
- — "блоки пород с обратной намагниченностью и ее значения в А/м"
- — "блоки" породы и их намагниченность в А/м



Условные обозначения к геологическому разрезу см. в прил. 10



Распределение аномалий естественного электрического поля (Ю.С. Рысс, В.Д. Воронков, А.Д. Гальперин)

Мультипликативные графики распределения элементов в фульватно-гуматной форме (Ю.С. Рысс, В.Д. Воронков, А.Д. Гальперин)

Кривая изменения концентрации гелия в подземных водах (В.Н. Башорин, А.П. Пронин)

Геолого-геофизические разрезы земной коры и верхней мантии

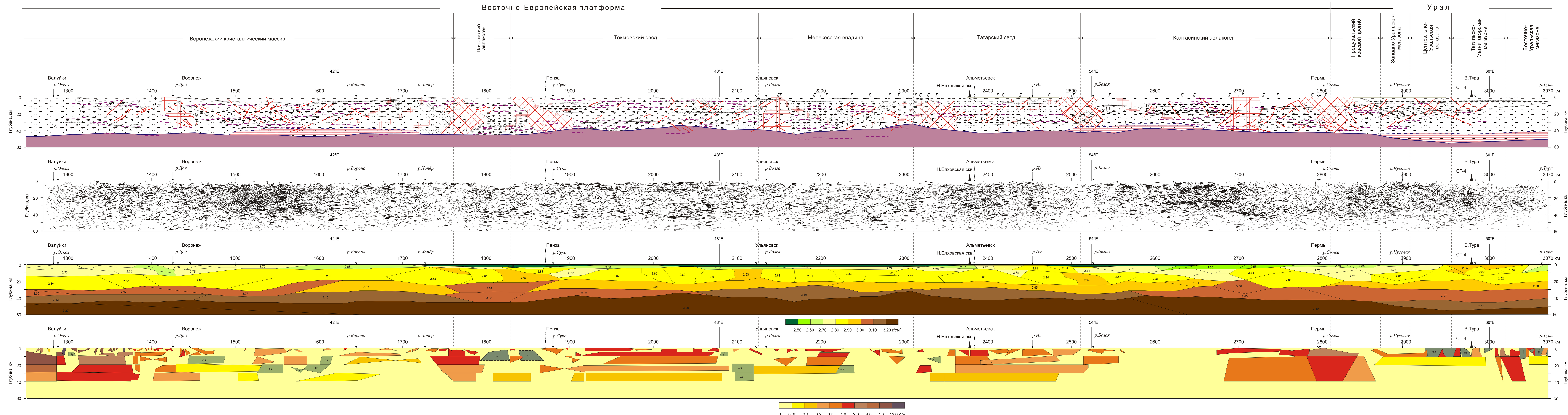
Масштаб 1:1 000 000

Составлены: В.Б. Соколовым (геолого-геофизический разрез), С.Н. Кашубиным, А.В. Рыбалкой, Е.В. Соколовой (сейсмический разрез), М.В. Лясик (плотностная модель), А.В. Чурсиным, Н.А. Гавриловой (магнитная модель)

Электронная версия: М.В. Лясик, 2002 г.

Условные обозначения:

- 2500 - разбивка профиля в км
- В.Тура - проекция городов на профиль
- р.Тура - пересечение профиля с реками
- 60°E - пересечение профиля с меридианами
- ▲ - положение глубоких и сверхглубоких скважин
- - блоки пород с обратной намагниченностью и ее значение в АМ
- - "Блокные" блоки пород и их намагниченность в АМ



