

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ
СЕЙСМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ В СИБИРИ

НОВОСИБИРСК-1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

550.34+550.8

2043

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ
СЕЙСМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ В СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК · 1976



В сборник входят девять профилирующих статей, отражающих в совокупности главные направления исследований Института геологии и геофизики СО АН СССР по сейсмологии, глубинному сейсмическому зондированию и сейсморазведке в период 1971-1975 гг.

В первом разделе (сейсмология), включающем две статьи, изложены итоги исследований сейсмического режима Алтае-Саянской области и результаты детального изучения микроземлетрясений.

Во втором разделе приведены геолого-геофизические результаты взрывной сейсмологии, полученные при исследованиях земной коры и верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне, а также методика и новые данные по площадному изучению внутренней структуры фундамента Западно-Сибирской плиты.

Третий раздел, посвященный сейсморазведке, включает пять статей, имеющих преимущественно теоретико-методический характер. Изложены разработки в области метода поперечных волн. Одно из центральных мест в этом разделе занимает разработка вибрационной сейсморазведки - нового, весьма прогрессивного, направления, которое, по-видимому, в значительной степени будет определять лицо сейсморазведки в ближайшее десятилетие. Большое значение имеют разработки по теоретическому обоснованию метода дифрагированных волн, т.к. без учета явлений дифракции фактически нельзя повысить эффективность сейсморазведки в сложных тектонических условиях. В этом же разделе помещены статьи по развитию теории обратных кинематических задач в методе отраженных волн и по тематике ультразвуковых исследований на поперечных волнах.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР Н.Н. ПУЗЫРЕВ

Печатается по решению
геофизической секции Ученого Совета
Института геологии и геофизики СО
АН СССР

© Институт
геологии и геофизи-
ки СО АН СССР,
1976

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
I. СЕЙСМОЛОГИЯ	
ИТОГИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ (Гайский В.Н., Жалковский Н.Д., Мучная В.И., Филина А.Г., Цибульчик И.Д.)	8
РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СИБИРИ (Гайский В.Н., Данциг Л.Г., Дергачев А.А., Жалковский Н.Д.)	27
II. ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ	
ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ (Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Пузырев Н.Н., Селезнев В.С.)	45
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПЛОЩАДНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (Крылов С.В., Крылова А.Л., Сергеев В.Н., Суво- ров В.Д.)	62
III. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ	
ПОПЕРЕЧНЫЕ ВОЛНЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ (Жданов С.М., Куликов В.А., Лебедев К.А., Лебедева Г.Н., Нефедкина Т.В., Оболенцева И.Р., Полубинский О.И., Пузырев Н.Н., Тригубов А.В.)	77
МЕТОД ВИБРАЦИОННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ (Евчатов Г.П., Чи- чинин И.С., Юшин В.И.)	105
К ТЕОРИИ ОБРАТНЫХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В МЕТОДЕ ОТ- РАЖЕННЫХ ВОЛН (Гольдин С.В., Пузырев Н.Н.)	133
О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДИФРАГИРОВАН- НЫХ ВОЛН (Клем-Мусатов К.Д.)	148
ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН (Аверко Е.М., Куликов В.М., Нефедкин Ю.А., Сибиряков Б.П.)..	156
ЛИТЕРАТУРА	174

В В Е Д Е Н И Е

Современная сейсмология — наука о быстрых колебаниях Земли и распространении упругих волн в ней — отчетливо подразделяется на три самостоятельные области: сейсмологию естественных землетрясений, глубинное сейсмическое зондирование (сейсмология взрывов) и сейсмические методы разведки. Общей теоретической основой для них служит динамическая теория упругости, включающая в себя изучение процессов возникновения волн в источнике и их распространение в неоднородных геологических средах.

Главной задачей сейсмологии землетрясений является изучение сейсмического режима в той или иной области, что имеет все возрастающее значение при строительстве различных сооружений и определении меры сейсмической опасности. Вместе с тем регистрация волн от землетрясений доставляет основную информацию о глубинном строении различных оболочек Земли и о состоянии вещества на глубине. Однако эта задача при использовании волн от землетрясений решается с удовлетворительной точностью, как правило, для глубоких слоев мантии. Строение земной коры и верхних частей мантии требуется знать с гораздо большей надежностью и определенностью, так как без этого нельзя построить научно обоснованный поиск полезных ископаемых. Кроме того, детали строения коры и верхов мантии чрезвычайно важны при решении сейсмологических проблем, особенно в связи с постановкой все более актуальной задачи прогноза землетрясений не только в пространстве, но и во времени. В связи с этим приблизительно тридцать лет тому назад, сперва в нашей стране, а затем других странах, начал развиваться особый вид сейсмических исследований с искусственными источниками, предназначенный специально для изучения земной коры и верхов мантии до глубин 50–100 км и получивший название глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) или взрывной сейсмологии. В определенном смысле взрывная сейсмология является промежуточной областью между "большой" сейсмологией и сейсморазведкой, но, по-видимому, в методической своей части она больше тяготеет к последней.

Сейсмические методы разведки имеют своим объектом верхнюю

часть земной коры до глубин порядка 10–15 км и непосредственно связаны с поисками структур, благоприятных для залегания того или иного полезного ископаемого. В связи с этим они имеют тесную связь с промышленностью (особенно нефте-газовой), а потому получили быстрое развитие и прогрессивное техническое оснащение. Это последнее обстоятельство не только позволило решать все более сложные геологические задачи, но и оказало существенное влияние на методический и технический уровень как сейсмологии землетрясений, так и сейсмологии взрывов.

В Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР исследования в области сейсмологии развиваются по всем трем указанным разделам. Все они прямо или косвенно направлены на изучение районов Сибири и развитие производительных сил восточных районов нашей страны. Сейсмологические наблюдения, которые были организованы только с момента создания Сибирского отделения, имели своей главной целью получение надежных инструментальных данных о сейсмическом режиме Алтае-Саянской области. К настоящему времени накоплен достаточный материал для научно-обоснованных выводов об основных особенностях "сейсмического климата" этой территории и тем самым южный сейсмический пояс нашей страны изучен теперь непрерывно на всем своем протяжении. Кроме получения конкретных данных о сейсмичности указанной территории, сейсмологические исследования были направлены на решение некоторых проблем, имеющих общее значение. Среди них, прежде всего, следует отметить статистику землетрясений, в том числе в области весьма слабых толчков.

Региональные сейсмические работы в истекшем пятилетии были сосредоточены на решении двух проблем: изучении глубинного строения Байкальской рифтовой зоны и исследовании верхов консолидированной коры на юге Западно-Сибирской плиты. Глубинное сейсмическое зондирование в Западной Сибири в объеме около шести тысяч километров профилей ГСЗ было выполнено в предыдущем пятилетии и поэтому в настоящей книге результаты этих работ не освещаются. Как на Байкале, так и в Западной Сибири полученные результаты о глубинном строении базируются на весьма представительном материале, объем которого исчисляется тысячами километров профилей. Выполнение такого объема оказалось возможным благодаря сотрудничеству с производственными организациями (Новосибирское геологичес-

кое управление, Восточный геофизический трест), которые взяли на себя громадный труд по организации полевых работ, их техническому обеспечению и производству наблюдений.

Исследования в области усовершенствования физических основ сейсморазведки имеют несколько направлений, объединенных одной идеей создания комплексного метода, предусматривающего одновременное использование различных типов волн (продольных, поперечных, обменных, дифрагированных и др.). Наибольшие усилия были сосредоточены на усовершенствовании способов возбуждения и регистрации поперечных (сдвиговых волн) как с использованием импульсных (взрывных), так и квазистационарных (вибрационных) источников. Здесь удалось в истекшем пятилетии добиться существенного продвижения доказав возможность прослеживания сдвиговых отраженных волн от геологических границ, залегающих на глубине 5,0-5,5 км. Тем самым открываются реальные возможности комплексирования двух основных типов волн: продольных и поперечных, что должно существенно повысить информативность исследований.

Необходимо отметить, что трудоемкие эксперименты по поперечным волнам, а также по некоторым другим направлениям были проведены в содружестве с Сибирской геофизической экспедицией Министерства нефтяной промышленности.

Работы по вибрационной сейсморазведке на продольных и поперечных волнах занимают особое место, т.к. речь идет фактически о принципиально новом подходе к возбуждению и регистрации сейсмических колебаний, что открывает пути для решения таких задач как визуализация геологических объектов, прогнозирование наличия залежей нефти и газа в ловушках и другое. Сейчас Институт занимает лидирующее положение по этой тематике, и разработка находится на пороге внедрения ее в промышленность.

В настоящее время геологам и геофизикам приходится иметь дело преимущественно со сложными объектами, когда, кроме преломления и отражения волн, необходимо принимать во внимание также дифракцию. Проведенные теоретические и экспериментальные работы показали возможность не только учета, но и использования дифракционных явлений при решении, например, такой задачи как выявление и прослеживание сбросов малой амплитуды, не отмеченных при обычных методах сейсморазведки.

Изучение сложнопостроенных структур потребовало также усовер-

шенствования методов интерпретации, так как на старой теоретической основе трудно рассчитывать на дальнейший прогресс, даже при наличии мощной вычислительной техники. В настоящем издании освещены, в частности, новые подходы к определению эффективных параметров среды и сформулированы условия единственности при решении обратных задач в методе отраженных волн.

При современном состоянии теории распространения упругих волн в неоднородных средах еще далеко не все задачи могут быть сформулированы и решены строго математически. В связи с этим возникла необходимость развития способов физического моделирования, особенно на поперечных волнах. При этом был получен ряд очень важных результатов по особенностям распространения волн в слоистых средах различной масштабности (т.е. различном соотношении мощности слоев к длине волны). Существенным достижением явилось создание теории и аппаратуры для акустических исследований на поперечных волнах в буровых скважинах.

Необходимо в заключение отметить, что сейсмические исследования различных направлений в X пятилетке должны получить еще большую значимость, что соответствует общей тенденции развития науки о Земле и потребностям практики.

І. С Е Й С М О Л О Г И Я

Гайский В.Н., Жалковский Н.Д., Мучная В.И.,
Филина А.Г., Цибульчик И.Д.

ИТОГИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Региональные сейсмологические исследования в Алтае-Саянской области весьма непродолжительны. Первые инструментальные наблюдения рекогносцировочного характера были проведены здесь в 1959-1960 гг., а стационарная сеть сейсмических станций создана в 1962 г.

К тому времени удаленные станции регистрировали в пределах области землетрясения с магнитудой $M \geq 5,0+5,5$, причем погрешности определения их эпицентров составляли не менее $\pm 0,5$. Землетрясения с такими магнитудами на рассматриваемой территории возникают сравнительно редко, поэтому на весь предыдущий период инструментальных данных о сейсмичности области было накоплено крайне мало. То же самое можно сказать о данных макросейсмических. Сообщения о землетрясениях прошлого сохранились, в основном, для наиболее обжитых северо-западных и северных районов области, таких как Рудный Алтай, Барнаульско-Новосибирское Приобье и Кузнецкая и Минусинская котловины. Собственная сейсмичность каждого из этих районов не вызывает сомнений, однако, судя по инструментальным данным, она заметно уступает сейсмичности остальной интересующей нас территории. Естественно поэтому предположить, что большинство землетрясений, о которых упоминается в сообщениях, в действительности возникали за пределами перечисленных районов, но где именно и какова их максимальная сила — установить, как правило, невозможно. Малочисленность и невысокое качество сейсмостатистических данных привели, в частности, к тому, что нормативные карты сейсмического районирования области, имеющие важное народнохозяйственное значение, до сих пор строились главным образом на основании геологических критериев. Учитывая сложность и многообразие связей сейсмичности с геологическими факторами такое районирование вряд ли можно считать достаточно обоснованным и надежным.

Заметный прогресс в изучении сейсмичности Алтае-Саянской области наметился лишь в последнее десятилетие. С момента организации региональной сети станций в пределах области зарегистрировано большое количество землетрясений 7-14 энергетических классов, ошибки определения эпицентров которых составляют в среднем 10-15 км. Значительный объем и однородность новых материалов позволили не только установить расположение основных эпицентральных зон, но и дифференцировать, в первом приближении, всю территорию области по уровню сейсмической активности. Это, в свою очередь, дало возможность перейти от рассмотрения пространственного распределения очагов землетрясений к рассмотрению распределения повторяемостей сотрясений земной поверхности, что с точки зрения оценки сейсмической опасности территории представляет наибольший интерес. Для значительной совокупности землетрясений удалось также определить ориентацию осей главных напряжений, плоскости разрыва и направления подвижки в очаге, что позволяет делать определенные выводы о характере и преимущественной направленности современных тектонических движений в том или ином районе. Последующий всесторонний анализ таких данных несомненно будет способствовать более глубокому пониманию сущности связи сейсмических проявлений рассматриваемой территории с особенностями ее геологического строения и развития.

Ниже в краткой форме излагаются основные результаты сейсмологических исследований в Алтае-Саянской области, выполненных в течение 1971-1975 гг. Главное внимание при этом уделяется анализу и обобщению инструментальных данных, накопленных со времени организации региональной сети сейсмических станций.

Распределение повторяемости землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области

Распределение повторяемости землетрясений по энергии (график повторяемости землетрясений) является одной из важнейших характеристик сейсмического режима. От точности определения его параметров существенно зависят не только оценки сейсмической активности, сотрясаемости и т.д., но и надежность некоторых выводов, касающихся физики очага землетрясения и общих свойств сейсмического процесса в целом.

Многочисленные исследования показывают, что в билогарифмиче-

ских координатах графики повторяемости, построенные по большим совокупностям землетрясений, хорошо осредняются прямыми линиями, угловой коэффициент γ которых варьирует в незначительных пределах. Складывается впечатление, что коэффициент γ не меняется от района к району, а небольшие его отклонения от среднего значения носят чисто случайный характер, или являются следствием недостаточно строгой оценки представительности анализируемых данных. Однако такая точка зрения не получила пока всеобщего признания, в связи с чем исследования в этом направлении по-прежнему представляют значительный интерес.

Для Алтае-Саянской области графики повторяемости землетрясений строились уже неоднократно [17, 123, 135 и др.]. При этом во всех случаях для коэффициента γ получались значения в интервале $0,48 \pm 0,05$, хорошо согласующиеся с данными по другим сейсмическим регионам.

Что касается распределения сейсмической активности, то в этом отношении Алтае-Саянская область изучена гораздо хуже. Достаточно сказать, что все опубликованные карты сейсмической активности, за исключением карты для крайнего юго-востока Тувы и прилегающих к ней районов Монголии [143], были построены по наблюдениям не более, чем за 2,5 года. В условиях значительных флуктуаций сейсмического процесса во времени такого срока наблюдений для уверенного разделения территории по уровню активности безусловно недостаточно. Располагая более многочисленными сейсмостатистическими материалами целесообразно было уточнить полученные ранее результаты, хотя, конечно, период наблюдений все еще мал и не может в ряде случаев гарантировать нас от ошибочных выводов.

В настоящей работе для построения графиков повторяемости землетрясений и карты сейсмической активности использовались материалы наблюдений стационарной сети станций за 1963-1972 гг. Специальное исследование представительности первичных данных [17, 53] позволило установить, что в этот период в пределах изучаемой территории, ограниченной условно координатами $\varphi = 46-56^\circ$ с.ш., $\lambda = 80-100^\circ$ в.д., практически без пропусков регистрировались землетрясения с $K = \lg E_{\text{дж}} \geq 9$. Исключением является небольшой район на юго-западной окраине области, где возможны незначительные (не более 30%) пропуски землетрясений с $K=9$. Сведения о землетрясениях более низких энергетических классов для области в целом заве-

домо не представительны, поэтому в дальнейшем нами не рассматриваются.

Всего в 1963–1972 гг. в Алтае–Саянской области зарегистрировано 1798 землетрясений с $K \geq 9$, распределение которых по энергии представлено в таблице I (строка I). Около 40% этих землетрясений относится к категории афтершоков и групп, распределение которых по энергии может не совпадать с распределением одиночных

Т а б л и ц а I
Распределение землетрясений Алтае–Саянской области за
за 1963–1972 гг. по энергетическим классам $K = \lg E_{\text{дж}}$

№№ пп	Со- вокупность землетрясений	$K = \lg E_{\text{дж}}$									Итого
		9	10	11	12	13	14	15	16		
1.	Все землетрясения области с $K \geq 9$	1154	439	143	46	12	3	-	1	1798	
2.	Представительная часть землетрясений области без афтершоков и групп	646	214	73	24	7	2	-	1	967	
3.	Афтершоки и группы	462	197	61	16	5	1	-	-	742	

землетрясений, образующих обычный сейсмический фон. В связи с этим во второй строке таблицы приводится также распределение землетрясений области без афтершоков и групп, причем только для той части территории, где землетрясения с $K=9$ регистрировались полностью. В третьей строке дается аналогичное распределение для совокупности событий, составленной из одних афтершоков и групп.

Графики повторяемости землетрясений, построенные по данным таблицы I для интервала энергетических классов $K=9-14$, показаны на рис. I. Для удобства сравнения все они приведены к одному уровню путем деления чисел землетрясений каждого энергетического класса на общее число событий в рассматриваемой совокупности. Не трудно видеть, что если не учитывать малочисленности, не представительные в смысле статистики, землетрясения с $K=14$, то все три графика можно аппроксимировать прямыми линиями с одинаковыми или очень близкими коэффициентами γ . Это следует также из таблицы 2, в которой представлены оценки значений γ для каждой совокупности землетрясений, вычисленные тремя различными способами:

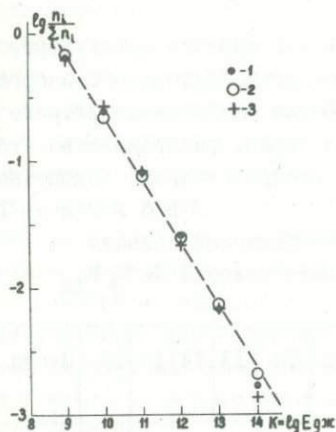


Рис. I. Графики повторяемости землетрясений: I - все землетрясения области с $K \geq 9$ за 1963-1972 гг.; 2 - представительные землетрясения без афтершоков и групп; 3 - афтершоки и группы.

Т а б л и ц а 2
Значения углового коэффициента γ графиков повторяемости землетрясений Алтае-Саянской области

№ пп	Характер совокупности землетрясений	Способ вычисления	Способ максимального правдоподобия	Способ наименьших квадратов без учета веса точек	Способ наименьших квадратов с учетом веса точек
1.	Все землетрясения области с $K \geq 9$		0,47	$0,52 \pm 0,02$	$0,46 \pm 0,02$
2.	Представительная часть землетрясений области без афтершоков и групп		0,49	$0,50 \pm 0,01$	$0,49 \pm 0,01$
3.	Афтершоки и группы		0,47	$0,53 \pm 0,02$	$0,45 \pm 0,03$

способом максимального правдоподобия, с учетом поправочного коэффициента за величину интервала осреднения энергии землетрясения и способом наименьших квадратов без учета и с учетом веса точек соответственно. В последнем случае точкам на графике приписывался вес, пропорциональный числу землетрясений данного энергетического класса. Из таблицы видно, что все значения лежат в обычных пределах 0,45-0,53, причем они в гораздо большей степени зависят от способа вычисления, чем от характера совокупности землетрясений. За окончательное значение γ следует принять

величину $0,49 \pm 0,01$, полученную для совокупности землетрясений, из которой исключены афтершоки и группы. Такой выбор объясняется, в основном, меньшей представительностью данных в двух других совокупностях, в связи с неизбежными пропусками афтершоков на начальной стадии их возникновения. Отметим при этом, что значение $\gamma = 0,49 \pm 0,01$ совпадает с наиболее надежными оценками этого коэффициента в других сейсмических зонах Советского Союза. К сожалению, непосредственное сравнение полученных результатов с данными зарубежных исследований не может быть проведено из-за различия в системах энергетической классификации землетрясений.

Переходя далее к рассмотрению пространственного распределения сейсмичности следует сразу же оговориться, что у нас пока слишком мало сведений о глубине очагов землетрясений. Опираясь на некоторые косвенные признаки (наличие у каждого достаточно сильного землетрясения четких вступлений волн, преломленных на поверхности Мохоровичича, и т.п.) можно лишь утверждать, что все они располагаются в пределах земной коры и, преимущественно, в верхней ее части. Действительно, специальные исследования, принятые в ряде районов Тувы, показали, что у основной массы землетрясений ($\sim 85\%$) очаги располагаются на глубине от 5 до 20–25 км, образуя отчетливый максимум на глубине 13–15 км [20]. При этом землетрясения с глубиной очага более 35–40 км не наблюдались.

Общее представление о сейсмичности области можно получить, анализируя карту эпицентров, изображенную на рис.2. На этой карте представлены все землетрясения с $K \geq 9$ за 1963–1972 гг., за исключением многочисленных (~ 600) повторных толчков Урэг-Нурского землетрясения 15 мая 1970 г. ($\varphi = 50^{\circ}, 18$; $\lambda = 91^{\circ}, 27$; $M=7$). Легко видеть, что большинство эпицентров, в том числе сильных ($K \geq 12$) землетрясений, тяготеет к горным районам области, расположенным к югу от 52 параллели. В северных районах плотность эпицентров значительно меньше, но и здесь за рассматриваемое десятилетие было зарегистрировано 4 землетрясения 12–13 энергетических классов, вызвавших на земной поверхности 6–7-балльные эффекты [123]. Последнее обстоятельство вызывает серьезное беспокойство, если учесть, что на упомянутой территории располагаются такие крупные административные и промышленные центры, как Новосибирск, Красноярск, Новокузнецк и многие другие.

Более наглядное представление о степени дифференциации Алтае-

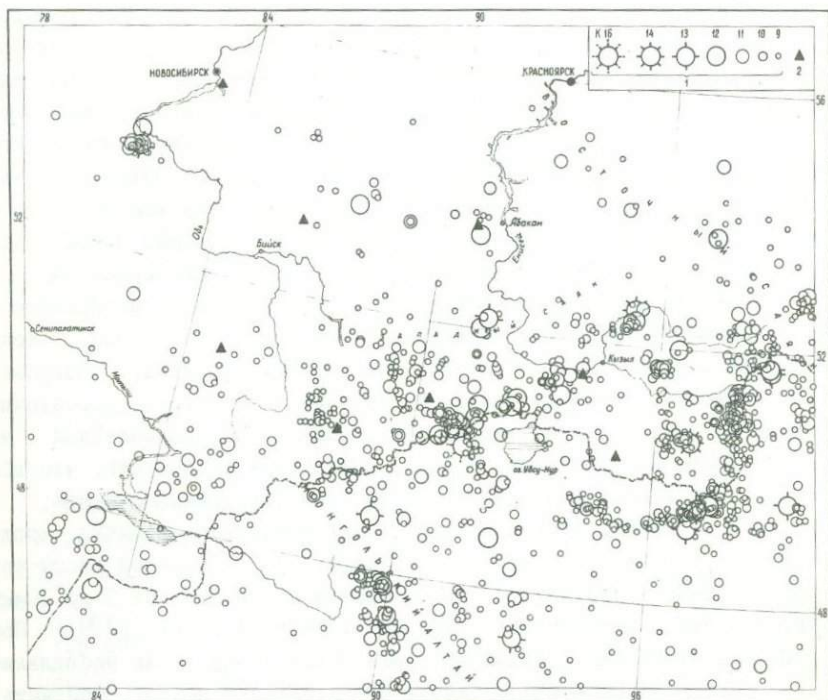


Рис.2. Карта эпицентров землетрясений Алтае-Саянской области с $K \geq 9$ за 1963-1972 гг.: 1 - эпицентры землетрясений; 2 - сейсмические станции.

Саянской области по уровню сейсмичности дает карта сейсмической активности A_{10} , изображенная на рис.3. Принципы построения подобного рода карт достаточно хорошо известны, поэтому мы не будем на них останавливаться. Отметим только, что для построения карты, представленной на рис.3, использовался так называемый метод суммирования, получивший благодаря своей простоте наибольшее распространение. Причем, изолинии активности $A_{10} \geq 0,02$ строились способом постоянной детальности, при размерах площадки осреднения $40 \times 40 \text{ км}^2$, а изолинии $A_{10} = 0,01$ - способом постоянной точности, при 5-ти землетрясениях на круговой площадке переменного радиуса. В обоих случаях значения активности определялись в

симальных для области значений, равных 0,2–0,3. Повышенной сейсмичностью характеризуется также Монгольский Алтай, хотя активность в его пределах не превышает значения 0,1. Что касается Центрального Алтая, то достаточно высокая сейсмичность ($A_{10}=0,05+0,1$) отмечается лишь в юго-восточных его районах, тогда как остальная территория сравнительно малоактивна. С переходом в северо-западную более равнинную часть области сейсмическая активность довольно резко падает. Некоторое увеличение уровня активности (до $A_{10}=0,01$) наблюдается здесь только в Барнаульско-Новосибирском Приобье и Кузнецкой и Минусинской котловинах. Показательно, что именно к этим трем локальным районам приурочены эпицентры 6–7-балльных землетрясений, отмеченных в северо-западной части области в течение 1963–1972 гг. Известно также, что землетрясения с интенсивностью до 7 баллов отмечались в этих районах и в прошлом [123].

Как уже упоминалось, карта сейсмической активности построена по материалам 10-летних наблюдений. Естественно, возникает вопрос, насколько она отражает средние долговременные показатели сейсмичности. В какой-то мере можно ответить на этот вопрос сравнивая карту сейсмической активности с картой эпицентров сильных ($K \geq 12$, $M \geq 4,5$) землетрясений, зарегистрированных в пределах области за весь исторический период (рис.3). К сожалению, данные о землетрясениях прошлого для Алтае-Саянской области не только малочисленны, но и крайне неоднородны. Так, например, для обжитых северо-западных районов сведения о землетрясениях с $K \geq 12$ можно считать достаточно полными за последние 200–250 лет, тогда как для остальной территории они не представительны вплоть до 1961 г. Тем не менее результаты сравнения заслуживают внимания. Из рис.3 следует, что в подавляющем большинстве случаев сильные землетрясения возникали в пределах тех районов области, сейсмическая активность которых характеризуется значениями не менее 0,01. Исключение составляют лишь несколько землетрясений отдаленного прошлого, что, вероятнее всего, объясняется большими ошибками определения их эпицентров. Наибольшая концентрация эпицентров сильных землетрясений наблюдается при этом на участках с максимальными значениями сейсмической активности ($A_{10}=0,1+0,3$). К этим же участкам приурочены эпицентры трех катастрофических землетрясений с $M \geq 8$, отмеченных в 1931 и 1905 гг. в Монгольском Алтае и

северной Монголии, соответственно. Все это дает основания полагать, что основные закономерности пространственного распределения сейсмичности отражаются представленной картой сейсмической активности вполне удовлетворительно.

Подводя итоги сказанному необходимо обратить внимание на следующее важное обстоятельство. Многими исследователями высказывается предположение, что величина максимальных землетрясений, возможных в той или иной эпицентральной зоне, зависит от ее геометрических размеров и уровня сейсмической активности. Если с этих позиций анализировать карту сейсмической активности Алтае-Саянской области, то придется допустить возможность возникновения катастрофических землетрясений не только на территории Монголии, но и на территории Советского Союза. Действительно, эпицентральные зоны, расположенные в западных и восточных районах Тувы, как по размерам, так и по уровню активности, несколько не уступают эпицентральной зоне Монголии, где такие землетрясения уже наблюдались.

Карты сотрясаемости Алтае-Саянской области

Карта сейсмической активности, отражающая в обобщенном виде основные закономерности распределения очагов землетрясений, характеризует сейсмическую опасность территории далеко не полностью. Одинаковое разрушительное воздействие на сооружения могут оказывать как местные более слабые, так и удаленные, но более сильные землетрясения. В этом отношении гораздо большей наглядностью обладают карты сотрясаемости, представляющие собою распределения средней частоты повторения сотрясений заданной интенсивности на земной поверхности. Такие карты могут быть построены при наличии данных о распределении землетрясений по энергии и в пространстве, о затухании интенсивности сотрясений с расстоянием и о максимальных землетрясениях, возможных в том или ином районе изучаемой территории.

Из всей совокупности перечисленных выше данных обычно наиболее сомнительными являются данные о максимальных землетрясениях (K_{\max}). При построении карт сотрясаемости величина максимальных землетрясений, как правило, определяется на основе корреляционной зависимости между K_{\max} и средним значением сейсмической ак-

тивности A_{IO} на площади, отвечающей за его подготовку:

$$\lg A_{IO} = \bar{2},84 + 0,2I (K_{max} - 15) \quad (I)$$

Эта зависимость была установлена Ю.В.Ризниченко^{х)} по наблюдениям в Средней Азии и некоторых других районах. Однако при сопоставлении зависимости (I) с фактическими данными для Алтае-Саянской области обнаружилось явное их несоответствие (рис.4). В самом деле, по определению K_{max} прямая (I) на рис.4 должна ограничивать облако точек сверху, тогда как в действительности это условие не выполняется.

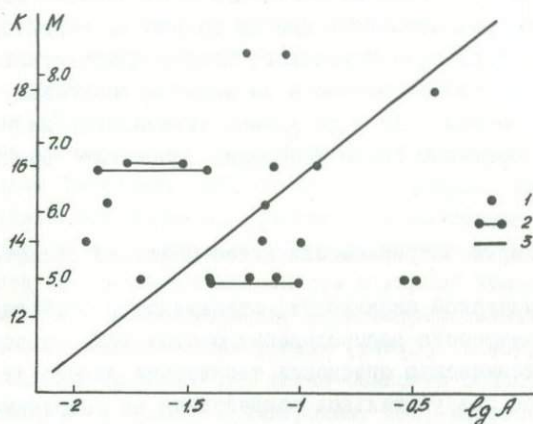


Рис.4. Сравнение K_{max} со средним значением сейсмической активности области подготовки землетрясения: 1 - фактические данные; 2 - пределы вариации данных о средней активности, связанные с неточностью определения эпицентра; 3 - корреляционная зависимость (I).

Допуская наличие корреляционной связи (I) между K_{max} и A_{IO} это несоответствие можно объяснить только в том случае, если предположить, что уровень сейсмической активности ряда районов Алтае-Саянской области в настоящее время во много раз меньше средних долговременных значений. Но с таким предположением нельзя

х) Ризниченко Ю.В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. - В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. "Наука", М., 1967.

согласиться, так как оно противоречит вполне надежным макросейсмическим данным, имеющимся для некоторых районов за последние 150–200 лет. В связи с этим возникают опасения, что соотношение (I) в изученных районах в действительности отражает связь между сейсмической активностью и максимальными наблюдавшимися землетрясениями, а не максимальными возможными. Величина же последних от сейсмической активности может и не зависеть.

В самом деле, в соответствии с законом повторяемости землетрясений вероятность наблюдать на заданном отрезке времени землетрясение заданного энергетического класса возрастает с увеличением уровня сейсмической активности. Следовательно, чем выше сейсмическая активность некоторого района, тем большей силы землетрясение может быть зарегистрировано в его пределах за исторический период. Если согласиться с такой трактовкой зависимости (I), то отдельные отклонения от нее, как, например, в рассматриваемом нами случае, вполне допустимы.

Изложенные соображения отчасти подтверждаются хотя бы тем фактом, что максимальные землетрясения ($M=8,3$), наблюдавшиеся в Алтае-Саянской области, мало отличаются от максимальных землетрясений, отмеченных на земном шаре в целом (по разным оценкам $M = 8,6+8,9$). Между тем сейсмическая активность ряда регионов (Тихоокеанский сейсмический пояс и др.) превышает активность наиболее сейсмичных районов Алтае-Саянской области практически на целый порядок.

С учетом сказанного карты сотрясаемости Алтае-Саянской области были построены в предположении, что величина максимальных землетрясений от сейсмической активности не зависит и всюду одинакова. За окончательное значение K_{max} , по-видимому, можно было бы принять энергетический класс $K=I9$, установленный для сильнейших в пределах области землетрясений 1905 г. (рис.4). Однако, принимая во внимание неизбежные ошибки определения магнитуды M землетрясений тех лет и возможное несовершенство формул перехода от M к K , в расчетах полагалось, что $K_{max} = I8$. Полученные при таком предположении оценки сотрясаемости очевидно должны лежать где-то внутри интервала возможных их предельных значений.

Для построения карт сотрясаемости использовались те же фактические данные за 1963–1972 гг., что и при составлении карты сейсмической активности. Зависимость интенсивности сотрясений]

от магнитуды землетрясения M и гипоцентрального расстояния r задавалась при этом известной эмпирической зависимостью Н.В. Шелбалина: $J = 1,5 M - 3,5 \lg r + 3,0$, в которой переход от магнитуды землетрясения к энергетическому классу осуществлялся с помощью соотношения $K=4+I,8 M$.

Средняя глубина очагов землетрясений принималась равной 15 км. Значения сотрясаемости B_J оценивались в узлах сетки с шагом $0^{\circ},2$ по формуле

$$B_J = \sum_r N_{K \geq 9} \cdot (1 - 10^{-\gamma}) \cdot 10^{-\gamma(Kr - K_{\min})} \cdot \frac{1}{T}, \quad (2)$$

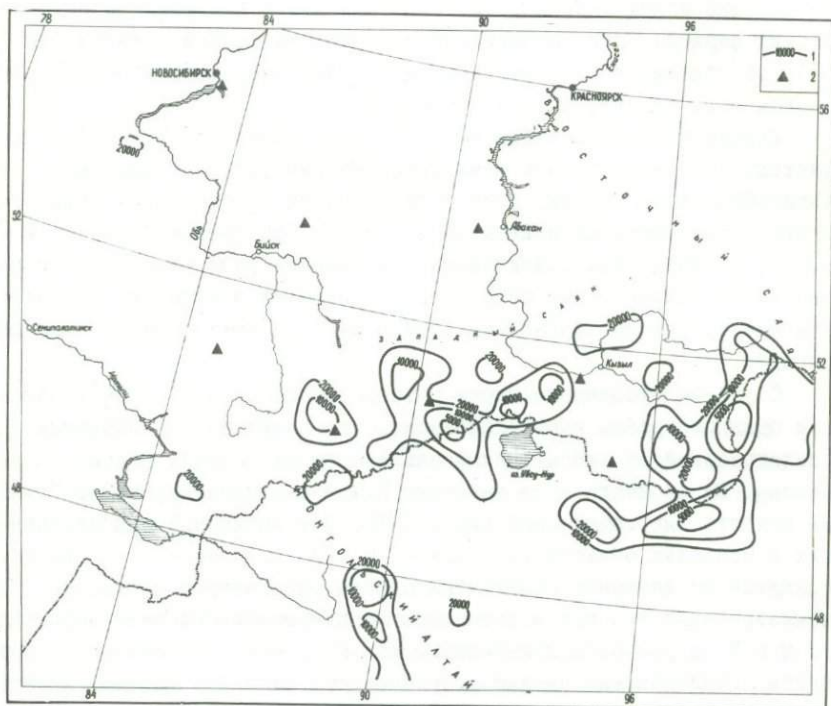


Рис.5. Карта сотрясаемости интенсивностью 9 баллов:
 I - изолинии среднего значения периода повторения сотрясений в годах;
 2 - сейсмические станции.

где $K_{\min} = 9$ - минимальный энергетический класс землетрясений, используемых при вычислении B_3 ; γ - наклон графика повторяемости землетрясений; r - номер кольца, из которого землетрясения с $K=K_r$ вызовут в расчетной точке сотрясения заданной интенсивности J ; T - период наблюдений.

Карты сотрясаемости, построенные в изолиниях средних значений периодов повторения сотрясений интенсивностью 9,8 и 7 баллов, представлены на рис.5,6 и 7 соответственно. Их анализ показывает, что в наиболее активных районах Алтае-Саянской области период повторяемости 9-балльных сотрясений составляет 5-10 тыс.лет, 8-балльных - 1-2 тыс.лет и 7-балльных - 200-500 лет. На остальной территории повторяемости соответствующих сотрясений существенно меньше.

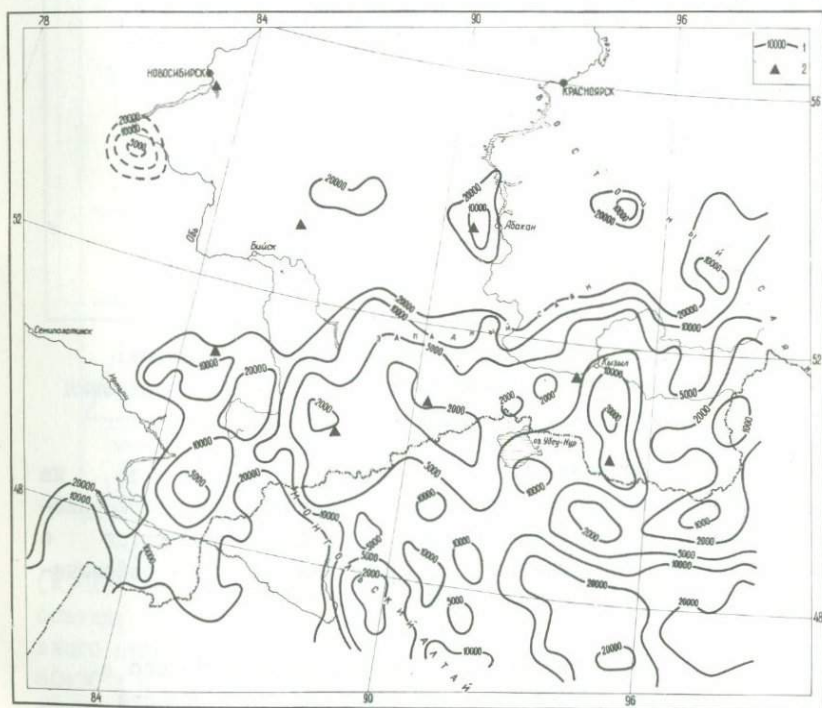


Рис.6. Карта сотрясаемости интенсивностью 8 баллов:
1 - изолинии среднего значения периода повторения сотрясений в годах; 2 - сейсмические станции.

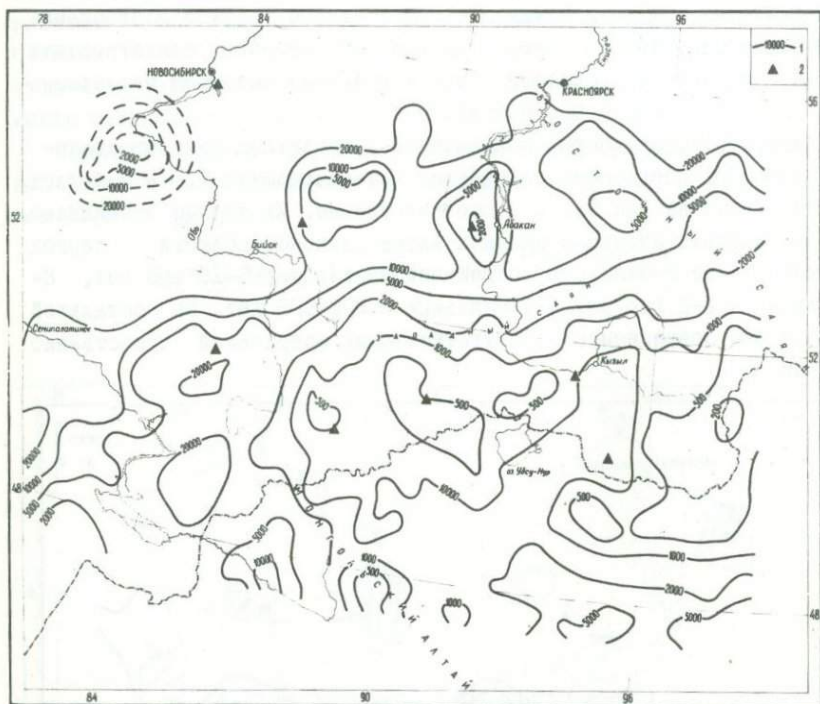


Рис. 7. Карта сотрясаемости интенсивностью 7 баллов:
 1 - изолинии среднего значения периода повторения сотрясений
 в годах; 2 - сейсмические станции.

Полученные результаты не могут, вероятно, претендовать на большую точность из-за приближенности расчетов и кратковременности наблюдений. Тем не менее в целом они хорошо согласуются с традиционными представлениями о сравнительно невысокой сейсмической опасности изучаемой территории.

Некоторые результаты исследования напряженного состояния земной коры в Алтае-Саянской области

Общее представление о напряженном состоянии земной коры можно составить, анализируя распределения осей главных напряжений в очагах местных землетрясений. Подобное исследование в Алтае-Саян-

ской области удалось осуществить впервые и, к сожалению, на недостаточно большом пока фактическом материале (84 землетрясения с $K=9+16$). В связи с этим обсуждаемые ниже результаты носят предварительный характер и, безусловно, нуждаются в дальнейших уточнениях.

Основные особенности поля напряжений, по-видимому, в наибольшей степени отражаются сильными ($K \geq 12$) землетрясениями, энергия которых концентрируется в значительных объемах горных пород. Для таких землетрясений распределение осей сжимающих и растягивающих напряжений представлено на рис.8.

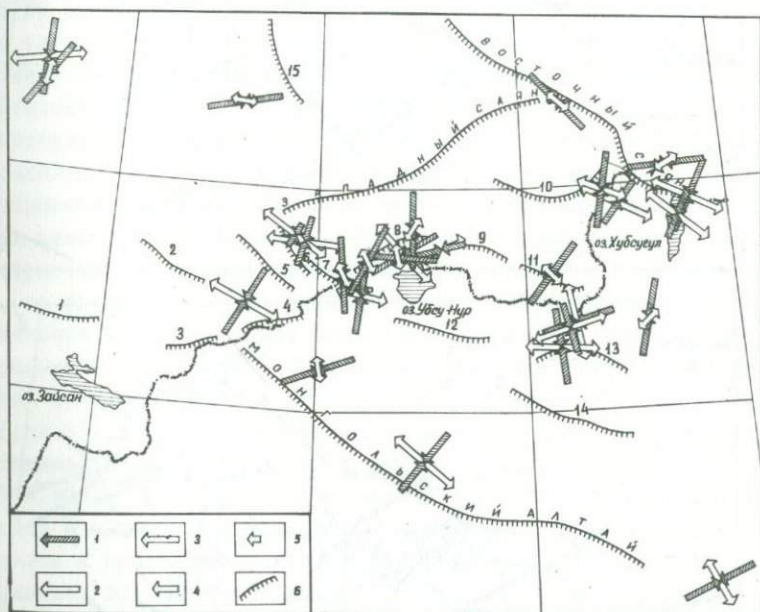


Рис.8. Ориентация главных напряжений в очагах сильных ($K \geq 12$) землетрясений Алтая и Саян: I -направление напряжения сжатия; 2 -то же растяжения; 3 -угол наклона к горизонту оси главного напряжения $e = 0+30^{\circ}$; 4 -то же $e = 30+60^{\circ}$; 5 -то же $e = 60+90^{\circ}$; 6 -простираение хребтов: I -хр.Калбинский, 2 -хр.Теректинский, 3 -хр.Южный Алтай, 4 -хр.Сайлюгем, 5 -хр.Чулышманский, 6 -хр.Шапшальский, 7 -хр.Цаган-Шибэту, 8 -хр.Западный Танну-Ола, 9-хр.Восточный Танну-Ола, 10 -хр.акад.Обручева, II -хр.Сангилен, 12 -хр.Хан-Хухэй, 13 -хр.Болнай-Нуру, 14 -хр.Хангайский.

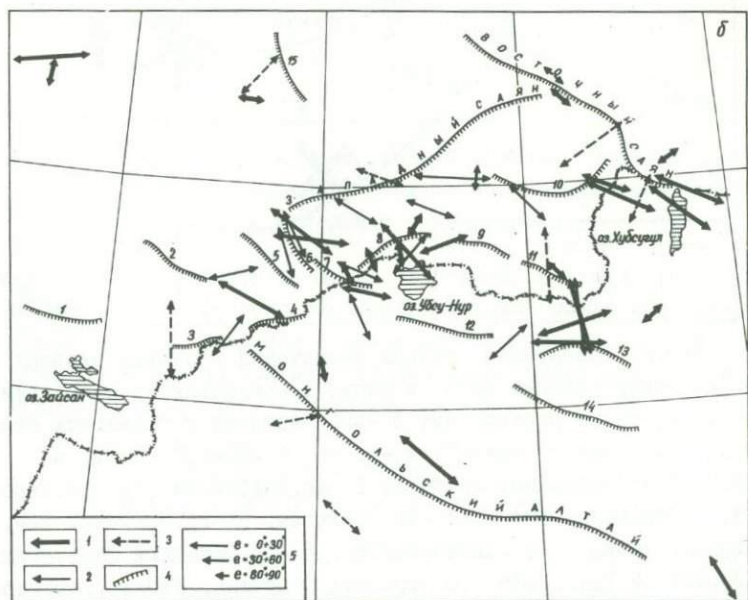
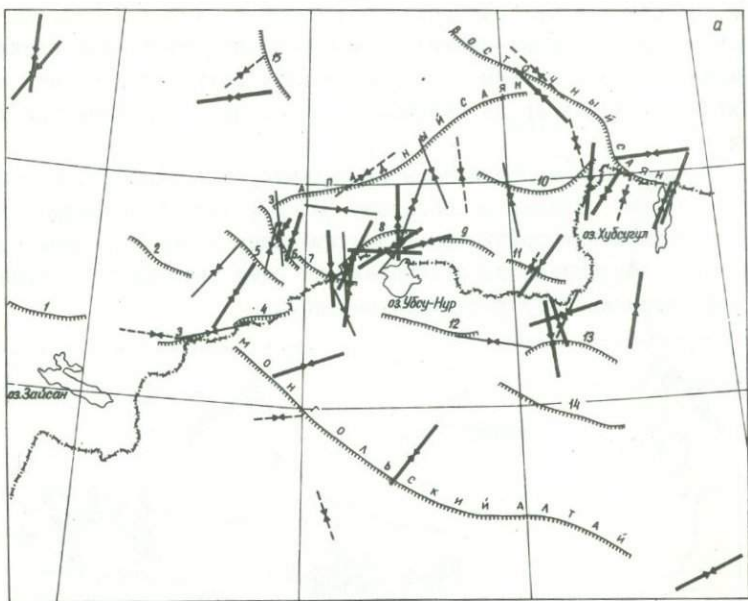


Рис. 9

Как видно из рис.8, сжимающие напряжения почти по всей территории ориентированы горизонтально или, что наблюдается реже, наклонены к горизонту под средними углами. Исключением является лишь район Шапшальского хребта в Центральном Алтае, где ось сжатия практически вертикальна.

Совершенно по иному ведут себя напряжения растяжения. Их ориентация настолько неустойчива, что даже в пределах небольшого участка может изменяться от вертикальной до горизонтальной (например, район г.Камень-на-Оби).

Отмеченная особенность распределения главных напряжений наводит на мысль, что в тектоническом развитии Алтае-Саянской области главная роль принадлежит напряжениям сжатия.

Ввиду своей малочисленности и приуроченности к отдельным высокосейсмичным зонам, сильные землетрясения очевидно не могут охарактеризовать поле напряжений с достаточной полнотой. Поэтому для выявления общей его структуры наряду с данными по сильным землетрясениям были использованы также аналогичные данные для слабых землетрясений с $K=9+II$. Принимая во внимание, что слабые землетрясения могут быть вызваны малыми локальными аномалиями поля, не связанными с его особенностями в региональном плане, фактические данные по таким землетрясениям осреднялись на площадях размером $100 \times 100 \text{ км}^2$. Осредненные значения направлений напряжений приписывались при этом средним значениям координат очагов (рис.9). Для сравнения на рис.9 показаны также соответствующие данные по уже рассмотренным сильным землетрясениям.

Как видно из рис.9а, в большинстве районов ось сжимающих напряжений в очагах слабых землетрясений имеет приблизительно те же наклон и простирание, что и у сильных землетрясений. Причем, если наклон оси сжатия от района к району меняется незначительно,

Рис.9. Ориентация напряжений сжатия (а) и растяжений (б) в очагах землетрясений Алтая и Саян: 1 - направление главных сильных землетрясений ($K \geq 12$); 2 - осредненные направления главных напряжений в очагах слабых землетрясений ($K < 12$); 3 - одиночные определения направлений главных напряжений в очагах слабых землетрясений; 4 - простирание хребтов (I-I4 см. на рис.8); 5 - наклон к горизонту осей главных напряжений.

то этого нельзя сказать о ее простирании. Близмеридиональные сжатия в районе хр. акад. Обручева, севернее Западного и Восточного Танну-Ола и на стыке хребтов Западного Танну-Ола и Цаган-Шибэту сменяются субширотными в юго-западной части Западного Саяна и на южных склонах Западного и Восточного Танну-Ола. На территории Центрального и Монгольского Алтая в свою очередь преобладают сжатия северо-восточного простирания. Сложное пересечение осей сжатия наблюдается в северной Монголии в районе катастрофических землетрясений 9 и 23 июля 1905 г. Обращает также на себя внимание веерообразное расхождение сжатий при переходе от Байкальского рифта к Хубсугульским, Сангиленским и Восточно-Саянским структурам.

Более разноречивую картину, по-прежнему, представляют собой напряжения растяжения. Их ориентация довольно резко меняется как по падению, так и по простиранию. Следует все же отметить, что для большей части территории (Центральный и Монгольский Алтай, Западный Саян, Западный и Восточный Танну-Ола, район оз. Хубсугул) преобладают растяжения северо-западного простирания. В районах сочленения Центрального и Монгольского Алтая, Западного и Восточного Танну-Ола, а также в юго-восточной части Восточного Саяна оси растяжения меняют северо-западное простирание на северо-восточное. Растягивающие напряжения близмеридионального, близширотного и северо-восточного простирания наблюдаются в Хангайском нагорье.

На основании имеющихся данных можно выделить несколько районов, где растягивающие напряжения ориентированы преимущественно горизонтально. К их числу относятся район оз. Хубсугул, Хангайское нагорье и район Шапшальского хребта. Наличие горизонтальных сжатий в первых двух районах говорит о преобладании здесь нарушений типа сдвига. Кроме того, растягивающие напряжения в Прихубсугулье ориентированы вкрест простиранию основных структур, что, возможно, свидетельствует о рифтообразующих процессах, развитых в этом районе. В области Шапшальского хребта, где сжатия круто наклонены к горизонту, подвижки в очагах имеют характер сброса.

Вертикально направленные растягивающие напряжения преобладают в Западном Танну-Ола, характеризующемся нарушениями типа надвига.

Представленные материалы свидетельствуют о достаточно слож-

ном распределении напряжений в Алтае-Саянской области, что полностью подтверждается также сложностью ее геологического строения. Тем не менее в пределах области удастся выделить ряд довольно крупных районов с некоторой преобладающей ориентацией напряжений, а следовательно, и с преобладающим типом подвижек в очагах землетрясений. Это обстоятельство может существенно облегчить поиски связи сейсмических и геологических параметров при разработке геологических критериев сейсмичности.

