

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 16

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
ПОПЕРЕЧНЫХ  
И ОБМЕННЫХ ВОЛН

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ СБОРНИК 3

Ответственный редактор  
*член-корреспондент АН СССР Э. Э. ФОТИАДИ*

Редактор выпуска  
*доктор технических наук Н. Н. ПУЗЫРЕВ*

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР  
НОВОСИБИРСК  
1962

## ПРЕДИСЛОВИЕ

До настоящего времени при сейсмической разведке используются почти исключительно продольные волны. В значительной степени это связано с тем, что для возбуждения последних сравнительно просто создать как поверхностный, так и глубинный источник в виде взрыва различной силы. Возбуждение поперечных волн требует применения направленных воздействий, практическая реализация которых, если говорить об источниках, обладающих достаточно большой энергией, наталкивается на определенные трудности.

Укоренившееся мнение, что поперечные волны в реальных геологических средах весьма быстро затухают и, следовательно, не могут наблюдаться при сколько-нибудь значительном расстоянии от источника, сдерживало развитие методики применения поперечных и обменных волн при сейсмической разведке. Мнение об аномальном затухании поперечных волн базировалось на некоторых косвенных экспериментальных данных и в определенной степени согласовывалось с имеющимися теоретическими представлениями. Однако его нельзя было считать твердо установленным, особенно если учесть, что в ряде случаев удавалось наблюдать интенсивные волны обменного типа, прошедшие значительные расстояния в качестве поперечных.

Интерес к поперечным волнам в последнее время заметно возрос в связи с отчетливо обозначившимися трудностями метода продольных волн при решении ряда сложных геологических задач. Одной из таких задач является разведка платформенных структур малой амплитуды, когда требуется исключительно высокая точность сейсмических данных. Возможности метода поперечных, а также обменных волн в части повышения точности основаны прежде всего на твердо установленном факте, что скорость распространения поперечных волн в несколько раз (примерно от двух до пяти) меньше, чем соответствующие скорости продольных волн.

Имеются основания предполагать, что применение метода поперечных волн в ряде случаев позволит повысить детальность расчленения разреза как за счет лучшей разрешенности волн, так и за счет большей дифференцированности пород по поперечным волнам. Целесообразность привлечения к решению разведочных задач других типов волн, кроме продольных, вытекает также из того, что одновременная регистрация волн различных типов позволит получить ценные дополнительные сведения о геологическом строении и, кроме того, даст возможность контролировать получаемые результаты. По-видимому, одновременная регистрация продольных, поперечных и обменных волн окажет положительное влияние на разработку способов использования динамических

характеристик волн для целей интерпретации. При этом важным параметром может оказаться поляризация поперечных волн.

Перспективным направлением использования обменных головных волн является возможность упрощения схем наблюдений и, следовательно, повышения экономической эффективности сейсморазведки.

В сейсморазведке собственно поперечные волны до самого последнего времени регистрировались только в отдельных случаях, при относительно небольших расстояниях от источников колебаний. Последнее объясняется прежде всего несовершенством и малой мощностью направленных источников возбуждения. В связи с этим получаемые данные об условиях распространения поперечных волн относились только к самой верхней части разреза, нередко не выходящей за пределы зоны малых и пониженных скоростей. Из полученных в результате экспериментов данных о кинематических, а в особенности динамических характеристиках поперечных волн нельзя было сколько-нибудь определенно судить о возможностях применения их для целей разведки. В частности, трудно было оценить, насколько существенно будет влиять на прием поперечных колебаний повышенное затухание поперечных волн с расстоянием по сравнению с продольными волнами, которое следует из теоретических соображений и некоторых экспериментальных данных.

Далеко не полностью был выяснен вопрос об оптимальных частотах, на которых целесообразно осуществлять регистрацию поперечных волн, хотя в целом сдвиг спектра поперечных волн в сторону низких частот был установлен ранее вполне определенно. Недостаточность сведений об основных характеристиках в равной степени относится и к регистрации обменных волн. Для последних специфической трудностью является выяснение типа зарегистрированной волны, в частности определение границ, на которых происходит обмен.

Таким образом, хотя к началу экспериментальных исследований, результаты которых излагаются в настоящем сборнике, были накоплены некоторые факты о возможности регистрации поперечных и обменных волн и получены отрывочные сведения о физических параметрах сред, однако этих данных было недостаточно, чтобы определенно судить о практическом использовании поперечных, а также обменных волн для целей разведки.

В настоящем сборнике дается описание результатов экспериментальных работ по изучению условий возбуждения и регистрации поперечных и обменных волн, проведенных в 1958—1959 гг. в районах Западно-Сибирской низменности и Нижнего Поволжья.

Сборник содержит одиннадцать статей. Первые две из них являются вводными; в них приводятся сведения о ранее проведенных экспериментальных исследованиях по поперечным и обменным волнам, кратко излагаются основные вопросы по теории распространения волн, дается характеристика сейсмогеологических условий районов, в которых проводились исследования. В статье Н. И. Берденниковой и Т. Н. Куличихиной изложены методика и результаты изучения кинематических и динамических характеристик волн при скважинных наблюдениях. Последующие пять статей посвящены экспериментальному изучению условий возбуждения и регистрации различных типов обменных и поперечных волн — головных и отраженных. В этих статьях основное внимание уделяется выяснению возможностей применения тех или иных волн при решении разведочных задач в конкретных геологических условиях. Повсюду результаты интерпретации поперечных и обменных волн сравниваются с результатами, полученными при обработке данных продольных волн.

В сборнике помещена специальная статья, посвященная описанию различных опытов по возбуждению поперечных волн ударами и взрывами.

В последней статье рассматриваются некоторые специальные вопросы интерпретации поперечных и обменных волн. В частности, делаются обобщения по распределению скоростей распространения поперечных волн в горных породах, исследуется сравнительная точность методов поперечных и продольных волн.

Отметим, что сборник в целом имеет достаточно отчетливо выраженную разведочную направленность и потому вопросы теоретического характера нашли в статьях слабое отражение.

Экспериментальные исследования, результаты которых изложены в статьях, проводились рядом организаций: Научно-исследовательским институтом геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика), Ленинградским государственным университетом (ЛГУ), Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирским геофизическим трестом и Тюменским геологическим управлением. Кроме авторов, в работах принимал участие большой коллектив сотрудников сейсмических лабораторий указанных институтов и полевых сейсмических партий. Большая часть исследований проведена под научным руководством Н. Н. Пузырева.

---

*Н. Н. ПУЗЫРЕВ. Л. Н. ХУДОБИНА*

## **ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН**

В первой части статьи дается краткий обзор ранее проведенных исследований по обменным и поперечным волнам на основании литературных и частично фондовых источников. Изложение дается отдельно для поперечных волн, обменных волн и измерений в скважинах.

Во второй части статьи приводятся краткие сведения по теории распространения поперечных и продольных волн с использованием имеющихся публикаций.

Большая часть теоретических графиков представлена в форме, наиболее удобной для сопоставления с данными эксперимента.

### **1. ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН**

#### **Поперечные волны**

Наиболее ранние работы по использованию поперечных волн для решения геологических задач относятся к начальному периоду развития сейсмических методов разведки.

Из опубликованных работ можно указать на статью Д. П. Кирноса, Е. А. Коридалина, С. И. Масарского и Н. В. Райко [1], в которой приводятся материалы по регистрации поперечных головных волн при взрывах в шурфах и использовании низкочастотных горизонтальных сейсмографов (преимущественно  $X$ -компонента) в Ферганском и Грозненском районах в 1928—1930 гг. Наблюдения проводились на расстояниях до нескольких километров от источника возбуждения. Отмечается, что по поперечным волнам дифференциация разреза проявляется значительно более отчетливо. Скорости поперечных волн в песчано-глинистых отложениях равняются примерно 400—1200 м/сек и меньше соответствующих скоростей продольных волн в 2,5—4 раза. Отнесение волн к типу поперечных производится в статье без сколько-нибудь подробного обсуждения вопроса. Можно высказать предположение, что зарегистрированные волны в действительности являются обменными на границах, расположенных вблизи поверхности земли, хотя нельзя исключить возможности того, что при взрывах в неглубоких шурфах обеспечивается определенная степень направленности воздействия. Авторы ре-

комендуют использовать поперечные волны для целей разведки наряду с продольными. Однако эта рекомендация не нашла отражения в последующих работах, и развитие методов сейморазведки пошло по пути использования только продольных волн.

Специальные работы по выяснению разведочных возможностей метода поперечных волн были поставлены в 1940 г. в Арктике Ю. В. Ризниченко, И. И. Гурвичем и М. К. Полшковым. На участке профиля длиной в 1,6 км была получена система годографов из трех пунктов взрыва. Наблюдения в направлении  $X$  и  $Y$  проводились горизонтальными сейсмографами СИ-5. В результате работ установлена возможность использования поперечных волн для изучения неглубоко залегающих границ, расположенных в зоне вечной мерзлоты. Наблюдения рекомендуются проводить только вблизи пикета взрыва ( $X \leq 500$  м), так как в связи с отсутствием здесь зоны малых скоростей углы подхода волн  $P$  на больших расстояниях настолько малы, что эти волны, записываясь на горизонтальных приборах, перекрывают запись поперечных волн, делая прослеживание последних трудным или вовсе невозможным.