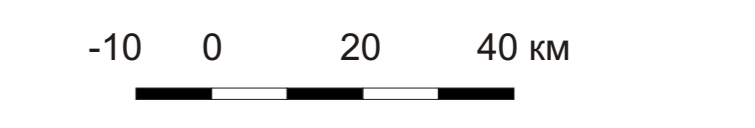
Геолого-геофизический разрез

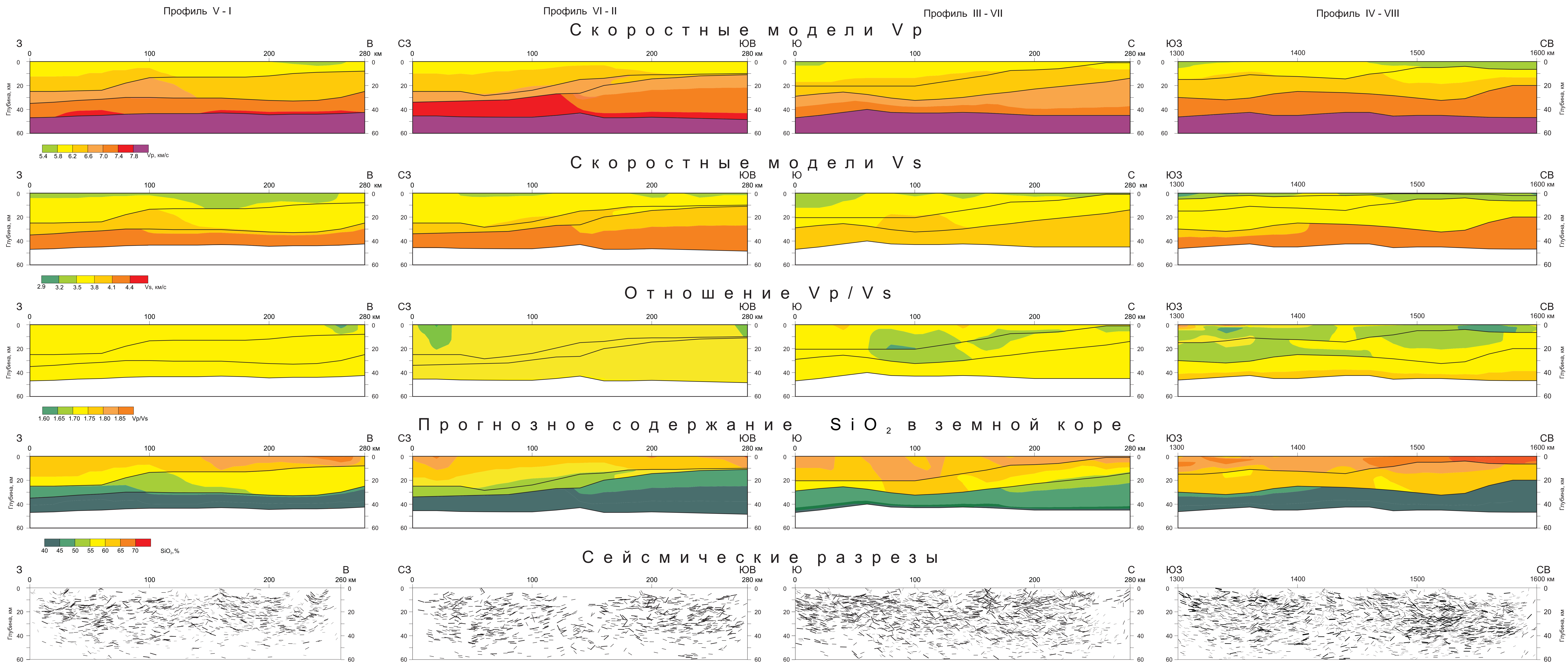
Сейсмический разрез

Плотностная модель

Модель магнитоактивного слоя

- Мехлобные зоны, характеризующиеся высокой степенью тектонической проработки
- Зоны динамометаморфизма и повышенной трещиноватости
- Зоны тектонических нарушений
- Внутриблоковые тектонические нарушения
- Условные геологические границы
- Метавулканики, метаморфизованные карбонатно-терригенные толщ
- Платинициты и гранитоиды, кварциты, сланцы
- Бигиловские, углеродистые
- Бигиловские и гранитоиды с массивами микроклиновых гранитов, метаморфизованные вулканиты
- Сланцы, метасланцы с телами гранитоидов, диоритов, габбро-диоритов
- Бигиловские амфиболиты, гнейсы среднего состава
- Бигиловские и амфибол-бигиловские гнейсы с телами диоритов, габбро-диоритов
- Расчленованные амфиболиты, биотит-амфиболитовые гнейсы и сланцы
- Амфиболитовые, двупироксеновые, биотит-амфиболитовые гнейсы с мелкими телами габбро и амфиболитов
- Нерасчленованные толщ средней и нижней коры
- Гранитоидные массивы
- Габбро-диориты, диориты
- Габбро-диориты, габбро
- Массивы мафитов и ультрамафитов
- Интенсивно расчленованные слои или четкие границы между петрографическими комплексами пород
- Граница переходной зоны КМ(а) и граница Мохи(б)
- Комплексы верхней мантии
- Кораматийная смесь
- Месторождения углеводородов





Разрезы земной коры и верхней мантии по результатам сейсмических исследований на пересекающихся профилях в районе ВКМ (сейсмический эксперимент "АСТРА")

Масштаб 1:1 000 000

Составлены: С.Н. Кашубиным, Т.В. Кашубиной, А.В. Рыбалкой, И.Г. Шкред

Электронная версия: А.В. Рыбалка, И.Г. Шкред, 2002 г.

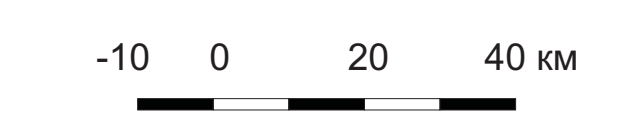


Схема расположения профилей