Подводя общие итоги можно сказать, что с точки зрения пространственного распределения сейсмичности Алтае-Саянская область изучена в настоящее время примерно в такой же степени, что и большинство других сейсмических зон Советского Союза. Значительный объем накопленных сейсмостатистических данных позволяет приступить к следующему этапу исследований, главной задачей которого должно быть выявление пространственно-временных связей между землетрясениями и геолого-геофизическое истолкование полученных результатов.

Гайский В.Н., Данциг Л.Г., Дергачев А.А., Жалковский Н.Д.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СИБИРИ

Непосредственное изучение свойств совокупностей сильных землетрясений, на долю которых приходится главная часть высвобождаемой сейсмической энергии, связано с большими трудностями. Отсутствие четкого представления о процессах в очаге землетрясения не дает возможности предсказывать их чисто теоретически, а недостаток фактических данных обычно не позволяет использовать в этих целях методы и приемы математической статистики. Поэтому говоря о сильных землетрясениях нередко приходится принимать недостаточно обоснованное предположение о том, что их распределения не отличаются от распределений слабых землетрясений, изученных гораздо полнее и всестороннее. Доказательства справедливости этого предположения следует искать на пути детального сравнения совокупностей землетрясений, существенно различающихся по своей энергии. Выяснение вопроса о степени их подобия, во-первых, может приблизить нас к пониманию причин и условий возникновения землетрясений разной силы и, во-вторых, позволит более обоснованно су-

дить о правомерности перенесения закономерностей, установленных по наблюдениям слабых землетрясений, на редко возникающие сильные землетрясения. В этом смысле значительный интерес представляют так называемые микроземлетрясения, оставшиеся до последнего времени вне поля зрения исследователей. (Здесь и в дальнейшем под сильными, слабыми и микроземлетрясениями условно понимаются землетрясения с энергией $E \geq 10^{12}$ дж, 10^{11} дж $\geq E \geq 10^7$ дж и $E \leq 10^6$ дж соответственно по шкале КСЭ ИФЗ АН СССР). Детальное сравнение их распределений с уже известными распределениями слабых землетрясений несомненно будет способствовать выявлению общих свойств сейсмического процесса в целом, а следовательно, и решению поставленной задачи.

В лаборатории сейсмологии исследования в этом направлении ведутся с 1967 г. Полученные к настоящему времени результаты подробно изложены в работах [12, 15, 17-20, 46, 47, 51, 53], поэтому ниже мы остановимся лишь на тех из них, которые с нашей точки зрения заслуживают наибольшего внимания.

Наблюдения микроземлетрясений были организованы в двух районах: в западной части Тувинской АССР и в Баргузинской впадине Байкальской рифтовой зоны. В первом случае для регистрации микроземлетрясений использовалась аппаратура с записью на фотобумагу, во втором — на магнитную ленту. К сожалению, материалы по Баргузинской впадине пока еще обработаны неполностью и здесь не рассматриваются.

Амплитудно-частотные характеристики обоих типов аппаратуры показаны на рис. 1 (2 и 1, соответственно). Для сравнения на этом же рисунке представлены характеристики аппаратуры, применявшейся для регистрации микроземлетрясений рядом исследователей за рубежом (3-7), и характеристика стандартной аппаратуры региональных сейсмических станций (8).

На первом этапе исследований главное внимание, наряду с определением координат очагов землетрясений, было уделено изучению затухания сейсмических колебаний с расстоянием и построению на этой основе номограммы для энергетической классификации микроземлетрясений. Рассматривалось затухание двух величин: суммы максимальных амплитуд скорости колебаний ($A_p + A_s$) в группе прямых продольных и поперечных волн и потока сейсмической энергии на единицу поверхности, вычисленного по всей сейсмограмме. И в том,

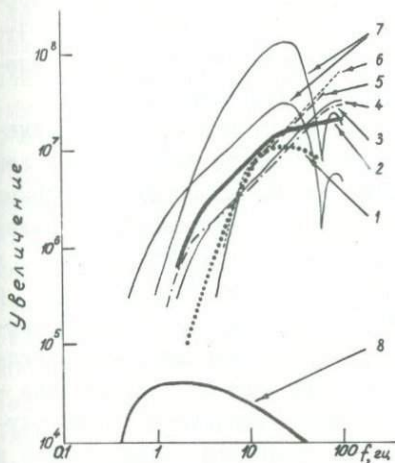


Рис.1. Амплитудно-частотные характеристики аппаратуры, применявшейся для регистрации микроземлетрясений: 1,2 - настоящее исследование, 3-7 - зарубежные исследования, 8 - характеристика аппаратуры региональных сейсмических станций.

и в другом случае кривые затухания аппроксимировались степенными функциями вида c/r^n . В результате было показано [15,18], что на гипоцентральных расстояниях $r \leq 90$ км, на которых регистрируется основная масса микроземлетрясений, закон затухания обеих величин в пределах точности определений сохраняется неизменным, причем показатель n для суммы амплитуд составляет $1,8 \pm 0,15$, а для потока энергии - $3,8 \pm 1,0$.

Так как слабые землетрясения в Советском Союзе классифицируются по величине потока сейсмической энергии через поверхность сферы радиуса 10 км, эта же система классификации была применена и для микроземлетрясений. Методика построения соответствующей номограммы и все необходимые для этого исходные данные подробно описаны в работе [18].

Ввиду значительного поглощения сейсмических колебаний величина потока энергии E через сферу радиуса 10 км в общем случае не совпадает с полной энергией E_0 , излучаемой очагом землетрясения. Поэтому была предпринята попытка установить хотя бы приближенную зависимость между этими двумя величинами. Возникающие здесь трудности, в основном, связаны с недостаточностью наших сведений о размерах очагов землетрясений, или, вернее, той области, из которой энергия излучается. Для сильных землетрясений такие сведения по мнению большинства исследователей могут быть по-

лучены непосредственно: или по наблюдениям видимых на поверхности разрывов, или по распределениям гипоцентров афтершоков. Что касается слабых, а тем более микроземлетрясений, то для них аналогичные данные могут быть получены лишь косвенным образом.

В последнее время для оценки размеров очагов все чаще применяют методы, основанные на спектральном анализе возбуждаемых землетрясениями колебаний. Не располагая на первых порах пригодными для этого материалами мы вынуждены были воспользоваться более простым способом, опирающимся на сведения о прочности среды в очаге и результаты изучения затухания сейсмических колебаний с расстоянием. Такой способ определения размеров очагов уже применялся некоторыми исследователями, однако сомнительность принимаемых ими исходных предположений не позволяет считать полученные оценки достаточно надежными. Наиболее спорными в данном случае являются предположения о значениях прочности среды в очаге и величине потенциальной энергии упругой деформации, высвобождаемой очагом в момент землетрясения. На этих двух важных вопросах мы остановимся более подробно, хотя они касаются, очевидно, не только микро-, но и сильных землетрясений. В дальнейшем это позволит дать объяснение многим особенностям сейсмического процесса, в том числе обсуждаемой ниже взаимной зависимости моментов возникновения микроземлетрясений.

Накопленная единицей объема очага dV потенциальная энергия упругой деформации dW , способная высвободиться в результате землетрясения, приблизительно может быть определена из соотношения

$$dW = \frac{1}{2} \mu \varepsilon_{кр}^2 dV - \frac{1}{2} \frac{\tau_{кр}^2}{\mu} dV \quad (I)$$

где μ — модуль сдвига; $\varepsilon_{кр}$, $\tau_{кр}$ — критические сдвиговые деформация и напряжение, соответственно.

Соотношение (I) в предположении, что накопленная очагом потенциальная энергия W при землетрясении полностью или большей своей частью переходит в энергию сейсмических волн, неоднократно использовалось для оценок критических деформаций и напряжений в очаге по заданным значениям его объема, или, наоборот, для оценок объема очага по заданным значениям критических деформаций или напряжений. Однако предположение о полном или хотя бы значительном выделении энергии W в момент землетрясения, на наш взгляд, не соответствует действительности. Основанием для такого вывода служит следующее.

Изучение сильных землетрясений, размеры очагов которых, как уже упоминалось, определяются видимыми на поверхности разрывами или гипоцентрами афтершоков, показывает, что объемная плотность сейсмической энергии e_0 , отождествляемая при таком предположении с dW , составляет около $10^2 + 10^4$ эрг/см³. При модуле сдвига $\mu \approx 4 \cdot 10^{11}$ дин/см² (типичном для большинства горных пород в условиях близких к условиям в очагах) это дает для критических деформаций и напряжений величины порядка $2 \cdot 10^{-5} + 2 \cdot 10^{-4}$ и $9 \cdot 10^6 + 9 \cdot 10^7$ дин/см², соответственно. Этими значениями, как правило, и характеризуют прочность среды в очагах как сильных, так и слабых землетрясений. Правда, в ряде работ предполагалось, что в энергию сейсмических волн E_0 при землетрясении переходит не вся высвобождаемая потенциальная энергия W , а лишь некоторая ее часть. Но при тех значениях отношения E_0/W , которые обычно принимаются (0,1+0,5), полученные результаты заметно измениться не могут. Вместе с тем известно, что при лабораторных испытаниях образцов горных пород для критических деформаций и напряжений получают значения на 1,5–2 порядка более высокие. Столь сильное несоответствие объясняют или наличием в среде различных дефектов, существенно снижающих ее прочность, или способностью реальных материалов разрушаться под действием малых, но длительное время приложенных нагрузок. Однако такие объяснения приводят к новым противоречиям.

Г. Джеффрисом и рядом других исследователей было показано, что в земной коре, до глубины 30–40 км, критические сдвиговые напряжения $\tau_{кр}$ должны составлять не менее $1,5 \cdot 10^9$ дин/см² ($\epsilon_{кр} \approx 0,4 \cdot 10^{-2}$). Без этого, по их мнению, не могут существовать те особенности рельефа, которые в действительности наблюдаются. Но уже эти минимальные оценки (впрочем, лишь немногим меньше средних значений, получаемых в лабораторных экспериментах) дают для потенциальной энергии dW единицы объема очага величину около $3 \cdot 10^6$ эрг/см³. Чтобы согласовать это значение dW с объемной плотностью сейсмической энергии e_0 ($10^2 + 10^4$ эрг/см³), пришлось бы принять для очага землетрясения неправдоподобно низкий сейсмический "КПД". Напомним в связи с этим, что для больших взрывов, сейсмический эффект которых по всем соображениям должен быть ниже, чем у землетрясений, последний составляет около 0,01.

Отмеченные противоречия, по-видимому, проще всего устранить,

сделав предположение, что упругие деформации, а следовательно, и потенциальная энергия, накопленные в очаге, в момент землетрясения высвобождаются не полностью. Вероятно это связано с невозможностью осуществления значительных подвижек в очаге из-за сопротивления столь же прочной среды, в которую он заключен. Кроме того, наблюдения показывают, что в любой достаточно активной гипоцентральной области слабые землетрясения возникают практически повсеместно и непрерывно. Известно также, что с уменьшением энергии землетрясений частота их возникновения резко возрастает, так что уже за короткие отрезки времени их очаги более или менее равномерно распределяются по всей области. Эту особенность распределения очагов в пространстве и во времени трудно понять не предположив, что в пределах всей области в целом среда постоянно находится в сильно деформированном, весьма близком к критическому, состоянии. Естественно поэтому ожидать, что вследствие упругой реакции окружающей среды напряжения в очаге в момент землетрясения не могут быть уменьшены до уровня, существенно отличающегося от среднего уровня напряжений τ_0 в окружающей очаг среде. На первый взгляд это противоречит предположению о близости значений $\tau_{кр}$ и τ_0 , так как при землетрясении выделяются большие количества энергии. Но это противоречие легко устраняется, если в качестве критических напряжений брать средние их оценки, получаемые путем непосредственных измерений на образцах горных пород, или, например, указанные выше оценки Г. Джеффриса. Действительно, выражая объемную плотность сейсмической энергии e_0 в виде разности потенциальной энергии упругой деформации единицы объема очага до и после землетрясения (полагая, что вся высвобождаемая потенциальная энергия переходит в энергию сейсмических волн) будем иметь:

$$e_0 = \frac{\tau_{кр}^2 - \tau_0^2}{2\mu} \cdot dV$$

Отсюда при $\mu = 4 \cdot 10^{11}$ дин/см²; $\tau_{кр} = 1,5 \cdot 10^9$ дин/см² и $e_0 = 10^2 + 10^4$ эрг/см³ получим для τ_0 следующие величины: $1,49997 \cdot 10^9 + 1,4973 \cdot 10^9$ дин/см². Таким образом в этом случае уменьшения напряжений в очаге землетрясения не более, чем на 0,2% от критического значения, оказывается вполне достаточно, чтобы обеспечить те количества сейсмической энергии, которые фактически наблюдаются.

Опираясь на высказанные предположения и учитывая результаты

исследования затухания сейсмических колебаний с расстоянием, в работе [18] были получены приближенные формулы, позволяющие оценивать размеры очага, объемную плотность сейсмической энергии e_0 и величину скачка упругих деформаций в очаге в момент землетрясения $\epsilon_{кр} - \epsilon_0$ по заданным значениям критических деформаций $\epsilon_{кр}$ и величине коэффициента m перехода высвобожденной потенциальной энергии в сейсмическую. Очаг землетрясения аппроксимировался при этом сферой некоторого радиуса r_0 . Сравнение вычисленных значений r_0 и e_0 с оценками этих же величин, полученными из наблюдений афтершоков, показало, что их согласия можно добиться только в том случае, если для $\epsilon_{кр}$ принять значения порядка $10^{-2} + 0,5 \cdot 10^{-2}$ (хорошо согласующиеся с результатами непосредственных измерений на образцах горных пород и с оценками Г. Джеффриса), а для коэффициента m - больше 0,1. Если положить для определенности $\epsilon_{кр} = 0,5 \cdot 10^{-2}$, а $m = 0,5$, то для интересующих нас величин получаются значения, практически совпадающие с результатами других исследователей:

$$\rho_0(m) \approx 10 \sqrt[5]{E \text{ Дж}}; \quad e_0 = 2 \cdot 10^3 \text{ эрг/см}^3; \quad \epsilon_{кр} - \epsilon_0 = 0,2 \cdot 10^{-5}$$

где E - величина потока сейсмической энергии через поверхность сферы радиуса 10 км. В этом случае полная сейсмическая энергия E_0 , излучаемая очагом землетрясения, и поток энергии E через сферу радиуса 10 км связаны между собой следующим приближенным равенством:

$$\lg E_0 \approx 6 + 0,6 \lg E$$

Перечисленные результаты, объясняя причину явного противоречия в оценках прочности земной коры, одновременно приводят к ряду важных следствий, на которых мы остановимся несколько позже.

Значительное внимание при изучении микроземлетрясений было уделено также оценкам представительности получаемых данных, без чего невозможен анализ пространственных, временных и энергетических их распределений. С этой целью для каждого энергетического класса землетрясений была определена предельная и представительная дальность регистрации в зависимости от типа применявшейся аппаратуры [17, 53]. Необходимость введения понятий предельной и представительной дальности регистрации вызвана тем обстоятельством, что излучаемая очагом землетрясения энергия распределяется по различным направлениям существенно неравномерно. Поэтому при прочих равных условиях землетрясения одного и того же энерге-

тического класса могут быть зарегистрированы или не зарегистрированы, в зависимости от того, какова диаграмма направленности излучения. Под предельной дальностью регистрации понималось расстояние, за пределами которого землетрясение заданного энергетического класса данной аппаратурой не может быть зарегистрировано в принципе. Представительной дальностью, в свою очередь, названо наибольшее расстояние, на котором землетрясение того же энергетического класса при любой диаграмме направленности излучения будет зарегистрировано с вероятностью не менее 0,95.

Для региональных станций и станций, оснащенных высокочувствительной аппаратурой с фотооптической регистрацией, полученные результаты представлены в таблицах I, 2.

Т а б л и ц а I

Дальность регистрации землетрясений в случае наблюдений региональной станцией (СК-МЗ, ГК-УП, увеличение $\sim 4 \cdot 10^4$)

$K = \lg E_{дж}$	4	5	6	7	8	9	10
Представительная дальность регистрации	8	18	41	135	445	690	1070
Предельная дальность регистрации	36	107	420	660	1020	?	?

Т а б л и ц а 2

Дальность регистрации землетрясений в случае наблюдений высокочувствительной аппаратурой (чувствительность $\sim 0,6 \cdot 10^6$ мм/см/сек; увеличение на частоте 20 гц $\sim 7,5 \cdot 10^6$)

$K = \lg E_{дж}$	0	1	2	3	4	5	6
Представительная дальность регистрации	3	6	13	26	51	100	≥ 200
Предельная дальность регистрации	9	18	36	71	≥ 140	?	?

Первое, что обращает на себя внимание при рассмотрении таблицы I - это большая разница между предельной и представительной дальностями регистрации (особенно для землетрясений с $K=6$) и быстрое уменьшение представительной дальности при переходе от землетрясений с $K=8$ к землетрясениям с $K=6$. Последнее объясняется

хорошо известными особенностями кривой затухания колебаний на гипоцентральных расстояниях порядка 100–400 км.

Сравнение таблиц показывает, что высокочувствительной аппаратурой при благоприятных условиях можно обеспечить представительную регистрацию землетрясений с $K \leq 6$ на расстояниях примерно в 5–6 раз больших, чем стандартной аппаратурой для региональных исследований. К сожалению, дальнейшее увеличение полезной чувствительности аппаратуры ограничивается фоном постоянно присутствующих сейсмических шумов.

Приведенные результаты очевидно представляют интерес не только с точки зрения оценки представительности уже имеющихся данных, но и с точки зрения планирования новых и совершенствования действующих систем наблюдений. Из таблиц, в частности, следует, что с помощью обычных региональных станций нельзя в принципе получить представительные данные по землетрясениям с $K \leq 5$ по всему вертикальному разрезу даже при изучении мелкофокусных землетрясений (дальность представительной их регистрации оказывается меньше возможной глубины залегания очагов). Интересно, что в этом смысле применение высокочувствительной аппаратуры позволяет расширить энергетический диапазон представительных землетрясений в лучшем случае до уровня $K=3$, но не более. Учитывая существенную разницу в чувствительности аппаратуры (рис.1), такой прирост, на первый взгляд, представляется незначительным. Однако необходимо иметь в виду, что с уменьшением энергетического класса землетрясений на I их численность возрастает приблизительно в 3 раза. Следовательно, расширение энергетического диапазона регистрируемых землетрясений хотя бы на 3 энергетических класса дает возможность сократить сроки накопления заданного объема информации в 25–30 раз. Это позволяет проводить многие исследования, реально неосуществимые региональными станциями.

Для выяснения степени общности причин, вызывающих землетрясения разной силы, рассмотрим основные распределения слабых и микроземлетрясений, установленные по наблюдениям в Тувинской АССР.

На рис.2 представлен график повторяемости землетрясений, построенный по данным региональных станций за 7 лет и высокочувствительных станций за 3 месяца. Региональные станции дают для указанного района представительные данные по землетрясениям с $K \geq 8$,

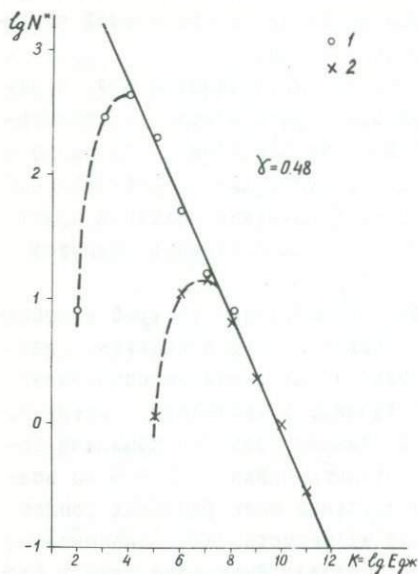


Рис. 2. График повторяемости землетрясений: 1 — данные высокочувствительных станций за 3 месяца; 2 — данные региональных станций за 7 лет.

высокочувствительные — $K \geq 5$. Землетрясения с $K=7$ и, соответственно, с $K=4$, хотя в основной своей массе и регистрировались, но уже не могут считаться представительными. Из рисунка видно, что представительные данные и региональных, и высокочувствительных станций хорошо осредняются одной прямой, угловой коэффициент γ которой составляет $0,48 \pm 0,02$. Такой же наклон ($\gamma = 0,49 \pm 0,01$) имеет график повторяемости, построенный для Алтае-Саянской области в целом по землетрясениям с $K \geq 9$. Это позволяет говорить о неизменности закона повторяемости землетрясений не только в области слабых, но и микроземлетрясений, по крайней мере до значения $K=4$.

На рис. 3 представлены карты эпицентров представительных землетрясений, зарегистрированных высокочувствительными и региональными станциями за те же отрезки времени. Учитывая малую продолжительность наблюдений и значительные (около 10–15 км) ошибки определения координат по данным региональных станций, в любом случае нельзя было ожидать, что распределения эпицентров будут повторять друг друга во всех деталях. Тем не менее рассматривая рис. 3 нетрудно убедиться, что в основных своих чертах они достаточно хорошо согласуются друг с другом.

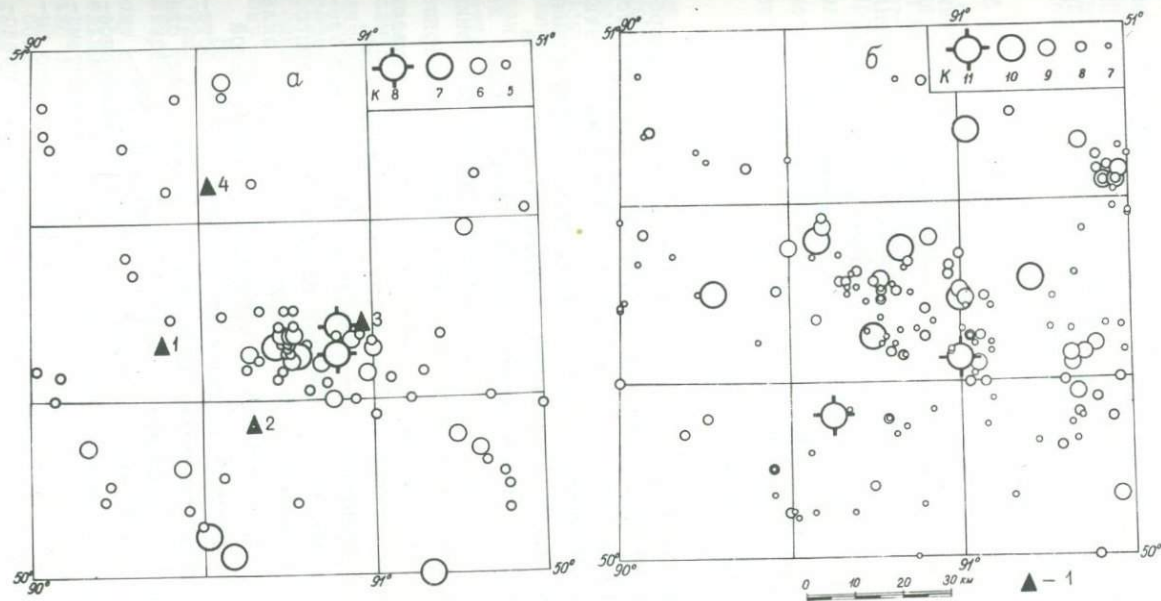


Рис.3. Карты эпицентров представительных землетрясений:
 а - зарегистрированных высокочувствительными станциями за 3 месяца;
 б - зарегистрированных региональными станциями за 7 лет.

То же самое можно сказать о распределении очагов по глубине (рис.4). Как видно из рисунка, оба распределения имеют четко выраженный максимум, положение которого практически одинаково. Несколько большее рассеяние глубин на рис.4б легко объясняется при этом меньшей точностью их определения.

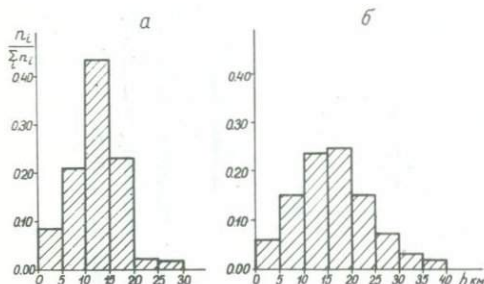


Рис.4. Распределение очагов землетрясений по глубине: а - микроземлетрясения, б - слабые землетрясения.

То обстоятельство, что основная часть ($\sim 70\%$) очагов микроземлетрясений, так же как и слабых землетрясений, располагается на глубине более 10 км, говорит о том, что происхождение этих землетрясений не может быть объяснено какими-либо поверхностными факторами, оказывающими на сейсмичность района второстепенное влияние. Приуроченность очагов сильных землетрясений к этому же интервалу глубин в сочетании с хорошо известным фактом тяготения их эпицентров к местам концентрации эпицентров слабых землетрясений дает все основания полагать, что микроземлетрясения вызываются теми же глубинными процессами, что и сильные землетрясения.

Переходя далее к временным распределениям землетрясений следует отметить, что здесь нас интересовал главным образом вопрос о взаимной зависимости моментов их возникновения. В случае сильных землетрясений и сопровождающих их афтершоков наличие такой зависимости вполне очевидно и не вызывает сомнений. Однако осталось не совсем ясным, существует ли взаимное влияние между слабыми землетрясениями, образующими обычный сейсмический фон.

Многочисленные исследования распределений чисел землетрясений в единицу времени показывают, что эти распределения систематически отличаются от распределения Пуассона, которое должно было наблюдаться, если бы последовательности землетрясений представляли собой чисто случайный и стационарный процесс. Нередко

уже сам этот факт рассматривался как доказательство наличия связи между землетрясениями, что, разумеется, не совсем верно. Наблюдаемые отклонения распределений землетрясений от распределения Пуассона с таким же успехом могут быть объяснены простым изменением со временем средней частоты их возникновения.

Для выяснения интересующего нас вопроса было рассмотрено [15,20] две совокупности землетрясений, условно названные микро- и слабыми землетрясениями. Первую из них составляют землетрясения с $K=4+8$, зарегистрированные в период наблюдения высокочувствительными станциями; вторую - землетрясения с $K=7+II$, зарегистрированные в том же районе региональными станциями за более продолжительное время. Анализировались особенности двух функций: плотности распределения $f(t)$ промежутков времени t между последовательными землетрясениями и функция

$$\frac{m(t)}{\Delta t} = \frac{P(t, t+\Delta t)}{P(t)} \cdot \frac{1}{\Delta t}$$

где $P(t)$ - вероятность того, что в течение времени t с момента предыдущего землетрясения следующее землетрясение не произойдет, а $P(t, t+\Delta t)$ - вероятность того, что оно произойдет в промежутке $(t, t+\Delta t)$. Предел $\varphi(t)$ этой функции при $\Delta t \rightarrow 0$ однозначно определяется плотностью распределения промежутков времени $f(t)$, и в теориях надежности и восстановления обычно называется опасностью отказа

$$\varphi(t) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{m(t)}{\Delta t} = \frac{f(t)}{\int_0^{\infty} f(u) du}$$

Величина $\varphi(t)dt$ определяет вероятность почти немедленного возникновения следующего землетрясения спустя время t с момента предыдущего. В случае простейшего пуассоновского процесса, когда промежутки времени между событиями распределяются по показательному закону, функция $\varphi(t)$ постоянна.

На рис.5 представлены графики плотности распределения промежутков времени $f(t)$ для обеих совокупностей землетрясений. Пунктирные кривые на этом рисунке соответствуют показательному закону при той же величине среднего значения \bar{t} , что и у действительных распределений. Легко видеть, что оба распределения довольно сильно отличаются от показательного, причем главным образом в области малых значений t . Следует, впрочем, отметить, что такое убедительное различие обнаруживается только при соответст-

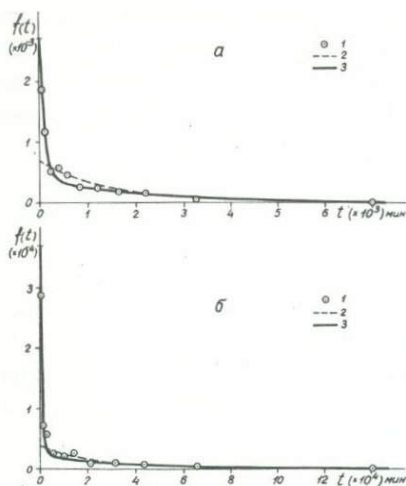


Рис.5. Плотность распределения промежутков времени между землетрясениями: а - микроземлетрясения, б - слабые землетрясения. 1 - фактические данные; 2 - показательное распределение $f(t) = p e^{-st}$; 3 - смесь двух показательных распределений $f(t) = \theta p_1 e^{-s_1 t} + (1 - \theta) p_2 e^{-s_2 t}$.

вующем способе группирования фактических данных. В частности, для построения графиков, изображенных на рис.5, фактические данные сгруппированы по интервалам разной продолжительности с таким расчетом, чтобы на каждый интервал приходилось одинаковое число значений t . Если же, следуя обычным рекомендациям, сгруппировать данные по небольшому числу одинаковых интервалов, то различия распределений могут легко остаться незамеченными (рис.6).

На рис.7 показаны графики функций $\mu(t)/\Delta t$ для ряда значений промежутка времени Δt . Как видно из рисунка, кривые $\mu(t)/\Delta t$ в начальной своей части (где они строятся наиболее уверенно) с уменьшением промежутка Δt закономерно и быстро отклоняются кверху, в то время как на всем остальном протяжении более или менее случайно колеблются около одного уровня. Такое их поведение можно было предвидеть исходя из общего вида графиков плотности распределения промежутков времени $f(t)$. Так как распределения промежутков времени t отличаются от показательного, в основном, в сторону увеличения доли малых значений t , следовало ожидать, что они характеризуются, по сравнению с последним, несколько большим рассеянием или, другими словами, имеют коэффициент вариации больше 1. Действительно, для микроземлетрясений коэффициент вариации составляет 1,2; для слабых землетрясений - 1,3. Но такие распределения с достаточным приближением могут

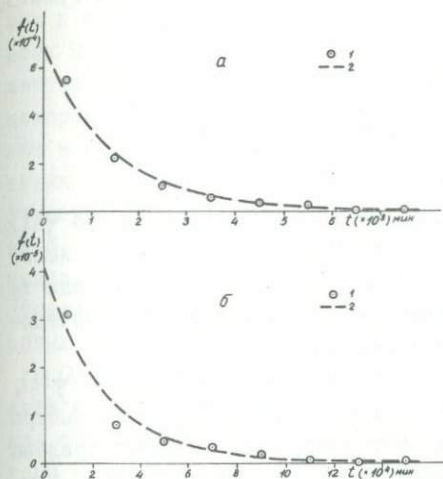


Рис.6. Кажущееся соответствие распределения промежутков времени между землетрясениями показательному закону при группировании данных по интервалам одинаковой продолжительности: а - микроземлетрясения, б - слабые землетрясения. 1 - фактические данные; 2 - показательное распределение.

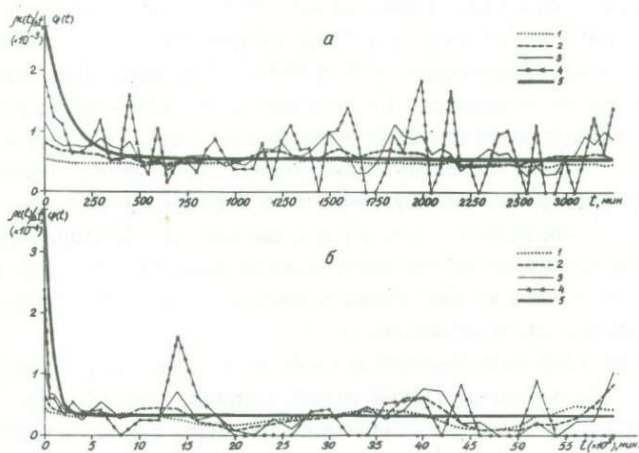


Рис.7. Графики функций $\mu(t)/\Delta t$ и $\varphi(t)$
 а - микроземлетрясения: 1 - $\mu(t)/\Delta t$ при $\Delta t = 1000$ мин; 2 - то же $\Delta t = 500$ мин; 3 - то же $\Delta t = 200$ мин; 4 - то же $\Delta t = 50$ мин; 5 - $\varphi(t)$; б - слабые землетрясения: 1 - $\mu(t)/\Delta t$ при $\Delta t = 10000$ мин; 2 - то же $\Delta t = 5000$ мин; 3 - то же $\Delta t = 2000$ мин; 4 - то же $\Delta t = 500$ мин; 5 - $\varphi(t)$.

быть представлены смесью двух показательных распределений (рис.5)

$$f(t) = \theta \rho_1 e^{-\rho_1 t} + (1-\theta) \rho_2 e^{-\rho_2 t},$$

для которой функция $\varphi(t)$ имеет следующий вид:

$$\varphi(t) = \frac{\theta \rho_1 e^{-\rho_1 t} + (1-\theta) \rho_2 e^{-\rho_2 t}}{\theta e^{-\rho_1 t} + (1-\theta) e^{-\rho_2 t}},$$

где θ, ρ_1, ρ_2 - параметры распределения. Легко видеть, что $\varphi(t)$, во-первых, монотонно убывает с ростом t и, во-вторых, имеет конечные пределы, равные $\theta \rho_1 + (1-\theta) \rho_2$ при $t \rightarrow 0$ и ρ_1 или ρ_2 при $t \rightarrow \infty$. Функции $\varphi(t)$, рассчитанные по приближенным значениям параметров θ, ρ_1, ρ_2 , представлены на рис.7.

Обращает на себя внимание, что опасность землетрясения $\varphi(t)$, резко возрастающая после предыдущего землетрясения, очень быстро затем уменьшается и практически достигает своего нижнего предела спустя небольшой отрезок времени. Причем, с ростом энергии землетрясений, образующих последовательность, одновременно увеличиваются и время повышенных значений опасности, и величина отношения предельных ее значений $\varphi(0)/\varphi(\infty)$. Подсчет статистических вероятностей наблюдать два последовательных землетрясения с близко расположенными очагами показывает при этом, что они в 1,5-2 раза больше при малых интервалах времени t (когда опасность $\varphi(t)$ повышена), чем при больших. Все это свидетельствует о том, что слабые землетрясения (включая и микроземлетрясения) характеризуются такой же взаимной зависимостью моментов возникновения, какую в явном виде мы наблюдаем в случае сильных землетрясений и сопровождающих их афтершоков.

Природа этой зависимости окончательно пока не установлена. Если исходить из традиционных представлений, что упругие деформации в области очага в момент землетрясения высвобождаются полностью или большей своей частью, то взаимная зависимость землетрясений должна была бы наблюдаться, но, как уже неоднократно отмечалось, прямо противоположная той, которая наблюдается в действительности. В связи с этим предпринимались попытки объяснить афтершоки (пространственная и временная связь которых с основным землетрясением проявляется наиболее отчетливо) релаксацией остаточных напряжений в упруго-вязкой зоне, формирующейся, по предположению, в очаге сильного землетрясения в процессе подготовки,

или в момент главного толчка. Но и такое объяснение не разрешает всех противоречий. Продолжительность серии афтершоков даже у землетрясений предельной силы явно мала по сравнению с тем временем которое, по существующим представлениям, необходимо для накопления в очаге деформаций близких к критическим. Неясно, почему в таких условиях сейсмическая активность в области очага сильного землетрясения после серии афтершоков не уменьшается, а, как правило, сохраняется на том же уровне, который наблюдался и до момента главного толчка. С еще большими затруднениями приходится сталкиваться при объяснении причины возникновения сильных групповых землетрясений.

Отмеченным особенностям сейсмического процесса можно предложить принципиально новое и, как нам кажется, более правдоподобное объяснение, если воспользоваться результатами, изложенными нами ранее. Действительно, если упругие деформации в очаге землетрясения уменьшаются на величину порядка $10^5 + 10^{-6}$, а критические их значения составляют $10^{-2} + 0,5 \cdot 10^{-2}$, то действующие в очаге напряжения остаются практически неизменными. Это вынуждает связывать возникновение афтершоков с резким уменьшением прочности среды в очаге, что легко объясняется различного рода дефектами (трещинами и т.п.), неизбежно возникающими в момент главного толчка. Далее известно, что энергия главного землетрясения в подавляющем большинстве случаев существенно превышает суммарную энергию всех сопровождающих его афтершоков. Следовательно, если напряжения в очаге не уменьшаются значительно после основного толчка, то они не могут быть значительно уменьшены и после серии афтершоков. Это, в свою очередь, приводит к выводу, что продолжительность серии афтершоков определяется не разрядкой напряжений в очаге, как это обычно полагается, а временем "жизни" или "залечивания" тех дефектов, которые в нем возникают в момент главного землетрясения. То же самое можно сказать о причине и времени влияния землетрясений друг на друга в последовательностях, образующих постоянный сейсмический фон.

Естественно предположить, что в условиях высоких температуры и всестороннего давления процесс "залечивания" дефектов происходит достаточно быстро. Однако можно ожидать, что чем сильнее землетрясение и чем больше его очаг, тем больше, в среднем, будет возникать дефектов, тем большее их количество будет "обновляться"

последующими толчками и тем больше будет общее время их "жизни". В этом случае с увеличением энергии предыдущего землетрясения должны возрастать и сама опасность следующего землетрясения и продолжительность отрезка времени повышенных ее значений. По мере "залечивания" дефектов опасность возникновения следующего землетрясения будет уменьшаться до своего более или менее постоянного значения, определяемого характером и интенсивностью тектонических процессов. Все это, по крайней мере качественно, хорошо согласуется с имеющимися фактическими данными.

Подводя итоги можно очевидно сказать, что микроземлетрясения не только обусловлены теми же глубинными процессами, что и сильные землетрясения, но ничем не отличаются от последних и по характеру своего проявления. Это позволяет широко использовать их при детальном сейсмологическом исследовании, что особенно важно для районов с относительно невысокой сейсмической активностью.

П. ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В.,
Пузырев Н.Н., Селезнев В.С.

ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Зоны океанических и континентальных рифтов являются важнейшими тектоническими элементами нашей планеты. Их изучение имеет первостепенную важность в связи с познанием глубинных процессов, зарождающихся в недрах мантии Земли и активно проявляющихся в близповерхностных частях земной коры. Байкальский рифт — крупнейшее в Евразии звено мировой рифтовой системы. До недавнего времени выполненные здесь глубинные геофизические исследования базировались на регистрации преимущественно естественных физических полей: гравитационного, электромагнитного, теплового, сейсмического поля землетрясений. Во всех этих полях были установлены значительные отклонения от нормальных значений, свидетельствующие об аномальных свойствах и состоянии глубинного вещества и с разных сторон характеризующие активно идущий тектонический процесс. Однако представления о глубинной структуре Байкальского рифта без опорных данных глубинного сейсмического зондирования оставались во многом гипотетическими и противоречивыми. Даже вопрос о положении главной опорной глубинной геофизической границы — поверхности Мохоровичича — до недавнего времени был предметом острой дискуссии.

Сейсмические работы методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в варианте точечных (дифференциальных) зондирований [117] в Байкальском регионе начаты в 1968 г. Институтом геологии и геофизики СО АН СССР совместно с Восточным геофизическим трестом МГ РСФСР. Задачей первого (рекогносцировочного) этапа этих работ, продолжающихся и в настоящее время, является изучение крупных черт строения земной коры и верхов мантии в пределах всей рифтовой зоны и в прилегающих не затронутых рифтогенезом районах Сибирской платформы, Забайкалья, Восточного Саяна. К настоящему времени исследованиями охвачена площадь в 400 тыс. кв. км при общей протяженности сейсмических маршрутов 4 тыс. км, расположенных

в основном в центральной части зоны (рис. I). Кроме того проведены площадные сейсмические зондирования для изучения пространственной структуры поверхности мантии, в том числе под акваторией Байкала, привлечены материалы сейсмологии землетрясений [77], позволившие повысить глубинность изучения верхов мантии. Начато изучение фланговых районов рифтовой зоны. Несмотря на еще не завершенный характер проведенных работ, достигнутая к настоящему времени степень изученности глубинных недр Байкальской зоны методом ГСЗ является наибольшей по сравнению с другими (зарубежными) зонами континентального рифтогенеза.

Ниже излагаются основные особенности методики ГСЗ в Байкальском регионе, характеризуется его глубинное строение по совокупности результатов работ этим методом [24, 25, 27, 31, 77, 124, 152], дается сравнительный анализ имеющихся материалов взрывной сейсмологии по всем континентальным рифтам, рассматривается вопрос о природе аномальных сейсмических свойств верхов мантии в зонах современного рифтогенеза.

Особенности методики ГСЗ в Байкальском регионе

Учитывая известную специфику глубинного строения тектонически активных районов и имеющийся опыт их сейсмического изучения, при планировании работ методом ГСЗ были учтены следующие обстоятельства:

1. Рифтогенез обусловлен глубинными мантийными процессами, поэтому важно было получить возможно больше сведений о структуре и свойствах верхов мантии.

2. Сложная глубинная структура, свойственная рифтам, не всегда может быть надежно аппроксимирована двухмерными сейсмическими моделями, даже на этапе регионального изучения. Поэтому, наряду с обычными маршрутными наблюдениями на наиболее сложных участках Байкальского рифта были применены площадные системы зондирований.

3. Для рифтовых зон характерна не только сложная геометрия недр, но и аномальное физическое состояние глубинного вещества. Поэтому особое внимание было обращено на изучение сейсмических скоростей в среде с выявлением волноводных слоев и картирование аномалий скорости по площади.

Исследуемый район в значительной его части труднодоступен: покрыт тайгой, горами, имеет очень редкую сеть дорог. Поэтому здесь практически невозможно провести широкие сейсмические исследования обычной методикой непрерывного профилирования по протяженным прямолинейным маршрутам. На рекогносцировочном этапе применяется специальная методика точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований [117] с совместным использованием волн разных типов, рассчитанная на изучение крупных черт глубинной структуры и распределения скоростей в среде и широко опробованная при работах в других труднодоступных районах Сибири [129].

Упругие колебания возбуждались взрывами в водоемах и в группах скважин глубиной 20–40 м. Вес заряда взрывчатого вещества достигал 2,5–3,5 т при регистрации волн на расстояниях 180–250 км от источника и уменьшался до 0,5–1 т при расстояниях 40–70 км. Запись колебаний велась на магнитную пленку в полосе частот 4–30 гц одновременно многими (8–12) телеуправляемыми регистраторами "Тайга" в широком диапазоне расстояний от источника. Надежное телеуправление этой аппаратурой осуществляется с наземного пункта в радиусе до 300 км и более.

Для выявления четких устойчивых волн, пригодных для дискретной корреляции, вначале были проведены наблюдения на кусочно-непрерывных параметрических профилях (на юге Сибирской платформы и в Байкальской складчатой области). На обоих участках наблюдения выполнены при одном источнике колебаний с получением годографов до удалений около 200 км. По результатам изучения волновой картины были заданы две системы зондирований. Первая система – расстояния между источником и приемником 40–70 км – использовалась для регистрации отраженных и преломленных волн от внутрикоровых границ через каждые 20–25 км профиля. Вторая система – предназначалась для записи волн от раздела Мохоровичича с центрами зондирований через 20–50 км. Разность баз соседних зондирований составляла 20–40 км.

На всех маршрутах волны от раздела Мохоровичича (М) незначительно различаются по своим кинематическим и динамическим характеристикам. На сейсмограммах зондирований с базами 180–250 км первой регистрируется преломленная волна, через 0,5–2,0 с – за критическое отражение. Средние величины кажущихся скоростей этих волн составляют соответственно 7,6–8,2 км/с и 6,5–7,0 км/с. От-

раженная волна по сравнению с преломленной характеризуется повышенными в 5–10 раз значениями амплитуды и несколько пониженными видимыми частотами колебаний.

Волны от внутрикоровых границ на участках Сибирской платформы и Байкальской складчатой области существенно различны. В пределах Сибирской платформы на удалениях 20–80 км от источника в первых вступлениях регистрируется преломленная волна от поверхности кристаллического фундамента. Для этой волны характерны малая интенсивность, кажущаяся скорость 6–7 км/с. При расстояниях 40–70 км в последующей части сейсмограмм выделяются отраженные волны от более глубоких границ в земной коре. Волны обладают повышенной интенсивностью и большими значениями кажущихся скоростей (7–8 км/с). В Байкальской складчатой области первые по времени прихода волны на расстояниях 20–100 км от источника соответствуют рефрагированной волне, проникающей на глубину до 10 км. Волны в первых вступлениях здесь более интенсивны, а отражения от внутрикоровых границ менее четкие, чем на участке Сибирской платформы.

При определении скоростных параметров особое внимание обращалось на выявление изменений граничных и средних скоростей вдоль маршрутов по записям волн от раздела М. Вначале были определены средние скорости в земной коре по отражениям от этой границы. Распределение граничных скоростей по поверхности мантии находилось двумя способами: по полю времен преломленной волны и при совместном использовании отраженной и преломленной волн от границы М.

Сходимость полученных значений глубин и скоростей в близких точках и теоретические расчеты позволяют оценить погрешность единичного определения скорости в 0,1–0,15 км/с. При определении глубин до границы М предпочтение отдавалось данным отраженных волн. Точность построений оценивается в 0,3 км для поверхности фундамента и 1–2 км для более глубоких границ, включая поверхность М.

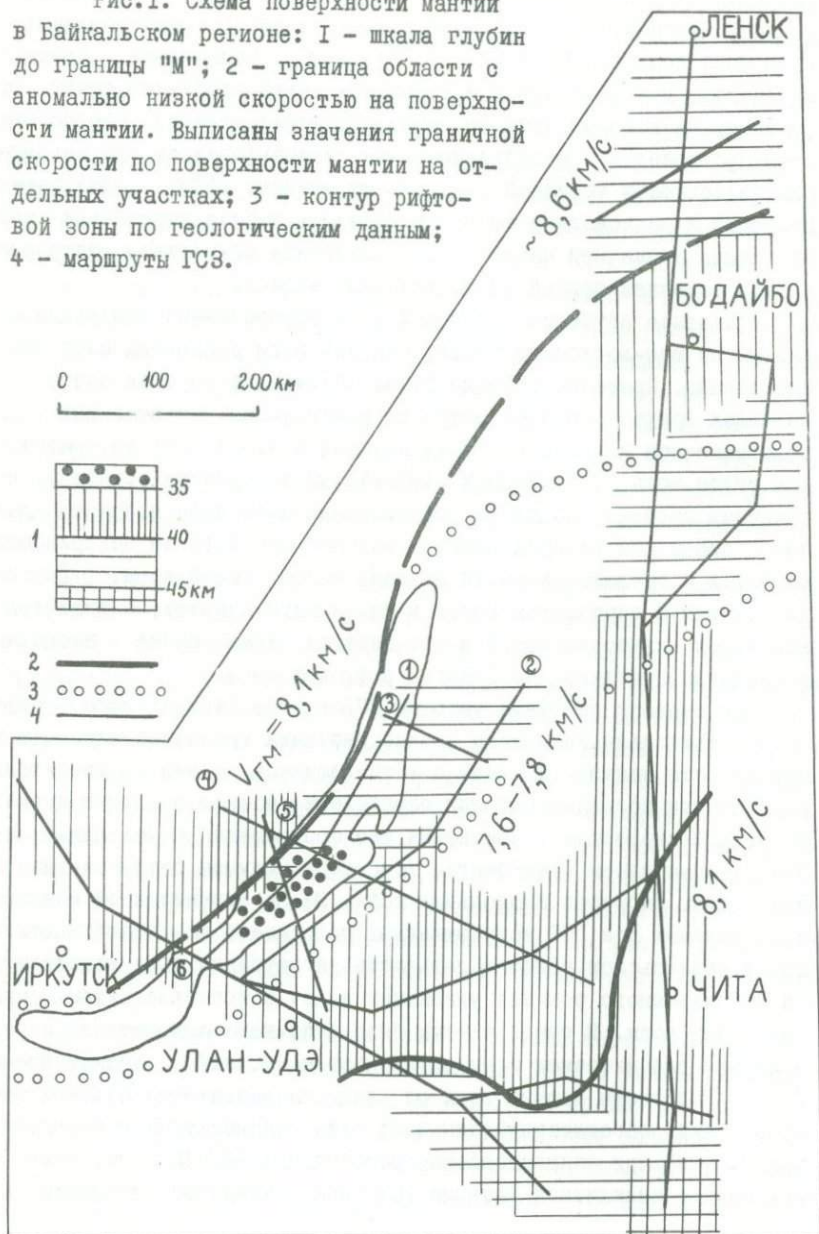
При выявлении волноводных слоев в земной коре были использованы записи рефрагированных и отраженных волн с учетом искажающего влияния горизонтальных неоднородностей среды. На специально выбранных геологически однородных участках были выполнены профили зондирования, базы которых относительно равномерно, с шагом 10–20 км, изменялись в диапазоне 10–200 км. Зондирования с мини-

мальными базами позволяли контролировать влияние неоднородностей верхней части разреза. По полю времен первых (рефрагированных) волн была получена функция $t^{(e)}_x = const$, являющаяся аналогом известного в сейсморазведке годографа общей глубинной точки. Эта функция, на которой влияние глубинных горизонтальных неоднородностей проявляется в ослабленном виде, использовалась для нахождения зависимости истинной скорости от глубины [88]. Для оценки скорости в волноводном слое привлекались записи отраженных волн от границ в средней части ксры. Полученные результаты контролировались решением прямой кинематической задачи.

Площадное изучение границы М было осуществлено следующим образом. На юго-восточном берегу Байкала были размещены пять пунктов взрыва. Приемные станции располагались по берегам озера и в пределах Иркутского амфитеатра на расстояниях, оптимальных для одновременной регистрации преломленной и отраженной за критическим углом волн от границы М (180–240 км от пунктов взрыва). Полученная система площадных зондирований позволила получить данные о площадном распределении граничной скорости на поверхности мантии и о средней скорости во всей толще земной коры. Глубины до границы М определены почти в пятидесяти пунктах на значительной части акватории озера и его берегах. Аналогичные площадные наблюдения выполнены на флангах рифтовой зоны.

Уже первыми работами методом ГСЗ в зоне Байкальского рифта были установлены аномально низкие значения граничной скорости на поверхности мантии. В связи с этим возникла задача увеличения глубинности исследований для определения мощности слоя с аномально низкой скоростью и выяснения его соотношения с мантийным астеносферным слоем Гутенберга, характеризующимся почти такими же значениями скорости продольных волн. Из-за ограниченной мощности используемых при ГСЗ искусственных источников колебаний достигнутая в Байкальском регионе дальность регистрации была недостаточна для надежного решения указанных задач с использованием преломленных волн. В связи с этим была выполнена совместная интерпретация сейсмических записей взрывов и местных землетрясений [77]. Годографы первых волн от двадцати достаточно сильных землетрясений, зарегистрированных на сети стационарных и передвижных станций при эпицентральных расстояниях 200–1000 км, путем совмещения с имеющимися данными ГСЗ были приведены к условиям по-

Рис. 1. Схема поверхности мантии в Байкальском регионе: 1 - шкала глубин до границы "М"; 2 - граница области с аномально низкой скоростью на поверхности мантии. Выписаны значения граничной скорости по поверхности мантии на отдельных участках; 3 - контур рифтовой зоны по геологическим данным; 4 - маршруты ГСЗ.