Указанные ранние работы по поперечным волнам не носили систематического характера, и по их результатам трудно сделать достаточно ясные выводы о перспективах использования поперечных волн для целей разведки.

Интерес к поперечным волнам возродился только в 1952—1953 гг. в связи с новыми теоретическими исследованиями по распространению волн различных типов в слоистых средах, проводимыми в Ленинградском университете (ЛГУ) и Ленинградском отделении математического института АН СССР (ЛОМИ). В период с 1952 по 1957 г. ЛГУ и ЛОМИ совместно с ВНИИГеофизикой и ВИТР были проведены экспериментальные работы [2, 3, 4] в различных районах (пригороды Ленинграда, Краснодарский край, Саратовская область) с целью сопоставления данных эксперимента с выводами теории.

Прием колебаний осуществлялся среднечастотной сейсмической аппаратурой с приемниками типа СП-16; максимумы частотных характеристик изменялись от 30 до 60 гц. В качестве средств возбуждения использовались маломощные копры, что и обусловило небольшие глубины проникновения поперечных волн.

Наряду с ударными воздействиями была испытана возможность применения взрывчатых веществ для создания горизонтальной силы. С этой целью использовался гидравлический удар от взрыва в трубе. Такое устройство, называемое «пушкой», обеспечивало достаточно чистые записи волн SH, но мощность его мала.

В результате этих работ была показана принципиальная возможность регистрации поперечных волн SH от границ раздела, залегающих на глубинах до 150—200 м.

В подавляющем большинстве опытов регистрировались головные поперечные волны типа SH. В одном случае (район Анапы) удалось записать отраженные поперечные волны SH от границ раздела, залегающих на глубинах примерно от 15 до 50 м [4]. По построенным годографам удалось вычислить эффективные скорости, которые оказались равными 170—210 м/сек (водонасыщенные пески).

По наблюдениям на профилях получены некоторые данные о динамических характеристиках поперечных волн. В частности, вычислены спектры волн и их зависимости от некоторых факторов, построены кривые затухания прямых волн, исследованы волны Лява и др. Частоты поперечных волн на малых расстояниях от пункта возбуждения примерно в два раза меньше, чем продольных. Отмечено расхождение экспе-

римента с теорией в отношении закона затухания поперечных волн с расстоянием; фактически амплитуды убывают обратно пропорционально квадрату расстояния. Следует иметь в виду, что полученные данные относятся к очень малым расстояниям и глубинам, а также воздействиям небольшой интенсивности и потому некоторые выводы (например, об очень большом затухании поперечных волн) нельзя, по-видимому, экстраполировать в область других диапазонов изменения параметров.

О заграничных исследованиях по использованию поперечных волн для целей разведки имеется очень мало сведений. Фактически можно указать на две работы, опубликованные в 1956 г. [7, 6]. В статье Уайта и Лауренса [7] дается описание опытов по регистрации головных поперечных волн, соответствующих границам, залегающим на очень малых глубинах (до 30 м). Для возбуждения поперечных волн использован горизонтальный копер с ударником весом до 200 кг. Джоли [6] при возбуждении колебаний использовал маломощные источники — кувалда и устройство, основанное на использовании отдачи орудия — «пушка». В результате были зарегистрированы головные волны SH от неглубоко залегающих границ (~15 м). Сделаны попытки регистрации отраженных волн SH, которые, однако, не увенчались успехом. Анализируя результаты опытов, автор приходит к выводу, что поперечные волны могут иметь очень ограниченное применение в сейсмической разведке. Причины этого, по мнению автора, состоят в том, что при изучении малых глубин сильное влияние оказывает анизотропия, а для обычных глубин, интересующих разведчиков, трудно создать направленный источник достаточной силы.

В последние годы были проведены некоторые опыты по регистрации поперечных волн при исследованиях ледников [8, 9]. Ударные воздействия небольшой силы (горизонтальные и вертикальные удары) применялись только при небольших расстояниях приемников от источника (меньше 100 м). При этом зарегистрированы отчетливые поперечные волны почти при полном отсутствии мешающих колебаний. Отношение  $v_p/v_s$  близко к 2. По данным [8], частоты волн SH равны ~100 гц (для продольных волн — 150—180 гц).

В работе [9] указывается, что поперечные волны в ряде случаев регистрируются при взрывах вблизи поверхности, причем наибольшую интенсивность имеет составляющая X.

### Обменные волны

Наиболее ранние сведения об обменных отраженных волнах были получены партиями Института теоретической геофизики АН СССР и Государственного союзного геофизического треста (ГСГТ) в 1938 г. в Ишимбаевском районе Башкирской АССР [10]. Работы проводились под общим руководством академика Г. А. Гамбурцева. Поперечные колебания были зарегистрированы горизонтальными приборами, ориентированными по профилю при возбуждении колебаний взрывами в скважинах и водоемах. Волны были зарегистрированы при небольших удалениях от пункта взрыва и отнесены к типу обменных отраженных PSS (обмен на границе земля — воздух либо — подошва ЗМС).

В следующем году в районе г. Серпухова Ю. В. Ризниченко, И. И. Гурвичем и Е. Е. Карусом под руководством Г. А. Гамбурцева проводились специальные исследования с целью разработки комплексного метода, основанного на использовании продольных, поперечных и обменных волн. Регистрация колебаний велась на трех компонентах с использованием направленных ударов.

Все ранние работы не были завершены разработкой практического метода разведки, основанного на использовании обменных волн. Позднее обменные отраженные волны типа PS наблюдались в разных районах Союза: в Башкирии, Саратовской и Куйбышевской областях, на Западной Украине и в ряде других районов.

В 1956—1957 гг. в районе внешней зоны Предкарпатского прогиба Геофизическим институтом Академии наук СССР под научным руководством И. С. Берзон [12, 14] проводились исследования по изучению оптимальных условий регистрации обменных отраженных волн и выяснению возможности использования их в сейсмической разведке. Волны PS зарегистрированы на нескольких участках на временах 0,9—2,2 сек. Вблизи пункта взрыва (до 100—200 м) обменные волны не отмечаются. Наблюдения проводились среднечастотной аппаратурой СС-26-51Д и сейсмографами СПМ-16. В основном использовалась фильтрация в усилителях с максимумом частотной характеристики 35 *гц*.

В результате этих работ показана возможность регистрации обменных волн PS на стандартной аппаратуре при обычной методике наблюдений X-приборами.

Границы, построенные по данным PP и PS волн, практически совпадают. Этим самым показывается возможность использования обменных отраженных волн для изучения геологического разреза.

В 1958 г. в Пестравском районе Куйбышевской области сейсмической партией «Куйбышевнефтегеофизика» горизонтальными X-приборами при взрывах в скважинах были зарегистрированы обменные отраженные волны вблизи пункта взрыва на временах от 0,3 до 1,4 сек. Эти волны по ряду признаков были отнесены к обменным отраженным волнам типа PS от горизонтов в палеозойской толще пород.

Обменные преломленные волны были зарегистрированы в 1951 г. в Туймазинском районе при исследованиях продольными преломленными волнами кристаллического фундамента, проводившихся Геофизическим институтом АН СССР под руководством Г. А. Гамбурцева. В результате этих работ впервые показана возможность регистрации обменных волн, преломленных на различных границах в толще осадочных отложений до кристаллического фундамента.

Позднее в 1954, 1955 гг. в том же районе были продолжены опытные работы по исследованию обменных преломленных волн с целью изучения оптимальных условий регистрации и применения их для целей разведки [13]. Были зарегистрированы обменные волны, преломленные на различных границах раздела, распространяющиеся вдоль преломляющей границы в качестве продольных волн ( $P_{12}S_1$ ;  $P_{123}S_{21}$ ;  $P_{1232}S_1$ ), и волны, прошедшие большую часть пути в качестве поперечных волн ( $P_1S_{21}$ ;  $P_1S_{2321}$ ;  $P_1S_{232}P_1$ ).

Обменные волны типа  $P_{1232}S_1$ , как правило, характеризуются преобладающими частотами, близкими к преобладающим частотам продольных волн на соответствующих границах раздела ( $T=0,03—0,04$  сек). Периоды обменных волн типа  $P_1S_{232}P_1$  и  $P_1S_{2321}$  составляют  $T=0,05—0,06$  сек.

Наблюдения проводились одновременно на двух компонентах X и Z. При этом использовалась в основном низкочастотная аппаратура, рассчитанная на регистрацию частот порядка 10—30 *гц*. Замечено, что на запись обменных волн горизонтальными сейсмографами сильно влияют поверхностные условия.

В 1956—1957 гг. работы по изучению затухания обменных преломленных волн проводились на Украине в условиях неглубокого залегания кристаллического фундамента. Зарегистрированы все типы обменных



волн на одной границе раздела (поверхность кристаллического фундамента). Установлено, что затухание поперечных волн, распространяющихся по поверхности фундамента, примерно одного порядка с затуханием продольных волн. На низких частотах зарегистрированы волны релеевского типа PRP и PRS на несвободной поверхности [3].