поверхностного источника. Проведено статистическое определение времен. Затем по совокупности данных ГСЗ и сейсмологии был составлен осредненный сводный годограф длиной до 1000 км. Этот годограф использован для оценки сейсмических параметров верхней части мантии в зоне рифта. При этом обеспечивается проникание волн в толщу мантии на несколько десятков километров.

Результаты исследований в Байкальской зоне

Площадными и маршрутными наблюдениями изучены основные черты распределения мощности земной коры в центральной и восточной частях рифтовой зоны, а также в соседних не подвергшихся рифтогенезу районах. На сводной схеме поверхности М (рис.1), составленной по всей совокупности полученных данных, устанавливается, что в центральной части Байкальского рифта мощность земной коры изменяется в значительно больших пределах, чем в прилегающих неактивизированных районах. Диапазоны изменения глубин составляют: в рифтовой зоне 34–48 км, на юге Сибирской платформы 37–39 км, в прилегающих к рифту районах Забайкалья 39–41 км.

Отмечено существенное отличие в мощности коры под юго-западной (более глубоководной) и северо-восточной частями озера Байкал соответственно 34–36 км и 40–44 км. Сочленение этих резко различающихся блоков происходит вблизи острова Ольхон – полуострова Святой Нос, где вероятно существует крупная поперечная по отношению к рифту зона глубинных разломов. Указанные различия мощности земной коры прослеживаются не только под самим Байкалом, но и вдоль его юго-восточного побережья (рис.2, разрезы 1 и 2).

Различна структура поверхности мантии и в разных поперечных сечениях рифта (разрез 3 на рис.2 и рис.3).

В крайнем северном сечении (разрез 3 на рис.2) граница М залегает примерно на одном уровне (41–43 км) под восточной окраинной частью Байкальской впадины, под Баргузинской впадиной и под разделяющим их Баргузинским хребтом.

Сечение 4 проходит в области сочленения северной и южной котловин Байкала. Поверхность М образует здесь глубокий прогиб, осложненный в центральной его части резким поднятием, т.е. имеет место своеобразное сочетание противоположных структурных форм – "корня" и "антикорня" с очень контрастным изменением мощности коры в диапазоне от 35 до 44 км.

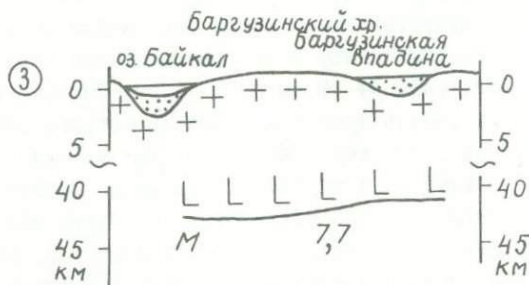
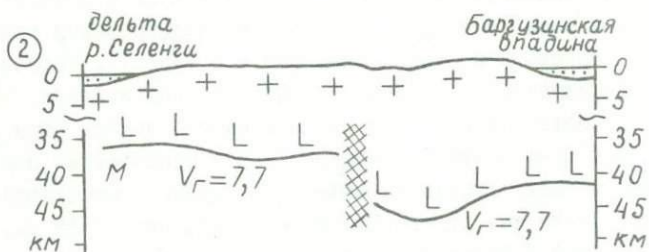


Рис. 2. Сейсмические разрезы в районе Байкальской впадины: М - раздел Мохоровичича; V_r - граничная скорость по разделу Мохоровичича.

Два сечения (5 и 6 на рис. 3) через южную котловину Байкала в районах острова Ольхон и дельты реки Селенги имеют принципиально сходную, но различающуюся по контрастности форму границы М. В обоих сечениях под северо-западным бортом Байкальской впадины, где проходит Обручевский сброс, отмечается уступообразное воздымание этой границы на 3-6 км в сторону озера.

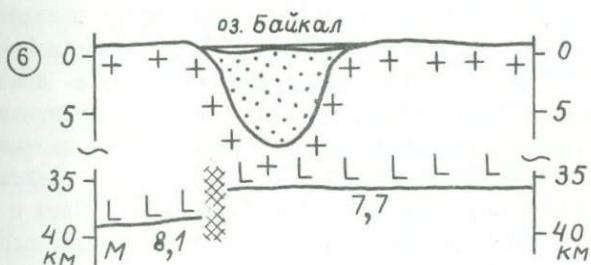
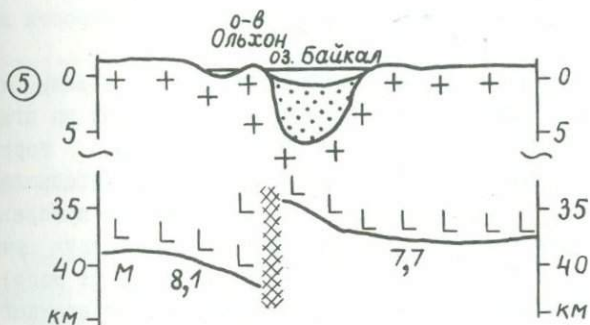
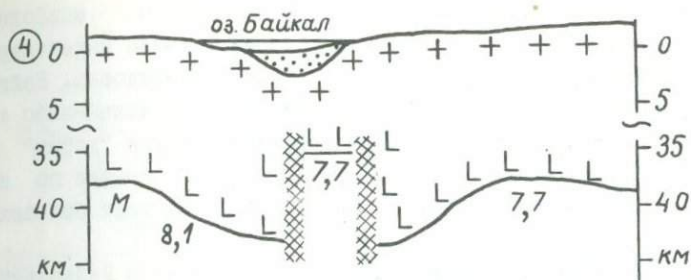


Рис.3. Сейсмические разрезы в районе Байкальской впадины. Условные обозначения см. на рис.2.

Таким образом данные, полученные методом ГСЗ о морфологии границы М, характеризуют ее как очень сложную резко изменчивую не только вкрест, но и по простиранию рифта поверхность. Байкальскому рифту по этой поверхности не соответствует какая-либо единая структурная форма в виде предполагавшихся ранее "корня" или "антикорня". Расхождения с ранее предложенными схемами по значениям мощности земной коры и ее градиентам достигают больших величин.

К особенностям внутреннего строения земной коры Байкальского региона следует отнести различия в степени ее расслоенности по упругим свойствам на разных участках и инверсию скорости по глубине.

Регулярная сейсмическая расслоенность с несколькими четкими горизонтальными границами установлена в земной коре на юге Сибирской платформы и в районе г. Читы. На остальной территории, включающей рифтовую зону и соседние с ней районы Забайкалья, внутрикоровые сейсмические границы удастся непрерывно проследить только на отдельных коротких участках маршрутов. На двух участках (на юго-восточном берегу Байкала и в 150 км к югу от него) были проведены специальные наблюдения преломленных и отраженных волн с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды. На обоих из них получены практически одинаковые результаты: выявлен сейсмический волновод в интервале глубин 12-17 км с уменьшением скорости на 0,2-0,3 км/с по отношению к вмещающей среде. Намечается связь выявленного сейсмического волновода с распределением других геофизических характеристик, устанавливаемых по данным магнитотеллурических зондирований (В.И. Пospеев и др.), сейсмологии (С.И. Голенецкий) и магнитометрии (М.Р. Новоселова). Слой с пониженной скоростью сейсмических волн, по всей видимости, сложен породами с высокой электропроводностью, а основная масса магнитоактивных тел и очагов землетрясений располагается над этим слоем. Возможно, общей причиной этого является повышенный разогрев и частичное плавление глубинного вещества.

Разрез верхней мантии в Байкальской зоне, составленный по данным сейсмологии взрывов и землетрясений, характеризуется следующими особенностями распределения скорости продольных волн по вертикали (рис.4).

На значительной территории разрез мантии начинается со слоя

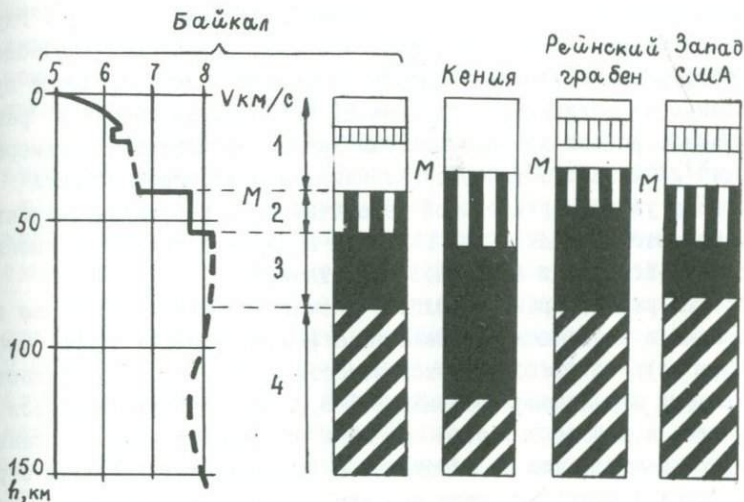


Рис.4. Схематизированные колонки скоростей продольных волн для континентальных рифтовых зон: 1 - земная кора, вертикальной штриховкой показаны внутрикоровые волноводы; 2 - слой с аномально низкой скоростью в верхах мантии; 3 - слой верхней мантии с "нормальной" скоростью; 4 - мантийный волновод Гутенберга; М - раздел Мохоровичича.

с аномально низкой скоростью - 7,6-7,8 км/с. Вертикальный градиент скорости в верхней части этого слоя, оцененный по соотношению амплитуд отраженной и преломленной волн от границы М [78], составляет $0,003-0,005 \text{ с}^{-1}$, что недостаточно для плавного перехода к нормальным значениям скорости на больших глубинах. Нижняя граница слоя с пониженной скоростью найдена по сводному 1000-километровому годографу первых волн от взрывов и землетрясений [77]. На этом годографе на расстоянии около 350 км от источника происходит смена преломленных мантийных волн со скоростями 7,7 и 8,1 км/с. Мощность слоя со скоростью 7,7 км/с получилась равной в среднем 17 км, глубины до его верхней и нижней кромок составляют 38 и 55 км. На восточном фланге рифта мощность аномального слоя оценена по данным ГСЗ и составляет около 8 км [31].

Хотя полученные параметры аномального слоя верхней мантии

являются осредненными для большого участка Байкальской рифтовой зоны, они имеют принципиальное значение для выяснения ее глубинного строения. Устанавливается, что аномальный слой разобран с астеносферным каналом Гутенберга, скорости в котором имеют примерно такую же величину, а глубина до его верхней кромки в рассматриваемом районе по сейсмическим данным оценивается примерно в 100 км^X). Связь с астеносферным каналом можно предполагать лишь в виде узкой вертикальной перемычки. Эта перемычка, вероятнее всего, располагается под Байкалом и далее в полосе интенсивных Байкало-Витимских минимумов силы тяжести.

Область распространения слоя с аномально низкой скоростью закартирована к настоящему времени на огромной площади — 200 тыс. кв. км (рис. 1). За пределами этой области скорость на поверхности мантии имеет нормальные значения 8,1–8,2 км/с, увеличивающиеся до 8,6 км/с в районе г. Ленска. Границы аномальной области занимают секучее положение по отношению к древним геологическим структурам, хотя и контролируются на ряде участков известными по геологическим данным глубинными швами. Область аномальной мантии в 2–3 раза шире собственно Байкальской рифтовой зоны, картируемой по поверхностным геологическим признакам и распределению сейсмичности. Центральный участок рифтовой зоны (Байкальская впадина) располагается над северо-западным краем, а восточный фланг зоны — над срединной частью аномальной мантийной области.

Сравнение с другими континентальными рифтовыми зонами

Целью сравнения результатов сейсмического изучения недр Байкальского региона с соответствующими данными по другим зонам континентального рифтогенеза является выявление общих особенностей их глубинного строения, связанных с новейшей тектонической активизацией.

При сравнении данных о земной коре рассматриваются только достаточно общие ее характеристики, на определение которых в малой степени влияют различия методики сейсмических исследований

X) По данным работы: ЧИСЛЕННЫЙ метод определения структуры верхней мантии Земли. — В кн.: Математические проблемы геофизики.

Изд-во ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1971.

Авт.: Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Мухометов Р.Г., Нерсесов И.Л., Романов В.Г.

в разных районах. Отмечаемое под Рейнским грабеном и в северо - американской Провинции бассейнов и хребтов некоторое уменьшение мощности земной коры, по-видимому, не является общим для всех континентальных рифтовых зон. В Байкальской зоне этот эффект не проявляется достаточно четко.

Для континентальных рифтов, по всей видимости, типичны внутрикоровые сейсмические волноводы, которые могут быть обусловлены повышенным разогревом глубинного вещества. Кроме Байкальской зоны, существование волноводов в земной коре намечается под Рейнским грабеном и на западе Северной Америки (рис.4).

На ряде участков мировой системы рифтов (Исландия, осевой грабен Красного моря) выявлены высокие значения скорости (6,5 - 7,0 км/с) в верхней части земной коры, объясняемые внедрением глубинных горных пород. Для внутриконтинентальных рифтов подобного явления не установлено. Скорости в коре здесь, как правило, мало отличаются от значений на соседних неактивизированных участках.

Для объективного сравнения сейсмических характеристик верхней мантии, также как и для Байкальского региона, были составлены [124] по опубликованным первичным данным сводные годографы первых мантийных волн от взрывов (химических и ядерных) и местных землетрясений, зарегистрированных на больших расстояниях от источников колебаний в районах Восточной Африки, североамериканской Провинции бассейнов и хребтов и Рейнского грабена. Сводные годографы первых волн для всех районов удивительно похожи в своих главных чертах. Во всех случаях, начиная с расстояний 120-180 км от источника колебаний, первой регистрируется преломленная волна со скоростью около 7,7 км/с. Протяженность области ее регистрации в первых вступлениях колеблется от 100 до 300 км. Далее происходит излом годографа и первой вступает волна со скоростью 8,0-8,2 км/с. Реальность отмеченных особенностей годографов несомненна, хотя их количественные характеристики должны быть уточнены по более представительным экспериментальным данным.

Из сходства годографов вытекает близость главных черт распределения скоростей упругих волн во всех рассматриваемых районах континентального рифтогенеза (рис.4). Всяду в самой верхней части мантии залегает слой с аномально низкой скоростью, равной около 7,7 км/с. Средние мощности этого слоя в разных районах соста-

входят 15–30 км. Скорость в аномальном слое и мантийном волноводе Гутенберга почти одинакова, но эти объекты геометрически не являются единым целым, т.к. разделены толщей пород со скоростью 8,0–8,2 км/с.

Таким образом в результате сравнения Байкальского рифта с изученными сейсмическими методами участками других континентальных зон современного рифтогенеза устанавливается их принципиальное сходство по некоторым характеристикам сейсмического разреза земной коры и особенно верхней мантии вплоть до волновода Гутенберга. Однако в деталях строения отмечается значительное различие.

О природе слоя с аномально низкой скоростью в рифтовых зонах

Аномальный слой в верхах мантии со скоростями 7,3–7,8 км/с выявлен под всеми континентальными и океаническими рифтами. Вопрос о физической природе аномального сейсмического слоя можно сформулировать так: является ли он частью мантии, земной коры или соответствует промежуточной коро-мантийной толще. Единства мнений на этот счет нет, т.к. одних сейсмических данных недостаточно для решения вопроса, и это приводит к различным толкованиям результатов взрывной сейсмологии о глубинном строении зон рифтогенеза. В частности, по-разному определяется в этих зонах положение глобального геофизического раздела – границы М.

Более определенное суждение о вероятной природе аномального слоя можно составить путем совместного рассмотрения наиболее распространенных в глубинной геофизике свойств среды – скорости сейсмических волн, плотности и удельного электрического сопротивления. Используя эти свойства, были составлены трехпараметровые геофизические модели, соответствующие конкурирующим гипотезам о природе аномального слоя, а затем сравнены с геофизическими данными в конкретных районах. Рассматриваются следующие основные гипотезы.

I. Разогрев верхнемантийного вещества. Высокие значения теплового потока в рифтовых зонах указывают на повышенный разогрев их недр. Поэтому возможно понижение скорости в верхах мантии из-за ослабления межкристаллических связей при нагреве глубинного вещества.

2. Частичное плавление верхнемантийного материала. При достижении температуры 1100–1200°C на глубинах залегания аномального сейсмического слоя возможно расплавление базальтового компонента пород верхней мантии с соответствующим уменьшением в них значений скорости.

3. Серпентинизация ультравосновных пород. Этот процесс, возможный при температуре ниже 500°C, предложен Х.Хессом в качестве объяснения образования океанической коры. При относительно небольшой степени серпентинизации могут быть получены скорости, наблюдаемые в аномальном слое.

4. Частичная эклогитизация "базальтового" слоя. В низах континентальной коры возможны термодинамические условия для фазового перехода габбро в эклогит. Образующийся при этом "базито-эклогитовый" слой обладает "коро-мантийными" скоростями сейсмических волн.

5. Коро-мантийная смесь. Это гипотетическое образование, представляющее результат смешения пород мантии и "базальтового" слоя, предложено К.Л.Куком для объяснения пониженных скоростей в верхах мантии в тектонически активных районах.

Гипотезы разделяются на три группы: первые две (разогрев и частичное плавление) относят аномальный сейсмический слой к мантии; третья и четвертая (серпентинизация и эклогитизация) — к коре; гипотеза коро-мантийной смеси — к переходной области. Соответственно по разному трактуется и положение границы М.

Физическая модель аномального слоя, соответствующая гипотезе разогрева верхнемантийного вещества, представлялась в виде однокомпонентной твердой среды, имеющей свойства оливинита. Модель частично расплавленной мантии имитировалась двухфазной средой, в которой в твердом оливинитовом скелете находится жидкий базальт; рассмотрены случаи разной степени связанности жидких включений. Модели коро-мантийной смеси, эклогитизации и серпентинизации были представлены двухкомпонентными твердыми смесями, состоящими соответственно из габбро и оливинита, габбро и эклогита, серпентина и перидотита. Варьируя температуру (в однокомпонентной модели) и соотношение объемов компонент (в двухкомпонентных средах), для каждой модели были рассчитаны парные зависимости трех параметров: скорость-плотность, скорость-электросопротивление и плотность-электросопротивление. Процедура расчетов и принятые исходные данные изложены в работе [75].

Рассмотрение полученных трехпараметровых геофизических моделей аномального слоя, представленных в виде указанных зависимостей, показывает, что они могут позволить различать три возможных предположения о его физической природе: разогрев верхнемантийного вещества, частичное плавление этого вещества и неразрешаемая группа твердых смесей (коро-мантийной, базито-эклогитовой, серпентин-перидотитовой). Следовательно, можно судить о том, является ли аномальный слой частью мантии или нет. Однако нельзя разделить предположения о его "коровой" и "коро-мантийной" принадлежности.

По результатам взрывной сейсмологии, гравиметрии и магнито-теллурического зондирования для ряда рифтов (Байкальского, Кенийского, Исландского, Провинции бассейнов и хребтов) известны оценки значений скорости, плотности и электрического сопротивления аномального слоя. При сравнении этих данных с теоретическими кривыми зависимостей указанных параметров устанавливается следующее. Только кривые, соответствующие гипотезам частичного плавления и разогрева верхнемантийного вещества, проходят внутри или вблизи вероятных значений физических параметров аномального слоя. Следовательно, только эти гипотезы могут быть приняты в качестве вероятных, а гипотезы коро-мантийной смеси, эклогитизации и серпентинизации не пригодны для объяснения природы аномального сейсмического слоя в рассмотренных рифтовых зонах. Для западных районов США равновероятны разогрев и частичное плавление верхнемантийного вещества. В районах Исландского, Кенийского и Байкальского рифтов предпочтительнее гипотеза частичного расплавления верхов мантии. При этом объемная доля расплавленного базальта не превышает 5-10%.

Следовательно, по совокупности геофизических параметров (скорости, плотности, электросопротивлению) граница М в рифтовых зонах соответствует кровле аномального сейсмического слоя, который по всей видимости сложен частично расплавленными породами верхней мантии.

Учитывая изложенные выше данные об особенностях глубинного строения континентальных рифтовых зон и о природе аномальных свойств верхнемантийного вещества, можно составить общее представление о вероятных причинах образования Байкальского рифта. Подъем разогретого и частично расплавленного пластичного веществ-

ва астеносферного слоя произошел по ослабленной зоне на краю Сибирской платформы. Растекание этого вещества у подошвы земной коры, с соответствующим воздействием на вмещающие породы, было направлено в сторону от стабильных коро-мантийных блоков древней Сибирской платформы, сыгравших роль своеобразного упора. Внедрившееся вещество астеносферы в виде слоя со скоростью 7,6 - 7,8 км/с вызвало образование обширного пологого подъема земной коры - регионального Байкальского свода. Горизонтальное растекание этого вещества в юго-восточном направлении создало растягивающие напряжения в земной коре, которые и явились причиной образования асимметричных (с крутыми северо-западными бортами) грабен Байкальской рифтовой зоны на ранее неоднородных и нарушенных участках вблизи края Сибирской платформы.

Высказанные соображения носят качественный характер. Для разработки количественно обоснованной теории образования Байкальского рифта необходимо дальнейшее изучение его недр, прежде всего комплексом методов глубинной геофизики.

На основе изложенных выше результатов работ методом ГСЗ можно конкретизировать объекты, задачи и направления совершенствования методики дальнейших сейсмических исследований в Байкальском регионе.

Работы рекогносцировочного характера с задачей выявления крупных черт строения земной коры и верхов мантии следует продолжить, прежде всего на обоих флангах рифтовой зоны с выходом в районы Сибирской платформы, Восточного Саяна и в Монголию с целью решения важнейшего вопроса о пределах распространенности Байкальской рифтовой системы. В пределах акватории Байкала наряду с дополнительным исследованием поверхности мантии и глубоких частей земной коры необходимо изучить поверхность кристаллического основания, положение которой сейчас известно приближенно (в основном лишь по гравитационным данным).

Должны быть продолжены специальные работы по изучению внутрикоровых волноводных слоев как в зоне рифта, так и в соседних районах.

Важной задачей является повышение глубинности исследований мантии вплоть до астеносферного слоя Гутенберга. Наряду с усилением мощности взрывных источников колебаний (в том числе с использованием промышленных карьерных взрывов) необходимо развивать

приемы выделения сверхглубинных отражений на относительно небольших расстояниях от источника, совершенствовать способы совместного использования записей волн от взрывов и землетрясений. Весьма интересной и трудной задачей является получение надежных фактических данных о существовании связующей перемычки между мантийным слоем Гутенберга и вышележащей областью с аномально низкой скоростью.

Главнейшим направлением развития методики глубинных сейсмических исследований Байкальского рифта, с получением качественно новой информации, является использование, наряду с продольными, поперечных волн. Кроме повышения полноты и достоверности результатов, при совместных исследованиях на продольных и поперечных волнах нужно изучить такие физические параметры среды, как отношения скоростей и коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн, которые весьма тесно связаны с состоянием вещества на глубине и, по-видимому, позволят количественно охарактеризовать предполагаемые в земной коре и мантии зоны частичного плавления горных пород.

Крылов С.В., Крылова А.Л., Сергеев В.Н., Суворов В.Д.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПЛОЩАДНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Ниже, наряду с некоторыми общими вопросами региональных сейсмических исследований фундамента платформенных областей, излагаются основные особенности методики площадных систем точечных зондирований преломленными волнами и результаты ее применения (совместно с Новосибирским геологическим управлением) для изучения внутреннего строения фундамента в южных районах Западно-Сибирской плиты.

Сведения о внутреннем строении фундамента необходимы для надежного тектонического районирования, на котором в значительной мере базируется научно обоснованное перспективное планирование поисков различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. В связи с этим необходимо отметить два основных аспекта изучения фундамента.

Во-первых, в недалеком будущем требуемое приращение запасов нефти и газа будет осуществляться не только путем разведки продуктивных комплексов пород платформенного чехла, как это делается

в настоящее время, но, возможно, и за счет открытия новых нефтегазоносных толщ в более древних отложениях. Для юга Западно-Сибирской плиты поиски нефти под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом уже сейчас являются актуальными.

Второй важный аспект изучения фундамента предполагает использование принципа унаследованности геологического развития платформенного чехла и фундамента. Унаследованность наиболее четко проявляется на молодых плитах, к которым относится и Западно-Сибирская, где разрыв во времени между формированием чехла и постгеосинклинальной складчатостью его основания относительно невелик. Региональные различия в строении и развитии фундамента в соответствии с принципом унаследованности могут обусловить существенные особенности тектонического режима и условий осадконакопления платформенных образований, являющихся вмещающими залежами нефти и газа. Поскольку эти особенности важны для нефтяной геологии, то тектоническому районированию фундамента должно быть уделено особое внимание.

До последнего времени такое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты остается во многом неоднозначным. Оно основывается, главным образом, на анализе гравитационных и магнитных аномалий с экстраполяцией закономерностей, установленных в горном обрамлении плиты, во внутренние закрытые области. Роль наиболее точного геофизического метода — сейсморазведки была относительно невелика. Трудоемкие исследования корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) ограничивались в основном локальными участками и не давали представления о региональной структуре фундамента. Развита в минувшее десятилетие в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты сеть региональных маршрутов зондирования преломленными волнами была рассчитана, прежде всего, на изучение поверхности фундамента, а не его внутренней структуры. Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) всей земной коры выполнено по очень редкой сети маршрутов и потому недостаточно для надежного тектонического районирования верхней части фундамента.

Для полноценного использования сейсмического метода при изучении фундамента необходимо было, наряду с увеличением объема сейсмических работ, внести коррективы в постановку задач и усовершенствовать методику сейсмических исследований.

Дополнительно к сказанному отметим, что площадное изучение фундамента на определенную глубину имеет большое общепознавательное значение для выявления закономерностей строения верхних частей консолидированной коры.

Задачи региональных сейсмических исследований и требования к их методике

Фундамент платформ — это погребенные под осадочным покровом геосинклинальные складчатые области, сложенные осадочными, метаморфическими и магматическими образованиями. В складчатых областях выделяют три основных структурных этажа: комплекс основания, главный геосинклинальный и орогенный комплексы, которые разделены крупными региональными несогласиями и различаются по составу, степени метаморфизма пород и структурным формам. Кроме того между платформенным чехлом и геосинклинальными образованиями выделяется "промежуточный" или "переходный" комплекс пород, геологическая природа которого трактуется разными исследованиями неодинаково.

Полноценное изучение внутренней структуры фундамента, очевидно, возможно только в том случае, если будет охарактеризовано его строение на некоторую глубину, не меньшую глубины залегания подошвы хотя бы верхнего структурного этажа. Мощность каждого из основных этажей фундамента обычно составляет несколько километров, достигая 10 км и более. Следовательно, необходимая глубинность региональной сейсморазведки должна быть рассчитана на проникновение внутрь фундамента примерно на 10 км. Недостаточно изучать только поверхность фундамента, как это обычно принято в практике сейсморазведки.

Статистический анализ горизонтальных размеров региональных геологических структур (геоантиклинальных поднятий, геосинклинальных прогибов, орогенных прогибов и др.) в обнаженных районах Сибири и Дальнего Востока показывает [117] что преобладают вытянутые структуры с отношением длин осей, равным 3-5, при ширине от нескольких десятков километров до 100-150 км. На выявление в фундаменте объектов с такими горизонтальными размерами, естественно, и должны быть ориентированы региональные сейсмические исследования. Для этого, как показывают соответствующие расчеты [117] максимально допустимое расстояние между пунктами опреде-

ления параметров среды не должно превышать 10–15 км. В реальных условиях, с учетом особенностей сейсмического метода, следует уменьшить это расстояние примерно вдвое.

Упомянутые выше региональные геологические структуры фундамента ограничены глубинными разломами, которые, как известно, группируются по направлениям простирания в четыре диагональные и ортогональные системы. Поэтому блоковая структура фундамента имеет сложную мозаичную форму. Простирания структур (блоков) различны и их далеко не всегда допустимо рассматривать как двумерные объекты. Вследствие трехмерности изучаемых объектов профильные сейсмические наблюдения в ряде случаев могут оказаться недостаточными и невыгодными: сейсмические разрезы по редкой сети профилей не всегда будут с требуемой полнотой характеризовать пространственные глубинные структуры, значительная часть объектов будет пересекаться почти вдоль их простирания, что снизит количество получаемой информации на единицу длины профиля и может вызвать трудности при интерпретации волнового поля из-за различного рода боковых эффектов. Следовательно, региональное изучение внутренней структуры фундамента необходимо вести по площадным системам сейсмических наблюдений, сочетая их с профильными на специально выбранных участках, где возможна двумерная аппроксимация среды.

Весьма значительная дифференциация фундамента по составу горных пород отражается в большой изменчивости скорости распространения сейсмических волн, сохраняющейся и на больших глубинах. Распределение скоростей (граничных, пластовых, средних), несущее чрезвычайно ценную информацию о составе горных пород, должно обязательно изучаться при сейсмических исследованиях фундамента. Изучение только морфологии границ недостаточно и потому, что сейсмические поверхности и слои, выделяемые в фундаменте, не всегда имеют ясный геологический смысл и, как правило, не могут быть надежно истолкованы без данных о распределении скорости в среде.

В большинстве случаев полноценная сейсмическая информация о сложной пространственной структуре фундамента и о свойствах слагающих его пород может быть получена только при совместном использовании волн разных типов – отраженных, головных, рефракрированных, обменных. Ориентация региональных сейсмических работ на волны только одного типа (например, на обменные волны), хотя и со-

здает удобства при выполнении полевых наблюдений, обычно приводит к недостаточно полным и малонадежным сведениям о среде.

Задачи региональных сейсмических исследований фундамента и общие требования к методике работ можно сформулировать следующим образом: выявление крупных (с поперечником в десятки километров) трехмерных структурных форм и аномалий скоростей по поверхности фундамента и опорным границам в его толще мощностью до 10 км; методика исследований должна базироваться на площадных и маршрутных наблюдениях сейсмических волн разных типов с определением параметров среды не реже, чем через 10–15 км.

По результатам региональных работ должны ставиться сейсмические исследования повышенной детальности. В нефтеперспективных районах их задача состоит в более детальном расчленении выделенных крупных комплексов фундамента на перспективных участках с выявлением структур, могущих служить ловушками нефти и газа.

Особенности площадных систем зондирования

Успех регионального изучения в короткие сроки обширных территорий с разнообразными глубинными и поверхностными особенностями во многом определяется возможностями реализации систем зондирования, соответствующих местным условиям. В связи с этим анализируем основные варианты площадных систем зондирования преломленными волнами. Рассмотрение преломленных (квазиголовных) волн обусловлено тем, что они в условиях Западно-Сибирской плиты, как и в других платформенных районах, являются основным (но не единственным) типом волн, используемых при региональных сейсмических исследованиях фундамента.

1. Произвольное расположение зондирований на площади удобно использовать в труднодоступной местности в случае относительно несложных глубинных условий. По совокупности размещенных с требуемой плотностью произвольно ориентированных зондирований с базами, изменяющимися в некотором интервале, строится поле $t(x, y, l)$ в виде двух карт изохрон для фиксированных баз [117]. Здесь x и y — абсциссы центров зондирований, к которым отнесены значения времени t, l — база зондирования (расстояние источник-приемник). Пренебрегая зависимостью времени от ориентации баз зондирований, находятся площадные распределения глубин и скоростей, которые рассматриваются как первое приближение, подлежащее уточ-

нению. Если неоднозначность поля $t(x, y, l)$ (его зависимость от азимутов баз зондирований) обусловлена в основном влиянием геометрии границы, а не изменчивостью граничной скорости, то необходимые уточнения могут быть получены в результате последовательного исправления исходного поля путем введения поправок, учитывающих несоответствие баз зондирований с направлением падения границы [117]. Если доминирует влияние изменчивости граничной скорости, то, используя результаты первого приближения, источник и приемник каждого зондирования переносятся на преломляющую поверхность. По полученным значениям времен скользящей волны рассчитываются граничные скорости в соответствующих азимутах и уточняется распределение глубин. Этот процесс повторяется до получения сходящихся значений. Во всех рассмотренных случаях скорость в верхнем слое считается заданной.

Для экономного ведения полевых работ каждый источник и приемник целесообразно делать общими для нескольких произвольно ориентированных зондирований.

2. Площадные системы профильных элементов позволяют более корректно интерпретировать данные, не пренебрегая азимутальными зависимостями временного поля. Профильный элемент состоит из трех зондирований (рис. 1а). Данные по каждому элементу интерпретируются независимо друг от друга. По формулам для двумерной модели [117] определяются глубина, наклон границы и граничная скорость в плоскости сейсмического луча при заданной скорости в покрывающей среде. Возможны различные сочетания профильных элементов на плоскости наблюдений.

Требование экономичности площадных систем профильных элементов сводится к необходимости использования большого количества приемников при каждом источнике. Это условие приводит на практике к размещению профильных элементов по сторонам замкнутых примыкающих друг к другу многоугольников, когда источники (а также и часть приемников) располагается в их вершинах. В качестве примера на рис. 1б показан участок площадной сети зондирований, составленный из прямоугольников. Для равномерности размещения пунктов, в которых определяются параметры среды, введен диагональный элемент. При реализации такой сети профильных элементов используется девять приемников с одним источником.

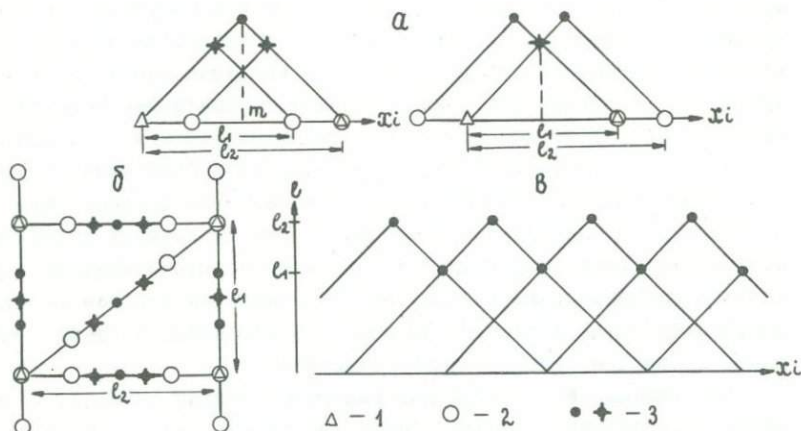


Рис. I. Схемы сейсмических наблюдений

а - профильные элементы площадных систем зондирований; б - участок прямоугольной сети профильных элементов; в - профильная система связанных зондирований. 1 - пункты взрывов; 2 - приемные станции; 3 - центры зондирований.

3. Площадная система профилей зондирований является достаточно жестко связанной системой и предназначена для работ повышенной детальности на наиболее интересных сложных участках. На каждом профиле задается система зондирований (рис. Iв), позволяющая осуществить пересчет наблюдаемого двумерного поля времен $t(x, l)$ к базам, близким по величине к абсциссе начальной точки рассматриваемой головной волны. По пересчитанным изолиниям поля, считая скорость в верхнем слое известной, находятся двумерные распределения глубин и граничной скорости, практически не искаженные влиянием кривизны границы и непостоянства граничной скорости [117]. Размещение серии профилей на местности определяется задачами изучения конкретных участков.

На практике рассмотренные варианты площадных систем зондирований используются в том или ином сочетании с учетом условий местности, особенностей глубинного строения и требований к результатам работ в данном районе.

Исследования фундамента на юге Западно-Сибирской плиты

Сейсмическая модель верхней части фундамента и выбор опорных волн для региональных площадных исследований базируются на результатах маршрутных работ методом глубинного сейсмического зондирования в Западной Сибири [120, 129] и опыте изучения низов осадочного чехла методом отраженных волн (МОВ). Охарактеризуем основные сейсмические границы и соответствующие им волны.

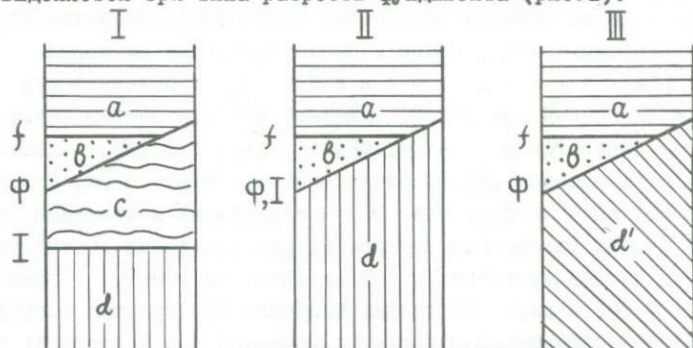
Отражающая граница f , прослеживаемая по данным МОВ обычной методикой, залегает в самой нижней части мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и может, с достаточным для региональных работ приближением, считаться его подошвой.

Преломляющая поверхность Φ , преломленные и обменные (типа PPS) волны от которой во внутренних районах плиты обычно регистрируются на зондированиях с базами 10–25 км, имеет граничную скорость 4,8–6,4 км/с. На сводах поднятий эта граница совпадает с подошвой платформенного чехла (с границей f). В прогибах указанные границы расходятся на величину до 1–2 км и более. Заключенный между ними слой характеризуется скоростью упругих волн до 4,5–4,8 км/с и, по всей видимости, соответствует толще осадочно-вулканогенных пород предположительно триас-нижнеюрского возраста, включаемой многими исследователями в состав второго структурного этажа.

Преломляющая граница I , волны от которой записываются в первых вступлениях на зондированиях с базами 40–60 км, характеризуется высокой (6,0–6,4 км/с) граничной скоростью и обычно залегает под поверхностью Φ на глубинах до 8–10 км. Рельеф этой границы типично блоковый: на ряде участков она резко, по-видимому, скачком, воздымается до уровня границы Φ . Последняя на таких участках имеет высокую (6 км/с и более) граничную скорость, т.е. обе сейсмические границы сливаются. Преломляющую границу I предположительно можно отнести к поверхности интенсивно метаморфизованных пород геосинклиналичного комплекса. Прерывистый слой пород между границами Φ и I при таком толковании в ряде случаев следует рассматривать как нижнюю (палеозойскую) толщу второго структурного этажа. Вместе с тем следует иметь в виду, что на некоторых участках граница I и слой между сейсмическими поверхностями Φ и I могут иметь и иной геологический смысл, подле-

жащий выяснению по результатам буровых работ и комплексных геолого-геофизических исследований.

Охарактеризованные сейсмические поверхности и ограничиваемые ими слои встречаются в различных сочетаниях. По совокупности данных о геометрии сейсмических границ и о распределении скорости в среде выделяется три типа разрезов фундамента (рис.2).



Западно-Сибирской плиты: а - платформенный чехол ($v_n \approx 2,5$ км/с); б - слой со скоростью $v_n \approx 4,5-4,8$ км/с (триас-нижнеюрские породы); с - слой со скоростью $v_n \approx 5,0-5,6$ км/с, возможно, сложенный палеозойскими слабометаморфизованными породами; д - слой со скоростью 6,0-6,4 км/с; д' - вертикальноградиентная среда ($v_o \approx 5,5$ км/с, $dv/dz \approx 0,1$ с⁻¹); f, Ф, I - опорные сейсмические границы.

Разрезы первого типа являются наиболее распространенными. Они характеризуются пониженной (5,0-5,6 км/с) скоростью на поверхности Ф. Глубже этой поверхности на 2-10 км залегает граница I. В складчатом обрамлении Западно-Сибирской плиты такой разрез свойственен Кузнецкому прогибу.

Второй тип разреза не содержит границы I. На поверхности Ф граничная скорость высокая - 6,0-6,4 км/с. На нее, по-видимому, выведены породы, обычно залегающие под границей I. В складчатом обрамлении такой разрез имеет Салаирский край.

Разрезы третьего типа также не содержат границы I, но скорость на поверхности Ф равна 5,3-5,9 км/с, а нижележащая толща пород мощностью около 5 км является в первом приближении градиен-

твой средой, в которой скорость увеличивается примерно на 0,1 км/с на каждый километр глубины. Этот тип сейсмического разреза фундамента установлен только в пределах Томь-Кольванской складчатой зоны.

Участки с разными типами разреза представляют из себя блоки фундамента, разделенные почти вертикальными зонами глубинных разломов. В задачу площадных региональных сейсмических исследований входило изучение опорных границ Ф и I, что, наряду с определением мощности осадочного чехла, позволяет получить данные о пространственной структуре и свойствах фундамента до глубин около 10 км с выделением и трассированием по площади разнотипных блоков и разделяющих их глубинных разломов.

Полевые исследования проведены Центральной комплексной геофизической экспедицией Новосибирского геологического управления совместно с ИГиГ СО АН СССР на площади около 90 тыс. кв. км в пределах Новосибирской, Омской и Курганской областей. Колебания возбуждались взрывами в группах скважин глубиной около 30 м при весе заряда взрывчатого вещества 100-300 кг и дальности регистрации 15-60 км. Использовалась телеуправляемая аппаратура "Тайга". Каждое зондирование имело шестиканальную продольную установку сейсмографов протяженностью 0,5-1 км.

Наблюдения проведены по двум площадным системам. Первая система, предназначенная для прослеживания в первых вступлениях преломленной волны от границы Ф, состояла из зондирований с думия базами в диапазоне 10-25 км при разности баз около 5 км. На этих же зондированиях в ряде случаев регистрировались обменные (PPS') волны от той же границы. Использовались все три рассмотренных выше варианта расположения зондирований. На основе полученного опыта предпочтение отдано площадной системе профильных элементов, расположенных по четырехугольной сети со средней плотностью точек определения параметров среды 7 x 7 км.

Вторая система зондирований с базами 40-60 км, на которых в первых вступлениях регистрировались преломленные волны от границы I, выполнена по в 2-3 раза более редкой сети. Разность баз зондирований составляла 20 км. Использовалась система изолированных друг от друга профильных элементов, при размещении которых на площади учитывались результаты предварительной интерпретации волн от границы Ф.

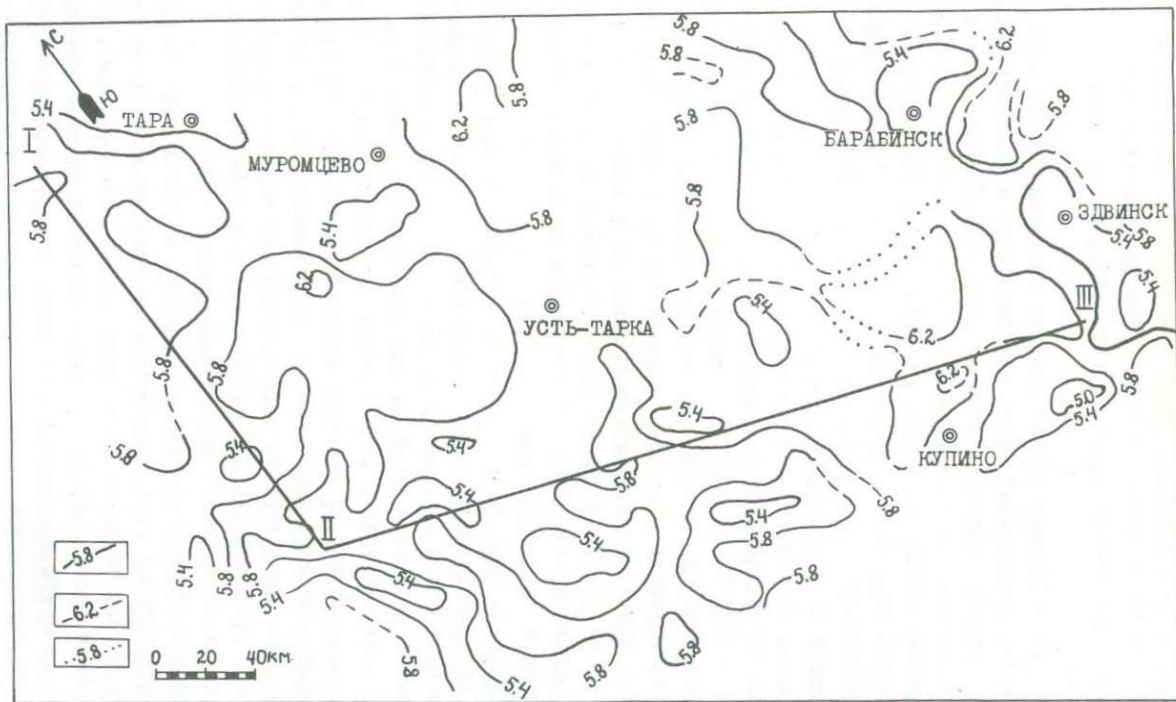


Рис.3. Карта скоростей по границе Ф: I - изолинии скорости в км/с (штриховые изолинии - по неуверенным данным, пунктир - предположительные).

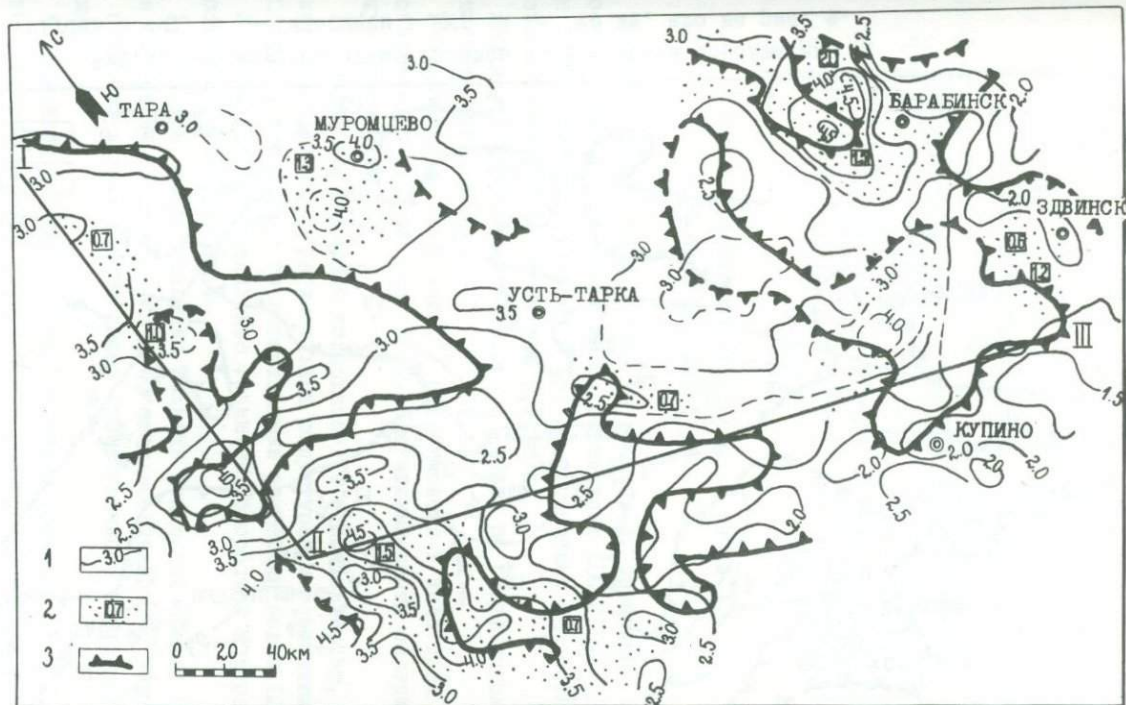


Рис.4. Структурная карта границы Ф: I - изогипсы в км (штриховые - по неуверенным данным, пунктирные - предположительные); 2 - участки распространения слоя δ мощностью более 0,5 км; 3 - границы блоков (предполагаемые зоны разломов).

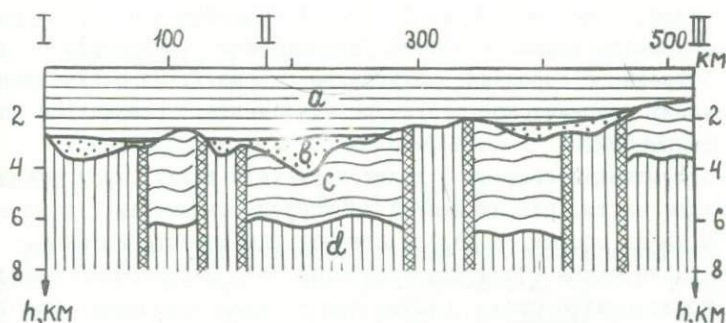


Рис.6. Сейсмический разрез по линии I, II, III.
Обозначения см. к рис. 2.

Точность определения глубин до границы Φ , оцененная по схожести с данными бурения и КМПВ, составляет 100–200 м. Для границы I эта оценка составляет 0,5–1 км. Граничные скорости определены с вероятной погрешностью 0,2 км/с.

Данные об отражающей границе Γ взяты по результатам предшествующих работ МОВ.

Результативные построения^{х)} представлены в виде трех карт и поясняющего их разреза (рис.3–6). Полученные карты содержат следующую информацию.

1. Рельеф преломляющей поверхности Φ с детальностью, достаточной для суждения о региональных структурах и осложняющих их поднятиях и прогибах с горизонтальными размерами более 10 км.

2. Площадное распределение граничных скоростей в породах, подстилающих поверхность Φ .

3. Контуры распространения больших мощностей (более 0,5 км) слоя "в" между границами Γ и Φ , отождествляемого с верхней толщей осадочно-вулканогенных пород промежуточного структурного этажа.

4. Значения мощностей слоя "с" между границами Φ и I, прерывистое распространение которого контролируется зонами разломов.

^{х)} Соавторами этих построений являются сотрудники ЦКГЭ НТГУ
А.Л.Рудницкий, А.Б.Крейнин, Б.Е.Захаров.

По совокупности этих данных можно судить, в крупных чертах, о пространственной слоисто-блоковой структуре и свойствах комплекса пород общей мощностью до 5-6 км, являющегося фундаментом платформенного чехла. Возможно районирование фундамента по типам его внутреннего строения, показанным на рис.2. Не останавливаясь на деталях сейсмической структуры фундамента, рассмотрим общие закономерности.

Преломляющая граница Φ делит изученную толщу пород фундамента на две части, различающиеся по упругим свойствам (а следовательно, и по составу пород) и структурным характеристикам.

Верхняя часть - сейсмический слой "в", вероятно соответствующий триас-нижнеюрским образованиям - характеризуется относительно плавным изменением мощности в диапазоне 0-2 км. Максимальные мощности приурочены к глубоким впадинам, нулевые к сводам поднятий по поверхности Φ . Мощность слоя определяется в основном рельефом этой границы, т.к. поверхность слоя (граница r) залегает значительно более полого. Нижняя (под границей Φ) часть разреза фундамента имеет скорости распространения упругих волн, как правило, более 5 км/с. Характерной чертой этой части является блоковое строение. Ограничения блоков (разломы) проведены на тех участках, где происходит скачкообразное воздымание поверхности I до уровня границы Φ , в результате чего слой "с" между ними полностью выклинивается. Поперечные размеры выделенных блоков составляют не менее 10-15 км. Преобладают блоки со слоем "с" (первый тип строения на рис.2), в которых граничная скорость на поверхности Φ 5,6 км/с и менее.