В 1957 г. партией Туймазинской геофизической экспедиции (ТГЭ) ВНИИ Геофизики в результате систематической регистрации обменных волн удалось построить структурную схему поверхности фундамента для одного из районов Башкирии. Обменные преломленные волны типа  $P_1S_2P_1$  были зарегистрированы в районах Украины при сейсмических исследованиях КМПВ [14, 15].

В 1958 г. в Оренбургском районе партией Волго-Уральской экспедиции ВНИИ Геофизики проводились работы с целью разработки методики обменных преломленных волн для картирования поверхности кристаллического фундамента и опробования методики зондирования. В том же году партиями Новосибирского треста и Тюменского геологического управления проводились исследования по изучению обменных преломленных волн в южной части Западно-Сибирской низменности [36]. В результате этих работ установлено, что четкие записи обменных волн от кристаллического фундамента типа  $P_{12}S_1$ ;  $P_1S_{21}$  и  $P_1S_2P_1$  зарегистрированы в условиях отсутствия второго структурного яруса (см. настоящий сборник).

О заграничных исследованиях по обменным волнам у нас имеется очень мало сведений. Из наиболее ранних известны работы Риккера и Лина [16], которые в очень простых сейсмогеологических условиях получили интенсивные обменные волны. Авторами по многим признакам (большая интенсивность горизонтальной составляющей, время регистрации и большая кажущаяся скорость) эти волны интерпретируются как отраженные обменные волны типа PS. Отмечено, что эти волны записываются с наибольшей интенсивностью с определенного оптимального расстояния от пункта взрыва примерно с 1700 м.

### Скважинные измерения

Первые исследования по регистрации проходящих поперечных волн в скважинах относятся к 1954—1955 гг. и принадлежат лаборатории динамики упругих сред ЛГУ [2]. Наблюдения проводились в неглубоких скважинах. Первые же опыты показали, что необходимым условием отчетливой регистрации поперечных волн скважинными сейсμοприемниками является наличие достаточно жесткого контакта приборов со стенками скважины. Было показано, что ослабление кабеля, легко осуществимое при прижме прибора к стенке скважины, позволяет практически полностью избавиться от кабельных и других мешающих волн. В первое время для скважинных измерений использовалась обычная стандартная сейсморазведочная аппаратура с сейсмографами СП-16, монтируемыми в одном цилиндрическом корпусе; прижим осуществлялся различными примитивными средствами, что затрудняло проведение экспериментов.

В последующие годы регистрация колебаний велась широкополосной приемной аппаратурой. Были сконструированы и изготовлены специальные низкочастотные горизонтальные скважинные приемники с собственной частотой около 4—5 *гц* [17—20]. Прижим прибора к стенкам осуществлялся при помощи специального устройства с плоской пружиной рессорного типа. Кроме двух горизонтальных, использовался один вертикальный сейсмограф типа СП-15 с частотой 10—12 *гц*.

Возбуждение колебаний производилось ударами грузов небольшого веса, что ограничивало глубину исследования. Испытывались различные типы воздействий ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ). Однако впоследствии для регистрации волн  $P$  и  $S$ , а также уточнения типа поперечной волны по характеру поляризации преимущественно применялись воздействия типа  $Y$  (перпендикулярно радиусу, соединяющему ПВ и устье каротируемой скважины) и типа  $Z$ . В результате работ ЛГУ и ВНИИГеофизики в период 1954—1957 гг. была показана возможность систематической и надежной регистрации проходящих поперечных волн скважинным сейсμοприемником до глубин порядка 80 м. Измерения показали, что в терригенных отложениях скорости поперечных волн значительно ниже, чем продольных, причем в ряде случаев отношение  $v_p/v_s$  достигает 5—8. По поперечным волнам обычно выявляется более резкая дифференциация среды. На некоторых участках обнаружено явление анизотропии поперечных волн [20, 21] (зависимость скорости от направления плоскости поляризации) при отсутствии таковой на продольных волнах.

Наряду с измерениями скоростей по данным скважинных наблюдений удалось получить сведения о динамических характеристиках волн (интенсивность, форма записи). Так, например, показано, что частоты поперечных волн на большом расстоянии от источника значительно ниже, чем продольных. Поперечные волны обладают также несколько большим затуханием, хотя количественные оценки поглощения не отличаются достаточной надежностью.

Сведения о параметрах поперечных волн были получены также при использовании ультразвукового каротажа. Например, в работе [22] указывается, что при достаточно больших значениях скоростей, когда волна по столбу жидкости не накладывается, удается систематически регистрировать обменные волны типа PSP, распространяющиеся по породам как поперечные. При этом обеспечивается точность измерения интервальных скоростей порядка  $\pm 5\%$  на базах 2,8 м. В статье приводятся данные об отношении скоростей  $P$ - и  $S$ -волн. Для плотных метаморфических и изверженных пород величины отношения  $v_p/v_s$  оказались близкими  $\sqrt{3}$  (1,8—2,0). Указывается также порядок затухания обоих типов волн для частот 20—25 кГц — для продольных  $\alpha_p = 0,09—0,6$  1/м; для поперечных  $\alpha_s = 0,11—0,9$  1/м. Аналогичные исследования имеются в США [напр. 23].

В течение последних нескольких лет в зарубежной геофизической литературе опубликовано ряд статей по вопросам изучения динамических и кинематических характеристик продольных и поперечных волн при скважинных наблюдениях [24—29, 32]. В целом работы носят исследовательский характер и не направлены на разработку методики сейсмокаротажа скважин на поперечных волнах. Методика проведения эксперимента и использованная аппаратура в ряде работ подчинены требованиям получения неискаженной записи основных типов волн. В связи с этим во многих работах большое внимание уделяется обеспечению жесткого контакта сейсмографа со стенками скважины; использовались преимущественно низкочастотные приемники  $f_0 = 1—4$  Гц [25—27]. Возбуждение колебаний производилось различными способами с применением как ударных, так и взрывных воздействий. В последнем случае иногда использовались и направленные взрывы малых зарядов в скважине [28].

Некоторый интерес в заграничных работах представляют вопросы изучения частотного состава и поглощения волн. В работе [25] приводятся экспериментальные данные по затуханию волн в глинистых слан-

цах ( $v_p = 2,17 \text{ км/сек}$ ;  $v_s = 0,8 \text{ км/сек}$ ). Эти исследования проведены в условиях почти однородной среды до глубин 1200 м, что должно обеспечивать надежность результатов. Для обоих типов волн затухание оказалось пропорциональным частоте, и для частот 50 гц равняется  $\alpha_p = 0,0023 \text{ 1/м}$ ,  $\alpha_s = 0,019 \text{ 1/м}$ . Таким образом, коэффициент затухания для поперечных волн почти на порядок выше, чем для продольных волн. Преобладающие частоты для поперечных волн (возбуждение вертикальным ударом в скважине) равняются для  $h \approx 100 \text{ м}$ , примерно 35—40 гц, для продольных (взрывное возбуждение) на той же глубине — около 200 гц. На указанных частотах затухание поперечных и продольных волн оказывается примерно одинаковым.

Следует отметить, что в разные годы проводились исследования по изучению упругих параметров, в том числе скоростей поперечных волн при неглубоком залегании пород, для целей строительства различных промышленных объектов. По имеющимся данным, отношение скоростей  $v_p/v_s$  в породах, залегающих вблизи поверхности земли, варьирует в очень широких пределах: от 1,7—2,0 для пород скального типа, до 8—10 — для пластичных глин.

## 2. НЕКОТОРЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

В последние годы были проведены многочисленные теоретические исследования по распространению поперечных волн в упругих средах. Основные из них выполнены в ЛОМИ и ЛГУ под руководством проф. Г. И. Петрашеня.

В этом разделе приводятся некоторые выводы из теории распространения волн в простейших средах при различных типах воздействий. Основное внимание обращается на условия возникновения поперечных и обменных волн.

Расчеты выполнены по методике, изложенной в трудах ЛОМИ и ЛГУ [30, 33]. Кроме расчетов волновых параметров, базирующихся на теории упругости, приводятся некоторые теоретические положения по затуханию и частотам волн.

### Характеристики направленности основных источников

В однородном полупространстве характер возбуждаемого волнового поля будет существенно зависеть от типа источника. Наибольший интерес для нас представляют следующие основные типы воздействия:

- а) симметричный центр расширения;
- б) вертикальная сила;
- в) горизонтальная сила, параллельная оси  $X$ , приложенная к дневной поверхности.

Для простоты ограничимся источниками, действующими вблизи свободной границы полупространства. Характеристиками направленности источника будем называть зависимость полного вектора смещения от угла подхода волны к фиксированной точке внутри полупространства. За начало отсчета принимается вертикальная ось. Волновые поля рассматриваются в вертикальных плоскостях. Для симметричных типов источников выбор плоскости является совершенно произвольным. В случае асимметричного источника (горизонтальная сила) рассмотрение ведется в двух главных плоскостях. Одна из них совпадает с направлением действия силы (плоскость  $XOZ$ ), вторая — с перпендикуляром к направлению действия силы (плоскость  $YOZ$ ).

Симметричный центр расширения. На практике источник такого типа осуществляется путем взрыва в однородной изотропной среде. В этом случае возбуждаются только продольные волны, интенсивность которых не зависит от угла подхода волны  $\theta_p$ . Следовательно, полярные характеристики направленности в плоскости  $XOZ$  изображаются в виде полуокружности.

Величины смещения на фронте продольной волны пропорциональны величине

$$\frac{1}{\mu v_p} = \frac{1}{\rho v_s^2 v_p} = \frac{1}{\rho \gamma^2 v_p^3},$$

где  $\mu$  — модуль сдвига,

$\rho$  — плотность.

Отсюда следует, что величины смещения будут тем больше, чем меньше скорости распространения поперечных и продольных волн и чем меньше плотность среды.

Вертикальная сила. В этом случае возбуждаются как продольные, так и поперечные волны SV, поляризованные в плоскости падения. Продольные волны имеют максимальную интенсивность на вертикальной оси и нулевую интенсивность на горизонтальной оси (рис. 1, а). При этом горизонтальная составляющая на вертикальной оси тождественно равна нулю.

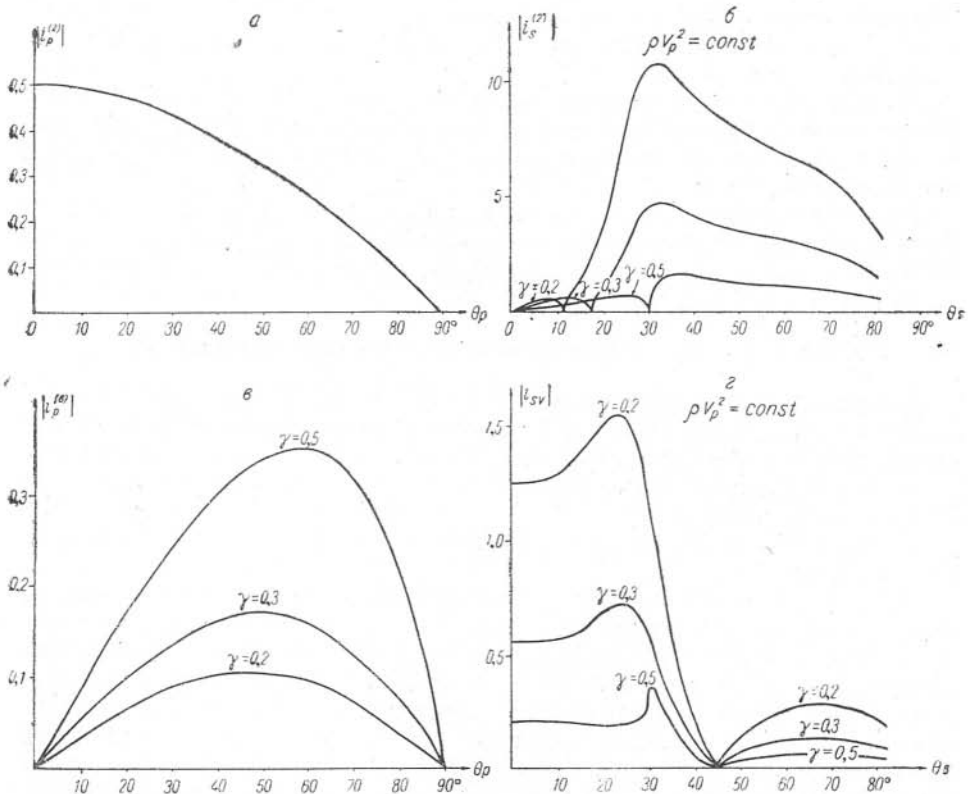


Рис. 1. Характеристики направленности источников для продольных и поперечных волн: а, б — вертикальная сила; в, г — горизонтальная сила в направлении оси  $X$ .

Характеристика направленности для поперечных волн  $i_s^{(2)}$  изображена на рис. 1, б, из которого видно, что на осях координат  $Z$  и  $X$  интенсивности равны нулю. В интервале углов  $0 < \theta_s < 90^\circ$  отмечается наличие двух областей, в которых интенсивности принимают максимальные значения. Первая из них соответствует области углов, меньших предельного  $\theta_{s \text{ пред.}} = \arcsin \gamma$ , вторая — больших предельного. В точках  $\theta_s = \theta_{s \text{ пред.}}$  интенсивности переходят через нуль. В первой области ( $\theta_s < \theta_{s \text{ пред.}}$ ) форма импульса остается неизменной, тогда как во второй ( $\theta_s > \theta_{s \text{ пред.}}$ )  $i_s^{(2)}$  становится комплексной, и аргумент изменяется в пределах  $\frac{\pi}{2} - \pi$ .

Горизонтальная сила. Вследствие несимметричного воздействия следует рассматривать волновые поля в плоскостях  $XOZ$  и  $YOZ$  отдельно.

В плоскости  $XOZ$ , как и в случае нормальной силы, будут возбуждаться продольные и поперечные  $SV$  волны.

На рис. 1, в приведены графики функции  $(i_p^{(6)})$  при  $\rho v_p^2 = \text{const}$ . Характерным для них является наличие экстремума при углах подхода порядка  $45-60^\circ$ . На вертикальной оси обе составляющие продольной волны равны нулю.

В плоскости  $XOY$  интенсивность продольных волн изменяется по косинусоидальному закону и, следовательно, в плоскости  $YOZ$  продольные волны отсутствуют. Характеристика направленности поперечных волн  $SV$  в плоскости  $XOZ$  при  $\rho v_p^2 = \text{const}$  изображена на рис. 1, г. Наибольшие амплитуды, слабо зависящие от величины  $\gamma$ , отмечаются в области до начальной точки, дальше интенсивность и форма импульса быстро изменяются.

В плоскости  $YOZ$ , перпендикулярной воздействию, наблюдаются только поперечные волны типа  $SH$ , поляризованные в направлении, перпендикулярном лучевой плоскости. Вертикальная компонента вектора смещения волны  $SH$  отсутствует. Характеристика направленности ее в плоскости  $YOZ$  имеет очень простую форму и изображается в виде полуокружности. Выражение для функции направленности имеет вид:

$$i_{SH}(\theta, \alpha) = \frac{a}{\pi} \cdot \frac{\sin \alpha}{2\rho v_s^2}.$$

Отсюда следует, что величины смещений будут обратно пропорциональны квадрату скоростей поперечных волн. Форма импульса на фронте волны сохраняется постоянной. Азимутальные изменения интенсивности в горизонтальной плоскости для волн  $SV$  происходят по косинусоидальному закону, а для волн  $SH$  — по синусоидальному (отсчет угла от направления действия силы).

### Головные волны

Учитывая, что целью расчетов являются выводы качественного характера, сделаны следующие упрощающие предположения.

1. Рассматривается только одна горизонтальная преломляющая граница (слат на полупространстве).

2. Величины отношений скоростей поперечных и продольных волн в верхней и нижней средах приняты равными между собой (коэффициенты преломления поперечных и продольных волн одинаковы). Выбранное значение  $\gamma = 0,6$  характеризует породы скального типа. Оценка

влияния величины  $\gamma$  произведена по коэффициентам образования головных волн.

3. Интенсивности головных волн вычислялись для областей, достаточно удаленных от начальной точки (рис. 2). Значения интенсивностей на рис. 2 приведены по полному вектору смещения.

$$I = \sqrt{I_w^2 + I_q^2},$$

где  $I_w$  и  $I_q$  — вертикальная и горизонтальная составляющие вектора смещения.

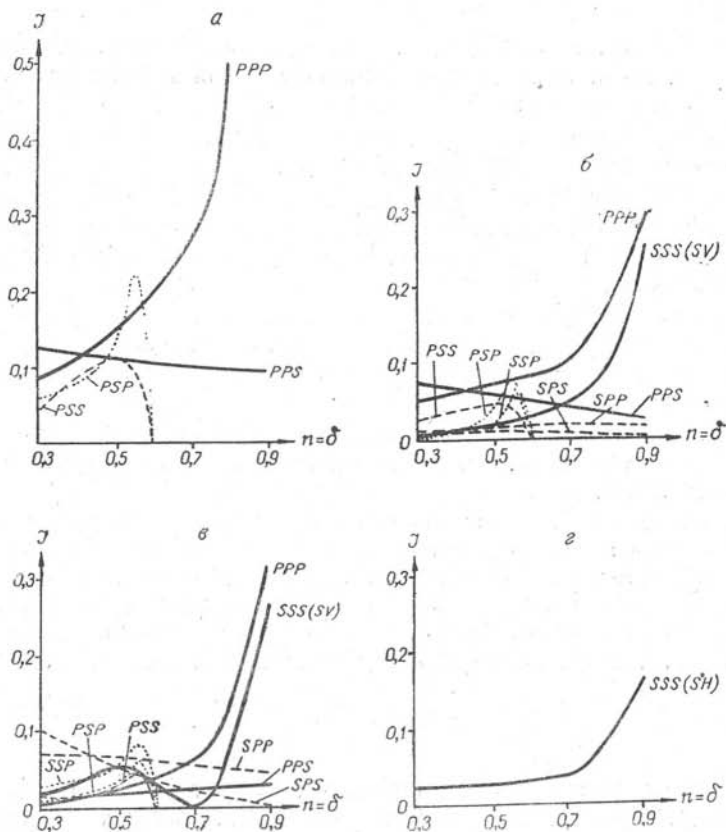


Рис. 2. Зависимость интенсивностей головных волн (продольных, поперечных и обменных) от резкости границы раздела для различных типов воздействий при

$$\gamma = \Delta_0 \left( \frac{v_{S_1}}{v_{P_1}} = \frac{v_{S_2}}{v_{P_2}} \right):$$

*a* — взрыв (симметричный центр расширения); *б* — вертикальная сила;  
*в* — горизонтальная сила в направлении  $X$ ; *г* — горизонтальная сила в направлении  $Y$ .