Блоки с мощным (в несколько километров) низкоскоростным слоем "с", распространенные на 60-70% изученной территории, представляют значительный интерес в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности палеозоя на юге Западно-Сибирской плиты, т.к. можно предполагать, что этот слой в ряде случаев соответствует слабоизмененным осадочным палеозойским образованиям, выполняющим погребенные нефтеносные бассейны. Поэтому при дальнейших исследованиях, наряду с расширением площади рассмотренных региональных сейсмических работ, вопросом первостепенной важности является выяснение геологической природы слоя "с" по комплексу буровых и геофизических данных. Перед сейсмическим методом стоит задача расчленения этого слоя и изучения его внутреннего строения с целью поисков возможных нефтеконтролирующих структур.

III. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

Жданов С.М., Куликов В.А., Лебедев К.А., Лебедева Г.Н.,
Нефедкина Т.В., Оболенцева И.Р., Полубинский О.И.,
Пузырев Н.Н., Тригубов А.В.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ВОЛНЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

В в е д е н и е

Ход развития сейсмических методов исследования земной коры выдвинул естественное требование о расширении класса используемых упругих волн с целью существенного повышения качества получаемой информации о геометрической структуре и вещественном составе недр. В свете этого является чрезвычайно актуальной разработка метода поперечных волн и внедрение его в практику сейсморазведки в комплексе с ведущим в настоящее время методом продольных волн.

В 60-е годы разработка метода поперечных волн заметно продвинулась. На основе предложений Института геологии и геофизики СО АН СССР и ВНИИ Геофизики МГ СССР был осуществлен переход от ударных к взрывным источникам поперечных волн. Применение принципа фазовой инверсии поля в источнике и вычитание противоположно направленных взрывных воздействий обеспечило эффективное ослабление фона продольных и других волн, не обладающих свойством фазовой инверсии.

Метод поперечных волн был успешно применен рядом производственных организаций, в первую очередь, в районах Востока Русской платформы, где была достигнута глубинность в 2-2,5 км, достаточная для решения некоторых структурных задач. Однако в целом уровень разработки метода нельзя было считать удовлетворительным.

Перед исследованиями, проводившимися в ИГиГ СО АН СССР в 1971-1975 гг., была поставлена задача добиться существенного повышения глубинности и технологичности метода поперечных волн, что требовало, в первую очередь, дальнейшего изучения его физических основ. Были проведены детальные эксперименты по изучению волновых полей в скважинах и на дневной поверхности, в ходе которых выяснились характеристики основных типов волн-помех; распределение скоростей поперечных и продольных волн и их анизотропия в реальных средах; пространственная поляризация волн.

Были проведены исследования путей увеличения мощности взрывных источников. Наиболее технологичным из них является скважинный трехрядный камуфлетный источник, для которого в конкретных условиях были выяснены оптимальные параметры. Однако высокий уровень возбуждаемых продольных волн (низкая "чистота" возбуждения поперечных волн) ограничивает эффективную мощность этого источника. Перспективное направление было открыто благодаря разработке нового вида траншейного, так называемого барьерного, источника, заряженного детонирующим шнуром и обладающего высокой чистотой. Рациональные параметры такого источника были обоснованы и изучены экспериментально, в последнее время выполняется также теоретическое описание его механизма.

Существенный выигрыш в глубинности исследований методом поперечных волн был получен благодаря применению схем многократного профилирования и суммирования по ОГТ.

Важность проводившихся разработок обусловила создание в 1972 году Сибирской геофизической экспедиции МНП СССР, совместно с которой были выполнены все перечисленные выше экспериментальные исследования. Ниже кратко излагаются их основные результаты.

Исследование взрывных источников поперечных волн

1. Однорядный траншейный источник

При исследованиях однорядного траншейного источника во главу угла был поставлен вопрос повышения его технологичности. Этот вопрос мог быть решен путем отказа от применения ковшевых экскаваторов в качестве землеройной техники и перехода к более производительным цепным экскаваторам (за основу был взят экскаватор ЭТЦ-161), способным изготавливать узкие траншеи шириной 15-40 см.

Второй вопрос был связан с выбором оптимальных параметров траншейного источника: его геометрии и плотности заряжения. На основе анализа экспериментальных данных были выработаны следующие представления о механизме источника.

Можно ожидать, что заряд ВВ, размещенный на вертикальной стенке траншеи и окруженный рыхлой забойкой, излучает различную долю энергии в сторону стенки из нетронутого грунта и в сторону забойки. Обозначив через J_0 величину, характеризующую интенсивность излучения некоторого заряда по смещению (или скорости сме-

щения) частиц грунта, введем коэффициент "К", который будет характеризовать отношение доли интенсивности излучения заряда в сторону забойки к доле его излучения в сторону нетронутого грунта. Ударная и упругая энергия, распространяющаяся через забойку, ослабляется за счет расхождения и поглощения. Как иногда практикуется при сейсмических исследованиях, можно описывать затухание интенсивности колебаний под влиянием обоих факторов через эффективный коэффициент поглощения $\alpha_{\text{эф}}$, входящий в функцию эффективного затухания $p = \exp(-\alpha_{\text{эф}} \cdot b)$, где "b" - ширина траншеи. Задержку, которую испытывает волновой импульс, пробегающий через траншею, обозначаем через τ . Кроме основного воздействия на рабочую стенку (со знаком плюс) и на тыльную стенку (со знаком минус), следует учесть многократные отражения внутри траншеи, для чего вводится коэффициент отражения А от контакта забойка - грунт и коэффициент прохождения через контакт $B=I-A$.

Нижеследующая формула

$$\bar{Y} = \frac{1 - p(KB - A) \cdot e^{-j\omega\tau}}{1 + Ape^{-j\omega\tau}} \quad (I)$$

выражает относительную интенсивность излучения поперечных волн траншейным источником - по сравнению со случаем очень широкой траншеи, когда воздействие на тыльную сторону бесконечно мало.

При малых фазовых сдвигах $\omega\tau$ когда имеют дело либо с низкочастотными колебаниями, либо с очень узкими траншеями, интенсивность излучения заметно падает по сравнению с широкой траншеей ($\bar{Y} < I$). Напротив, при не очень малых $\omega\tau$ могут быть сочетания параметров, когда $\bar{Y} > I$: имеет место конструктивное наложение воздействий на рабочую и тыльную стенки. Зависимость параметров источника с постоянным значением ширины траншеи от величины заряда выражается, прежде всего, в том, что при увеличении заряда уменьшается задержка τ и затухание (возрастает "Р"). Таким образом при достаточно малой ширине траншей плотность заряда (на единицу его длины) не должна превышать некоторого предела.

Было найдено оптимальным заряжать узкие траншеи удлиненным линейным зарядом - детонирующим шнуром в несколько ниток на каждую вертикальную стенку траншеи. Такой способ зарядания траншейного источника повышает его технологичность: было изготовлено и прошло промышленные испытания прицепное устройство к ЭТЦ-161 - укладчик удлиненных линейных зарядов, осуществляющий вслед за

выкапыванием траншеи цикл операций по ее заряданию и засыпанию рыхлой забойкой.

Сравнительная эффективность излучения поперечных волн одно-траншейным источником иллюстрируется экспериментальными кривыми на рис.1. Траншея шириной 70 см может считаться "очень широкой", эталонной. При плотности зарядания в I-3 нитки ДШВ траншея шириной 40 см излучает лучше, чем эталонная, за счет благоприятного сочетания параметров. Однако при увеличении заряда до 4-5 ниток эффективность такого источника начинает резко падать. Интенсивность поперечных волн, излучаемых траншеей шириной 15 см, при любом заряде значительно ниже, чем от эталонной траншеи. Таким образом, было показано, что для эффективного использования узких траншей необходимы конструктивные усовершенствования источника.

2. Барьерный источник

Барьерный источник представляет собой две узких траншеи, разделенных барьером (ширину которого обозначим через δ) из нетронутого грунта (рис.2б). Идея барьерного источника возникла в поисках путей более полного разобщения рабочей и тыльной стороны траншейного источника, а также использования интерференционных явлений внутри него. За счет барьера сильно возрастает затухание импульса воздействия на тыльную сторону, поскольку функция расхождения для линейного заряда будет равна $L_1 = \sqrt{2b + \frac{V_r}{V_z} \delta}$, т.е. значительно больше, чем $L = \sqrt{2b}$ для случая однорядной траншеи с тем же объемом выемки. (Здесь V_r и V_z - скорости волн сжатия в грунте и в рыхлой забойке, отношение которых равно 4+6).

Излучение поперечных волн барьерным источником можно описывать формулой типа формулы (I), в которой должны участвовать дополнительно параметры: $q = \exp(-\lambda_{\phi} \delta)$ - эффективное затухание в барьере; τ_b - время пробега импульса по барьеру; коэффициент излучения барьера ($|m_b| < 1$), которое имеет место в связи с тем, что барьер представляет собой целик, жестко связанный с окружающим грунтом. Формула для относительной интенсивности излучения поперечных волн барьерным источником имеет вид:

$$\bar{Y} = 1 + \kappa B \cdot [-m_b(1 + A\mathcal{D}) \cdot \varphi_{z\rho + \mathcal{D}}] \quad (2)$$

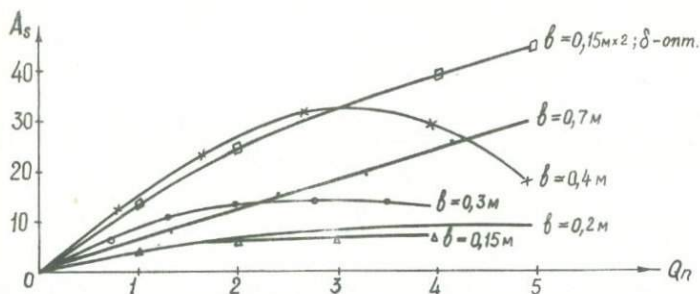


Рис.1. Сравнительная эффективность излучения поперечных волн траншейными источниками. Q_n — количество ниток ДШВ.

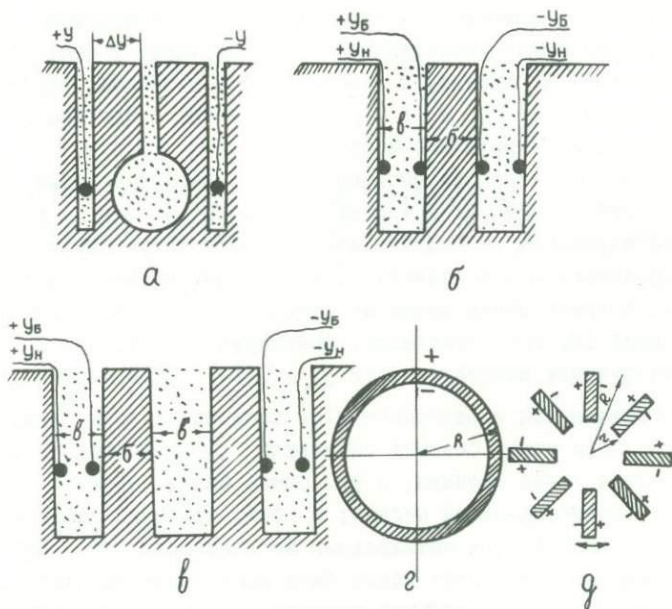


Рис.2. Схема конструкции взрывных поверхностных источников поперечных волн: а) стандартный камуфляжный; б) барьерный; в) двухбарьерный; г) кольцевой; д) роторный.

где:

$$D = \frac{P^2 (A+C) \varphi_3^2}{1 - A^2 P^2 \varphi_3^2},$$

$$C = \frac{B(1+A) q \varphi_5}{(1-A^2 q^2 \varphi_5^2)(1-A^2 P^2 \varphi_3^2)} \cdot \left[\frac{BA(1+A) P^2 q \varphi_3^2 \varphi_5}{(1-A^2 q^2 \varphi_5^2)(1-A^2 P^2 \varphi_3^2)} \cdot (1+Aq\varphi_5) - 1 - Aq\varphi_5 \right],$$

$$\varphi_3 = \exp(-j\omega\tau_3), \quad \varphi_5 = \exp(-j\omega\tau_5).$$

Экспериментами с изолированным барьером было установлено, что воздействие на стенку барьера (например, $+Y_5$ на рис. 2в) приводит к излучению поперечной волны той же полярности, как и от воздействия на наружную стенку источника $-Y_H$. По этой причине существование излучения барьера является фактором, чаще всего ослабляющим результирующее излучение барьерного источника. Однако $|m_5|$ уменьшается с уменьшением ширины барьера, и существует такая оптимальная ее ширина, при которой определенным сочетанием значений параметров m_5 , q и τ_5 обеспечивается максимальная интенсивность результирующего излучения.

Это было подтверждено многочисленными экспериментами, некоторые результаты которых представлены на рис. 3. При различной плотности заряжения максимумы интенсивности излучения поперечных волн сосредоточены в диапазоне $\delta = 20+35$ см. Примерно в этом же диапазоне сосредоточены минимумы интенсивности излучаемых продольных волн (и, соответственно, максимумы A_s/A_p), а также максимумы функции направленности $D_1 = \frac{A_s \Delta}{A_s \Sigma}$, определяемой соотношением обращаемых и необращаемых поперечных волн, излучаемых источником. При очень больших значениях δ источник работает как одиночная узкая траншея, а при очень малых ($\delta \rightarrow 0$) — как одиночная траншея двойной ширины; в обоих случаях эффективность источника невысока. При оптимальных же значениях δ эффективность барьерного источника может быть даже более высокой, чем в случае одиночной очень широкой траншеи. На рис. 1 приведена кривая $A_s(n)$ для барьерного источника, состоящего из двух траншей по 15 см, разделенных барьером оптимальной ширины. Эффективность барьерного источника более высокая, чем одиночной траншеи $\delta = 70$ см, а при высокой плотности заряжения $n > 3$ она выше и по сравнению с одиночной траншеей $\delta = 40$ см.

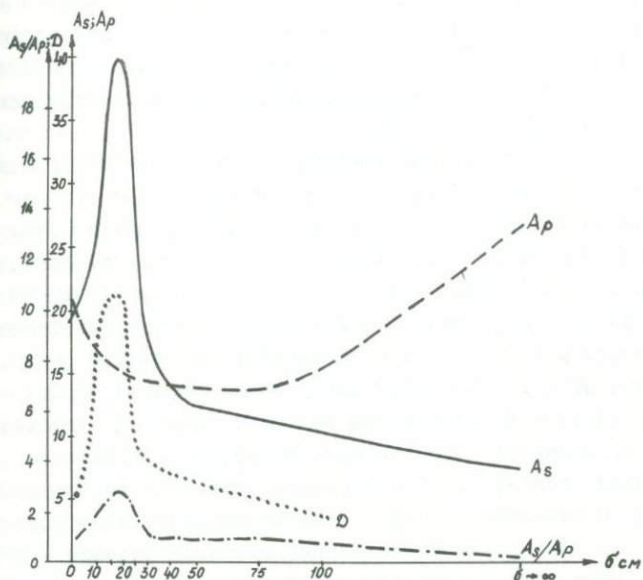


Рис.3. Показатели излучения барьерного источника при различной ширине барьера δ . Заряд - 4 нитки ДШВ.

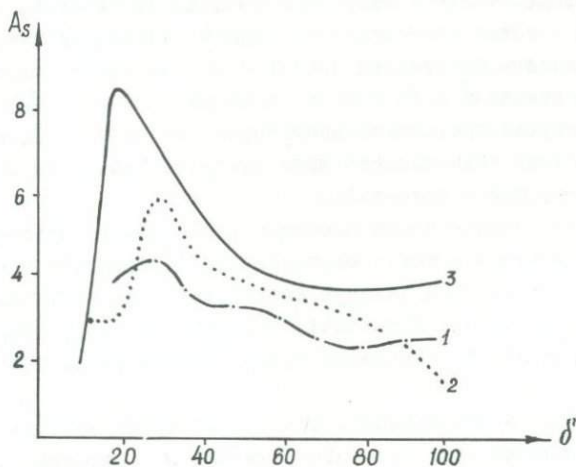


Рис.4. Интенсивность поперечных волн от двухбарьерных источников в зависимости от δ . 1) $v=v'=20$ см, 2) $v=v'=4$ см, 3) $v=4$ см; $v'=20$ см.

Специальные опыты были направлены на получение оценок численных значений параметров барьерного источника. Для коэффициента K оказались характерны значения $5+8$, т.е. энергия заряда $ВВ$ действует в сторону забойки в значительно большей мере, чем в сторону рабочей стенки траншеи.

Коэффициент излучения изолированного барьера M_B в одном из опытов был определен равным $0,28$ при ширине $S = 30$ см; для барьера шириной 55 см измеренное значение M_B составило $0,46$. Согласно данным о скорости импульса сжатия в нетронутым поверхностном грунте и в рыхлой забойке ($V_r \sim 270-300$ м/с, $V_z \sim 60-80$ м/с), а также о плотности оценка коэффициента отражения на стенке траншеи составляет $0,6-0,7$. Оценки параметров затухания: $\rho \sim 0,3$ для траншеи шириной 20 см, $q \sim 0,7$ для барьера шириной 30 см.

При дальнейших исследованиях внимание было сосредоточено на выяснении возможности использования в барьерном источнике очень узких траншей (щелей). Были опробованы узкие траншеи шириной $10, 8,6$ и 4 см. В большинстве случаев экспериментами была установлена наибольшая эффективность источника с самыми узкими рабочими траншеями (4 см) при двухбарьерном варианте. В этом варианте (рис.2в) источник содержит три траншеи, причем взрывы производятся только в двух крайних траншеях, а центральная служит для разобщения, изоляции тыльной стороны источника от рабочей, причем ширина ее β' может отличаться от ширины рабочей траншеи β . Результаты оказались наилучшими при $\beta' > \beta$; на рис.4 приводятся графики для случаев $\beta = \beta' = 4$ см, а также $\beta = 4$ см, $\beta' = 20$ см. В последнем случае при оптимальной ширине барьера 20 см интенсивность поперечных волн заметно выше по сравнению со случаем не очень узких траншей — кривая I.

Теоретическое объяснение высокой эффективности щелевых источников заключается в том, что перестает действовать коэффициент "К", обуславливающий сильную неравномерность излучения в рабочую и тыльную сторону источника; излучение заряда, взорванного в узкой щели, следует считать распределенным одинаково в обе стороны.

Барьерный и, в особенности, щелевой источник поперечных волн являются технологичными, т.е. обеспечивают возможность полной механизации всего цикла работ, связанных с его изготовлением и заряджанием. Экспериментальные работы проводились на базе экска-

ватора ЭЦ-161 со специально изготовленными навесными двухбарьерными режущими органами. На основе полученного опыта было разработано техническое задание на конструирование мощного двухтраншейного дискофрезерного агрегата, который в настоящее время изготавливается Горьковским политехническим институтом.

Сравнение эффективности барьерного и стандартного камуфлетного источников (трехрядная группа скважин, один элемент которой изображен на рис.2а) проводилось в небольшом объеме на ряде участков. Чистота барьерного источника оказывалась на порядок выше. Особенно отчетливо это обстоятельство выявилось при зимних экспериментах в Западной Сибири, в условиях высокого залегания грунтовых вод, неблагоприятного для камуфлетного источника, и промерзлой верхней части грунта, благоприятной для барьерного источника (см.рис.5). В этом случае эквивалентными по интенсивности при регистрации глубоких отражений оказываются камуфлетный источник из 10 элементов с рабочим зарядом 0,8 кг x 10 и барьерный источник длиной 50 м и зарядом в 3 нити детонирующего шнура ДША - тротильный эквивалент около 2 кг.

Стандартный камуфлетный источник применялся нами в процессе опробования метода поперечных волн, причем технология его изготовления в принципе не отличалась от общепринятой. Вместе с тем применительно к условиям сухих плотных грунтов удалось существенно увеличить мощность камуфлетного источника. Была показана целесообразность использования больших, чем обычно, величин зарядов тротила: камуфлетирующего до 4-5 кг и рабочего - до 2 кг. Интересным с точки зрения природы источника и важным практически является результат изучения эффективности группирования большого числа элементов источника. Оказалось, что при группировании n элементов источника имеют место следующие соотношения между показателями группового и одиночного источника:

$$A_{S\Sigma} > n \cdot A_{S1}; \quad A_{P\Sigma} < n \cdot A_{P1}; \quad D_{\Sigma} > D_1.$$

Таким образом была подтверждена высокая эффективность группирования 15-20, а в отдельных случаях до 80 элементов источника (с шагом 4-5 м между ними), с получением в результате высокой мощности возбуждения поперечных волн.

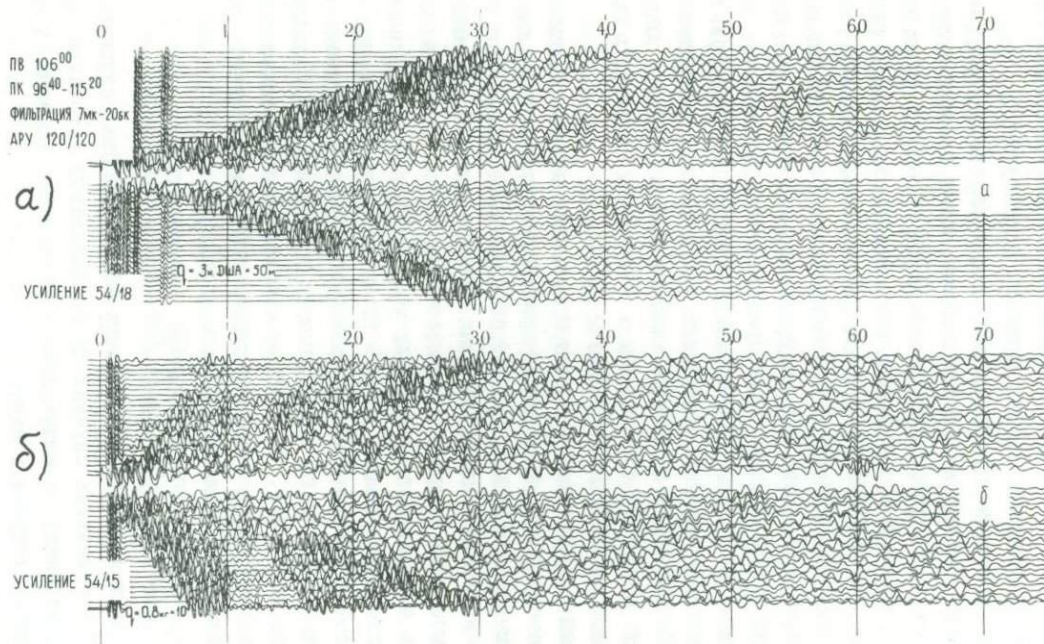


Рис.5. Сопоставление сейсмограмм МОВ, полученных в Западной Сибири от барьерного источника (а) и от камуфлетного источника (б).

3. Симметричные источники

В последние годы все больший интерес проявляется к постановке пространственных наблюдений при сейсморазведке сложнопостроенных объектов. В методе поперечных волн, в частности, этот интерес связывается с использованием их пространственной поляризации, которая несет важную информацию как об элементах залегания границ так и о скоростной анизотропии разреза. Очевидно, что при подобных наблюдениях сложных волновых полей необходимо применять источники, не вносящие дополнительных осложнений пространственной поляризации волн, т.е. симметричные в азимутальной плоскости.

Известны некоторые типы осесимметричных источников, излучающих, наряду с продольными, поперечные волны SV : это источник типа вертикальной силы, а также цилиндрический центр расширения, или "источник Хилена". Однако, главным их недостатком является неинверсионность, из чего вытекает невозможность осуществлять селекцию поперечных волн на фоне продольных вычитанием противоположно направленных воздействий.

Задача создания симметричных инверсионных источников была решена путем специального площадного распределения сосредоточенных или линейных траншейных источников типа горизонтально направленной силы. Так появились "кольцевой" источник поперечных волн SV и "роторный" источник поперечных волн SH .

Первый источник в непрерывно распределенном варианте представляет собой кольцевую траншею (однорядный или траншейный источник) с некоторым радиусом R (рис.2г). Воздействие может прикладываться к внешней стенке траншеи, передавая в окружающую среду импульс сжатия, и к внутренней стенке с передачей соответственно импульса разрежения. Учет распределенности источника дает его характеристику направленности II рода. Рассматривая процесс возбуждения обращенных поперечных волн, необходимо также привлекать характеристику направленности I рода каждого элемента источника. В результате получается характеристика направленности III рода (по Г.А.Гамбурцеву).

Характеристика III рода излучения волн SV кольцевым источником имеет вид:

$$|P(\nu)| = 2\pi R \cdot \mathcal{J}_1(\nu R), \quad (3)$$

где: $\nu = \frac{\omega}{V^*}$, а $\mathcal{J}_1(\nu R)$ - функция Бесселя I рода.

При дискретно распределенном варианте вдоль окружности с равным интервалом размещаются сосредоточенные источники волн SV (например, элементы камуфлетного источника, вытянутые вдоль радиуса окружности). Все дискретно либо непрерывно распределенные элементы кольцевого источника должны быть взорваны одновременно (с заданным допуском - в случае непрерывного заряда ДШ), либо записи их синхронно просуммированы.

"Роторный" источник поперечных волн SH выполняется в виде осесимметричной группы траншей (барьерных источников), радиально расходящихся из общего центра (рис.2д). Если создать воздействие одного знака (например, в направлении "против часовой стрелки" в каждой траншее) и найти их равнодействующую в каждой точке какого-либо сечения фронта (окружности), то все равнодействующие будут лежать в направлении касательной к данной окружности, и тем точнее, чем больше траншей группируется в роторном источнике. Аналогично можно создать воздействие противоположного знака. Заметим, что элементы роторного источника не могут быть непрерывно распределенными, как у кольцевого.

Если роторный источник содержит N лучей с интервалом по азимуту $\Delta\alpha$ и рассматривается произвольный азимут, образующий с ближайшим лучом угол α_0 , то характеристика направленности III рода:

$$P(\nu, \alpha_0) = \sum_{k=1}^N \cos \alpha_k \int_z^R F(\rho) \cdot \exp(j\nu \rho \cos \alpha_k) \quad (4)$$

где: $\alpha_k = \alpha_0 + (k-1)\Delta\alpha$, $k = 1, 2, \dots, N$, $F(\rho)$ - функция распределения интенсивности K -го источника.

Для случая $F(\rho) = \text{const} = F$ и для N - четного:

$$|P(\nu, \alpha_0)| = \frac{2F}{\nu} \cdot \sum_{k=1}^{N/2} [\cos(\nu r \cos \alpha_k) - \cos(\nu R \cos \alpha_k)] \quad (5)$$

В этом же случае, если элементарные источники - сосредоточенные, размещенные на окружности радиуса R , то

$$|P(\nu, \alpha_0)| = \frac{2F}{\nu} \cdot \sum_{k=1}^{N/2} \cos \alpha_k \cdot \sin(\nu R \cos \alpha_k) \quad (6)$$

Экспериментальная проверка показала, что симметричные источники описанной конструкции обеспечивают излучение обращаемых поперечных волн в любом заданном направлении не хуже, чем ориентированный в этом же направлении инверсионный источник типа го-

ризонгальной силы. Азимутальная равномерность излучения роторного источника была проверена путем наблюдений воли SH по круговому концентричному с источником профилю в условиях осесимметричной (горизонтально слоистой) среды. Проверка показала отсутствие систематического уклонения наблюдаемых амплитуд воли SH от равномерного распределения при случайном их разбросе порядка $\pm 20\%$.

Исследование волновых полей поперечных волн

Своеобразие волновых полей поперечных волн обуславливается отличием в распределении скоростей V_s по разрезу по сравнению со скоростями продольных волн, а также условиями их возбуждения. При использовании в методе поперечных волн поверхностных или слабо заглубленных источников возбуждаются интенсивные поверхностные волны.

Сильные отражающие границы, подстилающие ВЧР или входящие в ее состав, часто оказываются более сильными по перепаду скоростей поперечных волн по сравнению с продольными. В связи с этой особенностью в ВЧР образуются интенсивные поверхностные волны, а также частично-кратные отражения поперечных волн. Более резко может быть выражена для поперечных волн скоростная дифференциация тонких слоев, что важно для проявления эффектов квазианизотропии.

Ниже излагаются по экспериментальным данным основные характеристики волновых полей поперечных волн, влияющие на возможность регистрации устойчивых глубинных отражений и их интерпретации.

При наблюдениях на поверхности использовались описывавшиеся выше типы направленных источников. При наблюдениях в скважинах использовался трехкомпонентный прибор СТО-2 с принудительной ориентацией [16]; при небольших глубинах исследования в качестве источника при этом с успехом применялся скважинный взрывной снаряд направленного действия [103].

1. Изучение волн, связанных с верхней частью разреза (ВЧР)

Эксперименты проводились преимущественно в двух типах горизонтально-слоистых реальных моделей, различающихся мощностью ВЧР: около 60 м в модели "А" и около 400 м в модели "Б". Выде-



Рис.6. Волновое поле в реальной модели типа А.
 Приемники и источник (взрывной снаряд) – одиночные. Интервал наблюдений 0–800 м.

ляются достаточно четко три группы волн. Первая группа (в порядке следования) представлена кратными отраженно-преломленными волнами от подошвы ВЧР ($V^* \approx 1500$ м/с - рис.6).

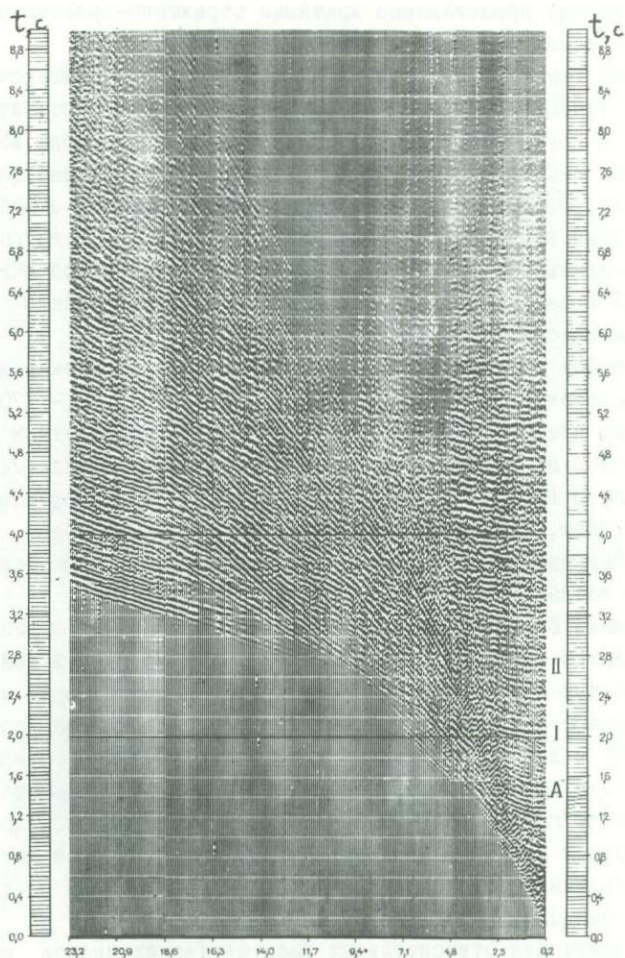
Вторая группа волн отличается значительной интенсивностью, характер записи дисперсионный, фазовые скорости составляют 380-460 м/с, а групповая - 310 м/с. Для выяснения природы волн П группы был выполнен расчет теоретической сейсмограммы волн Лява для модели, близкой к реальной; она хорошо совпала с наблюдаемой. На основании этого можно предполагать, что волны П группы - это несформировавшаяся волна Лява, связанная со слоистой ВЧР мощностью 60 м в целом; она представляет собой суперпозицию отраженных докритических волн различной кратности.

К третьей группе отнесена волна с четко выраженной дисперсией: ее фазовая скорость около 220 м/с, а групповая - 170 м/с. Когда были предприняты попытки использовать камуфлетный источник на глубине 9 м, то оказалось, что это приводит к сильному ослаблению волн Ш группы. По-видимому, они относятся к сформировавшейся волне Лява, связанной с самым верхним слоем разреза (верхние 0-5 м). При наблюдениях в скважинах волны всех групп резко ослабевают в точках, расположенных глубже подошвы ВЧР.

В модели Б наблюдались, в основном, эти же три группы волн-помех. Однако ввиду большой мощности ВЧР и наличия в ней ряда промежуточных отражающих объектов, распределение групп на плоскости годографа оказались иным. Волны I группы лишь на расстояниях около 1000 м выходили в первые вступления; волны II группы образовывали значительно более широкий веер кажущихся скоростей; на значительном протяжении две группы волн накладывались друг на друга. Внутри конуса волн Ш группы стали проявляться докритические однократные и многократные отражения в ВЧР и на глубинных границах раздела.

Для получения относительных энергетических оценок глубинных отражений и помех был применен достаточно мощный камуфлетный групповой источник с рабочим зарядом 2 кг х 7 на базе 24 м вдоль профиля. Применение группового источника привело к резкому ослаблению низкоскоростных волн, волны-помехи и глубинные отражения оказались одного порядка по интенсивности - рис.7.

Результаты энергоанализа волнового поля модели Б подтвердили большую роль кратных докритических отражений на ближних интерва-



**Рис.7. Волновое поле в реальной модели типа Б.
 Источник - трехрядная группа скважин. Включен ПРУ. Интервал
 наблюдений 20-2320 м.**

лах расстояний от источника и низкоскоростных помех — на больших удалениях.

2. Изучение поляризации глубинных отраженных волн

В условиях горизонтально-слоистой среды можно ожидать простую поляризацию поперечных волн: резко доминирующая Y -компонента при Y -возбуждении или X -компонента при X -возбуждении. Экспериментальными данными это положение подтверждается. Вместе с тем отмечено, что использование разнонаправленных инверсионных источников поперечных волн позволяет экспериментатору получить все возможное многообразие типов отраженных волн — монотипных и обменных, — поляризованных в различном направлении.

Как показано в работе [150] для одной и той же границы можно получить пять типов отраженных волн: монотипную SS (SH) — на разностной сейсмограмме Y -компоненты от Y -источника; монотипную SS (SV) — на записи ΔX от X -источника; обменную SP — на разностной сейсмограмме Z -компоненты от X -источника; кроме того, за счет побочного излучения продольных волн теми же источниками можно получить запись волн PP и PS на суммарных сейсмограммах Z и X -компонент. В свете этого появляется возможность повышения эффективности интерпретации в смысле количества определяемых параметров разреза и надежности их определения.

В условиях наклонно-слоистых сред было показано, что поперечные волны могут характеризоваться аномальной поляризацией, когда у побочной компоненты (например, Y - X) будет такая же или даже большая интенсивность по сравнению с основной компонентой (Y - Y). Опишем результаты некоторых экспериментов, посвященных изучению этого важного явления.

а) Проводились наблюдения прямых поперечных волн на круговом профиле при возбуждении волн SV в скважине по схеме обращенного каротажа в условиях наклонно-слоистой среды. Регистрация велась на радиальной и тангенциальной компонентах. Радиальная компонента U_R имела максимум интенсивности, сильно смещенный в сторону падения слоев, в направлении простирания интенсивность ее была близкой к нулю. Тангенциальная компонента, напротив, оставалась максимальной в направлении простирания, оставаясь очень слабой в других направлениях. При этом U_R (пад.) $\approx U_T$ (прост.). Характерно, что при подъеме источника по стволу скважины в выше-

лежащую горизонтально слоистую часть разреза картина резко изменялась: интенсивность радиальной компоненты становилась равномерной по всем азимутам, а тангенциальная компонента всюду практически исчезала.

б) При возбуждении симметричным инверсионным источником на поверхности волн SV на круговом профиле наблюдались отраженные волны от наклонного горизонта III. Тангенциальная компонента вела себя аналогично предыдущему, но при этом уже очень близко к направлению восстания отношение $\frac{U_T}{U_R}$ становилось близким к единице. (Раньше подобные эффекты наблюдались при регистрации обменных отраженных волн PS).

в) Поперечные отраженные волны регистрировались на продольном профиле, направленном вдоль простирания слоев, угол падения которых составлял около 20° . При этом отношение сигнал-помеха оказалось выше на побочной компоненте ($Y-X$) по сравнению с основной ($Y-Y$); волна выделялась и интерпретировалась по записям побочной компоненты [150].

г) При первых попытках зарегистрировать глубинную поперечную отраженную волну (с глубины 8,5 км) в условиях сложной структуры покрывающей среды (соляной купол) она была относительно успешно выделена только на разностных сейсмограммах побочных компонент ($Y-X$) и ($X-Y$).

Изучение закономерностей поляризации поперечных волн в реальных средах только начато, и к настоящему моменту можно сделать следующие выводы.

а) При неизвестной заранее поляризации необходимо вести регистрацию поперечных волн по крайней мере на двух горизонтальных компонентах.

б) Данные о поляризации содержат информацию об элементах залегания границ в разрезе.

в) Теоретическими расчетами для известных моделей установлено, что количественные соотношения интенсивностей побочной и основной компонент, наблюдавшиеся в экспериментах, не объясняются в рамках моделей изотропных сред. Лучшее согласие теории и эксперимента получено с привлечением скоростной анизотропии.

3. Изучение анизотропии скоростей поперечных волн

При исследованиях волновой картины модели А, описанных выше, было обнаружено систематическое расхождение годографов преломленных волн (от пород, подстилающих ВЧР), регистрируемых по системе X-X (волны SV) и Y-Y (волны SH): $V_{SH}^* > V_{SV}^*$. Это обстоятельство послужило отправным пунктом для постановки более широких исследований.

В конкретных условиях были поставлены наблюдения преломленных волн SV и SH вдоль простирания пород различных стратиграфических подразделений, выходящих под слой ВЧР. Коэффициент анизотропии вычислялся по формуле $K = \frac{V_{SH}^*}{V_{SV}^*}$. Оказалось, что для различных литолого-стратиграфических комплексов анизотропия может быть существенной и несущественной. Например, для мезозойских пород Прикаспийской впадины (по данным В.В. Локцика) коэффициенты анизотропии, заметно отличные от единицы, имеют место только для сенон-туронских отложений (переслаивание глин, мергелей, мела) - $K=1,26$, альбских песчано-глинистых отложений - $K=1,34$ и для пород средней юры - $K=1,07$.

Вместе с тем, на примере исследований сенон-туронского комплекса было установлено, что анизотропные свойства не обязательно выдерживаются на большой площади [16]. Следовательно, при интерпретации данных метода поперечных волн учет анизотропии, по видимому, будет нужен в отдельных случаях.

Для более полного изучения анизотропии скоростей поперечных волн проводились скважинные наблюдения по методике обращенного горизонтального годографа для различных глубин скважинного приемника [16]. Редуцированные к подошве ВЧР поля времен послужили основой для вычисления индикатрис лучевых скоростей волн SV и SH, которые визуально соответствовали характеру индикатрис для квазианизотропной среды.

Был выполнен специальный теоретический анализ соответствия трансверсально-изотропной среды (пять упругих параметров которой определены по экспериментальным данным для альбского комплекса) тонкослоистой среде. На рис.8 представлены теоретические индикатрисы лучевых скоростей волн SV, при вычислении которых значения трех упругих параметров были закреплены, а два других варьировались в некотором сочетании, определяемом индексом кривых „i”.

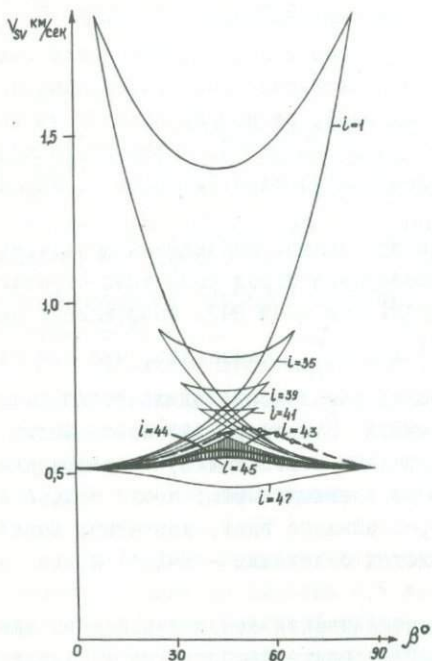


Рис.8. Теоретические (-) и экспериментальная (- - -) индикатрисы лучевых скоростей SV - волн.

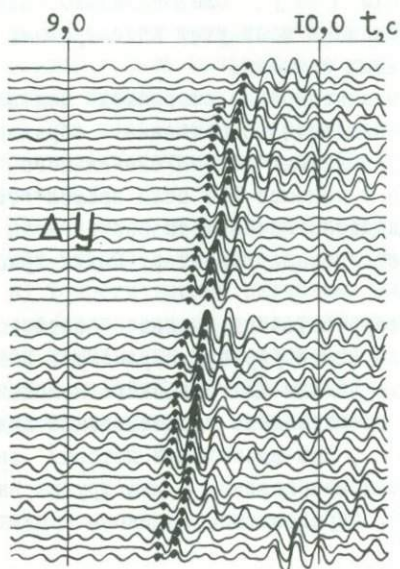


Рис.9. Сейсмограмма преломленной волны SH от горизонта У (пермтриас) Прикаспийской впадины. Расстояния от источника 12-13 км.

Заштрихована область индикатрис, сочетание параметров которых удовлетворяет закономерностям, присущим тонкослоистым квазианизотропным средам. Экспериментальная индикатриса лежит очень близко к заштрихованному контуру, таким образом наблюдаемая индикатриса может полностью объясняться тонкослоистостью среды.

Следует, однако, отметить, что по данным ультразвукового каротажа не было отмечено столь сильной дифференциации тонких слоев по скорости, которая могла бы объяснить наблюдаемую анизотропию. Имеет место противоречие, требующее дальнейшего изучения вопроса о природе анизотропии.

В заключение укажем, что скоростную анизотропию участка сейсмического разреза можно рассматривать как важный физический параметр, характеризующий дифференцированность по вещественному составу слагающих его слоев и имеющий, по-видимому, самостоятельное значение при решении тонких разведочных задач типа прямых поисков полезных ископаемых и т.п. Этот вопрос пока мало изучен, но имеются случаи проявления связи анизотропии с толщиной, содержащей рудные тела [134]. Большое значение придают параметру анизотропии американские специалисты, разрабатывающие вопросы прямых поисков залежей нефти и газа^х). В свете сказанного трудно переоценить значение совместной регистрации поперечных волн SV и SH как инструмента, однозначно выявляющего скоростную анизотропию.

Результаты опробования метода поперечных волн

Опробование метода поперечных волн при регистрации глубинных отраженных и преломленных волн проводилось параллельно с разработкой способов их возбуждения и исследованием волновых полей. При таком опробовании ставилось несколько основных задач, а именно.

а) Необходимо было добиться достаточной глубинности исследований, соизмеримой со средней глубиной метода продольных волн, как предпосылки для комплексирования этих двух методов. Главный путь решения данной задачи лежал через создание мощных источников. Было показано, что после выбора конструкции (барьерный, камуфлетный и т.д.) источника и подбора оптимальных его па-

^х) Например, Waters K.H., Rice G.W. Preprint of the proceed. of the 9-th World Petrol. Congr, vol. 9.

раметров абсолютная мощность может наращиваться путем увеличения базы и числа элементов группового источника.

Улучшение отношения сигнал-помеха для глубоких отраженных волн обеспечивалось тремя средствами: вариацией характеристик направленности П рода группового источника и приемника, а также исследованием систем многократного профилирования и оптимизацией обработки их данных.

б) Необходимо было показать возможность решения тех же структурно-разведочных задач, которые ставятся перед методом продольных волн, а также убедиться в возможности прироста информации при комплексировании двух методов. Для решения данной задачи проводились комплексные профильные исследования по методу продольных и поперечных волн в различных сейсмо-геологических условиях.

Ниже кратко обсуждаются результаты, полученные в районах Прикаспийской впадины, характеризующейся сложной солянокупольной тектоникой. Основные сейсмические горизонты для условий межкупольных мульд: кровля и подшва сенон-турона (горизонты I и II), подошва неокома (III), горизонты У и "К" у кровли и внутри отложенный пермтриаса.

I. Опробование метода при регистрации преломленных поперечных волн

Основное внимание было обращено на выделение преломленной волны от пермтриаса, погруженного на глубину около 2500 м, которая, как оказалось, выходит в первые вступления вслед за "юрскими" волнами на расстоянии около II км. Пермтриасовая волна была прослежена до расстояний 15-17 км от источника. Еще далее (до 18 км) были прослежены преломленные волны сложной природы, возникшие после выклинивания отложений пермтриаса в сводовой части соляного купола.

Источник, обеспечивающий регистрацию преломленных волн на таком расстоянии представлял собой трехрядный камуфлетный источник с количеством элементов $n = 30-80$ на базе порядка 100 м; многоэлементные группы выполнялись в несколько рядов. Величина камуфлетирующего заряда составляла $4 \text{ кг} \times n$, а рабочего заряда (на каждый знак воздействия) $2 \text{ кг} \times n$. Необходимо отметить, что для выделения преломленной волны SH на фоне необращающихся волн на У-компоненте потребовалось очень тщательное выравнивание интенсивностей и фаз воздействий двух знаков при вычитании. На рис. 9

дается пример разностной сейсмограммы преломленной волны на расстояниях 12-13 км от источника.

Решая задачу записи поперечных волн с большими временами прихода 9-15 сек, экспериментаторам пришлось изменить цикл работы серийного регистратора "Поиск". Регистратор с рулонной протяжкой магнитной пленки оказался непригодным для вычитания и суммирования воздействий. Пользуясь барабанным регистратором с периодом оборота 12 сек, оператор задавал регулируемое опережение взрыва до 12 сек по отношению к началу рабочего оборота. Колебания с малыми временами прихода регистрировались, при необходимости, другой сейсмостанцией, работавшей в "пассивном" режиме.

2. Опробование метода при регистрации отраженных поперечных волн

Ввиду наличия интенсивных помех, в основе методики опытных работ МОВ лежали системы многократных перекрытий с целью суммирования по ОГТ; использовались групповые источники и приемники на базе 25-50 м каждый. Как правило, использовался групповой камуфлетный источник из 10-15 элементов. С учетом 6-12-кратного накопления это оказалось достаточным для достижения глубинности в 3-5 км [16].

На первом этапе обычно анализировалась запись отраженных волн, получаемая по системе однократного профилирования; при этом в центральной части Прикаспийской впадины обеспечивалось непрерывное четкое прослеживание отражений, включая отражение от горизонта II, т.е. до глубин порядка 1300 м. (В самое последнее время в более благоприятных сейсмогеологических условиях юго-востока Прикаспийской впадины таким же образом были зарегистрированы отраженные волны от подсолевого горизонта II₁, залегающего на глубине 5 км, рис.10).

Система наблюдений МОГТ предусматривала ограничение максимальных удалений от источника, исходя из данных энергетического анализа помех. Для исследований надсолевой толщи было признано целесообразным выполнение центральной системы с длиной ветви не более 1-1,2 км. Анализ кривизны годографов однократных и основных типов многократных волн также показал достаточность такой базы наблюдений. Материалы выполненной в опытно-поисковом порядке системы с удалениями до 1900 м не добавили полезной информации к материа-

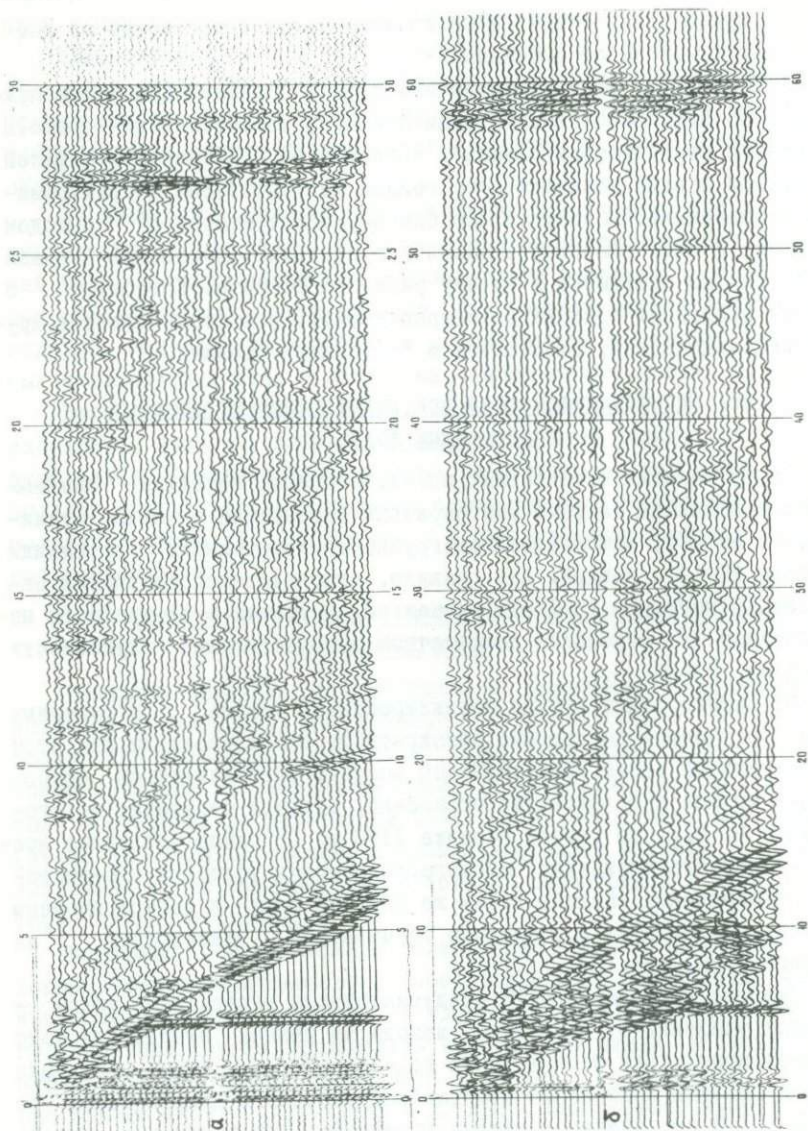


Рис. 10. Сейсмограммы с записью отраженной волны от подсолевого горизонта на юго-востоке Прикаспийской впадины: а) - продольные волны, б) поперечные волны.

лам центральной системы. Шаг между ПВ составлял обычно 80-100 м. Шаг между точками приема применялся равным 25, 40, 50 м, причем сокращение шага делалось с целью детального анализа волновой картины, наблюдаемой на сейсмограммах.

Обработка материалов по МОГТ проводилась на ЭВМ типа М - 222 по программам СЦ ОГТ. Для обработки вводились пленки разности воздействий, предварительно подготовленные на машине ПСЗ-4М. Оптимизация при вычитании осуществлялась путем совмещения фаз не-обращающихся волн. Для выравнивания интенсивности воздействий включался АРУ.

Статистические поправки изучались путем микросейсмокаротажа, а также наблюдений рефрагированных и головных волн, распространяющихся в верхней части разреза. При обработке проводилась многократная коррекция статических поправок, часто не приводившая к существенному улучшению результатов; это указывает на то, что причиной искажений осей полезных волн является в большей степени наложение фона помех.