Для симметричных типов источников (взрыв и вертикальный удар) характер волновой картины по продольным и обменным волнам, выходящим из источника как продольные, качественно одинаков. Для обоих видов воздействия интенсивности обменных головных волн типа PPS с увеличением резкости границы возрастают, а интенсивности продольных волн убывают. Для взрывного воздействия характерно, что интенсивно-

сти продольных и обменных волн всех типов при резкой скоростной дифференциации имеют примерно одинаковый порядок.

При вертикальном воздействии появляются поперечные и обменные головные волны, выходящие из источника как поперечные. Что касается последних, то интенсивность их при  $n > 0,6$  значительно меньше всех других волн. С уменьшением резкости границы амплитуды поперечных волн возрастают значительно быстрее, чем продольных.

Для воздействия типа горизонтальной силы, как и в случае характеристики направленности, следует рассматривать волновую картину в двух плоскостях. В плоскости действия силы ( $XOZ$ ) наблюдаются те же волны, что и в случае вертикального воздействия. Однако относительные интенсивности и их зависимость от резкости границы имеет несколько другой характер. В частности, значительно увеличилось интенсивности волн типа SPP и SPS. Зависимость интенсивности поперечных волн от резкости границы в этом случае имеет более сложный характер. В интервале значений  $n = 0,7 - 0,75$  отмечается резкий минимум, который затем сменяется возрастанием интенсивности с большим градиентом.

В плоскости, перпендикулярной воздействию, волновая картина упрощается. В этом случае регистрируется только горизонтальная составляющая волны SH, интенсивность которой будет зависеть от перепада скоростей поперечных волн  $\left( \delta = \frac{v_{S_1}}{v_{S_2}} \right)$ . Интенсивность волн SH в целом возрастает с уменьшением резкости границы, однако при  $0,3 \leq \delta \leq 0,7$  она меняется очень медленно.

В реальных средах отмеченное выше условие  $\gamma = \Delta_0$  не соблюдается, особенно для резких границ, и обычно  $\gamma < \Delta_0$ . Расчеты показывают, что интенсивность продольных головных волн PPP с увеличением  $\gamma$  (при всех параметрах  $\delta$ ) уменьшается, примерно как  $\frac{1}{\gamma}$ . Интенсивности обменных волн всех типов очень слабо зависят от величины  $\gamma$  и уменьшаются с ее увеличением. Интенсивности головных поперечных SH-волн от величины  $\gamma$  не зависят.

### Отраженные волны

Для отраженных волн оценка относительных интенсивностей произведена по коэффициентам отражения. На рис. 3 приведены графики изменения коэффициентов отражения волн SS (SV), PS и PP в зависимости от углов падения соответствующих волн при фиксированных значениях  $\gamma = \Delta_0 = 0,5$ . В качестве параметра выбрана величина  $\delta = \frac{v_{S_1}}{v_{S_2}}$ .

При нормальном падении коэффициенты отражения продольных и поперечных волн в случае одинакового перепада скоростей соответствующих волн и плотностей имеют равные величины.

При углах падения  $\theta > 0$  и положительной границе раздела ( $v_{S_1} < v_{S_2}$ ), характер поведения коэффициентов волн SS и PP существенно различается.

Для поперечных волн с увеличением угла падения (см. рис. 3, а) характерно до начальной точки резкое уменьшение коэффициентов отражения. Форма записи в этой области остается неизменной, что является общим для всех типов отраженных волн. За начальной точкой распределение коэффициентов отражения SS-волн по модулю и аргументу

очень сложное. Для продольных волн в области до начальной точки коэффициенты отражения изменяются очень слабо (см. рис. 3, б).

В случае падения волны из среды с большей скоростью в среду с меньшей скоростью до предельного угла  $\theta_{\text{пред.}} = \arcsin \gamma$  коэффициенты отражения поперечных волн будут вести себя примерно так же, как и при падении из среды с меньшей скоростью. Направление смещения частиц при этом меняется на обратное, аргумент изменяется на  $\pi$ . За предельным углом характер поведения коэффициентов отражения по модулю и аргументу более плавный.

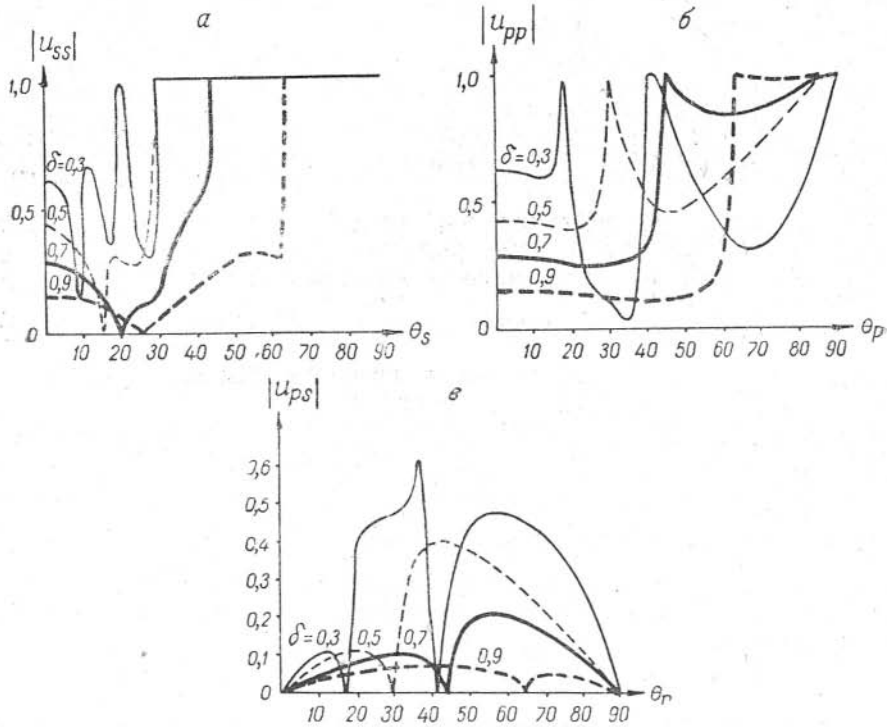


Рис. 3. Графики изменения коэффициентов отражения волн SS, PP и PS в зависимости от углов падения и коэффициентов преломления  $\delta = v_{s1}/v_{s2}$ ,  $\gamma = \Delta_0 = 0,5$ .

Коэффициенты отражения обменных волн типа PS имеют нулевые значения при нормальном падении, независимо от резкости границы и знака перепада скоростей. С увеличением угла падения коэффициент отражения PS возрастает и при некоторых углах принимает максимальные значения. Положение максимума определяется величиной и знаком перепада скоростей поперечных волн (см. рис. 3, в).

При падении из среды с большей скоростью коэффициенты отражения обменных волн изменяются относительно плавно. Как и в других случаях отражения, аргумент до начальной точки постоянный, за начальной точкой изменяется.

Зависимость коэффициентов отражения различных типов волн от величины перепада скоростей поперечных и продольных волн в покрывающей среде ( $\gamma$ ) неодинаковая. Как показывают расчеты, при возрастании  $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$  величины коэффициентов отражения обменных и про-



дольных волн при падении из среды с меньшей скоростью также возрастают, причем для волн PS — более резко. Коэффициенты отражения поперечных волн от величины  $\gamma$  не зависят.

Зависимость коэффициента отражения поперечных волн от угла падения выражается следующей формулой:

$$U_{SH} = \frac{\sigma_0 \delta^2 \cos \theta - \sqrt{\delta^2 - \sin^2 \theta}}{\sigma_0 \delta^2 \cos \theta + \sqrt{\delta^2 - \sin^2 \theta}}.$$

Как и ранее, в последующих расчетах  $\sigma_0 = \frac{\rho_1}{\rho_2}$  принята равной единице.

При падении из среды с меньшей скоростью ( $\sigma < 1$ ) коэффициенты отражения уменьшаются по мере увеличения угла падения (рис. 4, а) и при значениях

$$\theta_1 = \arccos \sqrt{\frac{1 - \delta^2}{1 - \sigma_0^2 \delta^4}}$$

переходят через нуль. После критических точек модули коэффициентов отражения тождественно равны единице. Что касается аргументов, то они до начальной точки не меняются, в области начальной точки быстро растут, асимптотически приближаясь к  $\pi$  (обращение фазы).

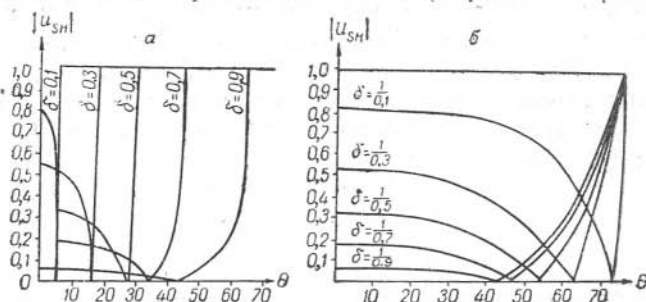


Рис. 4. Зависимость коэффициентов отражения поперечных волн SH от угла падения и коэффициентов преломления:

а — падение из среды с меньшей скоростью; б — падение из среды с большей скоростью.

При падении из среды с большей скоростью ( $\sigma > 1$ ) коэффициенты также уменьшаются с увеличением углов падения, но более плавно. При углах

$$\theta = \arccos \sqrt{\frac{\delta^2 - 1}{\sigma_0^2 \delta^4 - 1}},$$

как и в предыдущем случае, коэффициенты отражения переходят через нуль (см. рис. 4, а). Форма записи по фронту не изменяется.

### О затухании и частотах поперечных волн

Из теоретических исследований по затуханию сейсмических волн следует прежде всего указать на работы Б. В. Дерягина [34, 35], основывающиеся на теории упругого последствия.

Основной вывод этих исследований состоит в том, что затухание как продольных, так и поперечных волн пропорционально частоте колеба-

ний или обратно пропорционально длине волны. Соотношение между коэффициентами затухания продольных ( $\alpha_P$ ) и поперечных ( $\alpha_S$ ) волн можно представить в виде:

$$\alpha_S = \frac{3}{4} \cdot \frac{\lambda_P}{\lambda_S} \cdot \frac{v_P^2}{v_S^2} \cdot \alpha_P,$$

где  $\lambda_{P, S}$  — длины продольных и поперечных волн;

$v_{P, S}$  — значения скоростей распространения волн; или соответственно через частоты:

$$\alpha_S = \frac{3}{4} \cdot \frac{f_S}{f_P} \cdot \frac{v_P^3}{v_S^3} \cdot \alpha_P.$$

Если длины волн одинаковы, что близко соответствует имеющимся экспериментальным данным, то в этом случае затухание поперечных волн будет всегда больше, чем для продольных волн. Отношение коэффициентов затухания будет существенно зависеть от величины отношения скоростей, т. е.

$$\frac{\alpha_S}{\alpha_P} = \frac{3}{4\gamma^2}.$$

Для пород скального типа ( $\gamma = 0,6$ ) отношение  $\alpha_S/\alpha_P$  будет иметь значение, близкое к 2, а для пластичных глин ( $\gamma = 0,2$ ) — около 20.

Согласно теории упруго-вязкого тела, коэффициенты затухания продольных и поперечных волн будут пропорциональны квадратам частот колебаний. Связь между коэффициентами  $\alpha_P$  и  $\alpha_S$  можно выразить соотношением [36, 37]

$$\alpha_S = \frac{3}{4} \cdot \frac{f_S^2}{f_P^2} \cdot \frac{v_P^3}{v_S^3} \cdot \alpha_P.$$

Эта зависимость отличается от приведенной выше для теории последействия лишь степенью отношения частот.

Соответственно через длины волн:

$$\alpha_S = \frac{3}{4} \cdot \frac{\lambda_P^2}{\lambda_S^2} \cdot \frac{v_P}{v_S} \cdot \alpha_P.$$

Таким образом, в случае одинаковых длин волн

$$\frac{\alpha_S}{\alpha_P} = \frac{3}{4\gamma}$$

$$\text{при } \gamma = 0,6; \quad \alpha_S/\alpha_P = 1,25,$$

$$\text{при } \gamma = 0,2; \quad \alpha_S/\alpha_P = 3,75,$$

т. е. в этом случае отличие в коэффициентах поглощения продольных и поперечных волн для различных пород будет меньшим, чем согласно теории последействия. Равенство коэффициентов затухания обоих типов волн будет наблюдаться при соотношении частот:

$$\frac{f_S}{f_P} = \frac{4}{3} \left( \frac{v_S}{v_P} \right)^{\frac{3}{2}}.$$

В случае одинаковых частот, согласно обеим теориям, отношение коэффициентов поглощения  $\alpha_S/\alpha_P$  обратно пропорционально отношению скоростей  $\gamma = v_S/v_P$  в третьей степени.

Относительно частот колебаний продольных и поперечных волн, согласно имеющимся теоретическим исследованиям, можно высказать лишь некоторые соображения общего характера.

Из изложенного выше следует, что все коэффициенты отражения — преломления при отсутствии поглощения не зависят от частоты. Следовательно, при заданном типе воздействия (например, вертикальная сила) частотный состав импульсов продольных и поперечных волн остается одинаковым. По этой же причине в идеальной среде при резкой гладкой границе смена волн не должна сопровождаться изменением частот, не считая вариаций, обусловленных комплексностью коэффициентов отражения — преломления. Исходя из этого, можно сделать вывод, что наблюдающееся при экспериментах занижение частот поперечных и обменных волн по сравнению с продольными следует прежде всего объяснить большим их затуханием. Это можно показать, если, например, воспользоваться приведенными выше формулами для коэффициентов затухания.

Для спектра импульса в поглощающей среде, рассматривая выражение  $e^{-\alpha(f) \cdot r}$  как частотный фильтр, можно написать:

$$S(f) = S_0(f) \cdot e^{-\alpha(f) \cdot r},$$

где  $S_0(f)$  — спектр исходного импульса;  
 $r$  — расстояние, пройденное волной.

Если принять, что спектры продольной и поперечной волн в источнике одинаковы, то можно написать, согласно теории последствия,

$$S_S(t) = S_P(f) \cdot e^{-\frac{Kfr}{v_S^3} \left(1 - \frac{4}{3} \gamma^2\right)},$$

где  $K$  — коэффициент пропорциональности, зависящий от характера пород.

Воспользуемся этой формулой для расчета спектра поперечной волны, если задан спектр продольной волны и соотношение скоростей. Из нее непосредственно следует, что импульс поперечной волны при  $r = \text{const}$  будет обогащен низкими частотами по сравнению с продольной волной.

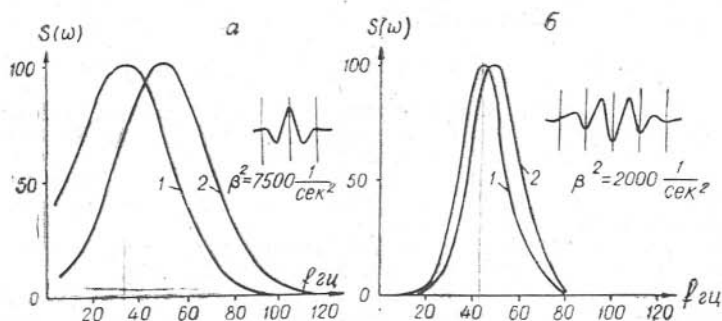


Рис. 5. Изменение спектров продольных и поперечных волн с расстоянием для импульсов различной протяженности (а, б):

1 —  $S_S(\omega)$  в точке  $r=1$  км; 2 —  $S_P(\omega) = S_S(\omega)$  в точке  $r=0$ .

На рис. 5 в качестве примера приводятся результаты расчета по приведенной формуле для импульса продольных волн вида

$$A = e^{-\beta^2 t^2} \cdot \cos \omega_0 t$$

при  $\beta^2 = 2000 \text{ 1/сек}^2$  и  $7500 \text{ 1/сек}^2$ ;  $\omega_0 = 314 \text{ 1/сек}$

для следующих значений постоянных:  $r = 1 \text{ км}$ ;  $k = 1,5 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{сек}^2$

при  $f = 40 \text{ гц}$  и  $v_p = 2000 \text{ м/сек}$  (это соответствует  $\alpha_p = 0,001 \text{ 1/м}$ )  $v_s = 700 \text{ м/сек}$  ( $\gamma = 0,35$ ).

Как видно, смещение спектра влево увеличивается по мере сужения импульса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Д. П. Кирнос, Е. А. Коридалин, С. И. Масарский, Н. В. Райко. Работы Сейсмологического института АН СССР по сейсмической разведке. Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР, № 47, 1934.
2. А. П. Волин, А. Г. Рудаков. О сейсморазведочных работах на поперечных волнах. Прикладная геофизика, № 15, 1956.
3. К. И. Огурцов, Д. К. Озеров. О теоретико-экспериментальных работах 1952—1953 гг. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
4. А. П. Волин. Опыт регистрации отраженных поперечных волн. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
5. Д. К. Озеров, А. П. Волин. Теоретико-экспериментальное исследование волн Лява. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
6. R. N. Joly. Investigation of Shear Waves. Geophysics, v. 21, N 4, 1956.
7. J. E. Wite, S. N. Leaps, P. L. Lowrence. Seismic Wave from Horizontal Force. Geophysics, v. 21, N 3, 1956.
8. И. С. Берзон, Л. И. Боканенко, В. С. Исаев. Сейсмические исследования на леднике Туюксу. Изд-во АН СССР, 1959.
9. О. К. Кондратьев, С. С. Лопатин, С. А. Манилов. Методика и некоторые предварительные результаты сейсмогляциологических исследований в Антарктиде. Сейсмические и гляциологические исследования в период Международного геофизического года. Изд. АН СССР, 1959.
10. Г. А. Гамбурцев. О возможности выделения поперечных отраженных волн при сейсморазведке. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 2, 1939.
11. Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко. Отчет об опытных работах Ишимбаевской экспедиции ИТГ АН за 1938 г., Фонды ИФЗ.
12. И. С. Берзон. Некоторые вопросы интерпретации годографов обменных отраженных волн. Тр. ИНФИЗАН, № 6 (173), 1959.
13. Ю. И. Васильев. Изучение обменных преломленных волн при сейсмической разведке. Изв. АН СССР, № 3, 1957.
14. И. С. Берзон, С. П. Стародубровская и др. Отчет по теме «Изучение динамических характеристик отраженных волн в тонкослоистых средах». 1957—1958 гг. Фонды ИФЗ.
15. Е. Г. Коровниченко. Об одном из типов обменных волн, зарегистрированных при сейсмических исследованиях КМПВ. Тр. Ин-та геол. наук, сер. геофиз., вып. 1, Киев, 1956.
16. N. Ricker, R. D. Lynn. Composite reflections. Geophysics, v. 15, N 01, 1950, p. 30—50.
17. Н. И. Берденникова, В. В. Жадин, А. Г. Рудаков. К вопросу о методике сейсмокаротажных наблюдений. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
18. В. В. Жадин. Малогабаритный низкочастотный горизонтальный сейсмоприемник с крутильным подвесом. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
19. В. В. Жадин. Разработка методики исследований упругих характеристик горных пород способом сейсмического каротажа. Канд. дисс. Л., 1958.
20. В. В. Жадин. Исследование затухания и дисперсии сейсмических волн методом скважинных наблюдений. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.
21. Н. И. Берденникова. О некоторых проявлениях анизотропии в слоистой среде при работе на поперечных волнах. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II, Л., изд. ЛГУ, 1959.