Для кинематических поправок вначале использовались априорные данные о скоростях после чего осуществлялась их коррекция путем сканирования разреза с постоянными значениями скорости. В зависимости от сложности структуры разреза участки, где выполнялся подбор скоростей, чередовались с шагом от 1 до 3 км. Учитывая большую кривизну годографов поперечных волн и большее значение их периодов по сравнению с продольными, задавалось более высокое пороговое значение градиента кинематических поправок.

В результате суммирования по МОГТ была повышена глубинность исследований отраженными поперечными волнами. На временных разрезах оказалось возможным наметить отражающие горизонты Ш, У, "К" в диапазоне времен до 6-7 сек, или примерно 3,5 км по глубине. Нужно отметить все же, что отношение сигнал-помеха при выделении глубоких горизонтов требует дальнейшего улучшения, т.к. в ряде случаев они выделяются недостаточно надежно. Следует опасаться, что фон помех включает в себя, помимо обращающихся, также необращающиеся волны; для повышения надежности результатов требуется переход к использованию более чистых барьерных источников.

Сравнение с данными метода продольных волн при сходных системах наблюдений выполнялось повсеместно. В самое последнее время степень сходства методики была еще повышена за счет регистра-

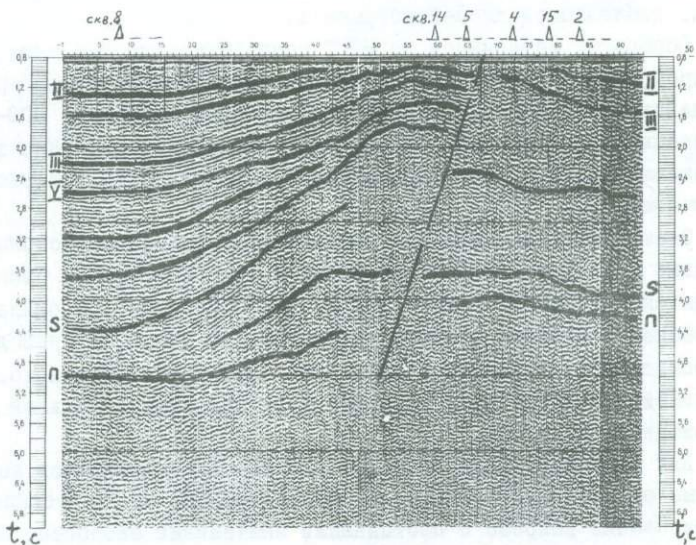


Рис. II. Временной разрез поперечных волн, северный борт Прикаспийской впадины (проф. УП) Δ у, МОГТ, Σ I2.

ции продольных волн также от приповерхностного источника — при разработке камуфлетов.

При анализе отражений с больших глубин временные разрезы на продольных волнах в общем представляются пока (по указанным причинам) более помехоустойчивыми. Вместе с тем, в ряде случаев наблюдалась известная корреляция между качеством прослеживаемости глубинных отражений — например, от подсолевого горизонта — на продольных и поперечных волнах; это указывает на общую причину локального ухудшения свойств этого горизонта и т.п.

В отдельных случаях можно указать на добавочную информацию, полученную по методу поперечных волн при выявлении на временных разрезах выклинивающихся горизонтов в верхней части и т.п.

Сопоставление материалов по профилю УП, пересекавшему северный борт Прикаспийской впадины, указывает на их сложность как по

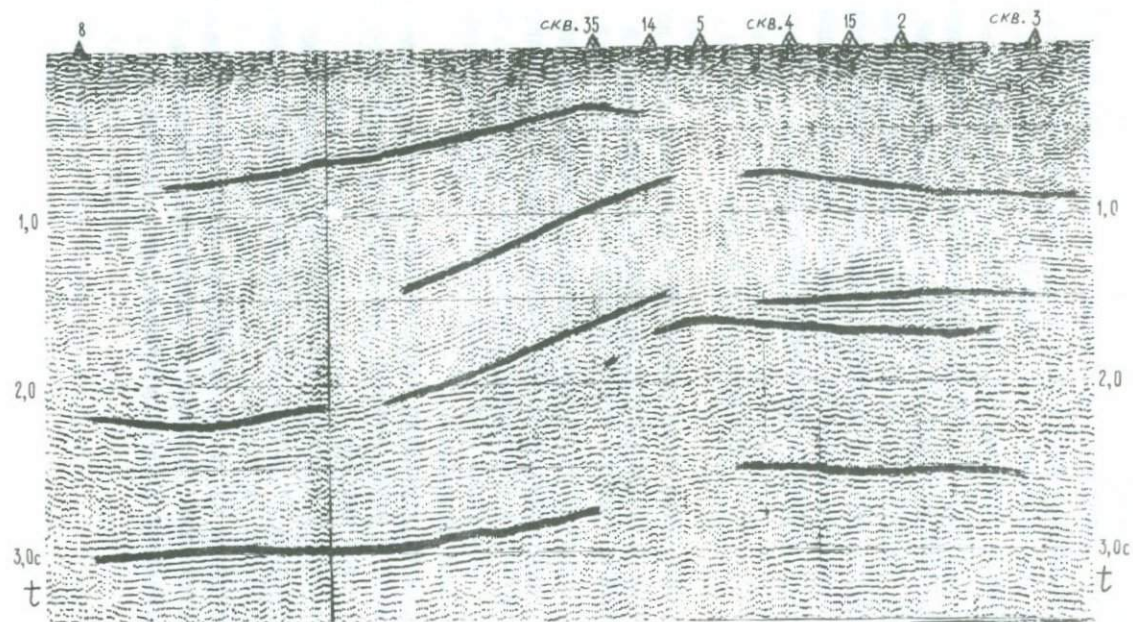


Рис.12. Временной разрез продольных волн - МОГТ, Σ 48. Профиль УП.

методу поперечных волн - рис. I1 - I2-кратное суммирование по МОГТ, - так и по методу продольных волн - рис. I2 - 48-кратное суммирование по МОГТ (материал Уральской геофизической экспедиции). Однако, наиболее ответственный антиклинальный перегиб в районе скважины № 5 может быть с большей надежностью выделен при совместном рассмотрении обоих временных разрезов. Речь идет об оси синфазности отражения от артинского горизонта: $t_{op} \approx 1,6$ с, $t_{os} \approx 4$ с, которая на разрезе продольных волн маскируется интенсивными перекрывающими ее осями. Крупный Токаревский разлом более четко вырисовывается на временном разрезе поперечных волн.

Несомненно, новую информацию представляют собой также результаты скоростного анализа поперечных волн по профилям, полученные пока в терминах эффективных скоростей.

З а к л ю ч е н и е

Метод поперечных волн находится в настоящее время на таком уровне, когда требуется более широкое его опробование в разнообразных условиях, причем будет выявляться все новый круг различных задач, при решении которых комплексом методов продольных и поперечных волн будет ощущаться существенный прирост информативности и надежности получаемых результатов. Совершенно очевидно, что помимо структурных задач сюда войдут задачи изучения вещественного состава разреза.

Необходимыми условиями дальнейшего прогресса являются:

- а) переход к использованию более чистого барьерного источника на базе новой техники;
- б) включение в комплекс обработки более совершенных программ выделения сигнала на фоне помех, а также программ скоростного анализа пластовых скоростей;
- в) дальнейшее изучение физических основ метода в различных сейсмогеологических условиях с обязательным повышением количества и качественного уровня скважинных исследований.

МЕТОД ВИБРАЦИОННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

В данной статье изложены основные результаты теоретических исследований по вопросам вибрационной сейсморазведки, в сжатом виде описана аппаратура частотного метода вибрационной сейсморазведки, разработанная совместно ИГиГ СО АН СССР, СНИИГГиМСом и Сибирским ОКБ геофизического приборостроения МГ СССР. Кроме того, в статье содержатся результаты экспериментальных работ по исследованию процессов, связанных с возбуждением поперечных волн вибрационным источником, которые проводились в 1972–1975 гг. в ИГиГ СО АН СССР совместно с Сибирской геофизической экспедицией Миннефтепрома.

1. Разновидности вибрационной сейсморазведки

При воздействии на среду вибрационным источником процедура оптимального восстановления импульсной сейсмограммы состоит в вычислении взаимокорреляционной функции:

$$K(t_m) = \int_{T_g} f(t') \delta(t' - t_m) dt', \quad (I)$$

где $\delta(t)$ — излучаемый вибратором (зондирующий) сигнал; $f(t)$ — процесс, наблюдаемый на выходе сейсмоприемника.

Эта операция встречается во многих областях науки и техники. Однако обзор литературы по практическим средствам ее реализации показывает, что в такой постановке, в какой требуется осуществлять эту операцию для целей вибрационной сейсморазведки, в других областях не реализуется. Вследствие этого встает задача разработки специальной аппаратуры, предназначенной для осуществления вибрационной сейсморазведки на практике. Когда длительность T_g зондирующего сигнала $\delta(t)$ невелика, интеграл взаимной корреляции нетрудно вычислить непосредственно по формуле (I). Методы вибрационной сейсморазведки, в аппаратуре которых осуществляется непосредственное вычисление интеграла (I), будем называть корреляционными методами.

Корреляционный метод вибрационной сейсморазведки реализован в американской системе "Вибросейс"^{х)}. В этой системе для того, чтобы облегчить вычисление интеграла (I), длительность зондирующего сигнала ограничена 5-12 секундами. Полевые работы ведутся группой из 4-5 синхронно работающих вибраторов. При этом для уверенного освидетельствования глубин до 10-15 км используется синхронное накопление 10-40 сеансов работы вышеуказанной группы вибраторов.

В первый период (до 1967-1968 гг.) синхронное накопление в системе "Вибросейс" осуществлялось аналоговой аппаратурой (методом "узких головок"), вибраторы работали от 20 до 80-100 гц. При этом глубинность сейсморазведки по МОВ на продольных волнах не превышала 3 км. В последующие годы глубинность "Вибросейс'а" резко возросла. Это явилось следствием того, что, во-первых, частотный диапазон работы вибраторов был снижен: обычной рабочей полосой стал диапазон от 7-8 гц до 40-50 гц и во-вторых, накопление, регистрация и обработка вибрационных колебаний начали осуществляться в цифровой форме. И в третьих "Вибросейс" в настоящее время используется в основном по методике ОГТ.

На сейсмограммах и разрезах, получаемых при помощи "Вибросейс", легко заметить, что горизонты, расположенные на глубинах до 3 км, прослеживаются на частотах 25-35 гц, дальше частота (оцениваемая по видимому периоду) снижается и глубинные горизонты (10-15 км) как правило прослеживаются на частотах 10-12 гц (см. рекламные материалы фирмы Джеоспейс, США).

В увеличении глубинности "Вибросейс'а" кроме снижения частотного диапазона положительную роль безусловно сыграл переход к накоплению сейсмических колебаний в цифровой форме. Что же касается вычисления интеграла (I) в цифровой форме, то это обстоятельство, по-видимому, не имело существенного значения, т.к. в цифровых корреляторах, используемых в системе "Вибросейс", ордината входного сигнала $f(t)$ при вычислении интеграла (I) оцифровывается на 8 битах, т.е. динамический диапазон составляет всего лишь около 40 дб. Аналоговые корреляторы могут обеспечить не меньший динамический диапазон.

^{х)} Часто методы вибрационной сейсморазведки называют методом "Вибросейс". Однако применять это название к любым методам недопустимо, т.к. это слово является торговой маркой американской фирмы, защищенное специальным патентом.

В случае, когда нет необходимости получать сейсмограммы с большой длительностью записи (например, в инженерной сейсмике), длительность зондирующего сигнала $\delta(t)$ можно увеличить без значительного усложнения приемно-регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры и тем самым избежать необходимость синхронного накопления различных сеансов вибратора. Такая возможность найдена Ю.П. Лукашиным и реализована в аппаратурном комплексе для рудной сейсмике. В этой аппаратуре при вычислении интеграла (I) функция $\delta(t)$ превращается в знаковые функции (т.е. полупериоды аппроксимируются прямоугольником), что значительно упрощает схему регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры. Длительность T_g зондирующего сигнала $\delta(t)$ в этом комплексе подбирается так, чтобы помехи (или ложные "эхо-сигналы"), обусловленные вышеуказанной аппроксимацией $\delta(t)$ знаковой функцией, на восстановленной (импульсной) сейсмограмме оказались на больших временах, т.е. за пределами поля волн, рассматриваемых в инженерной сейсмике.

Следующим методом, позволяющим снять ограничение на длительность зондирующего сигнала, является частотный метод вибрационной сейсморазведки. Этот метод положен в основу описываемого в данной работе комплекса аппаратуры и оборудования.

2. Частотный метод вибрационной сейсморазведки

Физическая сущность описываемого метода состоит в следующем.

Предположим, что при воздействии на геологическую среду импульса в виде δ -функции на выходе сейсмоприемника наблюдается процесс $h(t)$ -импульсная реакция среды. Процесс $h(t)$ будем называть идеальной импульсной сейсмограммой в отличие от обычной сейсмограммы, получаемой при воздействии реального импульса. Обозначим комплексный спектр процесса $h(t)$ через $H(\omega)$. Если каким-то образом определим спектр $H(\omega)$, то импульсную сейсмограмму $h(t)$ можно будет получить путем преобразования Фурье. Частотную характеристику $H(\omega)$ любой линейной системы можно определить в дискретных точках f_k обычным способом, подавая на ее вход синусоидальные колебания различной частоты и измеряя на выходе амплитуду колебаний и их фазу. Совершенно очевидно, что, если частоту входного воздействия будем менять не дискретно, а плавно, но достаточно медленно, то на выходе получим непрерывную

функцию, огибающая которой будет модулем искомой частотной характеристики, а ее фаза — фазовой частотной характеристикой. Поскольку измеряемый процесс достаточно длителен, причем эта длительность может регулироваться самим экспериментатором, то согласно теории выделения сигналов параметры измеряемого процесса могут быть определены на фоне случайных помех с любой наперед заданной точностью путем накопления энергии измеряемого процесса во времени. И так как между частотной характеристикой системы $H(\omega)$ и ее импульсной реакцией $h(t)$ существует однозначная связь, последняя может быть так же определена с любой точностью.

Перейдем к вопросам конкретной реализации метода. Прежде всего, необходимо выявить количественные критерии в понимании выражения "частота входного процесса изменяется плавно и достаточно медленно".

Будем считать, что воздействия вибратора задано по закону

$$b(t) = b_0 \sin \alpha t^2, \quad 0 < t_1 \leq t \leq t_2, \quad (2)$$

т.е. считаем, что круговая частота вибратора меняется во времени линейно

$$\omega_t = \frac{d}{dt}(\alpha t^2) = 2\alpha t, \quad \omega_1 = 2\alpha t_1 \leq \omega_t \leq 2\alpha t_2 = \omega_2.$$

Тогда на выходе геологической среды на временах $t \geq t_1 + T_h$ будем наблюдать процесс

$$A(t) = b_0 \int_0^{T_h} h(\theta) \sin \alpha (t - \theta)^2 d\theta, \quad (3)$$

где T_h — длительность импульсной сейсмограммы $h(t)$, которая в случае сейсморазведки по МОВ может считаться ограниченной 5-10 секундами.

Для наглядности дальнейших рассуждений импульсную сейсмограмму $h(t)$ представим в виде ординат h_1, h_2, h_3, \dots . Для ординаты $h(\kappa \Delta t)$ считаемой на времени $t_\kappa = \kappa \Delta t$, формула (3) будет иметь вид

$$A(t) = b_0 h_\kappa \sin \alpha (t - t_\kappa)^2, \quad h_\kappa = h(\kappa \Delta t) \Delta t,$$

т.е. такой процесс мы бы увидели на выходе сейсмоприемника, если импульсная сейсмограмма $A(t)$ состояла из одной единственной ординаты $h(t) = h_\kappa \delta(t - t_\kappa)$.

Перемножим выходной процесс $A(t)$ на копию входного $b_1(t) = b_1 \sin \alpha t^2$, т.е. формально произведем первую операцию, которая обычно осуществляется при определении вещественной составляющей частотной характеристики четырехполюсника, когда на его вход по-

даны синусоидальные колебания фиксированной частоты

$$C(t) = A(t) \cdot \beta_1(t) = \beta_0 \beta_1 \sin(t - t_k)^2 \cdot \sin \alpha t^2 = \\ = \frac{\beta_0 \beta_1}{2} h_k [\cos(2\alpha t_k t - \alpha t_k^2) - \cos(2\alpha t^2 - 2\alpha t_k t + \alpha t_k^2)]. \quad (4)$$

Аргумент первой косинусоиды имеет круговую частоту $\omega_k = 2\alpha t_k$, которая $0 \leq \omega_k \leq 2\alpha T_h$. Круговая частота второй косинусоиды равна $\omega_2(t) = \frac{d}{dt} \varphi(t) = 4\alpha t - 2\alpha t_k$, причем $4\alpha t_1 - 2\alpha T_h \leq \omega_2(t) \leq 4\alpha t_2$.

Примечательно то, что круговая частота первой косинусоиды не зависит от переменной t и если добиться удовлетворения условия

$$2\alpha T_h \ll \omega_2(t)_{\min},$$

то процесс, описываемый второй косинусоидой, может быть исключен путем пропуска $c(t)$ через низкочастотный фильтр. На практике два процесса, имеющие интенсивность одного порядка, но отличающиеся друг от друга по частоте около 4 раз, могут быть легко разделены при помощи простых фильтров. Поэтому полагая, что

$$2\alpha T_h \leq \frac{1}{4} \omega_2(t)_{\min}. \quad (5)$$

имеем

$$C(t) = \frac{1}{2} \beta_0 \beta_1 h_k \cos(2\alpha t_k t - \alpha t_k^2). \quad (6)$$

Когда импульсную сейсмограмму будем представлять не в виде одиночной ординаты, а как процесс $h(t)$, последняя формула будет выглядеть в виде интеграла

$$c(t) = \frac{1}{2} \beta_0 \beta_1 \int_0^{T_h} h(\theta) \cos(\omega_t \theta - \alpha \theta^2) d\theta, \quad (7)$$

где $\omega_t = 2\alpha t$.

Если бы мы попытались определить комплексный спектр импульсной сейсмограммы $H(\omega)$, подавая на вход среды синусоидальные колебания на фиксированных частотах ω , то получили бы

$$\operatorname{Re}\{H(\omega)\} = a \int_0^{T_h} h(\theta) \cos \omega \theta d\theta \quad (8)$$

$$\operatorname{Im}\{H(\omega)\} = a \int_0^{T_h} h(\theta) \sin \omega \theta d\theta, \quad (9)$$

где a — некоторая постоянная.

Сравнивая $c(t)$ с $\operatorname{Re}\{H(\omega)\}$ можем видеть, что они совпадают за исключением того, что в аргументе косинуса (7) фигурирует $\alpha \theta^2$.

Наличие слагаемого $\alpha \theta^2$ для нас несущественно, т.к. при практических значениях коэффициента α величина $\alpha \theta^2$ мала и во-вторых, фазу $\alpha \theta^2$ легко учесть и ликвидировать ее влияние при обратном преобразовании Фурье, т.е. при переходе $c(\omega_t) \rightarrow h(t)$. Таким образом, процесс $c(\omega_t)$ по физическому смыслу представляет собой вещественную компоненту спектра.

Аналогичным способом можем получить и мнимую компоненту спектра $H(\omega)$. Для этого необходимо процесс $A(t)$ умножить на зондирующий сигнал, фаза которого сдвинута на 90° для всех частот (т.е. на трансформанту Гильберта от зондирующего сигнала). В частности, для функции $b_1(t) = b_1 \sin \alpha t^2$ трансформанта Гильберта есть $b_1^*(t) = b_1 \cos \alpha t^2$. Повторяя приведенные выше рассуждения, получим

$$Z(t) = A(t) b_1 \cos \alpha t^2 = \frac{1}{2} b_0 b_1 \int_0^{T_h} h(\theta) \sin(\omega_t \theta - \alpha \theta^2) d\theta. \quad (10)$$

Сравнивая это выражение с (9) можем видеть, что оно с приведенными выше оговорками совпадает с $\mathcal{I}_m \{H(\omega)\}$.

На практике обычно не требуется определять обе компоненты $Re H(\omega)$ и $\mathcal{I}_m H(\omega)$ можно ограничиться одной из них. В самом деле, любой процесс $h(t)$ можно представить в виде

$$h(t) = \frac{1}{2} [h(t) + h(-t)] + \frac{1}{2} [h(t) - h(-t)] \quad (11)$$

Первое слагаемое является четной функцией по t и имеет спектр

$Re H(\omega)$ второе слагаемое — нечетная функция, которая имеет спектр $\mathcal{I}_m H(\omega)$. Если по известному $Re H(\omega)$ будем искать его оригинал, то получим первое слагаемое. Но мы заранее знаем, что

$h(t)$ при $t < 0$ равна нулю (т.е. ординаты импульсной сейсмограммы до взрыва всегда равны нулю). Поэтому, когда от $Re H(\omega)$ будем переходить к ее оригиналу, при $t > 0$ получим $\frac{1}{2} h(t)$. При

использовании обеих компонент $Re H(\omega)$ и $\mathcal{I}_m H(\omega)$ будем получать $h(t)$ причем интенсивность случайных помех возрастает только в $\sqrt{2}$ раз. Однако, этот выигрыш достигается ценой удвоения числа каналов аппаратуры (надо зарегистрировать и обработать как $c(t)$ так и $Z(t)$), что вряд ли целесообразно. Такого же эффекта можно добиться более простыми средствами, например, группированием сейсмоприемников.

Теперь остановимся на вопросе восстановления импульсной сейсмограммы $h(\theta)$ по известному процессу $c(t)$.

Как видно из (7), ордината искомой функции $h(\theta)$ является

амплитудой косинусоида $\cos(2\alpha\theta t - \alpha\theta^2)$. Эта косинусоида имеет длительность T_g . Оптимальным методом измерения амплитуды косинусоидального процесса $h_k \cos \omega_k t$, находящегося в смеси со случайными помехами $\Pi(t)$, как известно из теории выделения сигналов, является умножение суммы $h_k \cos \omega_k t + \Pi(t)$ на такую же косинусоиду и интегрирование полученного произведения в интервале, где измеряемая косинусоида отлична от нуля. Поэтому оптимальным методом определения процесса $h(t)$ будет являться операция

$$Q(t_m) = \int_{t_m - \Delta t}^{t_m + \Delta t} [C(t) + \Pi(t)] \cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2) dt = K(t_m) + N(t_m), \quad (I2)$$

где $t_m = m\Delta t$, $m = 0, 1, 2, \dots, M$ $K(t_m)$ — полезный сигнал, $N(t_m)$ — остаточный фон случайной помехи, обусловленный присутствием помехи $\Pi(t)$.

Выше отмечалось, что оптимальной обработкой вибрационных колебаний является вычисление взаимно-корреляционной функции (I) между сигналом вибратора и сигналами, зарегистрированными сейсмодатчиками. Можно показать [55], что в частотном методе вибрационной сейсморазведки тоже реализуется процедура оптимального восстановления импульсной сейсмограммы, т.е. операции (4-I2) в математическом отношении совпадают с (I).

Выше отмечалось, что из-за трудностей технической реализации процедуры вычисления взаимно-корреляционной функции непосредственно по формуле (I) приходится ограничивать длительность зондирующего сигнала. Рассмотрим, какие существуют ограничения на T_g в частотном методе вибрационной сейсморазведки.

При выводе формулы (7) мы использовали условие (5), чтобы освободиться от высокочастотного члена, фигурирующего в выражении (4). Освободиться от этого члена нам понадобилось только для того, чтобы оттенить физический смысл формулы (7), поэтому условие (5) вовсе не является обязательным. В частности, при доказательстве эквивалентности корреляционного и частотного методов соблюдать это условие не требуется [55]. Таким образом, частотный метод не накладывает каких-либо ограничений на длительность зондирующего сигнала и в то же время снимает трудности, встречающиеся при вычислении интеграла при больших значениях T_g . Это обусловлено следующим обстоятельством. Большие значения T_g возможны только тогда, когда коэффициент α мал, при этом неравенство (5) будет выполняться автоматически. В этом случае высокочастотный член, фигурирующий в (4), зарегистрировать не имеет смы-

сла, его можно убрать низкочастотной фильтрацией. Как известно, объем памяти запоминающего устройства любой установки кроме динамического диапазона сигналов определяется также и числом периодов максимальной частоты колебаний в процессе, подлежащем запоминанию. Поэтому оценим число периодов в $c(t)$.

Длительность любой из косинусоид, входящих в сумму

$$c(t) = \frac{b_0 b_1}{2} \sum_k h_k \cos(2\alpha t_k t - \alpha t_k^2) \quad (13)$$

равна $t_2 - t_1 = T_b$. Поэтому число периодов k -й косинусоиды будет равно

$$n_k = \frac{T_b}{T_k} = \frac{T_b \cdot 2\alpha t_k}{2\pi} = \frac{\omega_2 - \omega_1}{2\pi} \cdot t_k,$$

где $\omega_2 - \omega_1 = 2\alpha T_b$.

Из этой формулы видно, что число периодов n_k не зависит от длительности сеанса T_b а определяется лишь общим диапазоном частот, обрабатываемых вибратором, и временем пробега волны. Так, например, если $T_n = 5$ сек, $\omega_2 - \omega_1 = 2\pi \cdot 100$ гц, то $n_{kmax} = 500$. Это важнейшее свойство частотного метода, говорящее о том, что объем памяти, необходимый для регистрации процесса $c(t)$ от длительности работы вибратора зависеть не будет. Сравним этот объем с объемом памяти, необходимым для запоминания сейсмограммы от взрывного воздействия. Пусть нас интересует взрывная сейсмограмма с длительностью записи до 5 сек, с верхней граничной частотой 100 гц. Для запоминания такой сейсмограммы нам надо будет предусмотреть регистратор, вмещающий $n = 5 \text{ сек} \cdot 100 \text{ гц} = 500$ периодов максимальной частоты. Точно такое же по объему памяти требуется устройство для запоминания пятисекундной сейсмограммы, представленной в форме $c(t)$.

При получении импульсных сейсмограмм от взрывного воздействия с целью сжатия амплитудного динамического диапазона используют обычно программный регулятор амплитуды. Аналогичная возможность в частотном методе вибрационной сейсморазведки тоже имеется. Из формулы (13) видно, что ординатам h_k с малыми временами соответствуют косинусоиды с малыми частотами. Поэтому пропускание процесса $c(t)$ через фильтр, ослабляющий колебания с малыми частотами $2\alpha t_k$ будет эквивалентно применимо ПРУ, причем форма частотной характеристики этого фильтра будет играть роль программы регулировки амплитуды в зависимости от t_k .

Близким по своим принципам к частотному методу является метод вибрационной сейсморазведки, предложенный А.М.Сединым.

Он также основан на предварительном измерении частотной сейсмограммы. Операция восстановления импульсной сейсмограммы в этом методе иная. Она состоит в том, что частотная сейсмограмма рассматривается как функция времени, подвергается обычному узкополосному спектральному анализу при помощи резонансных фильтров.

3. Аппаратура частотного метода вибрационной сейсморазведки

Конкретная аппаратурная реализация частотного метода во многом определяется существующим уровнем технологии и радиоэлементной базы, однако внутренняя логика метода позволяет выявить некоторые общие функциональные черты, которые неизбежно должны быть присущи аппаратурно-техническому комплексу независимо от технических и технологических возможностей конструктора. В достаточно общем виде комплекс должен содержать следующие составные части.

1. Вибрационный источник сейсмических колебаний.

2. Полевая приемно-регистрирующая аппаратура (вибрационная сейсмостанция).

3. Программное устройство, синтезирующее программный зондирующий сигнал для работы вибрационного источника, а также ряд синхросигналов для вибрационной сейсмостанции и спецпроцессора.

4. Специализированное вычислительное устройство (спецпроцессор), предназначенное для получения в полевых условиях импульсных сейсмограмм по вибрационным колебаниям.

5. Устройство ввода полевой информации в стационарную ЭВМ для обработки материалов по сложным алгоритмам.

На вибрационном источнике остановимся позже, когда будем описывать состояние исследовательских работ по вибрационному возбуждению продольных и поперечных волн. Здесь же описание начнем с приемного тракта.

В вибрационной сейсмостанции, предназначенной для частотного метода, будем называть ту часть приемного тракта, которая принимая первичные вибросейсмические колебания, формирует из них спектр Фурье импульсной сейсмограммы. В отличие от последней, спектр Фурье (т.е. процесс $c(t)$ см. формулу 7) будем называть "частотной сейсмограммой".

Существующая сейсмостанция содержит 24 сейсмических каналов и канал сигнала вибратора. Функциональная схема сейсмостанции изображена на рис. 1^х).

Каждый из сейсмических каналов содержит следующие последовательно соединенные каскады: сейсмический предусилитель СПУ-1, входной attenuator А-1, второй усилитель УС-2, управляемый делитель напряжения УДН-1, фильтры нижних (ФНЧ-1) и верхних (ФВЧ-1) частот, усилитель (УС-3), фазорасщепитель (ФР-1), амплитудно-широкоимпульсный перемножитель АШИП, инфранизкочастотные фильтры нижних и верхних частот (ФНЧ-2, ФВЧ-2), усилитель постоянного тока УПТ с входным attenuatorом (А-2) и частотно-импульсный модулятор (ЧИМ) для магнитной записи инфранизкочастотных сигналов, каковыми являются частотные сейсмограммы. Выходная информация вибрационной сейсмостанции регистрируется с помощью дискового магнитного регистратора МР-3, а также визуализируется с помощью многоканального переписчика ПП. Параллельно частотные сейсмограммы могут быть зарегистрированы на цифровом регистраторе (на блок-схеме не показан).

Начало тракта от входа сейсмического канала до входа АШИП называется высокочастотной частью, перемножитель АШИП совместно с фильтром нижних частот ФНЧ-2 — синхронным детектором. Остальная часть тракта от входа ФВЧ-2 до выхода сейсмостанции называется низкочастотной. Фильтр ФНЧ-2 предназначен для подавления высокочастотного слагаемого выражения (4). Фильтр ФВЧ-2 выполняет роль программного регулятора усиления ("ПРУ"), о котором упоминалось выше.

"Канал сигнала вибратора", показанный на рис. 1, предназначен для формирования функции $b_i(t) = b_i \sin \alpha t^2$, которая используется для осуществления операции (4). В качестве основы для формирования функции $b_i(t)$ могут использоваться колебания от различных движущихся частей вибратора или сигнал от сейсмодатчика, установленного в грунте вблизи (в центре) вибрационного источника. Кроме того, для формирования $b_i(t)$ может быть использован сигнал-программа, вырабатываемый синтезатором зондирующего сигнала. Канал сигнала вибратора обслуживает все сейсмические каналы. Он

х) Описываемая сейсмостанция разработана под руководством В.И. Юшина сотрудниками ИГиГ СО АН СССР, СНИИГТимСа и СибОКБ НПО "Союзгеофизика" Михаэлисом Ю.В., Окуневым В.Е. и др. (Авторск. свид. № 204616 от 15.У1-1966, опубли. дек. 1967).

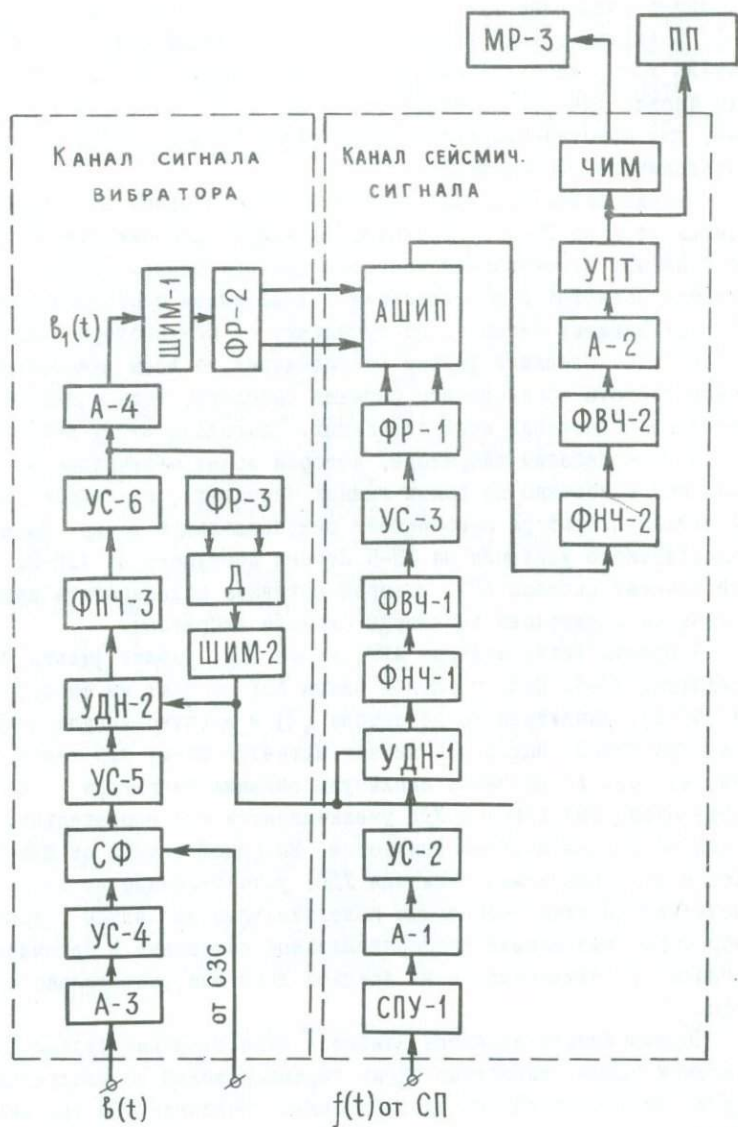


Рис. I.

содержит следующие функциональные элементы: входной аттенуатор А-3, предварительный усилитель УС-4, следящий фильтр СФ, 2-й усилитель УС-5, управляемый делитель напряжения УДН-2, фильтр нижних частот ФНЧ-3, оконечный усилитель УС-6, выходной аттенуатор А-4, два широтно-импульсных модулятора (ШИМ-1, ШИМ-2) и два фазорасщепителя (ФР-2, ФР-3).

Сигнал вибратора $v(t)$ поступает на входной аттенуатор А-3, усиливается на УС-4 и поступает на индуктивно-емкостный фильтр СФ с плавно изменяющейся частотой правого среза. Частота среза фильтра меняется в соответствии с изменением частоты вибратора по управляющему сигналу, поступающему от синтезатора зондирующего сигнала. Следящий фильтр обеспечивает во всем диапазоне изменения частоты зондирующего сигнала выделение только первой гармоники и подавление всех остальных. Благодаря этому независимо от формы колебаний вибратора, которая может отличаться от синусоидальной (особенно на самых нижних частотах), на выходе фильтра СФ сигнал вибратора приобретает синусоидальную форму. После дополнительного усиления на УС-5 сигнал поступает на УДН-2, входной элемент системы АРУ, которая призвана нивелировать непредусмотренные флуктуации амплитуды сигнала вибратора.

В прямую ветвь контура АРУ, кроме УДН, входят фильтр ФНЧ-3 и усилитель УС-6. Цепь обратной связи АРУ состоит из фазорасщепителя (ФР-3), амплитудного детектора (Д) и широтно-импульсного модулятора ШИМ-2. Выход ШИМ питает ключевую схему УДН таким образом, что при возрастании амплитуды сигнала вибратора скважность отпираания ключа в УДН увеличивается и следовательно, общее усиление в прямой ветви снижается. Выходной сигнал от ШИМ-2 подается на управляемые делители УДН, установленные во всех сейсмических каналах. Тем самым нежелательные амплитуды колебаний вибратора, вызывающие пропорциональные изменения в сейсмических сигналах сглаживаются, и их вредное действие значительно ослабляется.

Перемножители являются наиболее ответственными узлами функциональной схемы. Известные схемы перемножителей на квадраторах и других нелинейностях не удовлетворяют предъявленным требованиям. Более приемлемы время-импульсные принципы умножения. В описываемой сеймостанции использованы 4-квадрантный перемножитель, в котором сомножитель $v_i(t)$, являющийся общим для всех каналов,

представляется в форме ШИМ. Это позволяет перемножители в сейсмических каналах выполнить в виде ключевой схемы "открыто-закрыто" - и тем самым полностью устранить влияние разброса характеристик активных элементов схемы на результат перемножения. Работа перемножителя описывается соотношением

$$[b_0 + b_{\sim}(t)]_{\text{ШИМ}} \cdot f(t) - [b_0 - b_{\sim}(t)]_{\text{ШИМ}} \cdot f(t) = 2b_{\sim}(t)f(t)$$

из которого видно, что "сквозной" член $b_0 f(t)$ полностью уничтожен. Необходимость уничтожения сквозного члена вызвано тем, что при появлении больших импульсных помех в сейсмических каналах может произойти несимметричное ограничение входного процесса $f(t)$ и выпрямленное значение этой помехи может попасть в полосу прозрачности инфранизкочастотных фильтров ФНЧ-2 и ФВЧ-2. Динамический диапазон электронной части сейсмостанции определяется путем подачи на вход сейсмостанции процесса $f(t) = b_0 \sin \alpha (t - T_3)^2$ и измерением на выходе амплитуды процесса $c(t) = b_0 b_1 \cos(2\alpha T_3 t - \alpha T_3^2)$ при различных величинах b_0 . Измеренный таким образом динамический диапазон описываемой сейсмостанции составляет не менее 70дб. Более подробно схема этой сейсмостанции описана в [13].

Программное устройство является многоцелевым блоком, где формируются различного рода сигналы, синхронизирующие работу всех узлов вибросейсмического комплекса. Основным элементом этого устройства является синтезатор зондирующего сигнала

$$b_n(t) = b_n \sin \alpha t^2$$

мгновенная круговая частота которого $\omega_i = 2\alpha t$ линейно меняется во времени. К точности формирования сигнала $b_n(t)$ к его повторяемости предъявляются весьма жесткие требования, удовлетворить которым с помощью аналоговых средств чрезвычайно трудно. В описываемой аппаратуре задача формирования сигнала $b_n(t)$ решена следующим образом^х).

Синтезатор (рис.2) состоит из высокостабильного (кварцованного) тактового генератора ТГ, m -разрядного накапливающего сумматора \sum регистра текущей частоты РЧ, счетчика тактовых им-

^х) Описываемое устройство разработано под руководством В.И.Юшина. В разработке принимали участие Г.П.Евчатов, Н.М.Левина, Ю.В.Михаэлис и др. (Авторск. свид. № 239655 от 18.ХП-1967, опубли. нояб. 1969).

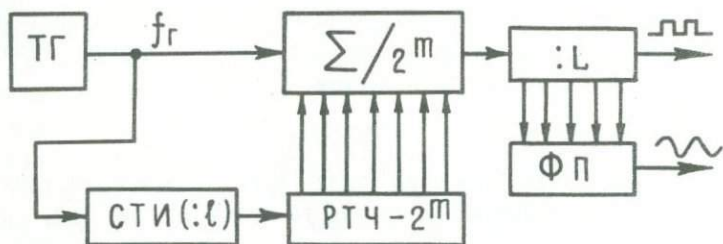


Рис.2.

пульсов СТИ, выходного делителя L и синусного функционального преобразователя ФП. Работает синтезатор следующим образом.

Счетчик тактовых импульсов СТИ делит частоту $f_r \approx 20$ кГц тактового генератора ТГ в i раз. С выхода СТИ импульсы, следующие с частотой $\frac{1}{i} f_r$, поступают на РТЧ, который ведет счет этих импульсов. Пусть в какой-то отрезок времени в "памяти" РТЧ находилось число μ . При каждом тактовом импульсе от ТГ число μ передается в сумматор Σ , где складывается с числами от РТЧ, поступившими до этого. Если μ — постоянное число, то за "к" тактовых импульсов в сумматоре накопится число, равное $k\mu$. Объем "памяти" сумматора ограничен. Когда этот объем переполнится, на выходе сумматора появляется импульс переполнения. Но число μ не остается постоянным, оно равномерно растет во времени по мере наполнения регистра РТЧ. Чем большее число μ тем быстрее будет переполняться память сумматора Σ , поэтому средняя частота сигналов переполнения сумматора будет линейно возрастать. Число i выбирается таким, чтобы "емкость" регистра РТЧ хватило на длительность сеанса вибрации. Для сглаживания микронеоднородностей переносов и согласования частоты импульсов переполнения с внешними устройствами (сейсмостанцией, вибратором) к выходу сумматора подключена делительная цепь, снижающая частоту импульсов переполнения в заданное число раз. Функциональный преобразователь ФП из прямоугольных импульсов формирует сигнал синусоидальной формы. Более подробно об этом устройстве, а также о других возможных способах синтеза свип-сигналов см. [13].

Полевое специализированное вычислительное устройство предназначено для восстановления импульсной сейсмограммы из частотной $S(t)$ зарегистрированной на выходе вибрационной сеймостанции. Оно выполняет операцию, описываемую формулой (II), параллельно по всем 24 каналам. Основное назначение данного устройства – восстановление импульсных сейсмограмм с целью контроля качества получаемого материала в ходе полевых работ. Обработка сейсмограмм по сложным алгоритмам (например, по системе ОГТ) осуществляется в стационарных ЭВМ, поэтому в функции описываемого устройства не входит.

Функциональная схема вычислительного устройства содержит следующие блоки^{х)} (см.рис.3).

Блок воспроизведения (БВЧС), позволяющий циклически с большой скоростью воспроизводить частотные сейсмограммы и служебные сигналы, зарегистрированные в ЧИМ форме на выходе вибрационной сеймостанции, усилители воспроизведения: частотных сейсмограмм УВ-ЧС, сигнала компенсации детонации УВ-КД и синхроимпульсов УВ-СИ. Модуляторы амплитуды АИМ, фильтры нижних частот ФНЧ, усилители постоянного тока УПТ, регистратор восстановленных (импульсных) сейсмограмм РИС, синтезатор косинусоид СК.

Работа данного устройства протекает следующим образом.

Гибкий магнитный диск с записями полевой информации устанавливается на дискодержатель и приводится во вращение. Скорость воспроизведения выбрана в 2500 раз выше скорости записи. Для этого приводной механизм снабжен соответствующим редуктором. Многоканальная магнитная головка считывает параллельно все сейсмические и служебные сигналы, которые затем поступают на усилители воспроизведения УВ-ЧС. На выходе этих усилителей частотные сейсмограммы $S(t)$ по-прежнему имеют форму ЧИМ, но только ЧИМ-импульсы имеют постоянную ширину и амплитуду. Эти сигналы поступают в модуляторы амплитуды АИМ, выполняющие роль множителя $S(t) \times \cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2)$. Амплитудной модуляции подвергается косинусоида $\cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2)$. ЧИМ-импульсы процесса $S(t)$ управляют ключами "открыт-закрыт". Синтезатор косинусоид СК выдает косинусоиды $\cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2)$, где $t_m = m\Delta t$, $m=1,2,3,\dots,4096$, $\Delta t = 2$ или 4 мсек.

х) Принципиальные схемы описываемого устройства разработаны В.И. Юшиным, Г.П.Евчатовым и Ю.В.Михаэлисом. (Авторское свид. № 197310 от 15.У1-1966, опубли. дек. 1967).

Он построен на принципе дробного умножения частоты синхроимпульсов, считываемых с магнитного диска параллельно с частотными сейсмограммами, последующего деления этих синхроимпульсов и цифро-аналогового функционального преобразования двоичного состояния делительной цепи в гармоническую функцию [13]. На каждом цикле воспроизведения синтезатор косинусоид СК вырабатывает одну из косинусоид, заложенных в его структурную программу.

Произведение $C(t) \cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2)$, получаемое на выходе АИМ подается дальше к фильтру нижних частот ФНЧ, который выполняет роль циклического интегратора. С выхода ФНЧ восстановленная импульсная сейсмограмма $K(t_m)$ описываемая формулой (II), после усиления УПТ поступает на регистратор. В качестве такого регистратора используется многоканальный шлейфовый осциллограф. В свое время авторами для целей привязки к стандартным аналоговым сейсмостанциям был разработан и изготовлен так же регистратор на магнитную пленку. Однако, позже по мере усовершенствования описываемого вычислительного устройства использование магнитного регистратора на его выходе потеряло смысл, т.к. необходимую фильтрацию стало возможным осуществлять путем изменения огибающей косинусоид $\cos(2\alpha t_m t - \alpha t_m^2)$ по требуемому закону. Более подробно об этом устройстве см. [149, 13, 55].

Устройство ввода полевой информации в стационарную ЭВМ для обработки материалов по сложным алгоритмам (например, по методике "общей глубинной точки") в настоящее время выглядит в виде блока, застыкованного с вводной системой "Поток". В этом блоке частотные сейсмограммы $C(t)$ считываемые с гибкого магнитного диска при помощи вышеописанного блока воспроизведения БВЧС, демонстрируются и поступают в аналогоцифровой преобразователь системы "Поток". В стационарной ЭВМ ряд операций обработки сейсмических сигналов может осуществляться в частотной области (т.е. форме $C(t)$), дальше используя методы "быстрого преобразования Фурье" [55] осуществляется переход к импульсной форме и последующая обработка может осуществляться по программам, разработанным для взрывной сейсморазведки.

4. Теоретические и экспериментальные исследования процесса возбуждения поперечных волн вибрационным источником

В настоящее время теория импульсных (нелинейных) сейсмических источников остается неразвитой из-за принципиальных трудностей, связанных с выбором математической модели твердой среды при больших деформациях. Недостаточно продвинута также теория источников в среде с линейной связью между деформацией и напряжением, т.к. ранее не было особых стимулов для ее развития, поскольку линейными источниками можно возбудить лишь слабые сейсмические волны, которые практической ценности не имели. Появление вибрационного способа сейсморазведки, позволяющей эффективно накапливать энергию слабых воздействий, должно явиться тем самым стимулом, который должен привести к быстрому развитию представлений о способах целенаправленного возбуждения сейсмических волн в линейной постановке этой задачи. В развитии теории сейсмического источника, по-видимому следует опираться на богатый опыт и методологии таких областей, как звуко- и радиоизлучение. Поэтому при рассмотрении сейсмических источников по аналогии теорией радиоантенн и акустических аппаратов целесообразно ввести ряд понятий, связывающих основные характеристики излучаемого поля с техническими характеристиками источника.

Одним из наиболее важных понятий является "сопротивление излучения". Оно вводится как "закон Ома"

$$\zeta_n = \frac{F_n(\omega)}{I_n(\omega)} = \frac{|F_n(\omega)|}{|I_n(\omega)|} \cdot e^{j\Delta\varphi(\omega)}, \quad (14)$$

где $F_n(\omega)$ - комплексная амплитуда суммарной силы действующей на среду со стороны источника, $I_n(\omega)$ - комплексная амплитуда скорости смещения частиц в точках соприкосновения колеблющейся поверхности со средой. $\Delta\varphi$ - разность фаз между $F_n(\omega)$ и $I_n(\omega)$. В случаях, когда различные точки излучающей поверхности источника колеблются неодинаковой амплитудой, целесообразно по аналогии с акустикой вводить понятие о "приведенной точке"*) и в формуле (14) в качестве $I_n(\omega)$ использовать амплитуду скорости смещения, измеренную в "точке приземления" (обычно эту точку выбирают в центре излучающей поверхности источника).

Обобщенную модель идеально упругой среды, как потребителя энергии источника упругих волн, можно представлять в виде парал-

*) РИМСКИЙ-КОРСАКОВ А.В. Электроакустика. Изд-во "Связь", М., 1973

лельной механической цепочки, составленной из некоторой присоединенной массы m_n упругости C_n и демпфера R_n . При помощи первой системы электромеханических аналогий эту механическую цепочку можно перевести в ее электрическую аналогию, которая будет представляться в виде последовательной цепи, состоящей из индуктивности m_n , конденсатора C_n и сопротивления R_n . Из электрической схемы непосредственно вытекает, что

$$Z_n(\omega) = j\omega m_n + \frac{1}{j\omega C_n} + R_n$$

В идеально упругой среде активная мощность W_n , отдаваемая источником этой среде, будет равна мощности W_c , излучаемой данным источником в виде упругих волн. Эта мощность может быть определена по одной из следующих равнозначных формул:

$$W_n = \frac{1}{2} \operatorname{Re} \{ J_n F_n^* \} = \frac{1}{2} |J_n \cdot F_n| \cdot \cos \Delta \varphi = \frac{1}{2} |J_n|^2 R_n = \frac{1}{2} \frac{|F_n|^2}{|Z_n|^2} R_n. \quad (15)$$

Другим не менее важным понятием является внутреннее сопротивление Z_i силовой камеры вибрационного источника. Это сопротивление определяется по аналогии с теорией электрических цепей по формуле:

$$Z_i = \frac{F_{rx}(\omega)}{J_{kz}(\omega)}, \quad (16)$$

где F_{rx} — амплитуда силы силовой камеры в режиме "холостого хода", т.е. в режиме, когда шток (или тело), через которое силовая камера передает движение к другим (внешним) элементам вибрационной установки, закрепляются неподвижно. J_{kz} — амплитуда скорости перемещения вышеуказанного штока, когда внешние элементы отсутствуют (штоки колеблются свободно).

Для ориентировочной оценки функции Z_n желательно иметь данные теоретических исследований. Это можно сделать, когда имеется строгое решение динамической задачи излучения и имеются графики или формулы, определяющие комплексную амплитуду смещения в точках соприкосновения излучающей поверхности источника со средой. Если амплитуда смещения приведенной точки по направлению действия силы представлена в виде

$$u = u_1 + j u_2 = a \cdot F_E [\varphi_1(K) + j \varphi_2(K)]$$

где $K = \frac{\omega z_0}{V_s}$, ω - круговая частота, z_0 - радиус или какой-то характерный размер излучающей поверхности источника, V_s - скорость распространения поперечных волн в среде, a - нормирующая постоянная, то сопротивление излучения можно определить по формуле

$$Z_n(K) = -a \frac{\varphi_2 + j \varphi_1}{(\varphi_2^2 + \varphi_1^2)K} \quad (17)$$

В таблице I приведены формулы для расчета Z_n для моделей сейсмических источников, для которых можно найти вышеуказанные сведения в работе И.И.Гурвича^{х)}. Приведенные в таблице I формулы со знаком приближенного равенства справедливы при $K \leq 1$. Практически этими формулами можно пользоваться при $K \leq 1$, погрешность при этом не будет превышать 5-10%. В последней графе таблицы I приведены формулы для расчета резонансной частоты f_0 грунта, т.е. частоты, при которой

$$j(\omega m_n - \frac{1}{\omega c_n}) = 0$$

Поскольку данные об m_n и c_n определены лишь в интервале $0 \leq K \leq 1$, частоту ω_0 следует понимать как частоту, на которой имел бы место резонанс между массой m_n и упругостью c_n если значения m_n и c_n в области резонанса сохранялись бы такими же, как в $0 \leq K \leq 1$. Поведение m_n и c_n при больших значениях параметра Ω для всех приведенных в таблице I источников можем прогнозировать, рассматривая пульсирующий шар и шар, совершающий вращательные колебания, для которых формулы для m_n , c_n и R_n справедливы при любых значениях Ω .