22. Е. В. Карус. Поглощение упругих колебаний в горных породах при стационарном возбуждении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1958.
  23. С. В. Vogel. A Seismic velocity logging method. Geophysics, v. 18, N 3, 1953.
  24. F. Collins, C. C. Lee. Seismic wave attenuation characteristics from pulse Experiment. Geophysics, v. 21, N 1, 1956.
  25. F. J. mc. Donal, A. F. Angona a. al. Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale Geophysics, v. 23, N 3, 1958.
  26. R. N. Jolly. Deep-holl geophone study in Garvin Country Oklahoma. Geophysics, v. 18, N 3, 1953.
  27. F. K. Levin, R. D. Lynn. Deep-holl geophone studies. Geophysics, v. 23, N 4, 1958.
  28. E. M. Riggs. Seismic wave types in a Boreholl. Geophysics, v. 20, N 1, 1955.
  29. N. Ricker. The form and laws of propagation of seismic wavelets. Geophysics, v. 18, N 1, 1953.
  30. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Сб. I, ЛГУ, 1956 и сб. III, ЛГУ, 1959.
  31. Г. С. Подъяпольский, Ю. И. Васильев. О волне релеевского типа на несвободной поверхности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1960.
  32. L. G. Howell, C. V. Keen, R. R. Thompson. Propagation of elastic waves in the Earth. Geophysics, v. 6, N 1, 1941.
  33. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн. I, II, III. Л., изд. ЛГУ, 1957—1958.
  34. Б. В. Дерягин. О затухании и дисперсии сейсмических волн. Геофизика, № 1—2, 1931.
  35. Б. В. Дерягин. Затухание сейсмических и акустических волн и его зависимость от частоты. Геофизика, № 3—4, 1932.
  36. И. Ю. Недашковский, Э. В. Никольский, С. В. Потапьев. Опробование методики обменных головных волн для изучения палеозойского фундамента в южной части Западно-Сибирской низменности. См. настоящий сборник.
-

## СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>1</sup>

Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн, излагаемые в отдельных статьях настоящего сборника, проводились в двух районах: Западной Сибири и Саратовском Поволжье. Поэтому в целях сокращения неизбежных повторений основные сведения о геологическом строении каждого района даются отдельным очерком.

### 1. РАЙОН САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Работы по регистрации поперечных волн в Саратовском Правобережье были сосредоточены на севере области главным образом на трех участках: Ириновская площадь, восточное погружение Радищевской структуры и район Чардымского выступа.

В орогидрографическом отношении район работ относится к приволжской возвышенности. Рельеф представляет собой всхолмленную равнину с развитой речной и овражной сетью, с общим уклоном на юго-восток, в сторону р. Волги. Наивысшие абсолютные отметки рельефа на водоразделах достигают 230 м. Минимальные отметки (рис. 1) приурочены к пойме р. Волги (+10 м) и ее притоку Чардыму (+30, +40 м).

В пределах района работ на дневную поверхность выходят породы от четвертичного до среднеюрского возраста. В двух местах — у с. Тепловки и в Соленом овраге — обнажаются породы среднего карбона (известняки, доломиты). Бурением, а также геологической съемкой изучен разрез Саратовского Поволжья до кристаллического фундамента. По наблюдениям в скважинах имеются сведения о скоростях и плотностях вскрытых пород.

В разрезе Саратовского Правобережья можно выделить верхний терригенный, карбонатный с прослоями терригенных пород и нижний терригенный комплексы. Верхний терригенный комплекс относится к мезокайнозой и представлен в основном глинами с прослоями песков, песчаников (четвертичные, неогеновые, нижнемеловые, юрские).

На востоке исследуемого района на участках высокого рельефа выделяется мощная (до 125 м) толща опок и опоковидных песчаников

<sup>1</sup> Составлена Т. Н. Куличихиной, Л. В. Каржевой, С. В. Потапьевым и др. по имеющимся материалам геолого-геофизической изученности.

сызранского яруса палеогена. Для этих же участков характерно наличие пачки писчего мела и мергелей маастрихта, по мощности не превышающей 50 м.

Общая мощность верхнего терригенного комплекса изменяется в пределах от 0—60 м в районе Тепловки, Соленого оврага до 500—600 м—на возвышенностях в районе Ключей.

В верхней терригенной толще выделяется несколько водоносных горизонтов в отложениях саратовского, сызранского, маастрихского, альбского, байосского ярусов, приуроченных в основном к прослоям песков и песчаников.

В связи с значительным изменением мощности, скорости в верхне-терригенном комплексе не остаются постоянными.

По данным метода первых вступлений, значения скоростей  $v_p$  изменяются от 1500 до 1900 м/сек, по данным МОВ, средние скорости по палеозою колеблются в пределах от 1700 до 2600 м/сек, причем скорость с увеличением мощности комплекса растет.

Самая верхняя часть разреза образует ЗМС, которая на полях различного возраста имеет разное строение. Так, на нижнемеловых полях мощность зоны изменяется от 10 до 40 м, на юрских — от 10 до 20 м, на палеогеновых — достигает 80 м.

На участках с малой мощностью ЗМС выделяется только один слой со скоростью  $v_p$  380—500 м/сек. Увеличению мощности соответствует появление второго слоя, характеризующегося на годографе второй ветвью со скоростью 600—1200 м/сек.

Плотности пород верхнего терригенного комплекса изменяются очень мало: 1,7—1,84 г/см<sup>3</sup> для песков, песчаников, опок верхнего мела и палеогена, до 1,83—1,97 г/см<sup>3</sup> для глин нижнего мела и юры.

Карбонатный комплекс представлен отложениями среднего и нижнего карбона и верхнего девона. Это в основном известняки, местами кремнелые (мячковский, каширский горизонты, окско-серпуховский подъярус), иногда с прослоями доломитов (окско-серпуховский подъярус, фаменский ярус).

Терригенными породами сложены верейский, верхнебашкирский, тульский горизонты. В верейском и верхнебашкирском горизонтах глины, песчаники чередуются с прослоями известняков, образуя единый терригенный пласт мощностью до 150 м. Тульский горизонт мощно-

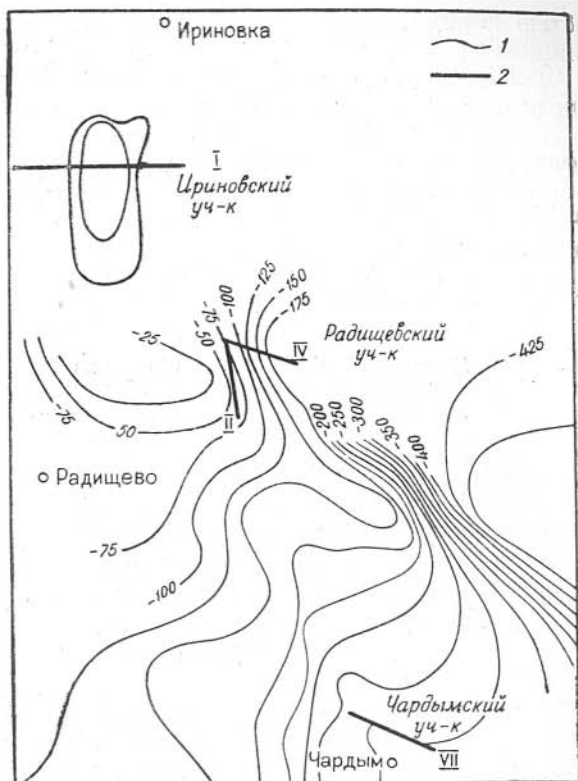


Рис. 1. Обзорная карта расположения участков исследований в Саратовском Поволжье.

1 — изогипсы кровли палеозоя; 2 — сейсмические профили.