Как видно из этих формул, при $\Omega \rightarrow \infty$ присоединенная масса стремится к нулю, "индуктивное сопротивление" $j\omega m_n$ тоже стремится к нулю. Жесткость грунта $k_n = \frac{1}{c_n}$ при $\Omega \rightarrow \infty$ стремится к постоянной величине. Однако сопротивление X_c обусловленное этой жесткостью стремится к нулю. Для пульсирующего шара, например

$$\lim_{\Omega \rightarrow \infty} X_c = \lim_{\Omega \rightarrow \infty} \{8\pi z_0^2 \rho V_s \frac{1}{\Omega}\} = 0$$

Активное сопротивление R_n при $\Omega \rightarrow \infty$ стремится к волновому сопротивлению ρV_s (или ρV_s), умноженному на площадь или на эффективную площадь излучения источника. Как показывают расчеты для некоторых частных случаев [55] сопротивлениями X_c и X_m

х) ГУРВИЧ И.И. К теории сферического излучателя поперечных волн. - "Изв. АН СССР, сер. Физика Земли", № I, 1968.

можно пренебречь по сравнению с R_n уже при $\Omega > 1-2$.

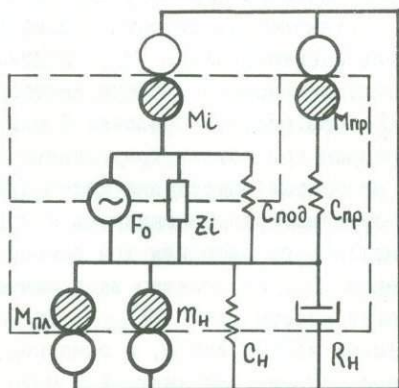
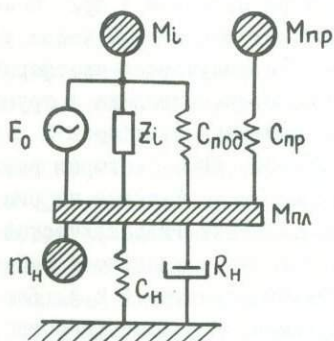
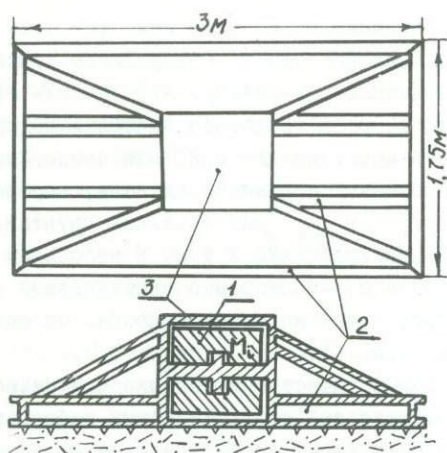
Экспериментальные исследования по возбуждению сейсмических волн вибрационным источником выполнялись в 1972-1974 гг. В этих экспериментах в первую очередь следовало выяснить насколько вы- описанная модель грунта пригодна для описания процессов, связанных с возбуждением поперечных сейсмических волн, определить значения функций R_n, X_n, W_n и W_c для реальных грунтов, затуха- ние амплитуды волн вблизи источника и т.д. В небольшом объеме бы- ли выполнены так же опыты с вибратором с вертикальной ориентаци- ей силы. Об этих опытах, а так же более подробно об описываемых ниже исследованиях см. [149, 13]

В описываемых опытах в качестве источника сейсмических волн использовался экспериментальный гидравлический вибратор, показан- ный на рис.4. Механическая схема вибратора и ее электрическая аналогия показаны на рис. 4а, б, в.

Утяжеленный гидравлический цилиндр I весом I тонна, играющий роль инертной массы M_i , подвешен внутри оболочки 3 при помощи воздушных подушек, общую жесткость которых обозначили через $K_i = \frac{1}{C_i}$ (см.рис.4). Оболочка 3 прикреплена к излучающей платформе 2, которая при помощи треугольных полос (зубьев) сцеплена с грунтом. В некоторых опытах для целей лучшего сцепления платформы 2 с грун- том платформа прижималась к грунту массой M_{np} , которая развя- зывалась от вибрации при помощи пружины C_{np} . В схеме на рис. 4 через Z_i обозначено внутреннее сопротивление гидравлической си- ловой камеры [145, 55] Это сопротивление в диапазоне сейсми- ческих частот имело, в основном, активный характер (R_i). Данные, определяющие величину R_i были следующими. В режиме "короткого замыкания", т.е. когда поршень силовой камеры освобождался от всех внешних конструкций, амплитуда скорости смещения поршня рав- нялась $J_{кз} = 12 \cdot 10^{-2}$ м/сек. В режиме "холостого хода" (т.е. когда оболочка 3 была приварена к инертной массе M_i), амплиту- да силы, развиваемой внутри цилиндра, равнялась $F_{xx} = 2 \cdot 10^4$ ньютонам (≈ 2 тонна-силам) в диапазоне частот от 0 до 100 гц. Поэтому

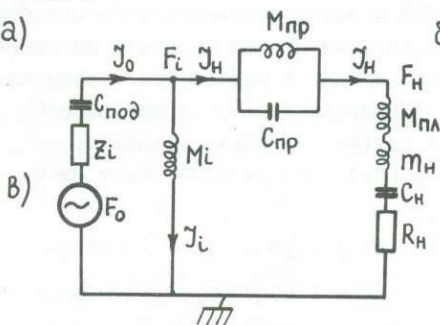
$$R_i = \frac{F_{xx}}{J_{кз}} = 1,66 \cdot 10^5 \text{ кг/сек}$$

Отсюда легко можно определить максимальную мощность W_{max} , ко- торую данный источник может отдать внешней нагрузке. Как извест- но, сопротивление нагрузки R_n , на которое источник отдает мак-



а)

б)



в)

Рис. 4.

симальную мощность, равна $R_n = R_i$. В этом оптимальном режиме амплитуда силы, с которой источник действует на нагрузку, будет равняться $F_n = \frac{1}{2} F_{кх}$ и "ток" в цепи нагрузки $J_n = \frac{1}{2} J_{кз}$. Следовательно

$$W_{\max} = \frac{1}{2} J_n F_n = 300 \text{ вт.}$$

Для определения сопротивления $Z_n(\omega)$ как видно из формулы (14), необходимо измерить силу F_n и амплитуду скорости смещения J_n и разность фаз между ними. Поскольку параметры M_{np}, C_{np} и M_{nl} известны, то как видно из рис.4, силу F_n действующую на грунт можно определить, измеряя силу F_i действующую на инертную массу M_i . Эта сила равна $F_i = j\omega M_i J_i$ т.е. эта сила будет определена, если измерить амплитуду скорости смещения J_i инертной массы, поскольку величина M_i - известна. "Ток" J_n в цепи нагрузки будет определен, если измерить амплитуду скорости смещения виброплатформы M_{nl} . Определить разность фаз между F_i и J_n не представляет принципиальных трудностей по параллельным записям колебаний J_i и J_n . Когда регистрируемые колебания не строго синусоидальны, J_i и J_n определяются как амплитуды первой гармоники путем гармонического анализа. О методике постановки таких экспериментов и измерительной технике см. [55,149]

На рис.5 приведены графики, полученные вышеописанной установкой в 1973 г. в Уральской области. На участках экспериментов был глинистый грунт, в интервале глубин от 0 до 3-х метров скорости волн были $V_s = 130+140$ м/сек, $V_p = 300-315$ м/сек. Уровень грунтовых вод находился на глубине 5 м.

Как видно из этого рисунка, резонанс системы $M_{nl}+m_n$ с "пружиной" C_n имеет место на частоте около 27 гц. Активное сопротивление R_n меняется незначительно. На частотах ниже 15 гц скорость смещения платформы J_n резко падает, т.к. значительно возрастает реактивное сопротивление нагрузки X_n . Кроме того, на частотах ниже 15 гц сопротивление $j\omega M_i$, шунтирующее цепь нагрузки (см.рис.4), становится недостаточно большим по сравнению с внутренним сопротивлением R_i силовой камеры и за счет этого сила F_n действующая на платформу, снижается. Это предположение было проверено экспериментально: к инертной массе $M_i = 1$ тонна был временно прикреплен дополнительный груз 0,5 тонна и как следовало ожидать, максимум силы сместился в сторону низких час-

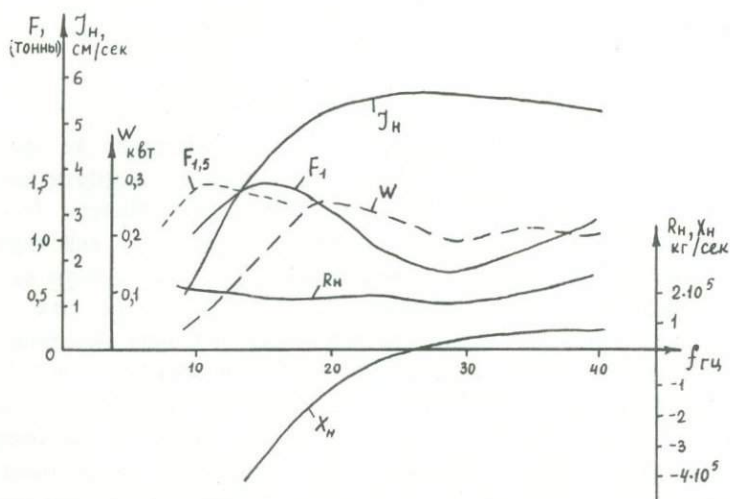


Рис. 5.

тот (см. графики силы F_1 и $F_{1,5}$). Мощность W_n отдаваемая вибрационным источником в грунт, в полном соответствии с вышеописанным поведением J_n, F_n, X_n и R_n имеет максимум на частоте около 20 гц, выше этой частоты меняется незначительно.

Волновое поле, излучаемое описываемой установкой, контролировалось трехкомпонентными приборами, установленными в скважине на глубинах до 84 м по центру источника, а так же по профилю при помощи вибрационной сейсмостанции, описанной в данной работе.

Скважинные наблюдения показали, что амплитуда S -волн на высоких частотах (до 80 гц) почти не уменьшается, т.е. поперечные волны на высоких частотах возбуждаются не хуже, чем в интервале частот 12-40 гц. Сейсмограммы, поперечных волн, полученные при помощи вибрационной сейсмостанции и полевого специализированного вычислительного устройства оказались по интенсивности не меньше, чем интенсивность поперечных волн на разностных сейсмограммах, полученных взрывами 2,2 кг тротила на стенках траншей, глубиной 2 м.

Таким образом, все основные процессы, наблюдаемые при возбуж-

дении поперечных волн, хорошо объясняются в рамках модели, в которой грунт представляется в виде параллельной механической цепочки, состоящей из пружины C_n присоединенной массы m_n и демпфера R_n . Следует заметить, что в описываемых экспериментах было обеспечено условие, при котором деформации в грунте, а также в точках непосредственного контакта платформы с грунтом, были линейными. В случаях, когда это условие не соблюдалось, картина значительно усложняется. В частности, поперечные волны на частотах выше 30 гц практически не излучаются, причем на этих частотах виброплатформа колеблется так, как будто бы она не касается грунта, т.е. сопротивление $j\omega M_{пл} + Z_n(\omega) \approx j\omega M_{пл}$, что легко обнаружить, измеряя J_i , J_n и $\Delta\varphi$. Это явление не устраняется даже тогда, когда сила прижима виброплатформы к грунту в несколько раз превосходит амплитуду силы, с которой силовая камера вибратора воздействует на виброплатформу. (Более подробно об этих экспериментах см. [149]).

В случае, когда деформации в грунте не выходят за зону линейности, мощность, излучаемая вибрационным источником в виде сейсмических волн и мощность, отдаваемая вибратором грунту, являются величинами одного порядка. Мощность W_n отдаваемая источником грунту, легко определяется по формуле (15). Определить экспериментально мощность W_c , излучаемую в виде сейсмических волн, значительно труднее. В описываемых экспериментах величина W_c была оценена путем интегрирования вектора Умова-Пойтинча по мыслимой поверхности цилиндра с радиусом основания 3 м, охватывающем вибрационный источник, и по основанию этого цилиндра, расположенному на глубине 2 м. Компоненты тензора напряжения, необходимые для вычисления вектора Умова-Пойтинча, определялись по формулам

$$\tau_{zz} = \lambda \operatorname{div} \vec{u} + 2\mu \frac{\partial}{\partial z} u_z \approx \lambda \left(\frac{\Delta u_x}{\Delta x} + \frac{\Delta u_y}{\Delta y} + \frac{\Delta u_z}{\Delta z} \right) + 2\mu \frac{\Delta u_z}{\Delta z}$$

$$\tau_{zx} = \mu \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) \approx \mu \left(\frac{\Delta u_z}{\Delta x} + \frac{\Delta u_x}{\Delta z} \right),$$

где $\Delta u_i = u_i(x_i + \Delta x_i) - u_i(x_i)$ — разность амплитуд смещения, измеряемых в точках $x_i + \Delta x_i$ и x_i , ($x_i = x, y, z$).

В экспериментах расстояние Δx_i между измеряемыми точками составляло 1 м, поле $u_i(x_i)$ измерялось трехкомпонентными зон-

дами на глубинах 0,1,2 и 3 м в скважинах, пробуренных вокруг и по центру вибратора. Величина W_c на частоте, например 25 гц оказалась равной 130 вт. Суммарная ошибка при определении W_c не должна превышать 20-30%. Мощность, отдаваемая вибратором грунту на 25 гц равнялась приблизительно 200 вт. Таким образом, если при взрыве мощность, излучаемая в виде сейсмических волн, предполагается равной 0,1-2%, то при использовании вибрационного источника величины W_n и W_c оказываются соизмеримыми.

В 1974 г. эксперименты, аналогичные вышеописанным, были продолжены в Новосибирской области (мягкий болотистый грунт, уровень грунтовых вод на глубине 1,5 м). В этих экспериментах общий характер поведения функций T_n, F_n, R_n и X_n был подобен графикам, приведенным на рис.5, только частота резонанса массы $M_{пл} + m_n$ с пружиной C_n сместилась к более низким частотам и величина R_n была меньше. Кроме измерения этих характеристик в экспериментах 1974 г. была сделана попытка определить относительную интенсивность SH, SV и p -волн, возбуждаемых горизонтальным вибратором. Схема эксперимента состояла в следующем. По стволу скважины были установлены трехкомпонентные приборы на глубинах 1,2,3,10,30 и 73 м. При помощи вертикальных и горизонтальных ударов на расстоянии 73 м от устья скважины было установлено, что продольные волны указанными приборами регистрируются на временах 0,07-0,1 сек, а поперечные волны - на временах 0,35-0,5 сек. После чего этими же приборами регистрировались вибрационные колебания. Точки воздействия вибрационного источника перемещались от устья скважины по двум взаимно перпендикулярным профилям, а так же под 45° , при этом азимут направления силы источника не менялся. Сигналы от приборов регистрировались на многоканальном осциллографе на отдельных частотах, а так же на вибрационной сейсмостанции. Зарегистрированные на этой сейсмостанции процессы далее при помощи полевого вычислительного устройства, описанного выше, восстанавливались в импульсную форму. На полученных сейсмограммах поперечных волн, как и ожидалось, регистрировались на временах 0,35-0,5 сек (когда расстояние от устья скважины было 73 м), интенсивность поперечных SH и SV волн оказались практически одинаковыми. На временах регистрации продольных волн какие-либо видимые следы этих волн отсутствовали.

Отсюда можно сделать вывод, что использование вибрационного

	Z_H	m_H	$K_H = \frac{1}{c_H}$	R_H	f_0
Пульсирующий шар "центр давления"	$A_p \frac{q^2 + 4\delta^2(q+1)}{q(q+1)}$	$4\pi z_0^2 \rho \frac{1}{1 + \Omega^2}$	$16\pi z_0 \rho V_s^2$	$A_p \cdot \frac{\Omega^2}{1 + \Omega^2}$	$\frac{V_s}{z_0 \sqrt{1 - 4\delta^2}}$
Шар, совершающий вращательные колебания	$\frac{2}{3} A_s \frac{h^2 + 3h + 3}{h(h+1)}$	$= 0$	$\frac{8}{3} \pi z_0 \rho V_s^2 X$ $\times \frac{2K^2 + 3}{K^2 + 1}$	$\frac{2}{3} A_s \frac{K^2}{1 + K^2}$	∞
Осциллирующий шар	$\frac{1}{3} A_p \frac{Q(q, h)}{P_{3H}(q, h)}$	$\approx \frac{4}{3} \pi z_0^3 \cdot \rho \cdot X$ $\times \frac{1 + 9\delta + 2\delta^2}{3(2 + \delta^2)}$	$\approx \frac{12\pi z_0}{2 + \delta^2} \rho V_s^2$	$\approx \frac{12(1 + \delta)}{2 + \delta^2} X$ $\times \pi z_0^2 \rho V_s$	$\approx \frac{3\sqrt{3(9\delta + 1)}}{2\pi z_0} \cdot V_s$
Жесткий штамп на поверхности полупространства. Сила вертикальная.	по формуле (I7)	$\approx \frac{8(1 - \delta^2)}{10 + 2\delta^2} X$ $\times (2 - \delta^2) \rho z_0^3$	$\approx 8(1 - \delta^2) X$ $\times \rho V_s^2 z_0$	$\approx 8(1 - \delta^2) X$ $\times \rho V_s z_0^2$	$\approx \frac{\sqrt{10 + 2\delta^2}}{2\pi z_0} \cdot V_s$
Вертикальная сила равномерно распределенная на поверхности полупространства внутри круга радиусом	" "	$\approx (1 - \delta^2) \rho z_0^3$	$\approx 2\pi(1 - \delta^2) X$ $\times \rho V_s^2 z_0$	$\approx 3,6(1 - \delta^2) X$ $\times \rho V_s z_0^2$	$\approx \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \frac{V_s}{z_0}$

$$q = j \frac{\omega z_0}{V_p}, \quad \Omega = \frac{\omega z_0}{V_p}, \quad h = j \frac{\omega z_0}{V_s}, \quad K = \frac{\omega z_0}{V_s}, \quad S = 4\pi z_0^2, \quad A_p = S \rho V_p, \quad A_s = S \rho V_s, \quad \delta = \frac{V_s}{V_p}$$

$$Q = q(q+1)(h^2 + 3h + 3) + 2q(h+1)(q^2 + 3q + 3), \quad P_{3H} = q^2(h^2 + h + 1) + 2h^2(q+1), \quad z_0 - \text{радиус источника, } \rho - \text{плотность.}$$

источника с горизонтальной ориентацией силы позволяет получать весьма чистые поперечные волны не только по профилю, перпендикулярному направлению силы, но и по профилю, ориентированному по направлению силы источника.

Следует отметить, что в работах 1974 г. наряду с экспериментами, которые выполнялись с описанным выше гидравлическим вибратором, проводились испытания вибрационной установки на эксцентриковых вибраторах, которая развивала силу с амплитудой 3-5 тонн, направленную так же горизонтально. При помощи этой установки регистрировались поперечные волны так же без видимых следов продольных волн. Интенсивность записи на этих сейсмограммах была не меньше, чем поперечные волны на разностных сейсмограммах, получаемых при отрыве заряда с общим весом $0,4 \cdot 2 \cdot 10$ кг на глубине 5 м в Ю-трехрядной группе скважин.

Наблюдаемое в экспериментах практическое отсутствие продольных волн, которое в сейморазведке на поперечных волнах, является помехой, объясняется тем, что при использовании вибрационного источника, сцепленного с грунтом так, как это показано на рис.4, подавление продольных волн осуществляется на двух уровнях. На первом уровне подавление продольных волн происходит за счет следующего механизма. Пусть поверхности зубьев, при помощи которых виброплатформа сцепляется с грунтом (см. рис.4), при вибрации не отрываются от грунта. При движении платформы вправо на правой стороне зуба возникнет избыточное давление сжатия, а на левой стороне - разряжение давления. Области, где возникли давление сжатия и разряжение давления можно рассматривать как независимые очаги продольных волн. Поскольку эти очаги возбуждают одинаковые по амплитуде, но разные по знаку продольные волны, то суммарная амплитуда продольной волны будет равна нулю в плоскости, перпендикулярной к направлению силы источника, и поскольку эти очаги находятся в непосредственной близости друг к другу, суммарная амплитуда продольных волн в других направлениях будет близка к нулю.

На втором уровне продольные волны будут гаситься за счет следующего эффекта. Пусть поверхности зубьев платформы не касаются грунта. При движении платформы вправо правая поверхность зуба ударяется об борт лунки и возбуждает некоторую продольную волну. При движении платформы влево происходит удар по другому борту лунки и опять возбуждается продольная волна. Таким образом, при

одном цикле колебания платформы продольные волны одинакового знака возбуждаются два раза, следовательно, при вибрационном режиме работы источника продольные волны, излучаемые за счет описываемого эффекта, будут иметь удвоенную частоту. Сейсмические колебания, мгновенная частота которых равна удвоенной частоте зондирующего сигнала, полностью уничтожаются в вибрационной сейсмостанции за счет операции, описываемой формулами (4) и (II). Одновременное действие этих двух механизмов подавления продольных волн, по-видимому, настолько эффективно, что на получаемых сейсмограммах продольные волны, излучаемые непосредственно от источника, практически отсутствуют. Что касается обратных SP -волн, то они в районах постановки вышеописанных экспериментов, по-видимому, были слабые.

Гольдин С.В., Пузырев Н.Н.

К ТЕОРИИ ОБРАТНЫХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В МЕТОДЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Широкое использование вычислительной техники и применение более сложных систем наблюдений с многократными перекрытиями позволило в последние годы существенно повысить эффективность сейсморазведки методом отраженных волн при решении структурных задач и определении физических параметров среды. При этом повышение эффективности достигнуто в принципе на прежней теоретической основе, базирующейся на аппроксимации сред весьма простыми моделями типа модели с плоским отражателем и однородной средой над ним. Однако и для последней обратная задача не решена в достаточно общем виде, позволяющем корректно оценивать влияние тех или иных искажающих факторов. Дальнейшее развитие методов сейсморазведки при решении сложных геологических задач требует создания такого теоретического аппарата интерпретации, который давал бы возможность получить более строгие и общие решения обратных задач как для относительно простых, так и достаточно сложных аппроксимирующих моделей. В настоящей статье рассмотрены результаты исследований по развитию методов кинематической интерпретации данных сейсморазведки методом отраженных волн, выполненных в последние годы в Сейсмическом отделе Института геологии и геофизики СО АН СССР.

I. Временные поля и временные функции

При решении прямых и обратных кинематических задач основным понятием до настоящего времени является годограф, определяемый как зависимость времени распространения волны от расстояния между источником и приемником либо в более общем трехмерном случае — от координат точек наблюдений (приемников). В двухмерном случае в последнее время понятие годографа было несколько расширено. В частности, большое распространение получили годографы общей глубинной точки (ОГТ), определяемые как зависимости времени распространения отраженной волны от расстояний источник-приемник при симметричном расположении последних относительно некоторого единого центра. В некоторых случаях годографом называют также зависимость времени распространения волны от координат совмещенных источник-приемник в способе центровых лучей.

В случае одномерной среды с горизонтальными границами $V = V(z)$ годограф содержит всю информацию о среде, которую в принципе можно извлечь из измеренных времен вступления волны на различных расстояниях от источника. Для данной модели в методе отраженных волн было получено строгое решение задачи о дифференциальных^{х)} и интегральных^{хх)} параметрах и сформулированы условия однозначности решения обратной задачи [43]. При рассмотрении двухмерной среды форма годографа существенно зависит от положения источника либо какой-либо другой закрепленной точки и следовательно время распространения волны для заданной модели будет зависеть от двух переменных (ξ, η) . Соответствующую функцию $t(\xi, \eta)$ будем называть временной функцией, либо уравнением временного поля. Временная функция дает возможность вычислить время вступления волны для заданной модели среды при любых положениях источника и приемника и описывает таким образом любую произвольную систему годографов того или иного типа. Переменные ξ, η можно выбирать по-разному, что в определенной степени зависит от

х) РИЗНИЧЕНКО Ю.В. Геометрическая сейсмика слоистых сред. — Тр. Ин-та теор. геофизики, т.П. Изд. АН СССР, 1946.

ПУЗЫРЕВ Н.Н. Эффективные параметры годографа отраженных волн конечной длины для горизонтально-слоистой среды. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1969, № 4.

специфики решаемой задачи. Рассмотрим в качестве примера несколько способов представления временной функции для простейшей модели с плоской наклонной границей и $V = \text{const}$. В данном случае (рис.1) очень легко получить выражение временной функции $t(\xi, \eta)$, из известного уравнения годографа для какого-либо одного заданного источника в точке А. Точку О будем считать общим началом координат модели. Считая угол наклона φ отражателя положительным по падению, запишем известное уравнение годографа с источником в точке А:

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{l^2 + 4lH \sin \varphi + 4H^2} \quad (I)$$

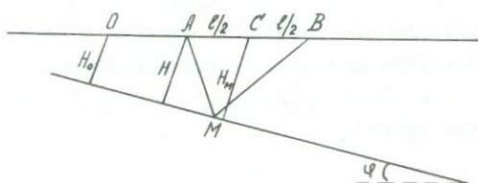


Рис.1.

Если в качестве переменных выбрать координаты источника ($\xi = x_1$) и приемника ($\eta = x_2$), то

$$H = H_0 + x_1 \sin \varphi; \quad l = x_2 - x_1.$$

Подставляя в (I), получим

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + 4(x_2 - x_1)(H_0 + x_1 \sin \varphi) \cdot \sin \varphi + 4(H_0 + x_1 \sin \varphi)^2} \quad (2)$$

Графическое изображение этой функции дано на рис.2,а.

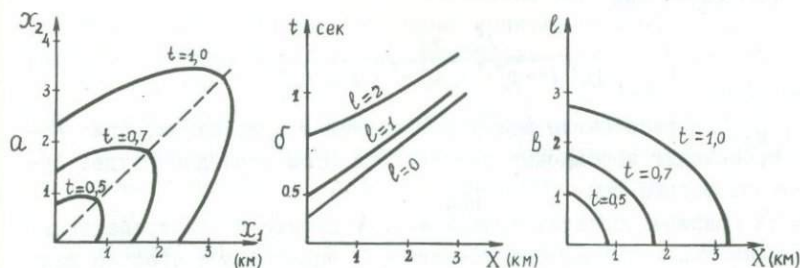


Рис.2.

Введем переменную X -абсциссу средней точки между источником и приемником. В качестве второй переменной оставим базу измерения l . Тогда

$$H = H_0 + (X - l/2) \sin \varphi.$$

и выражения функции $t(X; l)$ будет иметь вид

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{Z^2 \cos^2 \varphi + 4(H_0 + X \sin \varphi)^2} \quad (3)$$

Графическое ее изображение дается на рис.2б, в виде линий $l = \text{const}$ (б) и $t = \text{const}$ (в). Существенно отметить, что линии $l = \text{const}$ при таком представлении не пересекаются. Это условие не будет выполняться, если отсчеты времен относить к точкам источника либо приемника. Соответствующие выражения для временных функций приведены в [109] и здесь не выписываются.

Отметим, что выражение для временной функции в параметрической форме нетрудно получить для модели с отражателем произвольной формы $z = z(x)$ если среда однородна. В координатах (X, l) согласно [109] будем иметь:

$$\left. \begin{aligned} X &= x + zp + \frac{1}{2p} \left[\sqrt{z^2(1+p^2)^2 + l^2 p^2} - z(1+p^2) \right] \\ V^2 t^2 &= l^2 + 2z \left[\sqrt{z^2(1+p^2)^2 + l^2 p^2} + z(1+p^2) \right] \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где параметр x - абсцисса отражающей точки $p = \frac{dz}{dx}$

Исследования уравнения (4) дает возможность записать в общем виде условие появления петель (заходов) на линиях $l = \text{const}$ поля $t(X, l)$ и соответственно годографов любых типов [] С использованием аппарата годографов эта задача корректно не решалась. Оно имеет вид

$$1 + p^2 + zq + \frac{l_{\text{нач}}^2 zq}{\left[\sqrt{z^2 \cdot (1+p^2)^2 + l^2 p^2} + z(1+p^2) \right]} = 0 \quad (5)$$

где $l_{\text{нач}}$ - расстояние между источником и приемником, при котором происходит зарождение петель. При этом последняя будет существовать только при $l > l_{\text{нач}}$.

Если граница образует синклиальный прогиб с экстремальными значениями x_m, z_m, q_m то условие (5) имеет более простой вид:

$$\left(\frac{l_{\text{нач}}^2}{4} + z_m^2 \right) q_m + z_m = 0 \quad (5)$$

Так, например, в случае границы синусоидальной формы: $z = z_0 + \Delta z \sin^2 \frac{\pi x}{L}$, где z_0 - глубина в своде антиклинали, L - период складчатости, Δz - разность глубин в сводах соседних синклинали и антиклинали (амплитуда складки) выражение для $L_{\text{нач}}$ имеет вид:

$$L_{\text{нач}}^2 = \frac{2 z_m (L^2 - 2 \pi^2 z_m \Delta z)}{\pi^2 \Delta z} \quad (5)$$

где $z_m = z_0 + \Delta z$ - глубина в замке синклинали.

Понятие временного поля и соответственно временной функции оказалось возможным распространить также на трехмерный случай [114]. Для среды простейшего вида с наклонной прямолинейной границей и $V = \text{const}$ временная функция $M(X, Y, L)$ имеет вид:

$$M = \frac{t}{Vz} \left[L^2 \left(1 - \frac{1}{2} \sin^2 \varphi \right) + 4(X \sin \varphi \cdot \cos \varphi + Y \sin \varphi \cdot \sin \varphi + H_0)^2 \right] \quad (6)$$

где: φ - азимут падения отражателя, $M = \frac{1}{2}(t_1^2 + t_2^2)$ - среднее арифметическое из квадратов времен для ортогонального крестового зондирования с базой L .

2. Эффективные параметры

Понятие эффективных параметров было впервые введено в работе (Ризниченко, 1946) в дифференциальной форме для одномерной среды, когда в качестве исходной аппроксимирующей модели использовалась модель однородной среды с плоской горизонтальной границей раздела. Позже (Пузырев, 1969) были более строго определены в теоретическом плане интегральные параметры для годографа конечной длины.

Строгое решение задачи о вычислении эффективных параметров удалось получить только на основе понятий временного поля, являющегося обобщением понятия годографа.

а) Д в у м е р н а я м о д е л ь. В качестве аппроксимирующей рассматривается модель с плоской наклонной границей и $V = \text{const}$. Дифференциальные параметры среды вычисляются из условия, что элемент временного поля в общем случае неоднородной среды $V = V(x, z)$ и криволинейной границы $z = z(x)$ совпадает с соответствующим элементом поля для аппроксимирующей модели. При этом элемент характеризуется координатами временной функции и составляющими градиента поля по осям координат.

Рассмотрим решение в координатах (x, l) , когда аппроксимирующая временная функция представлена выражением (3). Присоединяя к (3) выражение для составляющих градиента ($\alpha = \partial t / \partial x$; $\beta = \partial t / \partial l$) и вводя затем глубину $H = H_0 + X \sin \varphi$ в рассматриваемой точке поля, получим систему уравнений для нахождения трех эффективных параметров: V_e, H_e, φ_e :

$$\left. \begin{aligned} V_e t &= \sqrt{l^2 \cos^2 \varphi_e + 4H_e^2} \\ V_e \alpha &= \frac{4H_e \sin \varphi_e}{\sqrt{l^2 \cos^2 \varphi_e + 4H_e^2}} \\ V_e \beta &= \frac{l \cos^2 \varphi_e}{\sqrt{l^2 \cos^2 \varphi_e + 4H_e^2}} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Решение системы (7) дает:

$$V_e = 2 \sqrt{\frac{l}{t} \cdot \frac{t - l\beta}{l\alpha^2 + 4\beta(t - l\beta)}} \quad (8)$$

$$H_e = (t - l\beta) \sqrt{\frac{l}{l\alpha^2 + 4\beta(t - l\beta)}} \quad (9)$$

$$\sin \varphi_e = \alpha \sqrt{\frac{l}{l\alpha^2 + 4\beta(t - l\beta)}} \quad (10)$$

При $l = 0$, когда $\beta = 0$ получим общее выражение для предельных эффективных параметров:

$$V_{e0} = \frac{1}{\sqrt{t_0 \cdot \left(\frac{\partial^2 t}{\partial l^2}\right)_0 + \frac{1}{4} \alpha^2}} \quad (8')$$

$$H_{e0} = \frac{t_0}{2 \sqrt{t_0 \cdot \left(\frac{\partial^2 t}{\partial l^2}\right)_0 + \frac{1}{4} \alpha^2}} \quad (9')$$

$$\sin \varphi_{e0} = \frac{\alpha}{2 \sqrt{t_0 \cdot \left(\frac{\partial^2 t}{\partial l^2}\right)_0 + \frac{1}{4} \alpha^2}} \quad (10')$$

Поскольку временная функция (3) четная по отношению к l и t , то целесообразно решать задачу также в координатах $\lambda = l^2$ и $\theta = t^2$. Тогда вместо (8)–(10) будем иметь выражение:

$$V_e = 4 \sqrt{\frac{\theta - \lambda \delta^2}{\gamma^2 + 16 \delta^2 (\theta - \lambda \delta^2)}} \quad (II)$$

$$H_e = \frac{2 (\theta - \lambda \delta^2)}{\sqrt{\gamma^2 + 16 \delta^2 (\theta - \lambda \delta^2)}} \quad (I2)$$

$$\sin \varphi_e = \frac{\gamma}{\sqrt{\gamma^2 + 16 \delta^2 (\theta - \lambda \delta^2)}} \quad (I3)$$

Соответственно для предельных значений:

$$V_e = 4 \sqrt{\frac{\theta}{\gamma^2 + 16 \theta \delta^2}} \quad (II')$$

$$H_{e0} = \frac{2 \theta}{\sqrt{\gamma^2 + 16 \theta \delta^2}} \quad (I2')$$

$$\sin \varphi_{e0} = \frac{\gamma}{\sqrt{\gamma^2 + 16 \theta \delta^2}} \quad (I3')$$

Исследования показали [108] что для двумерных моделей дифференциальная эффективная скорость более сложно связана со средней скоростью, чем в случае одномерной среды. В частности, для некоторых моделей V_e может быть меньше средней скорости.

Если применить формулы (8) либо (II) для временной функции (4), т.е. к модели $V = \text{const}$ и отражателем произвольной формы, то приходим к важному выводу, что $V_e = V$ [110]. Тем самым доказываются единственность решения обратной задачи для указанной модели с одной отражающей границей любого вида, в том числе дифрагирующего объекта в случае одного однородного слоя. Можно показать, что это остается справедливым для любой системы однородных слоев с криволинейными границами, если для каждой из них заданы соответствующие временные поля.

На практике всегда оперируют с конечными интервалами значений X и l , причем для обеспечения требуемой точности вычислений необходимо иметь участки поля значительной протяженности

[108]. Наибольший интерес представляет случай, когда количество измерений значительно больше трех (числа эффективных параметров). При этом измерения для данной волны могут располагаться произвольно в виде отдельных коррелированных совокупностей либо изолированных дискретных значений. Исходной, по-прежнему, является аппроксимирующая временная функция (3), которую целесообразно записать в другом виде, вводя новые переменные:

$$\lambda = \lambda^2; \quad \theta = t^2$$

$$a = \frac{1}{V^2}; \quad b = \frac{\sin \varphi}{V}; \quad c = \frac{2H_0}{V}.$$

Тогда

$$\theta = a\lambda - b^2\lambda + (2b\chi + c)^2 \quad (3)$$

Искомые эффективные параметры a, b, c определяются из совокупности n равнооточных наблюдений, исходя из условия минимума квадратов отклонений. В результате получим [108] следующую систему трех нелинейных уравнений:

$$a \sum \lambda^2 + b^2 \sum \lambda (4X^2 - \lambda) + c^2 \sum \lambda + 4bc \sum \chi \lambda - \sum \lambda \theta = 0$$

$$ab \sum \lambda (4X^2 - \lambda) + 2ac \sum \chi \lambda - b \sum (4X^2 - \lambda) \theta + b^2 \sum (4X^2 - \lambda)^2 +$$

$$+ 6b^2c \sum \chi (4X^2 - \lambda) + bc^2 \sum (12X^2 - \lambda) - 2c \sum \chi \theta + 2c^3 \sum \chi = 0$$

$$2ab \sum \chi \lambda + ac \sum \lambda - 2b \sum \chi \theta + 2b^3 \sum \chi (4X^2 - \lambda) +$$

$$+ b^2c \sum (12X^2 - \lambda) + 6b^2c^2 \sum \chi - c \sum \theta + nc^3 = 0 \quad (14)$$

После исключения параметра a система будет содержать только два неизвестных (b, c) и решение ее численным методом не представляет принципиальных трудностей, учитывая, что для b и c легко найти первые приближения.

б) Трехмерная модель [151]. Решение трехмерной задачи целесообразно вести в координатах X, Y, λ и M и вычислению подлежат четыре эффективных параметра, V_e, H_e, φ_e и ψ_e . Путь решения в целом совпадает с приведенным выше случаем двухмерной среды и потому ниже приводятся окончательные формулы дифференциальных параметров, имеющие следующий вид:

$$V_e = 4 \sqrt{\frac{M - \lambda \cdot r}{\frac{1}{2}(\rho^2 + q^2) + 16r(M - \lambda \cdot r)}} \quad (15)$$

$$H_e = \frac{2(M - \lambda \cdot r)}{\sqrt{\frac{1}{2}(p^2 + g^2) + 16r(M - \lambda \cdot r)}} \quad (16)$$

$$\sin \varphi_e = \frac{\sqrt{p^2 + g^2}}{\sqrt{\frac{1}{2}(p^2 + g^2) + 16r(M - \lambda \cdot r)}} \quad (17)$$

$$\operatorname{tg} \psi_e = \frac{g}{p} \quad (18)$$

где:
$$p = \frac{\partial M}{\partial X}; \quad g = \frac{\partial M}{\partial Y}; \quad r = \frac{\partial M}{\partial \lambda}$$

Предельные значения при $\lambda = 0$ в данном случае находятся непосредственно по приведенным формулам, полагая $\lambda \cdot r = 0$.

Вычисление интегральных значений эффективных параметров в пространственном варианте осуществляется по той же схеме, что и в двумерном случае [151]. Временная аппроксимирующая функция записывается в виде

$$M = \alpha \cdot \lambda - \frac{1}{2}(b_K^2 + d_K^2) \cdot \lambda + (2b_K X + 2d_K Y + c)^2 \quad (6)$$

где:

$$\alpha = \frac{1}{V^2}; \quad b_K = \frac{\sin \varphi \cdot \cos \psi}{V}; \quad d_K = \frac{\sin \varphi \cdot \sin \psi}{V}; \quad c = \frac{2H_0}{V};$$

затем по известным способам, исходя из условия

$$\sum_{i=1}^n \left[M_i - \alpha \cdot \lambda_i + \frac{1}{2}(b_K^2 + d_K^2) \cdot \lambda_i - (2X_i b_K + 2Y_i d_K + c)^2 \right]^2 = \min$$

составится система четырех нелинейных уравнений для нахождения α , b_K , c и d_K . Решение ее численным способом не должно вызывать принципиальных затруднений при использовании итерационного процесса.

В заключение данного параграфа отметим, что приведенные выше способы нахождения эффективных параметров с использованием аппарата временных функций дают возможность провести строго расчеты для любых моделей произвольного вида и оптимальным образом обработать любой заданный массив наблюдений.

3. О единственности решения обратной кинематической задачи для сложных моделей сред

Обратная кинематическая задача в общем виде заключается в том, чтобы по зарегистрированному на поверхности Земли полю времен $t(x_1, x_2)$ восстановить распределение скорости в среде и положение отражающей границы $z = f(x)$. Эта задача относится к числу некорректных. Как известно, центральным пунктом теории некорректных задач является вопрос единственности решения. Ниже этот вопрос рассматривается для двух постановок обратной задачи.

а) Обратная задача для вертикально-неоднородного слоя с горизонтальной отражающей границей.

В последнее время внимание ряда исследователей приобрела обратная задача для вертикально-неоднородного слоя с произвольной кусочно-гладкой функцией скорости и горизонтальной отражающей границей^{х), хх)}:

$$V = V(z), \quad 0 \leq z \leq H \quad (19)$$

Наиболее полные результаты были получены в работе [43] с использованием метода аналитического продолжения. Используя известное параметрическое задание годографа $t(x)$ для модели (19), показывается, что $t(x)$ аналитически продолжается в комплексную плоскость и является аналитической регулярной функцией комплексного переменного x в односвязной области, содержащей интервал $(-x_*, x_*)$ вещественной оси и $(-2iH, 2iH)$ мнимой оси (здесь x_* — предельная точка вещественного годографа). Точки $\pm 2iH$ являются точками ветвления функции $t(x)$, откуда (в силу единственности аналитического продолжения) следует, что глупина H однозначно восстанавливается по значениям годографа $t(x)$, заданным на любом конечном интервале (a, b) .

Введем лучевой параметр $\rho = dt/dx$. Как известно, для любых траекторий луча отраженной волны ρ принимает значение из интервала $(-\frac{1}{V_{\max}}, \frac{1}{V_{\max}})$. Однако, используя метод аналитическо-

х) ГЕРВЕР М.Л., МАРКУШЕВИЧ В.М. Определение по годографу скорости распространения сейсмических волн. — В сб.: Вычислительная сейсмология, вып.3. "Наука", М., 1967.

хх) ГЕЙКО В.С. Свойства и обращение годографа отраженных волн. ДАН СССР, т.218, № I, 1974.

го продолжения, функцию $t(x)$ можно определить и для таких вещественных значений ρ которые больше $1/V_{max}$. Показывается, что при $1/V_{max} < \rho < 1/V_{min}$ функция $Re t (Re x)$ совпадает с годографом рефрагированной волны для слоя $V = U(z)$, где $U(z)$ представляет монотонную перестановку значений $V(z)$. (Если $V(z)$ монотонна, то $U(z) = V(z)$). Привлекая формулу Вихерта-Герглота, заключаем, что по годографу $t(x)$ функция $V(z)$ восстанавливается с точностью до перестановки слоев. По-прежнему из единственности аналитического продолжения следует, что $t(x)$ достаточно задать на любом конечном интервале (a, b) . Заметим, что определение функции с точностью до перестановки ее значений эквивалентно определению множества ее "моментов":

$$\alpha_k = \int_0^H V^k(z) dz, \quad k = 1, 2, \dots, \infty$$

Полученные результаты означают, что задачу интерпретации годографа $t(x)$ для модели (19) можно сформулировать как задачу аналитического продолжения, что не только обогащает набор алгоритмов решения обратной задачи, но и проясняет многие аспекты данной задачи.

Прежде всего заметим, что принципиальная возможность восстановления $U(z)$ вовсе не означает фактической возможности устойчивой оценки этой функции. Более того, характер аналитического продолжения показывает, что устойчивой оценки $U(x)$ получить нельзя и что параметр H оценивается более устойчиво.

Связь интерпретации с аналитическим продолжением выявляет конструктивную роль степенных разложений годографа. Особый интерес представляют разложения, связанные с особыми точками $\pm 2iH$. В частности, в окрестности точек вставления функции $t(x)$ представляется рядом по дробным степеням $x + 4H^2$ вида:

$$t(x) = \sqrt{x^2 + 4H^2} \left[A_0 + A_1(x^2 + 4H^2) + \dots \right] \quad (20)$$

где:

$$A_0 = \sqrt{v_1}, \quad A_1 = -\sqrt{v_1} \frac{v_1 - v_1^2}{32H^2 v_1^2},$$

При $v_1 = \alpha_{-2k}/H$ это разложение имеет четкий физический смысл: его первое слагаемое характеризует годограф однородной среды со скоростью равной $1/\sqrt{v_1}$, следующее слагаемое определяет сте-

пень неоднородности среды, т.к. пропорционально среднему квадрату отклонения $f / V^2(z)$ от среднего значения ν_1 . Следующие слагаемые зависят от моментов ν_k более высокого порядка. Полученное разложение показывает, что устойчиво определяемыми являются первые моменты ν_k функции $f / V^2(z)$.

Разложение (20) неудобно тем, что параметр H^2 входит в него нелинейно. В этом отношении более интересным оказывается ряд для x^2 по степеням t^2 :

$$x^2 = C_0 + C_1 t^2 + C_2 t^4 + \dots, \quad (21)$$

для которого

$$C_0 = -4H^2, \quad C_1 = \frac{f}{\nu_1}, \quad C_2 = \frac{\nu_2 - \nu_1^2}{16H^2 \nu_1^2}$$

Использование первых двух слагаемых этого ряда эквивалентно методу эффективных параметров (в модификации, известной как способ квадратичных координат). Использование слагаемого, зависящего от $\nu_2 - \nu_1^2$ значительно уточняет оценку H сравнительно с методом эффективных параметров.

Метод аналитического продолжения позволяет также исследовать точность аппроксимации годографа $t(x)$ обычными степенными разложениями, в частности, рядом Тейлора

$$t = a_0 + a_1 x^2 + a_2 x^4 + \dots \quad (22)$$

Так как $2iH$ — особая точка, то радиус сходимости R этого ряда не превосходит $2H$. Естественный интерес представляют ситуации, когда R в точности равен $2H$. Оказывается, что достаточным (но не необходимым) условием является неравенство

$$\frac{V_{\max}}{V_{\min}} < \sqrt{2}. \quad \text{При этом остаток ряда оценивается так:}$$

$$\left| t_n(x) - t(x) \right| \leq 2 \frac{2H}{V_{\min}} \cdot \frac{V_{\max}}{V_{\min}} \left(\frac{x}{2H} \right)^{2(n+1)}$$

Если дополнительно предположить, что функция $U(z)$ выпукла (то есть $U''(z) < 0$), то достаточным условием сходимости ряда (22) в круге $|x| < 2H$ является неравенство:

$$\frac{V_{\max}}{V_{\min}} < \frac{1}{3} \left(1 + \sqrt[3]{17 + 5\sqrt{5}} + \sqrt[3]{17 - 5\sqrt{5}} \right) \approx 1,95.$$

Ряд (22) не является наилучшим способом аппроксимации годографа. В частности, при аппроксимации на больших базах более эффективен ряд (20). Кроме того целесообразно переходить к аппроксимации функции $t^2(x)$. Дело в том, что точка $2iH$ не является особой для функции $t^2(x)$, поэтому ряд Тейлора для $t^2(x)$ может иметь радиус сходимости больший, нежели $2H$. На эмпирическом уровне этот факт был известен и раньше.

б) Случай отражающей границы произвольной формы и $V=V(z)$. В последнее время удалось получить полное решение проблемы единственности решения обратной задачи для более общей модели:

$$V = V(z), \quad 0 < z < f(x) \quad (23)$$

где $V(z)$ неизвестная кусочно-гладкая функция, $f(x)$ непрерывна вместе со своей первой производной.

Основной результат заключается в следующем: если поле $t(x_1, x_2)$ задано при $-\infty < x_1 < x_2 < \infty$, то функция $L(x)$ восстанавливается однозначно. Зависимость скорости от глубины $V(z)$ на интервале $(\min f(x), \max f(x))$ определяется также однозначно, а на интервале $(0, \min f(x))$ — с точностью до перестановки слоев.[55]

По отношению к оцениваемым параметрам среды поле $t(x_1, x_2)$ содержит избыточную информацию. Поэтому целесообразно находить достаточные системы данных, т.е. такой набор параметров поля, который позволяет оценивать те же параметры среды, что и полное поле. Укажем две такие системы: система параметров ОГТ $\{t_0(x), V_e(x)\}$ и система параметров $\{t_{\min}(x), g(x), d(x)\}$, где $d(x_2) = x_2 - x_1$ для наблюдения (x_1, x_2) лежащего на линии $\partial t / \partial x_1 = 0$, t_{\min} и g — значения t и $\partial t / \partial x_2$ на этой же линии. Вторая система параметров определяет характеристику поля времен в окрестности линии минимумов годографов ОТВ. Она менее универсальна, так как применима только в тех случаях когда углы наклона не превосходят 45° . Однако, она дает более простую и (что более существенно) более устойчивую оценку параметров среды. И та и другая система параметров характеризует поле времен, а не какой-либо отдельный годограф, и в принципе может быть получена только по данным многократного прослеживания.

Строго говоря, для отыскания параметров среды каждая из указанных систем должна еще содержать годограф ОГТ $t(z)$ для такой точки X в которой $f'(X) = 0$. Если $f'(x)$ обращается в нуль только при $x \rightarrow -\infty$ то $t(z)$ означает соответствующий предел при $X \rightarrow -\infty$.

Если поле $t(x_1, x_2)$ задано на конечном отрезке $a < x_1 < x_2 < b$, то единственность решения обеспечивается, если в освещенной области границы имеется хотя бы одна из характерных точек: точка минимума или максимума $f(x)$, конец границы (дифрагирующая точка), либо такая точка ξ , что при $z = f(\xi)$ функция $V(z)$ терпит скачок. В таких случаях по полю $t(x_1, x_2)$ однозначно определяется линия $\xi(x_1, x_2) = \text{const}$ фиксированной точки, отражения, т.е. такой совокупности наблюдений (x_1, x_2) , которые относятся к одной и той же точке отражения ξ .

Согласно закону Снелиуса:

$$\frac{\partial t}{\partial x_1} = -\frac{\sin(\alpha - \varphi_\xi)}{V_\xi} \quad \frac{\partial t}{\partial x_2} = \frac{\sin(\alpha + \varphi_\xi)}{V_\xi} \quad (24)$$

где: $Y_\xi = \varphi(\xi)$ и $V_\xi = V[h(\xi)]$. Отсюда легко получить, что на линии $\xi = \text{const}$ производные $\partial t / \partial l$ и $\partial t / \partial X$ (при $l = x_2 - x_1$, $X = \frac{x_1 + x_2}{2}$) связаны соотношением:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial l}\right)^2 - \frac{1}{4} \left(\frac{\partial t}{\partial X}\right)^2 = \frac{1}{\cos^2 \varphi_\xi} \left(\frac{\partial t}{\partial l}\right)^2 - \frac{\sin \varphi_\xi}{V_\xi^2}$$

откуда следует возможность оценки φ_ξ и V_ξ . Годограф фиксированной точки отражения является аналитической функцией, которая имеет точку ветвления при $x = 2i f(x)$ откуда следует возможность оценки $h(\xi)$. Из аналитических же свойств выводится возможность восстановления на интервале $(0, h(\xi))$ функции $U(z)$ — монотонной перестановки $V(z)$.

Обратим внимание на то, что в том случае, когда характерная точка является точкой максимума или минимума $f(x)$, то годограф характерной точки отражения совпадает с годографом ОГТ (а также с годографом для модели (19)) и определяется условием $\partial t / \partial x_1 = -\partial t / \partial x_2$.

Покажем, как осуществляется восстановление других параметров среды при использовании второй системы параметров поля $\{g(x), d(x)\}$.

Пусть $\tau(l)$ — годограф ОГТ, отвечающий точке минимума ξ . Определим $\rho(l) = \tau'(l)$ обратную функцию $l(\rho)$ и составим нелинейное интегральное уравнение относительно функции $\varphi(x) = t g^2 \varphi(x) / (1 - t g^2 \varphi(x))$:

$$F'(x) = \Psi(x) + \frac{\int_{\xi}^x \frac{g'(x)g^2(s)\Psi(s)}{(1+2\Psi(s))} ds}{\left[\int_{\xi}^x \frac{g^2(s)-4g^2(x)\Psi(s)(1+\Psi(s))}{(1+2\Psi(s))^2} ds \right]^{3/2}}$$

где

$$2F(x) = d(x) - l [g(x)]$$

Построив (по методу последовательных приближений) решение этого уравнения и определив $\psi(x) = \arcsin \sqrt{\Psi(x)/(1+\Psi(x))}$ найдем функцию $v(x) = V[f(x)]$, основываясь на вытекающем из формул (6) соотношении $g(x) = \sin 2\psi(x)/v(x)$. Но так как в точке минимума значение $f(x)$ может быть определено по годографу $\varepsilon(z)$ то тем самым определяется $f(x)$ и функция $V(z)$ в диапазоне изменения глубин отражающей границы.

Если используется характерная точка границы, связанная с максимумом $f(x)$ либо со скачком $V(z)$, то восстановление глубин выше характерной точки с помощью описанной процедуры осуществляется только в том случае, когда $V(z)$ монотонна.

Основными результатами теории обратных кинематических задач являются следующие:

1) Система параметров ОГТ является не единственной возможной системой функционалов временного поля; конкурирующими системами данных являются — система $\{t, \partial t/\partial x_1, \partial t/\partial x_2\}$ на фиксированной линии $l = \text{const}$ (либо эквивалентная ей система эффективных параметров поля времен), система $\{t_{\min}, g(x), d(x)\}$ и т.д.

2) Поскольку при решении обратной задачи для модели (23) такие системы не содержат избыточной информации, то они оказываются недостаточными при рассмотрении более общих моделей сред, содержащих изменение скорости как в вертикальном так и в горизонтальном направлении. В таких случаях нужно иметь более полную информацию о поле времен. Отсюда можно сделать вывод, что при стандартной обработке данных многократного прослеживания по методу ОГТ для слоев, заключенных между отражающими принципами, возможны только следующие скоростные модели: слой с постоянной скоростью, слой со скоростью, изменяющейся только по вертикали, и слой с эффективной пластовой скоростью, зависящей только от x .

Заметим в заключении, что сравнение различных систем параметров поля времен должно не только учитывать устойчивость решения обратной кинематической задачи, но и точность изменения этих параметров по сейсмограммам при наличии кратных и других волн — помех.

Клем-Мусатов К. Д.

О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ДИФРАГИРОВАННЫХ ВОЛН

Современные методы сейсмических исследований (сейсморазведка, глубинные сейсмические зондирования земной коры - ГСЗ) основаны почти исключительно на использовании отраженных и преломленных волн, образующихся на регулярных, достаточно протяженных границах. Дифрагированные волны, связанные с наличием в среде резких неоднородностей, используются в настоящее время несистематически, чему в значительной степени мешает отсутствие достаточно строгой теоретической базы. Математические исследования по дифракции волн в упругих средах были начаты еще в 30-х годах (В.И. Смирнов, С.Л.Соболев) и продолжались в последующий период рядом авторов, но полученные точные решения ограничиваются такими идеализированными моделями (идеально отражающие границы, прямоугольные угловые области), которые не соответствуют в достаточной мере реальным геологическим условиям. Из работ последнего периода по теории дифракции применительно к задачам сейсморазведки, основанным на некоторых упрощающих предположениях, следует отметить исследования Т.И.Облогиной^{х)}. Однако полученные ею результаты справедливы только вне окрестностей границ геометрической тени и лишь для акустической модели с идеально отражающими границами. Наряду с теоретическими было выполнено значительное число экспериментальных работ по регистрации дифрагированных волн как на лабораторных моделях, так и в полевых условиях. Они убедительно подтвердили наличие рассматриваемого типа волн в экспериментах, но отсутствие достаточно обоснованных представлений о механизмах дифракции в большинстве случаев не позволило полностью объяснить особенности наблюдаемых волновых полей.

В Институте геологии и геофизики теоретические исследования по дифракции сейсмических волн были начаты еще в конце 60-х годов, но наибольшее развитие получили в последнее пятилетие. Прогрессу исследований в последние годы в значительной степени способствовало объединение усилий Института с СибГЭ Миннефтепрома.

^{х)} ОБЛОГИНА Т.И. Динамические характеристики дифрагированных волн. - "Изв. АН СССР. Сер.геофиз.", 1956, № 4, с.377-390.

В частности это дало возможность расширить исследования по анализу особенностей дифракционных волновых полей для ряда типичных моделей сред, провести специальные работы по регистрации дифрагированных волн в поле на сравнительно хорошо изученных объектах, начать разработку алгоритмов машинной обработки экспериментальных данных. В настоящей статье кратко излагаются, с акцентом на теоретические аспекты проблемы, результаты коллективных исследований, выполненных под общим руководством члена-корреспондента АН СССР Н. Н. Пузырева.

Известно, что математически строгое понятие о "волнах" вводится с помощью представлений теории распространения разрывов обобщенных решений линейных дифференциальных уравнений гиперболического типа. Приведем необходимые определения волн и связанных с ними понятий, исходя из представлений указанной теории.

Пусть

$$f = \sum_k f_k(t - \tau_k, x, y, z) + f_d(t, x, y, z) \quad (1)$$

- обобщенное решение линейного дифференциального уравнения гиперболического типа, испытывающее разрывы на характеристиках $t = \tau_k(x, y, z)$ где f_k разрывные, а f_d - непрерывная части решения, t - время, x, y, z - прямоугольные координаты точки пространства. Допустим далее, что в пространстве какие-либо поверхности $t = \tau_n(x, y, z)$ при $n = 1, 2, \dots$ касаются некоторой поверхности $t = \tau_D(x, y, z)$ где τ_n и τ_D принадлежат множеству $\{\tau_k\}$. Каждая из линий касания, параметрически определяемая парой уравнений

$$t = \tau_n(x, y, x), \quad t = \tau_D(x, y, z) \quad (2)$$

является границей поверхности $t = \tau_n(x, y, z)$.

Отдельное слагаемое f_k при $k = n$ будем называть геотро-сейсмической волной, если его разрыв на характеристике в окрестности линии касания (2) описывается нулевым (или первым для головных волн) приближением лучевого метода. Слагаемое f_k при $k = D$ будем называть краевой дифрагированной волной, если конгруэнция нормалей к поверхности $t = \tau_D(x, y, z)$ управляется кинематическим законом дифракции на ребре^{x)}. Поверхность,

^{x)} БЕРЗОН И.С. О некоторых вопросах кинематики распространения дифрагированных волн. - В кн.: Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. М., 1950, № 9, с.67-83.

$$\tau_n(x, y, z) = \tau_D(x, y, z), \quad (3)$$

уравнение которой получается при исключении параметра t из выражений (2), будем называть границей геометрической тени волны f_n .

Приведем полученное нами математическое описание дифрагированных волн. Пусть f_D - поле дифрагированной волны (продольной или поперечной), фронт которой $t = \tau_D(x, y, z)$ соприкасается с фронтами $t = \tau_n(x, y, z)$ геометросейсмических волн f_n по границам тени (3). Если поля нестационарных волн задать спектральными представлениями

$$f_k(t - \tau_k, x, y, z) = \operatorname{Re} \int_{\omega_0}^{\infty} F_k(\omega, x, y, z) e^{-j\omega(t - \tau_k)} d\omega, \quad k = n, D, \quad (4)$$

то спектр дифрагированной волны определится выражением [64-68]

$$F_D = \sum_n F_n^k + \bar{F}_D, \quad (5)$$

$$F_D^n = \begin{cases} \pm (F_n)_{\tau_n = \tau_D} \mathcal{F} & \tau_D - \tau_n \leq \frac{2\mathcal{H}}{\omega} \\ \Psi_n / \sqrt{J} & \tau_D - \tau_n \geq \frac{2\mathcal{H}}{\omega} \end{cases}, \quad \bar{F}_D = \frac{\Psi}{\sqrt{J}}, \quad (6)$$

где n - номер границы геометрической тени (3); J - расходимость поля дифрагированных лучей (якобиан перехода от прямоугольных координат к лучевым координатам дифрагированной волны); Ψ и Ψ_n - функции направленности излучения; знак (+) берется в области тени, а (-) в области света n -ой геометросейсмической волны; поверхность $t = \tau_n(x, y, z)$ продолжается в область тени аналитически.

Дифракционный коэффициент \mathcal{F} представляется суммой

$$\mathcal{F} = W(\omega) + \mathcal{H}, \quad (7)$$

$$W(\omega) = \frac{1}{2\sqrt{\mathcal{H}}} e^{-\frac{j\mathcal{H}\omega^2}{2}} \int_{-\frac{j\mathcal{H}\omega^2}{2}}^{\infty} \frac{e^{-t}}{\sqrt{t}} dt, \quad \omega = \sqrt{\frac{2\omega}{\pi}(\tau_D - \tau_n)}, \quad (8)$$

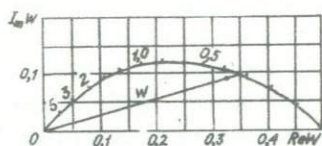


Рис. I. Номограмма для вычисления функции $W(w)$. Числа на графике обозначают значения w .

График функции $W(w)$ приведен на рис. I. Второе слагаемое в (7) непрерывно на границе тени (5), а его величина характеризуется следующей оценкой $O(1/w \tau_p)$. В [66] показано, что оно представимо интегралом типа Коши. Однако в общем случае явную формулу для \mathcal{H} пока получить не удастся.

Слагаемое \bar{F}_p^n в (5) соответствует той составляющей поля, которая описывается в рамках геометрической теории дифракции Келлера. Механизм образования этой части поля связан с излучением из малой окрестности ребра, а ее интенсивность в процессе распространения изменяется только за счет геометрического расхождения фронта и отражений — преломлений на границах раздела. Механизмы образования частей поля, которые описываются в (5) слагаемыми F_p^n имеют более сложную природу. В малой окрестности отдаленной границы тени $\tau_p - \tau_n \lesssim 2\pi/w$, имеющей характер пограничного слоя, поле F_p^n образуется за счет поперечной диффузии энергии из поля n -ой геометросейсмической волны. Изменение знака этой части поля при переходе через границу тени (обращение фазы) и отражает баланс энергии в процессе диффузии ("плюс" соответствует притоку в область тени, а "минус" — дефициту в освещенной области). Вне пограничного слоя $\tau_p - \tau_n \gtrsim 2\pi/w$ поперечная диффузия имеет второстепенное значение, а преобладают процессы переноса энергии по лучам, которые описываются в рамках геометрической теории дифракции. В рамках изложенной теории описываются и эффекты многократной дифракции. Однако их, вряд-ли, имеет смысл учитывать при описании сейсмических волновых полей из-за малой интенсивности.

Интенсивность слагаемых F_p^n в пограничных слоях $\tau_p - \tau_n \lesssim 2\pi/w$ оказывается такого же порядка, как и у геометросейсмических волн, на интерпретации которых строятся методы сейсморазведки. Поэтому можно полагать, что многие экспериментально наблюдаемые динамические аномалии имеют дифракционную природу. Закон изменения амплитуды дифрагированной волны в пограничном слое

имеет универсальный характер. Он не зависит от природы и свойств сейсмической границы (контакт слоев, тонкий слой, тонкослоистая пачка, переходный слой и т.п.), с которой связано образование самой волны f_n или границы тени в поле этой волны. Любое резкое изменение геометрии или пространственного изменения свойств сейсмической границы, приводящее к образованию области тени, вызывает появление дифрагированной волны, которая испытывает обращение фазы на границе тени и затухает при удалении от нее по закону $W(\omega)$. Этот закон связывает только экспериментально наблюдаемые величины — выражение $W(\omega)$ описывает амплитуду дифрагированной волны в долях значения амплитуды геотросейсмической волны, как функцию фазового сдвига между их голографами. Такая форма описания наиболее естественна для анализа экспериментальных данных, поскольку она не содержит неизвестных параметров среды.

Интенсивность "излучения" (слагаемое \bar{F}_0 и слагаемое F_0^n вне пограничных слоев) на порядок слабее, чем у геотросейсмических волн. Поэтому эффекты "излучения" экспериментально выявить на фоне помех значительно труднее, чем явления в пограничных слоях. Характер функций направленности излучения ψ и ψ_n зависит от строения и свойств среды в непосредственной окрестности дифрагирующего ребра, что делает эту часть волнового поля весьма чувствительной к несовпадению теоретической модели с геологическим прототипом. Поскольку представления о тонких деталях строения земной коры нередко носят предположительный характер, последнее обстоятельство следует иметь в виду при прогнозировании свойств дифракционных полей на основе решения прямых динамических задач.

Эффективность динамической интерпретации в сейсморазведке прежде всего зависит от "устойчивости" характерных информативных особенностей волнового поля, определяющей возможность их выделения на фоне помех путем сканирования результатов повторных наблюдений (например, в системах ОГТ с многократным перекрытием). Такой "устойчивостью" свойств поле дифрагированной волны обладает только в пограничных слоях. Этим и определяется, по нашему мнению, разумная степень приближения в математическом описании явлений дифракции при современной массовой обработке материалов сейсморазведки — поле отдельной дифрагированной волны достаточно

описывать выражением (4) при $k = \mathcal{D}$ где

$$F_D^n = \sum_n F_D^n, F_D^n = \pm (F_n)_{\tau_n = \tau_D} W(\omega), \omega = \sqrt{\frac{2\omega}{\pi} (\tau_D - \tau_n)}, \quad (9)$$

В рамках такого приближения достаточно точно воспроизводятся особенности волновой картины в пограничных слоях. Вне пограничных слоев, где приближение (9) несправедливо, дифрагированные волны имеют малую интенсивность и пока, вряд-ли, могут быть использованы для динамической интерпретации. Заметим, что представления геометрической сейсмоки (принцип Ферма, закон сохранения потока энергии, закон отражения-преломления), дополненные дифракционными представлениями в рамках приближения (9), эквивалентны представлениям волновой теории (динамическая форма принципа Гюйгенса) в приближении Френеля-Кирхгофа.

В рамках изложенных представлений наблюдаемые сейсмические поля представляют результат наложения регулярных геометросейсмических волн, существующих на "освещенных" частях профиля (или площади) наблюдений, и дифрагированных волн вида (9), фазы которых обращаются на границах тени, а пространственное изменение амплитуд управляется законом $W(\omega)$. Интерференция этих групп волн может настолько осложнять характер наблюдаемых полей, что их интерпретация существующими методами становится неэффективной.

На основе принятого теоретического приближения (9) разработаны программы вычисления на ЭВМ волновых полей в однородных средах, содержащих выклинивающиеся слои, малоамплитудные сбросы и произвольные кусочно-плоские границы раздела (авторы программы В.Г.Черняков, С.А.Гриценко). Программы позволяют строить в графической и цифровой форме теоретические сейсмограммы и амплитудные графики вертикальной и горизонтальной компонент вектора смещений на профиле, ориентированном вкrest простираения структуры, для случая, когда источник колебаний расположен на этом же профиле. Исследованы теоретические волновые поля для следующих моделей геологических структур: прямоугольный клин, клин с опущенным и поднятым наклонным крылом, выклинивание, примыкание к наклонной и горизонтальной границам, малоамплитудный сброс. Примеры теоретических сейсмограмм и результаты исследования частично опубликованы в работах [69,85].

Установлено, что характеристики спектра и формы дифрагирован-

ных волн не могут служить надежными критериями выделения этих волн на сейсмограммах в связи с их малой информативностью. В моделях геологических структур, представляющий наибольший разведочный интерес, дифрагированные волны существуют только на фоне регулярных отражений. Поскольку годографы отраженных и дифрагированных волн близки в областях, где интенсивность дифракции и отражений соизмерима, эти типы волн визуально не разделяются на сейсмограммах. В областях, где отраженные и дифрагированные волны разделяются кинематически, интенсивность дифракции оказывается настолько малой, что попытки ее выделения на полевых сейсмограммах, вряд-ли, будут иметь смысл из-за наличия помех. Отмеченные свойства волновых полей показывают, что интерпретация явлений дифракции на основе кинематических критериев возможна только в тех редких частных случаях, когда дифрагированные волны могут наблюдаться в чистом виде в областях геометрической тени.

Волновые явления в моделях рассматриваемых геологических структур сопровождаются устойчивыми динамическими эффектами. Последние проявляются в закономерном усилении и ослаблении (вплоть до потери корреляции) интенсивности колебаний и обусловлены пространственным распределением областей света и тени и интерференцией волн различных типов. Пространственное распределение динамических аномалий вдоль профиля (или площади) наблюдений зависит от положения источника колебаний и приближенно управляется простейшими геометрическими закономерностями типа "сейсмического сноса", что, в принципе, позволяет усиливать их путем накопления в системах с многократным перекрытием и отличать от динамических аномалий, обусловленных горизонтальной слоистостью. Подтверждено наличие динамических аномалий, связанных с малоамплитудным сбросом^{х)}. Установлено наличие аномалий, обусловленных интерференцией дифрагированных волн, что создает дополнительную возможность выделения малоамплитудных сбросов путем частотной фильтрации сейсмограмм. Основные особенности суммарного волнового поля для моделей с резкими неоднородностями были подтверждены в эксперименте при ультразвуковом моделировании. Пример сопоставления теоретических и экспериментальных волновых картин приведен на рис.2.

^{х)} КОВАЛЕВСКИЙ Г. Л., АВЕРКО Е. М. Динамические особенности записи отражений и их интерпретация при наличии разрывного нарушения. — "Геология и геофизика", 1967, № 9, с. 80-97.

Полевой эксперимент был поставлен в условиях развитых дизъюнктивных нарушений малой амплитуды и выполнен силами СибГЭ (Г. Л. Ковалевский) в Уральской области Каз. ССР. Регистрируемые продольные отраженные волны хорошо коррелировались по фазам, но имели динамические аномалии, проявляющиеся локальными устойчивыми областями понижения амплитуд. Положение аномальных

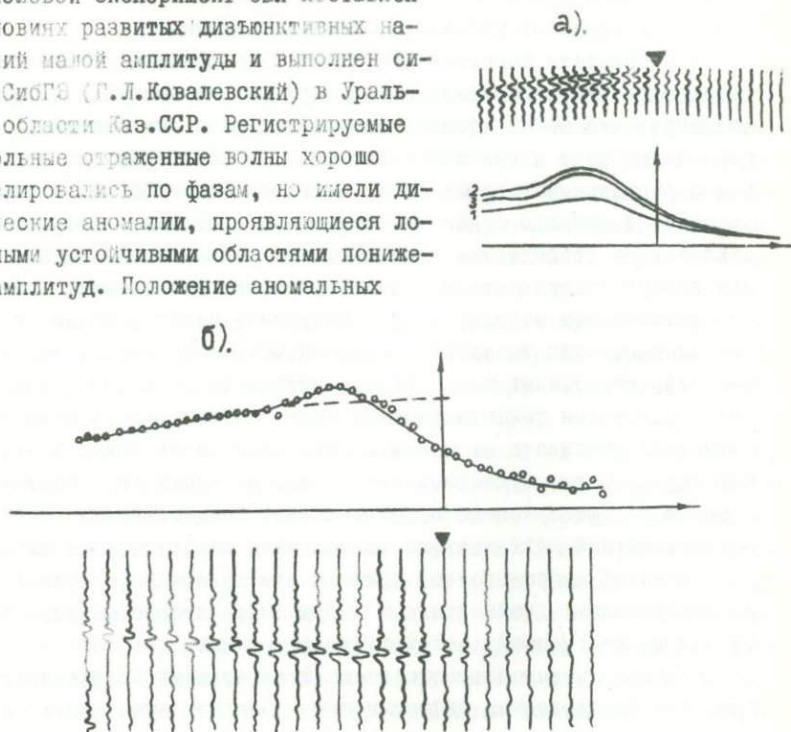


Рис. 2. Теоретическая (а) и экспериментальная (б) волновые картины при дифракции на прямоугольном клине с графиками распределения амплитуд вдоль профиля наблюдений [83].
 ooo - эксперимент, — — — — — теория, ▼ - положение источника (над ребром), — — — — — амплитуда отражения от горизонтальной границы без учета дифракции (теория). Слева на теоретических графиках указаны номера фаз.

участков записи при изменении положения пунктов взрыва подчинялось закономерности типа "сейсмического сноса". Частотная фильтрация сейсмограмм позволила обнаружить типичную в теоретических исследованиях тенденцию углусления амплитудных аномалий на высоких частотах и выявить существование малоамплитудных сбросов. Система малоамплитудных сбросов, расположенных вблизи крупного

разлома, была прослежена по ряду сечений, что дало возможность построить схему их площадного распространения.

В результате выполненного этапа исследований теоретически установлен и экспериментально подтвержден данными ультразвукового моделирования закон пространственного изменения амплитуд дифрагированных волн в тех областях, где они соизмеримы по интенсивности с регулярными отражениями. Математическая форма закона не зависит от природы сейсмических границ и связывает только экспериментально наблюдаемые величины, что позволяет ее использовать для интерпретации материалов сейсмических наблюдений. Методами математического моделирования обнаружено существование устойчивых динамических аномалий, обусловленных наличием на сейсмограммах дифрагированных волн. Пространственное положение этих аномалий управляется закономерностью типа "сейсмического сноса", что позволяет усиливать их путем накапливания в системах с многократным перекрытием. Существование указанных аномалий подтверждено данными ультразвукового моделирования. Специальными полевыми экспериментами подтверждена возможность использования динамических аномалий дифракционной природы для выделения и трассирования малоамплитудных дизъюнктивных нарушений, которые не обнаруживаются при кинематических методах интерпретации.

Результаты выполненного этапа исследований свидетельствуют о том, что предложенные дифракционные представления могут служить основой для создания методов сейсмической разведки геологических объектов типа выклинивающихся слоев, различных типов примыканий геологических границ и дизъюнктивных нарушений.

Аверко Е.М., Куликов В.М., Нефедкин Ю.А., Сибиряков Б.П.

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

В статье излагаются основные результаты многолетних исследований коллектива авторов сейсмического отдела ИГиГ СО АН СССР, направленных на изучение процессов распространения поперечных волн методами геоакустики применительно к задачам сейсморазведочного метода поперечных волн. Рассматривается метод прямых поперечных волн в акустическом каротаже, методика физического моделирования поперечных волн, а также вопросы распространения таких волн в периодических структурах.

§ I. Метод прямых поперечных волн в акустическом каротаже

Методом акустического каротажа с использованием головных волн можно измерять их скорости распространения, превышающие, по крайней мере, значение 1500 м/с, что соответствует скорости в буровом растворе. Поэтому таким методом нельзя производить измерения в зоне малых скоростей, в низкоскоростных пропластках, в сухих, необводненных скважинах, на участке скважины выше уровня грунтовых вод, в скважинах района вечной мерзлоты и др.

Кроме того, использование головных волн в акустическом каротаже ограничивает возможности исследования горных пород на волнах различной поляризации, что необходимо при изучении достаточно сложнопостроенных сейсмо-геологических сред.

Эти два недостатка акустического каротажа на головных волнах особенно остро ощущаются при работе на поперечных волнах. Чтобы исключить указанные недостатки акустического каротажа на головных волнах в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в прошедшей пятилетке велись работы по созданию АК на прямых поперечных волнах, распространяющихся по прямому пути от излучателя до приемника в виде поперечных SH -волн или поперечных крутильных волн. Такой способ акустического каротажа на прямых поперечных волнах позволяет измерять скорости распространения поперечных, а также продольных волн практически во всех горных породах с возможностью исследования динамических особенностей волн различной поляризации. Он может быть разделен на две модификации, различающиеся способом возбуждения и приема (видом датчиков) поперечных волн.

Асимметричный способ

I. Физические основы способа

Способ состоит в том, что применяется импульсный способ измерения скорости распространения волны при использовании поляризованных импульсных колебаний, вектор смещения которых перпенди-

кулярен радиусу и образующей скважины. х)

Выделены классы волн-помех в этом методе и разработаны меры борьбы с ними. Для подавления волны-помехи в виде прямой продольной волны, распространяющейся по стенке скважины, применены специально разработанные датчики, обладающие достаточно острой плоской диаграммой направленности первого рода. Работа с этими датчиками ведется по схеме УУ (начало прямоугольной системы координат помещается в месте стоянки одного из датчиков, за ось ОХ принимается образующая скважины, ось ОХ — направляется по радиусу, а ось ОУ — перпендикулярно двум первым). Для уничтожения волн-помех, распространяющихся по буровому раствору, датчики акустически изолированы от него. При работе по схеме УУ с указанными датчиками создаются неблагоприятные условия для регистрации продольных винтовых волн, распространяющихся от излучателя к приемнику по геодезическим линиям. Однако полного уничтожения винтовых волн-помех достичь не удастся. Для их учета при интерпретации сейсмического материала применяется многоточечная схема приема по профилю с последующим разделением по кинематическим и, отчасти, динамическим признакам указанной помехи и полезной прямой поперечной волны.

Теоретическими расчетами и модельными экспериментами подтверждена эффективность указанных мер борьбы с волнами-помехами в методе прямых поперечных волн.

Каротажный метод прямых волн применяется также для каротажа на прямых продольных волнах с целью определения скоростей их распространения в породах стенки скважины. Для этого диаграмма направленности поворачивается в ее плоскости так, чтобы ось максимальной чувствительности совпала бы с образующей скважины, т.е. применяется ХХ способ возбуждения и приема сейсмических волн.

2. Аппаратура

Основу аппаратуры для работы по методу ультразвукового каротажа на прямых поперечных и продольных волнах составляют специаль-

х) ПУЗЫРЕВ Н.Н., АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М. Способ акустического каротажа скважин. Авторское свид. № 234283 от 10.01.1969, бюлл. № 4 (приоритет от 17.01.1967).

но разработанные датчики, с помощью которых возбуждаются и регистрируются поперечные ΣH - и продольные волны соответственно^{х)}.

Принцип действия датчика основан на том, что пластина (балка) способна деформироваться при прочих равных условиях в значительно большей мере в направлении, перпендикулярном большей ее грани, по сравнению с деформацией в плоскости этой грани.

Устройство излучателя и приемника показано на рис. 1а и рис. 1б соответственно. Пакет из биморфных пьезоэлементов крепится одними концами на дно герметичного стакана; вторые концы свободны,

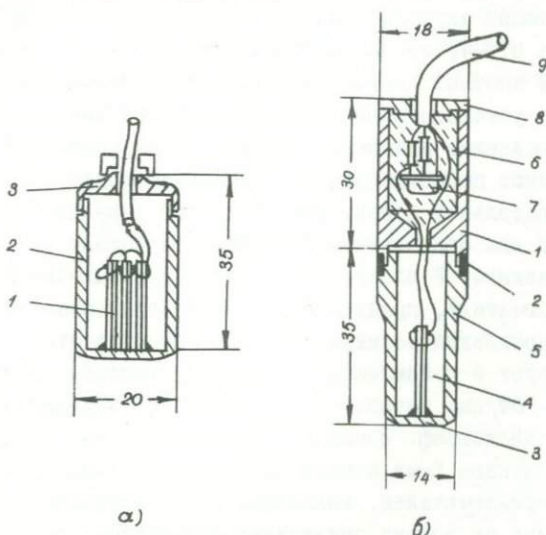


Рис. 1. Схематические чертежи: а) излучатель: 1 - кристалл излучателя, 2 - герметизированный корпус, 3 - крышка; б) приемник: 1 - корпус усилителя, 2 - уплотнительное кольцо, 3 - рабочая плоскость приемника, 4 - пьезоэлемент, 5 - защитный экран пьезоэлемента, 6 - эпоксидная смола, 7 - усилитель, 8 - заглушка, 9 - коаксиальный ввод.

^{х)} АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М. Ультразвуковой датчик. Авторское свид. № 226995 от 16.09.1968, бюлл. № 29 (приоритет от 17.05.1967).

АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М. Скважинные ультразвуковые поляризационные датчики. - "Геология и геофизика", № 2, 1968, с.120-124.

АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М. Применение скважинных поляризационных датчиков при ультразвуковом каротаже. - "Геология и геофизика", № 5, 1969, с.89-95.

а электрический вывод располагается в верхней части стакана. Такой датчик прижимается к поверхности скважины дном стакана. В режиме приема к описанному датчику изготавливается малогабаритный и маложужащий преусилитель, который помещается в верхней части стакана и заливается эпоксидной полимеризованной смолой.

Измерение скоростей поперечной волны производится дискретно с необходимым шагом установки снаряда в скважине. Измерения при каждой стоянке производятся по восьмиточечной профильной системе.

Каротажная установка [58] включает в себя ультразвуковой снаряд, содержащий акустический зонд и подземный электронный контейнер, кабель КТО-4, соединяющий снаряд с наземной регистрирующей и питающей частью. Вдоль образующей цилиндрического зонда на базе 0,5 метра устанавливается 8 указанных приемников и один излучатель. Направление максимума диаграммы направленности излучателя и приемников перпендикулярно образующей зонда и находится в плоскости, касательной к ней. Зонд содержит управляемое прижимное устройство для обеспечения контакта излучателя и приемников со стенкой скважины. В электронном контейнере находится 8-ми канальный переключатель, преусилитель и электрическая часть дистанционного управления режимом датчиков. Переключатель автоматически коммутирует 8 приемников на один преусилитель, после которого сигналы от них передаются по кабелю на восьмиканальный электронный осциллограф. Последний выполнен на базе осциллографа СИ-1 с изготовленным 8-ми канальным переключателем, действующим синхронно с переключателем, находящимся в контейнере снаряда. Волновая картина от восьми приемников фотографируется с экрана осциллографа на фотопленку. Кинематическая схема механической части снаряда представлена на рис.2. Продольный ползун 3 под действием привода 6, управляемого с поверхностной части установки, выдвигает датчики 8,9 и распирает прижимную пружину 4. В результате этого датчики оказываются прижатыми к стенке скважины.

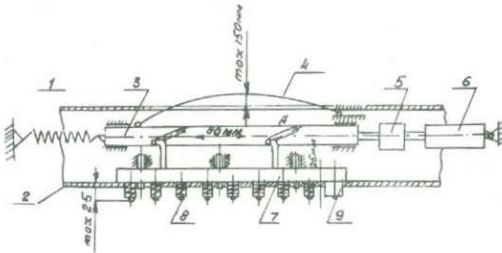
Образцы сейсмограмм представлены на рис.3 и иллюстрируют возможности выделения поперечных волн в скважине

Осесимметричный способ

1. Физические основы

Отличие осесимметричного способа от асимметричного состоит в методе возбуждения и приема колебаний на стенке скважины.

Кинематическая схема



1 - цилиндрическая пружина, 2 - стенки корпуса снаряда, 3 - продольный ползун, 4 - плоская пружина поджатая, 5 - редуктор, 6 - узел привода, 7 - поперечный ползун, 8 - приемник, 9 - излучатель. А - Направляющие скошенные пазы для перемещения поперечного ползуна.

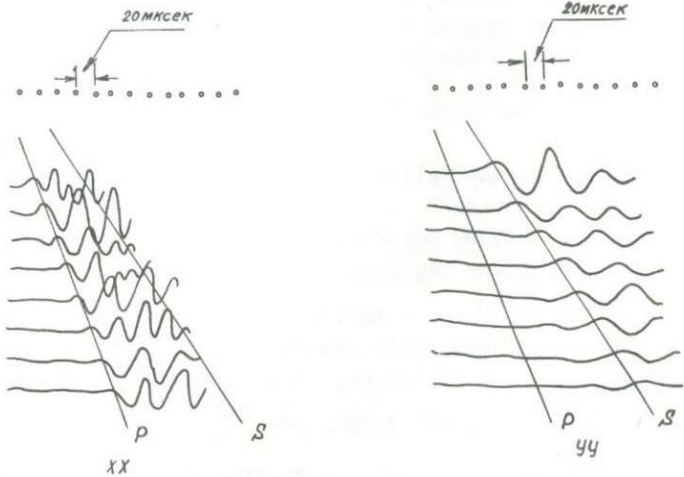


Рис.3. Сейсмограммы, полученные по методу прямых поперечных (УУ) и продольных (ХХ) волн в скважине, пересекающей диабазовые породы. Видно, что для схемы (УУ) выделяются поперечные волны и не выделяются продольные (Р). Для схемы (ХХ) в первых вступлениях выделяются продольные Р волны. Полученные скорости $V_p = 5100$ м/с, $V_s = 2900$ м/с.

В асимметричном, как указывалось выше, датчики располагаются на одной образующей скважины; при осесимметричном способе одиночные датчики располагаются по многим образующим симметрично относительно оси скважины, т.е. на направляющей скважины. При этом осуществляется возбуждение и прием поперечных крутильных волн, распространяющихся по стенке скважины

Преимущества осесимметричного по сравнению с асимметричным способом состоит в том, что, во-первых, отсутствуют винтовые волны и, во-вторых, повышается чувствительность осесимметричного метода при прочих равных условиях за счет эффекта группирования отдельных датчиков.

Теоретическое решение задачи динамической теории упругости для скважины, незаполненной буровым раствором, в которой помещен произвольный осесимметричный источник, создающий произвольные напряжения на ограниченном (по оси скважины) участке скважины, представляется в следующем виде :

$$\vec{U}_p = \int_{-\infty}^{\infty} C_{\varphi} [-H_1^{(1)}(\alpha r) \alpha \vec{e}_r + j H_0^{(1)}(\alpha r) \vec{e}_z] e^{j\delta z} d\gamma$$

$$\vec{U}_{SV} = \int_{-\infty}^{\infty} C_{\varphi} [-j\gamma H_1^{(1)}(\beta r) \vec{e}_r + \beta H_0^{(1)}(\beta r) \vec{e}_z] e^{j\delta z} d\gamma$$

$$\vec{U}_{SH} = -\frac{\alpha}{\mu} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\tau_{\alpha\beta}(\delta)}{\alpha\beta} \cdot \frac{H_1^{(1)}(\alpha r)}{H_2^{(1)}(\alpha\beta)} e^{j\delta z} d\gamma \cdot \vec{e}_{\varphi}$$

где: \vec{U}_p ; \vec{U}_{SV} ; \vec{U}_{SH} - векторы смещений в продольной, поперечной SV и SH-волн, расположенных в плоскости (r, z) для первых двух волн и в плоскости, перпендикулярной оси скважины для последней (крутильной) волны; $C_{\varphi} = \frac{\bar{b}_{rz}(\delta)d + \bar{b}_{rz}(\delta)}{\alpha_1 d + c\bar{v}}$, $C_{\varphi} = \frac{\alpha\bar{\tau}_{rz}(\delta) - c\bar{b}_{rz}(\delta)}{\alpha_1 d + c\bar{v}}$ $\bar{b}_{rz}(\delta)$; $\bar{\tau}_{rz}(\delta)$; $\bar{\tau}_{\alpha\beta}(\delta)$ - спектры по пространственной "частоте" δ напряжений $b_{rz}(z)$; $\tau_{rz}(z)$; $\tau_{\alpha\beta}(z)$, заданных на поверхности рассматриваемого источника; $H_n^{(1)}(x)$ - функции Ханкеля; $\alpha^2 = \kappa_p^2 - \delta^2$; $\beta^2 = \kappa_s^2 - \delta^2$; $\kappa_p = \frac{\omega}{v_p}$; $\kappa_s = \frac{\omega}{v_s}$; v_p , v_s - скорости распространения продольной и поперечной волны; d , α_1 , \bar{v} , c - постоянные, независимые от напряжений на источнике. Как видно из формул, напряжения b_{rz} и τ_{rz} порождают продольную и поперечную SV - волны и не влияют на поперечную SH-волну. Напряжение $\tau_{\alpha\beta}$ порождает только поперечную SH-волну и не влияет на обра-

зование продольной и SV -волны. Такое исключительное положение крутильной (SH) волны среди остальных волн, возбуждаемых осесимметричными источниками, создает благоприятные условия для ее использования в целях каротажа скважин по поперечным волнам, поскольку осесимметричный источник вращательного типа создает простую волновую картину в околоскважинном пространстве, и на сейсмограммах прямых волн в первых вступлениях должны наблюдаться поперечные волны при полном отсутствии продольной волны как основной помехи.

Технически источники и приемники осесимметричного типа реализуются расположением отдельных биморфов по направляющей скважины на равном угловом расстоянии друг от друга таким образом, чтобы направление конца такой биморфной балки было перпендикулярно плоскости $OZ\bar{X}$ цилиндрической системы координат, ось которой совпадает с осью скважины.

Выбор числа отдельных биморфов (рабочих элементов), входящих в источник совместно с приемником крутильных волн на модели скважины показал, что по качеству выделяемой поперечной волны на фоне продольных это число должно быть $8+16$.

Расчет отдельного рабочего элемента и, следовательно, всего излучателя, состоящего из этих элементов, выполненный как расчет изгиба пьезоэлектрической балки, один конец которой закреплен, а второй нагружен на безразмерную акустическую нагрузку

$$\kappa = 124 \frac{(1-\gamma^2)(1-\gamma)}{\gamma^2(1+\gamma^2)} \cdot \frac{\rho}{\rho_0} \cdot \frac{\lambda_{50}^3}{v_0}$$

$$\lambda_{50} = \frac{v_s}{f_0}; \quad f_0 = \frac{h v_0}{l^2}; \quad v_0 = l b h,$$

где: l, b, h - длина, ширина и высота балки, v_0 - скорость распространения продольной волны в ней; ρ_0 - ее плотность; и v_s - скорость распространения поперечной волны и плотность горной породы в скважине; $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$, v_p - такая же скорость продольной волны, произведен по методике [57] и в виде нормированной характеристики представлен на рис.4. Видно, что при увеличении акустической нагрузки (высокоскоростные среды, низкая основная частота датчика и малый его объем) частотная характеристика ста-

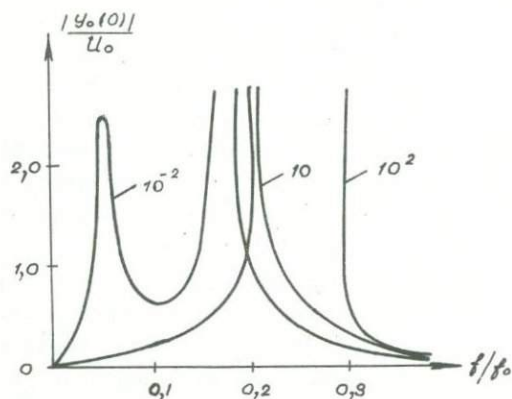


Рис. 4.
Частотная характеристика осесимметричного излучателя для параметра $K=10^{-3}, 10, 10^2$.

новится узкополосной и максимум ее смещается в область высоких частот. Следовательно, для того, чтобы излучать максимум энергии в среду, необходимо увеличивать объем балки и работать на достаточно больших ее собственных частотах. Этот вывод важен для конструирования излучателя в осесимметричном способе.

Модельные исследования с применением осесимметричного возбуждения и приема показывают (рис. 5), что волновая картина исклю-

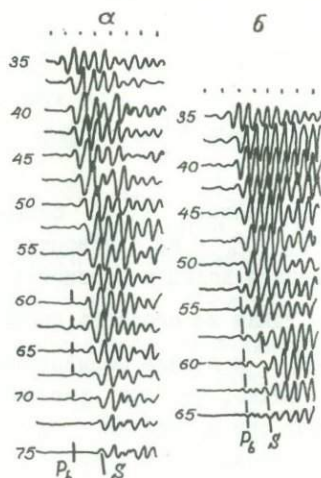


Рис. 5. Сейсмограммы, полученные в глинистой скважине: а - осесимметричные датчики, б - одиночные (асимметричные) датчики, расположенные на одной образующей скважины. Расстояние между трассами сейсмограммы 2,5 см. Марки времени 100 мк с.

чительно чистая, при полном отсутствии продольных и прямых винтовых P_e волн. В то же время применение асимметричных датчиков "загрязняет" волновую картину вследствие появления винтовых P_e волн (рис.5б). Однако, тем не менее, корреляция поперечной волны все же возможна. Следовательно, даже при наличии винтовых продольных волн в асимметричном способе корреляции, хотя и затруднительна по сравнению с осесимметричным способом, все же выполнима, и поэтому измерение скоростей распространения поперечных волн каротажной аппаратурой асимметричного способа возможна.

Однако осесимметричный способ имеет некоторые преимущества по сравнению с асимметричным: во-первых, вследствие отсутствия винтовых продольных волн поперечные прямые волны выделяются на сейсмограммах в первых вступлениях, и поэтому их корреляция не затруднена волнами-помехами; во-вторых, увеличивается мощность, излучаемая в среду источником, и повышается чувствительность приемника, т.к. происходит сложение мощностей и чувствительностей от отдельных источников и приемников, входящих в составные датчики осесимметричного способа; это позволяет при прочих равных условиях применять большие базы измерения; в-третьих, усредняется контакт составных датчиков со стенкой скважины, и поэтому повторяемость результатов каротажа при повторных ходах улучшается.

2. Аппаратура

Аппаратура для акустического каротажа по осесимметричному способу предназначена для измерения скоростей распространения поперечных крутильных волн по схеме U_1 0,55 U_2 0,60 П и представляет собой комплекс, состоящий из наземной части, кабеля КТБ-6 и снаряда. В последний входят зонд, состоящий из двух осесимметричных излучателей и одного приемника крутильного типа, электронных контейнеров для приемника и для излучателей, расположенных по концам снаряда. Наземная часть, а также электронная часть снаряда изготовлены по схеме "Звук-2". Контейнеры использованы от аппаратуры СПАК-2. К ним с помощью переходников прикреплен зонд. Осесимметричные датчики смонтированы в зонд также с помощью переходников. Каждый датчик представляет собой набор отдельных рабочих элементов, в качестве которых взяты пьезоактивные биморфные элементы для приемника и магнитострикционные балки

для излучателей. Элемент, кроме рабочей части, окружен резиной. При вулканизации в них вмонтированы плоские пружины, с помощью которых он крепится к телу зонда и прижимается к стенке скважины. Во время каротажа и перемещения снаряда по скважине элементы прижаты к стенке скважины. Основная частота излучателя и приемника выбрана 5 кгц. Все элементы датчиков демпфированы резиновой оболочкой при вулканизации. Общая длина снаряда составляет 3,5 м. Минимальный разнос крайних датчиков 115 мм и может быть увеличен до необходимой величины гибкой вставкой, помещаемой между приемником и ближайшим к нему излучателем. Минимальный диаметр снаряда при сжатых датчиках - 185 мм, максимальный (при расжатых датчиках) - 220 мм. Расчетная глубина, при которой возможна нормальная работа - 5 км, расчетная температура - не более 100°C.

Опробование аппаратуры показало, что она работает достаточно стабильно при каротаже необсаженных скважин глубиной 1100 м (глубже снаряд не опускался). В обсаженной скважине выделяется поперечная волна, распространяющаяся по обсадной трубе; затрубных волн в горных породах обнаружено не было. Скорость передвижения снаряда в скважине при непрерывном каротаже достигала около 300 м/час; при этом возможна была запись фазо-корреляционных диаграмм полезных волн, которые удовлетворительно выделялись на фоне помех от трения датчиков о стенку скважины.

К недостаткам аппаратуры для каротажа по осесимметричному способу следует отнести пониженную проходимость снаряда в скважине вследствие того, что прижимные датчики не могут быть "сложены" и тем самым ликвидированы части снаряда, выступающие за габариты цилиндрического его тела, как это делается при транспортном положении снаряда асимметричного способа. Кроме того, в аппаратуре осесимметричного способа отсутствует возможность изменять "одновременно" в одной и той же точке стояния датчиков скорость поперечных и продольных волн, что возможно при использовании аппаратуры асимметричного способа после ее последней модификации^{х)}.

х) Отчет партии № 6-74/75 Сибирской геофизической экспедиции Министерства нефтяной промышленности СССР. Новосибирск, 1975. Фонды СибГЭ.

§ 2. Физическое моделирование процессов распространения поперечных волн

Методика моделирования на поперечных волнах

При моделировании сейсмических процессов были использованы плоские модели, применение которых в качестве физических аналогов реальных геологических сред является вполне обоснованным^{х)}.

Применяемая аппаратура представляла сеймоскоп, работающий в импульсном режиме излучения, собранный из отдельных блоков стандартной аппаратуры^{хх)}.

Для возбуждения и регистрации поперечных волн различной поляризации использовались датчики, изготовленные на основе биморфного пьезоэлемента. Такой датчик имеет достаточно "острую" диаграмму направленности, обладает стабильностью условий контакта со средой, "точечностью", достаточной мощностью при излучении и чувствительностью при приеме. Готовый к употреблению датчик представляет биморфный пьезоэлемент, который различными способами крепится к несущей пластине^{хх)}. В качестве пьезоматериалов использовались сегнетовая соль (АС-I) и пьезокерамика (ПЭК-55 и др.). Биморфный пьезоэлемент АС-I с помощью эпоксидного клея жестко крепился к несущей пластине из плексигласа и с его помощью изолировался от влияния внешней среды. Это позволило значительно повысить прочность датчика, сделать его менее чувствительным к изменению влажности и температуры.

Применение группирования отдельных биморфных элементов позволило увеличивать чувствительность датчиков до нужных пределов. Экспериментально показано, что чувствительность составного датчика увеличивается пропорционально числу отдельных пьезоэлементов в группе, по своим поляризационным свойствам он не хуже одиночного и обладает отчетливо выраженной направленностью. Поляризационные свойства применяемых датчиков хорошо иллюстрируются диаграммами направленности, приведенными на рис.6.

В основу методики выделения поперечных волн на фоне других волн положено использование их поляризационных свойств. Для этого

х) ЛЕЙБЕНЗОН Л.С. Курс теории упругости. ОГИЗ, Гостехиздат, 1947.

хх) АВЕРКО Е.М., ГОЛОСОВ В.П., КУЛИКОВ В.М. К методике моделирования поперечных волн. - В сб.: Поперечные и обменные волны в сейсморазведке. "Недра", М., 1967, с.146-157.

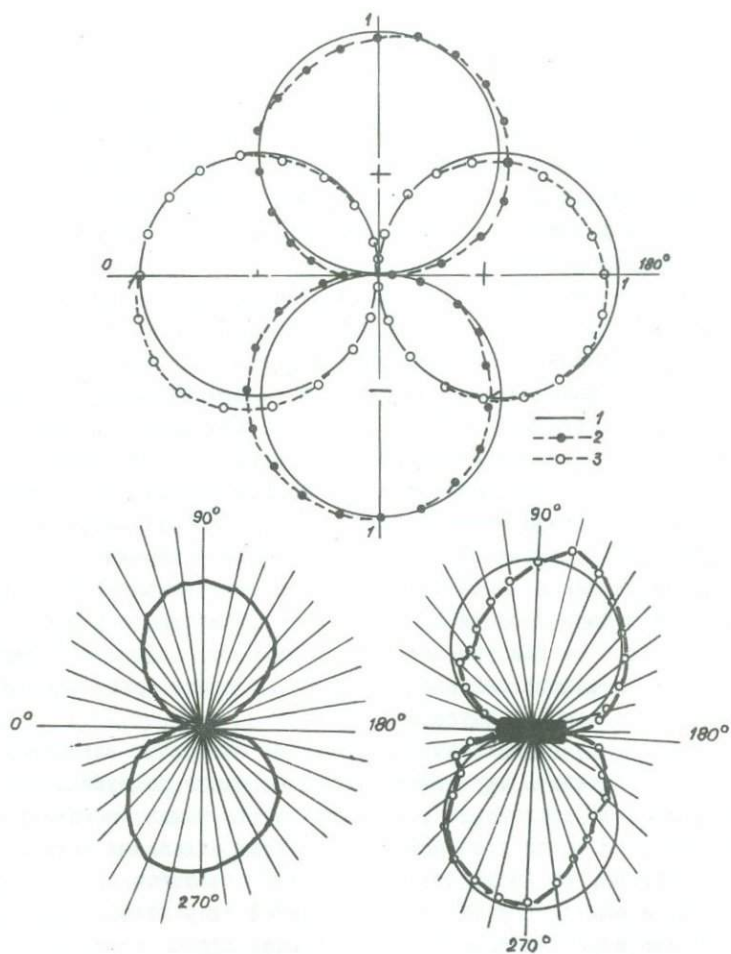


Рис.6. Диаграмма направленности составного датчика.
 1 - теоретически рассчитанная; 2 - экспериментально полученная для продольных волн; 3 - то же, для поперечных волн.

используются указанные датчики. При возбуждении и приеме поперечных волн (УУ схема) их ось максимальной чувствительности ориентируется перпендикулярно профилю наблюдений, а при приеме и возбуждении продольных (ХХ схема) — параллельно. Использование поляризационных датчиков дает возможность применять смешанные схемы наблюдений, что является особенно важным при изучении сложно-построенных сред. В частности, такая методика была применена при изучении на моделях вращения вектора поляризации в напластованных периодических средах.

При такой методике имеется возможность вести направленный прием, т.е. фиксировать компоненты вектора смещения частиц в принимаемой волне, и направленное излучение, эквивалентное действию направленной силы. Таким образом, оказывается возможным моделировать не только способы возбуждения и приема, применяемые в сейсморазведке в виде ХХ и УУ схем наблюдений, но также осуществлять подобие как по моделируемому сейсмическому явлению, так и по способам возбуждения и приема сейсмических колебаний.

Исследование распространения квазипоперечных волн в слоистых периодических структурах произвольного масштаба

В настоящее время подробно изучены волновые поля в средах, составленных достаточно крупными слоями. В этих условиях волны распространяются в соответствии с лучевыми представлениями. С другой стороны, хорошо изучена мелкослоистая анизотропия. Основные физические идеи в этом случае противоположны идеям, лежащим в основе лучевого метода (предполагается статическое деформирование некоторого множества слоев). Можно предположить, что анизотропные тела в более широком смысле, т.е. среды, где имеет место анизотропия периодических структур с конечной мощностью слоев, существенно отличаются как от мелкослоистых анизотропных толщ, так и от крупнослоистых сред. В частности, физические явления в таких структурах должны включать в себя, как предельные, и лучевые, и анизотропные эффекты.

Ниже рассматривается двумерная периодическая структура, свойства которой периодически меняются по оси X и одинаковы по оси Z . В слое с номером i заданы параметры Ламе λ_i, μ_i и плотность ρ . При этом стационарная задача о распространении волн в такой структуре сводится к интегрированию уравнений Гельм-

гольца в каждом из слоев при условии жесткого контакта между слоями. В работе [128] выведены дисперсионные уравнения, которые определяют скорости плоских волн в периодической среде в зависимости от упругих постоянных слоев и частот распространяющихся волн

$$\cos \alpha H + \cos \beta H = \frac{1}{2} S_p (T_{K-1} \cdot T_{K-2} \dots T_0)$$

$$1 + 2 \cos \alpha H \cdot \cos \beta H = \frac{1}{2} S_2 (T_{K-1} \cdot T_{K-2} \dots T_0) \quad (I)$$

α, β - суть величины, связанные со скоростями распространения плоских волн, H - период структуры, T_i - матрицы четвертого порядка, целиком определяющиеся упругими постоянными i слоя, частотой волны и мощностью слоя. Символом S_p обозначена сумма диагональных элементов, а S_2 есть сумма вторых главных миноров. Соотношения (I) показывают, что несмотря на обилие элементарных волновых актов отражения, преломления, обмена, суммарные возмущения образуют всего лишь две независимые между собой квазиволновые, распространяющиеся со скоростями, определяемыми величинами α и β . Уравнения (I) обобщают известные дисперсионные соотношения С.М.Рытова^{х)} на случай произвольного угла падения плоской волны и на случай многослойной среды. Наличие лишь двух независимых квазиволн существенно сближает среды, однородные "в среднем" и среды истинно однородные (т.е. однородные в каждой точке). На направлении, нормальном к напластованию, квазиволны вырождаются в обычные Р и S волны. Огибание волновых фронтов плоских волн, которые определяются из уравнений (I) суть волновые поверхности (или индикатрисы) волн, возбуждаемых сосредоточенными источниками. Следует сказать, что волновые поверхности не являются фронтами волн, ибо впереди волновых поверхностей существуют волновые возмущения. Однако, в заданном частотном диапазоне волновые возмущения, находящиеся впереди волновых поверхностей, обладают весьма малой интенсивностью, поэтому в экспериментах с узкополосной регистрирующей аппаратурой эти волновые поверхности, как правило, отождествляются с фронтами квазиволн. Интересно отметить, что скорость волн, даже при нормальном падении на структуру, вообще говоря, зависит от порядка чередования

^{х)} РЫТОВ С.М. Упругие свойства мелкослоистых сред. Акуст. журнал, № 2, вып. 2, 1956.

слоев в структуре. Это связано с некоммутативностью матриц T_i которые фигурируют в уравнениях (I). Неперестановочность слоев представляется существенным обстоятельством, ибо лучевые представления дают значение средней скорости поперек напластования одно и то же при произвольных перестановках слоев. Из уравнений (I) следует, что не меняются скорости упругих волн лишь при циклических перестановках слоев. Циклических перестановок в n -слойной структуре $2n$ (по n слева и справа); всех же перестановок $n!$. Таким образом, лишь для двухслойной и трехслойной сред допустимы любые перестановки слоев без изменения скоростей волн. Начиная с $n = 4$ и более, доля циклических перестановок быстро уменьшается. В случае мелкослоистых структур матрицы T_i упрощаются, и дисперсионные уравнения (I) приобретает вид:

$$|h_n P_n + h_{n-1} P_{n-1} + \dots + h_0 P_0 - i \alpha H \cdot E| = 0 \quad (2)$$

В уравнении (2) h_i - мощность i -го слоя, матрицы P_i определяются из упругих свойств каждого слоя, E - единичная матрица. Уравнение (2) есть дисперсионное уравнение для определения скорости плоских волн в мелкослоистой структуре. Можно показать, что скорости, определяемые из (2) в точности совпадают в аналогичными скоростями, рассчитанными в предположении статического деформирования слоистой пачки. В этом случае, как видно из уравнения (2), порядок чередования слоев уже не играет роли. Таким образом, и на весьма больших и на весьма малых частотах скорости упругих волн не зависят от порядка чередования слоев. Порядок чередования оказывается существенным на частотах, некоторым образом, средних. На рис. 7 показаны теоретические и экспериментально наблюдаемые индикатрисы на мелкослоистой двухслойной модели винипласт-дюралюминий. Отчетливо вырисовывается область саморесечения индикатрисы (так называемая "петля"). В опыте не удалось зафиксировать лишь передний "фронт" петли в силу его малой интенсивности и недостаточных размеров модели. Остальные "фронты" петли отчетливо видны на сейсмограмме. Следует сказать, что в данном случае скорость низкочастотных волн поперек напластования (т.е. волн чисто поперечных) существенно ниже средней скорости (для данной модели 1630 м/с и 1300 м/с соответственно). При дальнейшем увеличении частоты, так что толщина слоя достигает 0,2 длины падающей волны, петля вырождается в двухфронтную фигуру,

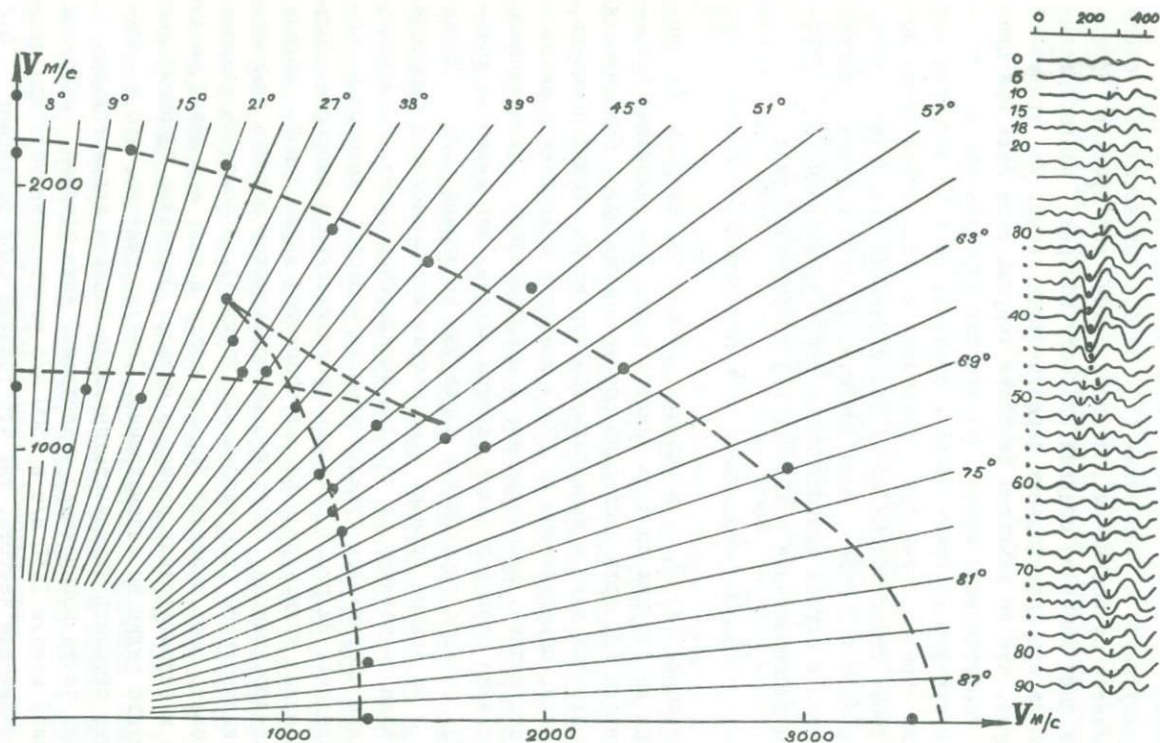


Рис. 7. Рассчитанные и экспериментально полученные индикатрисы поперечных SV и продольных волн. Модель винипласт-дуралюминий, $\frac{1}{2}l_{1,2} = 1$ см, параметры: дуралюминий: $U_p = 5480$ м/с, $V_s = 3010$ м/с; $\rho = 2,77$ г/см³, винипласт: $U_p = 1750$ м/с, $V_s = 1030$ м/с, $\rho = 1,1$ г/см³.

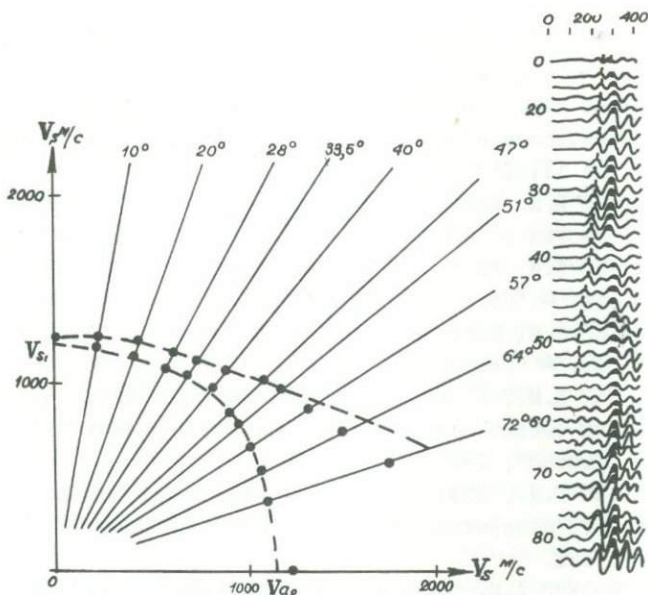


Рис.8. Сейсмограмма и индикаторисы квазиперечных волн при $h/\lambda_s = 0,2$. Модель винипласт-гетинакс. $V_{\alpha_1} = V_{\alpha_2} = 1170$ м/с - скорость в мелкослоистой среде вдоль и поперек напластования. - - - - теоретическая индикатриса,
 ••• - экспериментальная индикатриса.

причем передний "фронт" квазиперечных волн движется с аномально высокой скоростью, близкой к скорости квазипродольных волн. Это явление демонстрируется на рис.8, для модели винипласт-гетинакс. Необычно высокая скорость квазиперечной волны объясняется тем, что эта квазиволна сборной интерференционной природы. В целом следует сказать, что при увеличении мощности слоев, составляющих структуру, происходит вырождение петли в двухфронтную фигуру, затем резкое затухание волн, обусловленное интерференцией в направлении, нормальном к слоистости. При дальнейшем увеличении мощности слоев индикатрисы квазиперечных волн распадаются на отдельные возмущения; структура становится крупномасштабной.

ЛИТЕРАТУРА

1. АВЕРКО Е.М. Дисперсионная одномерная сейсмическая модель. - "Геология и геофизика", 1974, № 2, с.104-108.
2. АВЕРКО Е.М. Излучение и прием упругих колебаний при двумерном сейсмическом моделировании. - "Геология и геофизика", 1975, № 4, с. III-II7.
3. АВЕРКО Е.М. Инерционный балочный источник сейсмических волн. - "Геология и геофизика", 1973, № 9, с.112-118.
4. АВЕРКО Е.М. Различие преобладающих частот продольных и поперечных волн. - "Геология и геофизика", 1970, № II, с.38-43.
5. АВЕРКО Е.М. Составные излучатели балочного источника сейсмических волн. - "Геология и геофизика", 1973, № 10, с.99-108.
6. АВЕРКО Е.М., КУЛИКОВ В.М. Изучение на моделях различия преобладающих частот прямых продольных и поперечных волн. - "Геология и геофизика", 1971, № I, с.82-92.
7. АВЕРКО Е.М., НЕФЕДКИН Ю.А. Электродинамический сейсмический волномер поперечных волн. - "Геология и геофизика", 1974, № 10, с.115-121.
8. АЙЗЕНБЕРГ А.М. Источник типа вертикальной силы в упругой двуслойно-периодической среде. - В кн.: Исследование по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1975, с.86-90.
9. АЙЗЕНБЕРГ А.М., БЕЛОУС В.Н. Исследование индикатрис упругих волн в двуслойно-периодической среде. - В кн.: Исследование по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1975, с.91-94.
10. АЙЗЕНБЕРГ А.М., БЕЛОУС В.Н., СИБИРЯКОВ Б.П. О дисперсии плоских волн в двуслойных периодических средах. - "Геология и геофизика", 1975, № 4, с.125-130.
11. АЙЗЕНБЕРГ А.М., КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д., ЛАНДА Е.И. Модель анизотропной сейсмической среды. - В кн.: Сейсмические волны в сложнопостроенных средах. Новосибирск, "Наука", 1975, с.64-110.
12. АППАРАТУРА для регистрации сейсмологической информации. - В кн.: Геофизическая аппаратура, 54. Л., 1974, с.129-131. Авт.: Дергачев А.А., Жданов С.М., Жадин В.В., Савинов В.А.
13. ВИБРАЦИОННАЯ сейсморазведка на продольных и поперечных

волнах. Отв.ред. Чичинин И.С. Новосибирск, 1976 (в печати).

В содержании: ЧИЧИНИН И.С., ЮШИН В.И. О функциональной структуре аппаратурно-технического комплекса для частотного метода ВСР. МИХАЭЛИС Ю.В., ОКУНЕВ В.Е., ЮШИН В.И. Сейсмическая станция для частотного метода ВСР. ЛЕВИНА Н.М., МИХАЭЛИС Ю.В., ЮШИН В.И. О формировании зондирующего свип-сигнала в вибрационной сейсморазведке. МИХАЭЛИС Ю.В., ЮШИН В.И. О выборе сетки частот при дискретном синтезе свип-сигнала в вибросейсмике. ЕВЧАТОВ Г.П. МИХАЭЛИС Ю.В., ЧИЧИНИН И.С., ЮШИН В.И. Аппаратурное восстановление импульсных сейсмограмм в частотном методе ВСР. ЕВЧАТОВ Г.П., ЮШИН В.И. Цифроаналоговый синтез Фурье-косинусоид для гармонического анализа частотных сейсмограмм. ЮШИН В.И. Анализ дискретной структуры систем аппаратурного синтеза и преобразования сигналов в частотном методе вибрационной сейсморазведки. ЕВЧАТОВ Г.П. О преобразовании частотных сейсмограмм в импульсные на ЭВМ. ЕВЧАТОВ Г.П., ЧИЧИНИН И.С., ЮШИН В.И. Анализ помех, связанных с погрешностями следования вибратора заданной программе. ЕВЧАТОВ Г.П., МИХАЭЛИС Ю.В., ЮШИН В.И. К выбору огибающей вибросейсмического сигнала. БУДЧЕНКО А.А., ЮШИН В.И. Об искажениях осей синфазности вследствие неверного учета начальной частоты зондирующего сигнала в частотном методе ВСР. ЧИЧИНИН И.С. Энергетические характеристики сигналов и помех на различных стадиях обработки вибросейсмических колебаний по частотному методу. МИХАЭЛИС Ю.В., ОКУНЕВ В.Е., ЮШИН В.И. Аналитическая модель сквозного тракта аппаратурных преобразований сигналов в частотном методе ВСР. МИХАЭЛИС Ю.В., ЧИЧИНИН И.С., ЮШИН В.И. О сжатии динамического диапазона частотных сейсмограмм. ЧИЧИНИН И.С. О методике испытаний невзрывных источников сейсмических сигналов.

14. ВИБРАЦИОННОЕ просвечивание Земли. М., Ин-т физики Земли, 1974, 158 с. Авт.: Николаев А.В., Артюшков Е.В., Чичинин И.С. и др.

15. ВОПРОСЫ сейсмичности Сибири, ч.П. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1972, 145 с.

В содержании: ГАЙСКИЙ В.Н., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. О связи между моментами возникновения землетрясений, с.48-58. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Затухание колебаний на гипоцентральных расстояниях до 90 км, с. 65-69. ЩЕГЛОВ В.И. О механизме мелкофокусных землетрясений, с. 100-106. ВОСТРИКОВ Ю.Н. Методика определения сотрясаемости и се

опробование в Алтае-Саянском регионе, с.130-144.

16. ВОПРОСЫ теории и интерпретации сейсмических волн, т.П. Ред. Пузырев Н.Н. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1975. 238 с. (в печати).

В содержании: ПУЗЫРЕВ Н.Н. О способах интерпретации годографов обменных отраженных волн типа PS , с.5-47. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д. Об одном представлении решений задач дифракции плоских волн в соприкасающихся клиновидных областях, с.47-91. ГОЛЬДИН С.В., СУВОРОВ В.Д. Аналитические свойства годографа отраженных волн, с.91-103. ГОЛЬДИН С.В., КИСЕЛЕВА Л.Г. О совместной обработке отраженных и рефрагированных волн по методу оптимизации, с.103-144. ГОЛЬДИН С.В. К оценке параметров вертикально-неоднородного слоя с негоризонтальной отражающей границей, с.144-162. КУЛИКОВА Л.С., НИКОЛЬСКИЙ Э.В. Об устойчивом определении первых членов разложения ряда Тейлора в методе отраженных волн, с.162-190. МИТРОФАНОВ Г.М. Использование повторного преобразования Фурье для оценки мощности отражающего слоя, с.190-203. ТРИГУБОВ А.В., ВЕДЕРНИКОВ Г.В., НЕФЕДКИНА Т.В., ЛЕБЕДЕВА Г.Н. и др. Результаты опытных исследований методом отраженных поперечных волн в Прикаспийской впадине, с.203-228. ЛОКЦИК В.В., ПОЛУБИНСКИЙ О.И. Изучение особенностей волновых полей поперечных волн, с.228-238.

17. ГАЙСКИЙ В.Н., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Исследование повторяемости землетрясений Западной Тувы. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 9, с.16-27.

18. ГАЙСКИЙ В.Н., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Микроземлетрясения Западной Тувы. Энергетическая классификация и размеры очагов. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 4, с.29-40.

19. ГАЙСКИЙ В.Н., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Оценки размеров очагов и напряжений в области очага по наблюдениям над микроземлетрясениями. - В кн.: Международная ассоциация сейсмологии и физики недр Земли. XV Генеральная ассамблея МГТС. Тезисы докладов. Симпозиум по распределению напряжений в Земле; медленные деформации, механизм землетрясений. М., 1971, с.6-7.

20. ГАЙСКИЙ В.Н., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Распределение очагов землетрясений разной величины в пространстве и во времени. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 2, с.13-22.

21. ГАЙСКИЙ В.Н., ЛАДЫНИН А.В., ПРЕСНЯКОВА Л.П. Соотношение сейсмичности и изостатических аномалий Алтае-Саянской области. -

В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., "Наука", 1975, с.63-72.

22. ГАЙСКИЙ В.Н., МИШИНА Л.П. Первый этап составления карты сотрясаемости Алтае-Саянской зоны. - В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., "Наука", 1975, с.157-164.

23. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ данные о строении земной коры в Сибири. (Докл.сов. геологов на XXV сессии). М. (в печати). Авт.: Гришин М.П., Крылов С.В., Пузырев Н.Н., Сурков В.С., Фотиади Э.Э.

24. ГЛУБИННОЕ сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе. - В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с.22-34. Авт.: Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В. и др.

25. ГЛУБИННОЕ строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. - "Геология и геофизика", 1974, № 5, с.155-167. Авт.: Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др.

26. ГЛУБИННОЕ строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным. - В кн.: Проблемы рифтогенеза. Тр. Международного симпозиума. Иркутск, 1975, с.7-8. Авт.: Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др.

27. ГЛУБИНЫЕ сейсмические исследования в Забайкалье. - "Геология и геофизика", 1971, № 12, с.108-112. Авт.: Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В.

28. ГЛУБИНЫЕ сейсмические исследования в зоне перехода от Западно-Сибирской плиты к Казахстанской складчатой области. - "Геология и геофизика", 1972, № 6, с.106-111. Авт.: Крылов С.В., Крылова А.Л., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.

29. ГЛУБИНЫЕ сейсмические исследования в районе Салаирского кряжа. - "Геология и геофизика", 1971, № 7, с.79-83. Авт.: Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Крылова А.Л.

30. ГЛУБИНЫЕ сейсмические исследования земной коры на юге Западно-Сибирской плиты. - "Геология и геофизика", 1971, № 5, с.110-117. Авт.: Суворов В.Д., Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Крылова А.Л.

31. ГЛУБИНЫЕ сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. - "Геология и геофизика", 1975, № 4, с.71-78. Авт.: Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Селезнев В.С.

32. ГОЛЬДИН С.В. Вопросы обработки сейсмических данных много-

кратного профилирования. - "Геология и геофизика", 1974, № 8, с. 98-105.

33. ГОЛЬДИН С.В. К теории спектро-статистического метода. - "Геология и геофизика", 1976, № I (в печати).

34. ГОЛЬДИН С.В. Линейные преобразования сейсмических сигналов. М., "Недра", 1974. 351 с.

35. ГОЛЬДИН С.В. Обратная кинематическая задача для вертикально-неоднородного слоя с негоризонтальной отражающей границей. - "Геология и геофизика", 1975, № 10, с.89-101.

36. ГОЛЬДИН С.В. Основные понятия теории расчлененных алгоритмов интерпретации данных сейсморазведки. - В кн.: Обработка данных сейсморазведки на ЭВМ. Тюмень, 1974, с.5-57. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.72).

37. ГОЛЬДИН С.В. Статистические методы идентификации отраженных волн при наличии полной априорной информации. - В кн.: Дискретная корреляция сейсмических волн. Новосибирск, "Наука", 1971, с.14-49.

38. ГОЛЬДИН С.В., БЕЛКИНА В.А. Метод эквивалентных преобразований при отыскании замкнутых вариантов корреляции. - В кн.: Обработка данных сейсморазведки на ЭВМ. Тюмень, 1974, с.107-132. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.72).

39. ГОЛЬДИН С.В., БЕМБЕЛЬ Р.М. Статистическая обработка системы годографов при наличии помех, обусловленных поверхностными неоднородностями. - "Геология и геофизика", 1972, № 2, с.93-109.

40. ГОЛЬДИН С.В., МИТРОФАНОВ Г.М. Восстановление формы сигнала при наличии поверхностных неоднородностей. - В кн.: Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых (тезисы докл.). Киев, "Знание", 1973, с.6-8.

41. ГОЛЬДИН С.В., МИТРОФАНОВ Г.М. Спектрально-статистический метод учета поверхностных неоднородностей в системах многократного прослеживания отраженных волн. - "Геология и геофизика", 1975, № 6, с.102-112.

42. ГОЛЬДИН С.В., СТАКАНОВА Н.С. Сравнительный анализ способов коррекции статических поправок в методе ОГТ. - "Геология и геофизика", 1975, № 8, с.111-116.

43. ГОЛЬДИН С.В., СУВОРОВ В.Д. Аналитическое продолжение годографа отраженных волн. - "Докл. АН СССР", 1975, т.222, № 4, с. 825-828.

44. ГОЛЬДИН С.В., СУВОРОВ В.Д. Представление годографа отраженной волны рядом Тейлора. - "Геология и геофизика", 1976, № 4 (в печати).

45. ГОЛЬДИН С.В., УСТОЖАНИН В.В. Об упорядочении сейсмограмм в процессе их обработки на ЭВМ. - В кн.: Обработка данных сейсморазведки на ЭВМ. Тюмень, 1974, с.75-88. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.72).

46. ДАНЦИГ Л.Г., ДЕРГАЧЕВ А.А. Результаты рекогносцировочных сейсмологических исследований в Баргузинской долине Байкальской рифтовой зоны. - "Геология и геофизика", 1975, № 2, с.132-136.

47. ДЕРГАЧЕВ А.А. Оценка Q земной коры для Западной Тувы. - В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч.1. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1972, с.63-74.

48. ЕВЧАТОВ Г.П. Влияние нелинейности на результат корреляционного восстановления вибрационной сейсмограммы при линейно-частотно-модулированном зондирующем сигнале. - В кн.: Теория и практика статистической обработки случайных сигналов. Новосибирск, 1971, с.77-87.

49. ЕВЧАТОВ Г.П. О "шуме нелинейности" корреляционного приемника. - В кн.: Теория и практика статистической обработки случайных сигналов. Новосибирск, 1971, с.87-100.

50. ЕЛИСЕЕВ Б.А., НИКОЛЬСКИЙ Э.В. Об обратных и оптимальных линейных цифровых фильтрах в L_2 для заданного сигнала. - "Геология и геофизика", 1975, № 4, с.93-105.

51. ЖАДИН В.В., ДЕРГАЧЕВ А.А. Измерения добротности земной коры по записям микроземлетрясений. - "Изв.АН СССР. Физика Земли", 1975, № 2, с.17-22.

52. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. К оценке разрывной составляющей современных движений земной коры по сейсмологическим данным. - В кн.: Методические вопросы исследования современных движений земной коры. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1975, с.234-239.

53. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Методика оценки представительности данных при изучении повторяемости землетрясений. - В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч.1. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972. Новосибирск, с.130-136.

54. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ Алтая и Саян. - В кн.: Землетрясения в СССР в 1970 году. М., "Наука", 1975, с.118-124. Авт.: Филина А.Г., Цибульчик И.Д., Хайдуков В.Г., Щеглов В.И.

55. ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ аппаратура для разведочной геофизики. Ново-

сибирск, 1973. 102 с.

В содержании: ЧИЧИНИН И.С., ЮШИН В.И. Преобразование сигналов в вибрационной сейсморазведке, с.3-21. ЮШИН В.И. О фильтрующей функции в частотном методе вибрационной сейсморазведки, с.21-30. ЧИЧИНИН И.С., ЕВЧАТОВ Г.П. Особенности восстановления вибрационных сейсмограмм в частотном методе при нелинейном изменении частоты вибратора, с.30-41. ЕВЧАТОВ Г.П., МИХАЭЛИС Ю.В., ПАВЛОВ С.Н. О быстром преобразовании фазово-искаженной частотной характеристики геологической среды в импульсную реакцию, с.41-45. ЧИЧИНИН И.С. Исследование механизма формирования продольных и поперечных сейсмических волн источником, заданным в виде осциллирующего шара, с.45-79. ЮШИН В.И., СПЕРАНСКИЙ Н.Ф. К теории гидравлического сейсмического вибратора, с.88-102.

56. ИЗУЧЕНИЕ внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты с использованием площадных систем точечных сейсмических зондирований. - "Геология и геофизика" (в печати). Авт.: Суворов В.Д., Рудницкий А.Л., Крейнин А.Б. и др.

57. ИНЕРЦИОННЫЕ источники и приемники сейсмических волн. Отв.ред. Пузырев Н.Н., Аверко Е.М. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1972. 279 с.

В содержании: АВЕРКО Е.М. Схема расчета поперечных и продольных упругих волн от инерционных абсолютно жестких излучателей, с.8-27. АВЕРКО Е.М. Цилиндрический инерционный источник смешанного типа, с.27-73. АВЕРКО Е.М., МАКСИМОВ Л.А. Цилиндрический инерционный источник поперечных волн при осевом поступательном движении, с.73-86. АВЕРКО Е.М., МАКСИМОВ Л.А. Цилиндрический инерционный вращающийся источник поперечных волн, с.81-100. АВЕРКО Е.М. Вращающийся инерционный источник поперечных сферических волн, с.100-112. АВЕРКО Е.М. Инерционный осциллирующий источник сферических упругих волн, с.112-131. АВЕРКО Е.М., НЕФЕДКИН Ю.А. Сейсмоприемник-почва (обзор), с.132-145. АВЕРКО Е.М. Вторичные волны от движения жесткого тела в поле поперечных упругих волн, с.145-169. АВЕРКО Е.М., МАКСИМОВ Л.А., НЕФЕДКИН Ю.А. Модельные исследования движения корпуса сейсмоприемника в поле продольных и поперечных волн, с.169-194. АВЕРКО Е.М. Движение полого шара в поле плоской поперечной волны, с.194-209. АВЕРКО Е.М., НЕФЕДКИН Ю.А. Способ выделения поперечных волн на фоне продольной и основы конструирования сейсмоприемника поперечных волн, с.209-247.

АВЕРКО Е.М. Теория сейсмоприемника поперечных волн, с.247-279.

58. ИССЛЕДОВАНИЕ процессов распространения сейсмических волн в сложно-построенных средах. Отв.ред. Пузырев Н.Н., Аверко Е.М. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1973, 148 с.

В содержании: АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М. Физические основы каротажного способа измерения скоростей распространения поперечных SH -волн, с.5-28. АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М., КОКШАРОВ В.З. Аппаратура для каротажа по способу прямых поперечных SH -волн, с.28-39. МАТОШИН В.М., МИХЕЛЕВ И.П., КОКШАРОВ В.З. Опыт применения ультразвукового каротажа скважин на прямых поперечных, продольных и обменных волнах, с.39-53. АВЕРКО Е.М. Теория акустического каротажа на прямых волнах с применением осесимметричных источников, с.53-80. АВЕРКО Е.М., МАТОШИН В.М., МИХЕЛЕВ И.П., МИХЕЕВ А.В., КОКШАРОВ В.З. К помехоустойчивости аппаратуры акустического каротажа, с.80-104. СИБИРЯКОВ Б.П. О распространении упругих волн в двумерных мелкомасштабных периодических структурах, с.104-115. КУЛИКОВ В.М., СИБИРЯКОВ Б.П. Некоторые результаты по экспериментально-теоретическим исследованиям распространения упругих волн в мелкослоистых средах, с.115-148.

59. ИССЛЕДОВАНИЕ распространения упругих волн в среднemasштабных периодических структурах. - "Геология и геофизика" (в печати). Авт.: Куликов В.М., Максимов Л.А., Сибиряков Б.П., Татарников М.А.

60. ИССЛЕДОВАНИЯ характеристик поля упругих напряжений в Байкальской рифтовой зоне. - "Геология и геофизика", 1974, № II, с.116-126. Авт.: Боровик Н.С., Гайский В.Н., Колмогоров В.Г. и др.

61. КЕФЕЛИ А.С., НИКОЛЬСКИЙ Э.В. Об одном алгоритме самонастраивающейся обратной фильтрации. - "Геология и геофизика", 1975, № 12, с.32-40.

62. КИСЕЛЕВА Л.Г. О природе сейсмических волн в зоне Ханкайского массива (по данным РСЗ). - "Геология и геофизика", 1972, № 5, с.96-105.

63. КИСЕЛЕВА Л.Г., ТРЕСКОВА Ю.А. Особенности волновой картины и строения верхней части разреза земной коры Приморья по профилю Спасск-Тадуши. - "Геология и геофизика", 1972, № 8, с.106-109.

64. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д. Дифракция SH -волн на упругом клине. - В кн.: Тр. У Всесоюзного симпозиума по дифракции и распространению волн. Л., "Наука", 1971, с.104-117.

65. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д. Дифракция в упругих средах, разделенных клиновидной границей (асимптотическое решение плоской задачи). - В кн.: Динамические характеристики сейсмических волн. Новосибирск, "Наука", 1973, с.6-72. (Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.52).

66. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д. Об изменении интенсивности волновых фронтов в окрестности границ геометрической тени. - "Докл. АН СССР", 1975, т.223, № 2, с.339-342.

67. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д. Принцип Юнга в теории дифракции сейсмических волн. - В кн.: Сейсмические волны в сложнопостроенных средах. Новосибирск, "Наука", 1974, с.4-63. (Тр.Ин-та геологии и геофизики, вып.2II).

68. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д., КОВАЛЕВСКИЙ Г.Л., ТОКМУЛИНА Л.Р. Об интенсивности волн, дифрагированных на ребре. - "Геология и геофизика", 1972, № 5, с.82-91.

69. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д., КОВАЛЕВСКИЙ Г.Л., ЧЕРНЯКОВ В.Г. О спектре и форме дифрагированных волн. - "Геология и геофизика", 1975, № 9, с.86-94.

70. КЛЕМ-МУСАТОВ К.Д., ОБОЛЕНЦЕВА И.Р., АЙЗЕНБЕРГ А.М. Расчет полей упругих волн для одной модели анизотропной среды. - В кн.: Динамические характеристики сейсмических волн. Новосибирск, "Наука", 1973, с.73-99. (Тр.Ин-та геологии и геофизики, вып.52).

71. КОВАЛЕВСКИЙ Г.Л., АВЕРКО Е.М., ЛОКЦИК В.В. О динамических особенностях дифрагированных сейсмических волн. - "Геология и геофизика", 1971, № 5, с.20-25.

72. КОКШАРОВ В.З., МИХЕЛЕВ И.П. О методике регистрации в непрерывном акустическом каротаже. - "Геология и геофизика", 1975, № 2, с.137-140.

73. КОЛМАКОВ А.Ф., МИШЕНЬКИН Б.П., СОЛОВЬЕВ Л.С. Глубинные сейсмические исследования в Восточной Антарктиде. Информационный бюллетень Советской Антарктической Экспедиции № 91. Л., Гидрометеоздат, 1975, с.5-15.

74. КРЫЛОВ С.В. О положении границы Мохоровичича в зонах современного рифтогенеза. Тр. Международного симпозиума по проблеме рифтогенеза. Иркутск, "Наука" (в печати).

75. КРЫЛОВ С.В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах. - "Геология и геофизика" (в печати).

76. КРЫЛОВ С.В. Сравнение глубинного строения Западно-Сибир-

ской и Туранской плит по данным ГСЗ. - "Геология и геофизика", 1971, № 3, с.3-12.

77. КРЫЛОВ С.В., ГОЛЕНЕЦКИЙ С.И., ПЕТРИК Г.В. Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне. - "Геология и геофизика", 1974, № 12, с.61-65.

78. КРЫЛОВ С.В., МИШЕНЬКИН Б.П., ПЕТРИК Г.В. Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне. - В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, т.1. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1972, с.5-15.

79. КУЛИКОВ В.М. Экспериментальные исследования распространения Р и S волн в двумерных тонкослоистых средах. - "Геология и геофизика", 1975, № 5, с.85-96.

80. КУЛИКОВ В.М., СИБИРЯКОВ Б.П. О дисперсии упругих волн в слоистых периодических структурах. - "Геология и геофизика", 1975, № 7, с.120-131.

81. КУЛИКОВ В.М., СИБИРЯКОВ Б.П. Упругие волны в двумерных мелкослоистых средах, возбуждаемые источником типа направленной силы. - "Геология и геофизика", 1973, № 5, с.79-87.

82. МАЛОДЕТАЛЬНЫЕ исследования методом ГСЗ. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973, с. 153-159. Авт.: Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. и др.

83. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ моделирование дифракции сейсмических волн в угловых областях. - "Геология и геофизика", 1975, № II (в печати). Авт.: Клем-Мусатов К.Д., Ковалевский Г.Л., Черняков В.Г., Максимов Л.А.

84. МЕТОДИКА региональных сейсмических исследований фундамента платформ на примере регионов Западной Сибири. - В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., "Недра", 1974, с.458-463. Авт.: Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Суворов В.Д., Рудницкий А.Л.

85. МИТРОФАНОВ Г.М. Анализ влияния поверхностных неоднородностей на спектр сейсмического сигнала. - "Геология и геофизика", 1975, № 5, с.133-137.

86. МИТРОФАНОВ Г.М. Моделирование искажений сигнала в точках возбуждения и приема. - В кн.: Исследование по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, 1975, с.99-101.

87. МИХЕЛЕВ И.П. Некоторые вопросы методики акустического каротажа на обменных волнах. - "Геология и геофизика", 1973, № II, с.81-86.

88. МИШЕНЬКИНА З.Р. Особенности годографов рефрагированных и отраженных волн в некоторых непрерывно-слоистых средах. - "Геология и геофизика", 1972, № 8, с.80-93.

89. НЕФЕДКИНА Т.В. Алгоритм решения обратной пространственной задачи метода отражений для произвольного закона изменения скорости с глубиной. - "Геология и геофизика", 1973, № I, с.85-93.

90. НЕФЕДКИНА Т.В. К вопросу применения метода средних скоростей для пространственной интерпретации сейсмических данных. - "Геология и геофизика", 1972, № II, с.67-77.

91. НЕФЕДКИНА Т.В., КУЛИКОВ В.М. Динамические характеристики отражений от наклонной границы при наличии вертикального градиента скорости. - В кн.: Динамические характеристики сейсмических волн. Новосибирск, "Наука", 1973, с.99-II4 (Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.52).

92. НЕФЕДКИН Ю.А. Экспериментальное исследование трехкомпонентного сейсмоприемника поперечных волн. - "Геология и геофизика", 1975, № 3, с.95-104.

93. НИКОЛЬСКИЙ Э.В. Метод расщепления дифференциальных операторов второго порядка как способ решения задач геофизики на ЭВМ. - В кн.: Применение математических методов при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, 1974, с.5-48.

94. НИКОЛЬСКИЙ Э.В. О взаимно-корреляционной функции как мере сходства экспериментальной и эталонной кривых. - "Геология и геофизика", 1972, № 8, с.100-105.

95. НИКОЛЬСКИЙ Э.В. О вычислительной устойчивости метода наименьших квадратов и метода последовательных квадратур при определении первых членов ряда Тейлора. - В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, 1972, с.241-259.

96. НИКОЛЬСКИЙ Э.В. О новых методах численного решения обыкновенных дифференциальных уравнений 2-го порядка. - В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск, 1975, с.5-45.

97. НИКОЛЬСКИЙ Э.В., ПЕХТЕРЕВА И.А., УМПЕРОВИЧ Н.В. Применение метода обратной фильтрации для выявления дизъюнктивных нарушений по материалам стандартного профилирования МОВ. - В кн.: Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых (тезисы докл.). Киев, 1973, "Знание", с.10-12.

98. НИКОЛЬСКИЙ Э.В., ПЕХТЕРЕВА И.А., УМПЕРОВИЧ Н.В. Применение цифровой фильтрации для выявления дизъюнктивных нарушений по материалам сейсморазведки. - "Геология и геофизика", 1975, № I, с.90-100.

99. ОБОЛЕНЦЕВА И.Р. Лучевые скорости и поляризация сейсмических волн в функции эффективных упругих параметров тонкослоистых периодических сред. - "Геология и геофизика", 1974, № I2, с. 79-93.

100. ОБОЛЕНЦЕВА И.Р. Численный способ решения прямых пространственных задач геометрической сейсмологии для многослойных сред с границами произвольной формы. - "Геология и геофизика", 1974, № 9, с.113-128.

101. ОБОЛЕНЦЕВА И.Р., ДАНЦИГ Л.Г. Особенности поляризации проходящих продольных и обменных PS -волн в случае наклонных границ. - "Геология и геофизика", 1973, № 4, с.93-102.

102. ОБОЛЕНЦЕВА И.Р., ДАНЦИГ Л.Г. Поляризация проходящих продольных и обменных волн в случае наклонных границ раздела. - "Геология и геофизика", 1971, № 4, с.97-106.

103. ОПЫТ регистрации поперечных отраженных волн в Западной Сибири. - "Разведочная геофизика", вып.59. М., "Недра", 1973, с. 52-59. Авт.: Кефели А.С., Зборовский А.Н., Лебедева Г.Н., Стогниенко З.Д.

104. ОСОБЕННОСТИ строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований. Тр. Международного совещ. по взрывной сейсмологии. "Наукова Думка", Киев (в печати). Авт.: Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.

105. ПАВЛЕНКОВА Н.И., ЕГОРКИН А.В., КРЫЛОВ С.В. Рекомендации по определению скоростного разреза земной коры по годографам преломленных и отраженных волн. М., ВНИИГеофизика, 1973. 80 с.

106. ПРИМЕНЕНИЕ методов вычислительной математики и математической статистики при цифровой обработке данных сейсморазведки, т.1. Отв.ред. Пузырев Н.Н., Гольдин С.В. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1975. 212 с. (в печати).

В содержании: ГОЛЬДИН С.В. Оптимальные расчлененные алгоритмы интерпретации, с.5-80. ГОЛЬДИН С.В., МАЛИНОВСКАЯ И.Н., СУДВАРГ Д.И. Алгоритмы минимизации функций многих переменных при кинематической обработке данных МОВ, с.101-124. ГОЛЬДИН С.В., СИНИ-

ЦЫН Е.С. Обнаружение регулярных волн на фоне регулярных и нерегулярных волн-помех при неточно известных дисперсиях помех, с. I25-I47. МИТРОФАНОВ Г.М. Совместная оценка линейных факторов в системах наблюдений метода ОГТ, с. I66-I86. ГОЛЬДИН С.В., СТАКАНОВА Н.С. Фильтрация сейсмограмм, заданных в экстремированной форме, с. I99-2I2.

IO7. ПРИМЕНЕНИЕ площадных систем точечных сейсмических зондирований для изучения внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты. - "Геология и геофизика", I974, № 2, с. 94-I03. Авт.: Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д. и др.

IO8. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Вычисление интегральных значений эффективных параметров для двумерных моделей. - "Геология и геофизика", I975, № 5, с. 78-84.

IO9. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Двумерные временные поля отраженных волн. - "Геология и геофизика", I973, № I, с. 94-I03.

IOO. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Доказательство независимости эффективной скорости, определяемой по временным полям $t(x, \ell)$, от формы отражающей границы. - "Геология и геофизика", I975, № 3, с. 67-7I.

III. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Об инвариантах временных полей. - "Геология и геофизика", I974, № 3, с. IO2-I08.

II2. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Об особенностях полей времен отраженных волн для криволинейных границ раздела. - "Геология и геофизика", I974, № II, с. IOI-I06.

II3. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Об условиях выпадения слоев при регистрации первых вступлений. - "Геофизический сборник", вып. 48. Киев, "Наукова Думка", I972, с. I7-30.

II4. ПУЗЫРЕВ Н.Н. О пространственном временном поле отраженных волн. - "Геология и геофизика" (в печати).

II5. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Приближенные способы оценки точности определения экстремумов экспериментальных кривых применительно к некоторым задачам геофизики. - "Геология и геофизика", I97I, № II, с. 89-96.

II6. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Эффективные параметры отраженных волн для двумерной модели. - "Геология и геофизика", I974, № I2, с. 67-78.

II7. ПУЗЫРЕВ Н.Н., КРЫЛОВ С.В., МИШЕНЬКИН Б.П. Методика реконструировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, "Наука", I975. I57 с.

II8. ПУЗЫРЕВ Н.Н., КРЫЛОВ С.В., МИШЕНЬКИН Б.П. Особенности

строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований. Тезисы докл. Международного совещания по вопросам изучения глубинного строения земной коры сейсмическими методами. Киев, 1974, с.11-12.

119. ПУЗЫРЕВ Н.Н., КРЫЛОВ С.В., МИШЕНЬКИН Б.П. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон. Докл. советских геологов на XXV МК. М. (в печати).

120. ПУЗЫРЕВ Н.Н., КРЫЛОВ С.В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. - В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с.94-113.

121. ПУЗЫРЕВ Н.Н., ЧЕРНЯКОВА Л.А. Особенности полей времен $t(x, \ell)$ и годографов ОГТ для отражающих границ круговой формы. - "Геология и геофизика", 1974, № 10, с.100-114.

122. ПУЗЫРЕВ Н.Н., ЧЕРНЯКОВА Л.А. Поля времен и годографы ОГТ для отражающей границы, состоящей из прямолинейных отрезков. - "Геология и геофизика", 1975, № 1, с.101-110.

123. СЕЙСМИЧНОСТЬ Алтае-Саянской области. Новосибирск (в печати).

В содержании: ГАЙСКИЙ В.Н. Сейсмический режим и физика очагов землетрясений. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д. Размеры и геометрическое подобие областей афтершоков. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д., МУЧНАЯ В.И. Каталог сильных землетрясений Алтае-Саянской области ($K \geq 12$; $M \geq 4^{1/2}$). ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д., МУЧНАЯ В.И. Некоторые результаты микросейсмических исследований сильных землетрясений Алтае-Саянской области. ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д., МУЧНАЯ В.И. Распределение землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области. МУЧНАЯ В.И. Карты сотрясаемости Алтае-Саянской области. ФИЛИНА А.Г. Каталог землетрясений Алтае-Саянской области с $K \geq 9$ за 1963-1973 гг. ЦИБУЛЬЧИК И.Д. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян.

124. СЕЙСМИЧЕСКИЙ разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. - "Геология и геофизика", 1975, № 3, с.72-83. Авт.: Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.

125. СИБИРЯКОВ Б.П. Возбуждение упругих волн силой, сосредоточенной в некотором секторе полый сферы. - "Геология и геофизика", 1973, № 9, с.119-123.

126. СИБИРЯКОВ Б.П. Исследование прямых волн, возбуждаемых напряжениями, плавно распределенными по сферической поверхности. - "Геология и геофизика", 1973, № 8, с.93-101.

127. СИБИРЯКОВ Б.П. Одномерная задача о поглощении нелинейных волн в мягких грунтах. - "Геология и геофизика", 1974, № II, с.108-115.

128. СИБИРЯКОВ Б.П., ТАТАРНИКОВ М.А. Дисперсия упругих волн в двумерных периодических структурах произвольного масштаба. - "Геология и геофизика", 1976, № 2 (в печати).

129. СТРОЕНИЕ земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Отв.ред. Пузырев Н.Н., Крылов С.В. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1974. 83 с.

В содержании: КРЫЛОВ С.В., МИШЕНЬКИН Б.П., РУДНИЦКИЙ А.Л., СУВОРОВ В.Д. Характеристика Западно-Сибирского региона и данных глубинного сейсмического зондирования, с.7-15. КРЫЛОВ С.В., РУДНИЦКИЙ А.Л., СУВОРОВ В.Д. Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири, с.16-24. КРЫЛОВ С.В., СУВОРОВ В.Д. Строение глубоких зон земной коры и верхов мантии в Западной Сибири, с.25-29. СУВОРОВ В.Д., КРЫЛОВ С.В. Закономерности глубинного строения Западной Сибири, с.29-41. КРЫЛОВ С.В., СУВОРОВ В.Д., РУДНИЦКИЙ А.Л. Блоковая структура земной коры Западной Сибири, с.42-57. КРЫЛОВ С.В., КРЫЛОВА А.Л. Данные глубинного сейсмического зондирования и гравитационные аномалии в Западной Сибири, с.58-64. КРЫЛОВ С.В. Сравнение строения недр Западно-Сибирской и Туранской плит, с.65-76. КРЫЛОВ С.В. Главные результаты глубинных сейсмических исследований в Западной Сибири, с.77-78.

130. СТРУКТУРА земной коры рифтовых зон. Тезисы докл. совещания "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., 1975, с.6-7. Авт.: Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Косминская И.П., Зверев С.М.

131. ТРИГУБОВ А.В. К возможности изучения малых глубин при рудной сейсморазведке методом отраженных волн. - "Геология и геофизика", 1971, № 10, с.72-78.

132. ТРИГУБОВ А.В. К возможности определения скоростей при сейсморазведке МОВ в рудных районах. - "Геология и геофизика", 1971, № 2, с.88-94.

133. ТРИГУБОВ А.В. Перспективы использования поперечных и об-
менных волн в рудных и угольных районах. - В кн.: Разведочная
геофизика, вып.64. М., "Недра", 1974, с.54-57.

134. ТРИГУБОВ А.В. Распределение скоростей продольных и по-
перечных волн в окрестности некоторых полиметаллических месторож-
дений. - "Геология и геофизика", 1973, № 3, с.113-117.

135. ФИЛИНА А.Г., ЦИБУЛЬЧИК И.Д. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1968 году". М., 1972, с.99-107.

136. ФИЛИНА А.Г. ЦИБУЛЬЧИК И.Д. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1969 году". М., 1973, с.100-106.

137. ХАЙДУКОВ В.Г. Об определении упругих параметров среды
по полной сейсмограмме удаленного землетрясения. - В кн.: Вопро-
сы сейсмичности Сибири, ч.1. Новосибирск, 1972, с.54-62.

138. ЦИБУЛЬЧИК И.Д., ФИЛИНА А.Г. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1967 году". М., 1971, с.100-109.

139. ЦИБУЛЬЧИК И.Д., ФИЛИНА А.Г. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1971 году". М. (в печати).

140. ЦИБУЛЬЧИК И.Д., ФИЛИНА А.Г. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1972 году". М. (в печати).

141. ЦИБУЛЬЧИК И.Д., ФИЛИНА А.Г. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1973 году". М. (в печати).

142. ЦИБУЛЬЧИК И.Д., ФИЛИНА А.Г. Землетрясения Алтая и Саян.
- "Землетрясения в СССР в 1974 году". М. (в печати).

143. ЧЕРНОВ Г.А., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д., ЦИБУЛЬЧИК И.Д. Каргыйское
землетрясение 27 февраля 1972 года. - "Геология и геофизика",
1974, № 7, с.124-132.

144. ЧИЧИНИН И.С., БОЧАНОВ А.И., ТОКМУЛИНА Л.Г. Вопросы ав-
томатической калибровки сквозного сейсморегулирующего канала с
магнитной записью при измерениях абсолютных значений смещения,
скорости и ускорения сейсмических сигналов. Новосибирск, 1973.
37 с.

145. ЧИЧИНИН И.С., ЗУЕВ А.А. Применение гидродвигателя в виб-
раторе для сейсморазведки. - В кн.: Динамика сплошной среды, вып.
9. Новосибирск, 1971, с.60-67.

146. ШЕМЯКИН Е.И., ШЕГЛОВ В.И. К изучению механизма движений
при коровых землетрясениях. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974,
№ 12, с.22-31.

147. ШЕГЛОВ В.И. О механизме мелкофокусных землетрясений. -

В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири 1971. Новосибирск, 1972, с.148-152.

148. ЭКСПЕРИМЕНТЫ по статистическим методам идентификации сейсмических волн в условиях Западной Сибири. - В кн.: Дискретная корреляция сейсмических волн. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 14-49. Авт.: Гольдин С.В., Матыс Л.И. и др.

149. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ исследования процесса возбуждения сейсмических волн вибрационным источником. - В кн.: Теория и конструкция вибрационных источников сейсмических сигналов. Новосибирск, Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1976 (в печати). Авт.: Васильев В.И., Евчатов Г.П., Окунева В.Ф., Сидоров В.Н., Шамовская Л.А., Чичинин И.С.

150. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ и теоретические исследования отраженных волн. Отв.ред. Пузырев Н.Н. Новосибирск, "Наука", 1975, 142с.

В содержании: ПУЗЫРЕВ Н.Н., ТРИГУБОВ А.В., ЛЕБЕДЕВА Г.Н. Трехкомпонентная регистрация сейсмических волн различных типов от симметричных и несимметричных источников, с.5-27. ТРИГУБОВ А.В. К методике комбинированных наблюдений обменных, поперечных и продольных волн, с.57-63. ТРИГУБОВ А.В., ФАЛЕНКОВ В.Н., ПАВЛОВЕЦ Л.Е. Изучение малоамплитудных тектонических нарушений отраженными волнами различных типов, с.64-76. СУВОРОВ В.Д. Интерпретация полей времен $t(x, \ell)$ отраженных волн в случае неоднородных сред, с.90-105. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Отображение структур на временных разрезах, с.106-133. ОБОЛЕНЦЕВА И.Р. Численный способ решения прямых пространственных задач геометрической сейсмологии для сложнопостроенных анизотропных сред, с.134-142.

151. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Эффективные параметры в методе отраженных волн для трехмерных моделей произвольного вида. - "Геология и геофизика", 1976 (в печати).

152. DEEP SEISMIC investigations in the Baikal rift zone. - "Tectonophysics", 1973, v.20, p.85-95. Puzyrev N.N., Mandelbaum M.M., Krylov S.V., Mishenkin B.P., Krupskaya G.V. and Petric G.V.

153. KOSMINSKAYA I.P., PUZYREV N.N., ALEKSEYEV A.S. Explosion seismology: its past, present and future. - "Tectonophysics", 1972, v.13, N 1-4, p.309-323.

154. PUZYREV N.N., SOLLOGUB V.B. On methods in deep seismic sounding (DSS). (A XIII-a adunare Generala a comisiei seismologice Europene). Bucurest, 1974, p.34-323.

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 26.02.76 МН 02665.
Бумага 60x84/16. Печ.л.12,0 Уч.-изд. л. 11,0
Тираж 550. Заказ 100. Цена 77 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 77 коп.

2043