стью порядка 35 м сложен глиной с прослоями песчаников и известняков.

Незначительные прослои песков отмечены в отложениях турнейского и верхов франского ярусов.

Общая мощность карбонатного комплекса — порядка 1500 м. К северу, в районе Тепловки — Ириновки, мощность несколько уменьшается главным образом за счет размыва кровли палеозоя. Так, на Ириновской площади мячковский горизонт отсутствует, а мощность каширского составляет всего 30 м.

#### Распределение скоростей продольных волн по разрезу

	<i>м/сек</i>
Мячковский и каширский горизонты (известняки) . . . . .	4000—4400
Верейский и верхнебашкирский горизонты . . . . .	2700
Нижнебашкирский горизонт, намюрский ярус и окско-серпуховский подъярус . . . . .	5200
Яснополянский подъярус, турнейский ярус, фаменский ярус . . . . .	6400
Франский ярус (верхний) . . . . .	5000

По вертикальным годографам некоторых скважин выделяется тульский горизонт — скорости 2 000—2 200 м/сек.

#### Данные о плотности пород

	<i>г/см<sup>3</sup></i>
Средний карбон (глина, песчаник, известняк) . . . . .	2,38—2,42
Нижний карбон (глина, песчаник, известняк) . . . . .	2,48—2,65
Верхний девон (песчаник, известняк, доломиты) . . . . .	2,60

Как следует из приведенного скоростного и плотностного разреза, в районе работ может быть выделено 5 отражающих границ (кровля палеозойских, верейских, нижнебашкирских, яснополянских и турнейских отложений) и 3 преломляющих (поверхность палеозойских, нижнебашкирских и фаменских отложений). Наиболее устойчивой отражающей и преломляющей границей является поверхность палеозоя.

Нижний терригенный комплекс включает низы франского яруса, средний девон и бавлинскую свиту (чередование слоев глин, песчаников, алевроитов, доломитов, известняков), общая мощность этой части разреза равна ~ 750 м. Скоростная характеристика ее изучена недостаточно полно. В среднем скорости имеют порядок 4 000 м/сек. Бавлинская свита выделяется несколько повышенной плотностью, равной 2,63 по сравнению с 2,47 г/см<sup>3</sup> характеризующей породы среднего девона. Границы в этой части разреза не выделяются.

Подошва бавлинской свиты — кровля кристаллического фундамента (плотность 2,74—2,82 г/см<sup>3</sup>) является преломляющей границей.

**Тектоника.** Район работ располагается в зоне развития Саратовских дислокаций. На структурной карте в районе работ выделяются 2 основных структурных элемента: Ириновское поднятие по кровле неокома и Чардымский выступ по кровле палеозоя.

Ириновское поднятие отмечается и в отложениях карбона и девона. Оно вытянуто в меридиональном направлении. Амплитуда его порядка 100 м, ширина — 4 км, длина — 6 км.

Чардымский выступ также отмечается в отложениях карбона и девона. Он протягивается в юго-восточном направлении. Амплитуда поднятия — 450 м. Длина — 13—14 км, ширина 4—5 км.

Для всей площади работ характерно погружение палеозойских от-



ложений в юго-восточном направлении. Абсолютные отметки кровли палеозоя изменяются от 0 на Ириновском поднятии, до 500 м в районе дер. Усовка, что составляет в среднем падение около 20 м/км (около 1°).

## 2. РАЙОН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В пределах Западно-Сибирской низменности работы в основном проводились в двух районах: юго-западный борт низменности (юго-западная часть Тюменской и юго-восточная часть Свердловской областей) и южный борт низменности (южная часть Новосибирской области). Ниже даются краткие сведения по каждому из районов.

### Районы западной части Западно-Сибирской низменности

Работы проводились на двух участках: на площади Лучинкинской структуры (Тюменский и Тугулымский районы Тюменской области) и в районе г. Талицы (Талицкой район Свердловской области). В орографическом отношении район исследований представляет собой слабо всхолмленную, довольно залесенную и местами заболоченную равнину. Абсолютные отметки колеблются от 60—80 до 120 м. В пределах района протекает р. Пышма с притоками Ай, М. Карман, Юрман и др. (рис. 2).

В отложениях Западно-Сибирской низменности выделяются три структурных этажа.

К первому структурному этажу относятся дислоцированные и метаморфизованные породы докембрия и палеозоя с интрузиями основных кислых пород. На Лучинкинской структуре фундамент вскрыт на глубине 780 м и представлен метаморфизованными породами (пиритизированными габбро, кварцево-известковистыми песчаниками и туффитами) ниже-палеозойского возраста. На восток поверхность палеозойского фундамента погружается до 2300 м (район Яра). В Бутках и Талице палеозойский фундамент вскрыт на глубинах 480 и 510 м и сложен полимиктовыми песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами и альбитофирами. Плотность фундамента меняется в зависимости от состава слагающих его пород в пределах 2,4—2,7 г/см<sup>3</sup>.

Плотность изверженных пород фундамента меняется значительно: от 2,5—2,7 г/см<sup>3</sup> для гранитов и основных эффузивов, до 2,8—3,0 г/см<sup>3</sup>

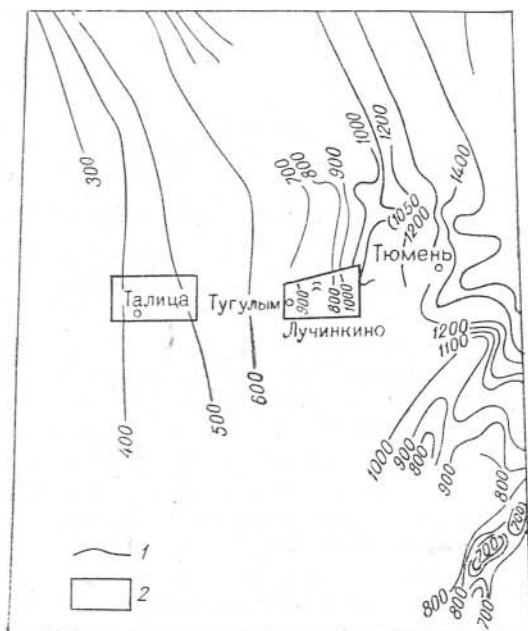


Рис. 2. Обзорная карта расположения участков исследований в западной части Западно-Сибирской низменности:

1 — изогипсы кровли доюрского фундамента; 2 — участки исследований.

для основных и ультраосновных интрузий. Средняя плотность фундамента 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>. Разность значений плотностей на границе мезозойская толща — фундамент меняется по площади в основном за счет изменения состава пород фундамента, а также его глубины. Чем больше мощность осадочной толщи, тем меньше скачок плотности на этой границе. В районе работ скачок плотностей может быть примерно 0,5—0,7 г/см<sup>3</sup>.

Граничные скорости в фундаменте изменяются также в основном в связи с изменением состава пород от 4 500 до 6 000 м/сек.

Второй структурный этаж представлен менее дислоцированными и почти метаморфизованными эффузивно-осадочными и осадочными породами пермотриасового и нижнеюрского возраста. На исследуемом участке отложения второго структурного яруса отсутствуют и появляются восточнее у дер. Дербыши. По данным на других площадях эта часть разреза характеризуется скоростями 3 200—4 000 м/сек.

Третий структурный этаж сложен терригенными отложениями мезокайнозойского возраста от средней юры до четвертичных включительно. Это песчано-глинистые отложения, иногда с прослоями алевритов, аргиллитов и мергелей; в верхней части разреза — глины опоковидные и опоки. Скоростная и плотностная характеристики этой части разреза приводятся в таблице.

Мощности комплексов, м	Геологический возраст комплекса пород	Пластовая скорость, м/сек	Ср. величины плотности пород, г/см <sup>3</sup>
200—500	Третичные и датский ярус верхнего мела	1750—1800	1,69—1,81
200—250	Компан-маастрихт турон. сеноман, альб	1950—2100	1,7 —2,03
100—300	Апт, готтерив-барем, валанжин	2400—2600	1,93—2,22
300	Юрские (средний и нижний отделы) отложения	2750	—

Как видно из таблицы, толща мезокайнозойских пород по плотности дифференцирована очень слабо. Средняя плотность мезокайнозойской толщи изменяется по площади и составляет по Тюменской скважине 1,87 г/см<sup>3</sup> и по Талицкой скважине 1,57 г/см<sup>3</sup>.

По скорости мезокайнозойская толща пород также представляет собой среду со слабой дифференциацией. Пластовые скорости в целом нарастают с увеличением глубины залегания. Средняя скорость до поверхности фундамента также увеличивается с глубиной по закону  $\bar{v} = 1420 + 0,767 h$  (закон установлен по данным сейсмокаротажа). Зона малой скорости обычно имеет небольшую мощность. Она характеризуется скоростями 350—450 м/сек и плотностью породы 1,75 г/см<sup>3</sup>.

На основании приведенных данных, можно сделать вывод, что в районе работ в мезокайнозойской толще нет границ, характеризующихся резким скачком плотностей и скоростей. Наиболее резкая граница — поверхность палеозоя, которая является преломляющей и часто отражающей. По данным МОВ, в толще мезокайнозойских отложений отмечается от 5 до 8—10 отражающих границ.

Тектоника. Район работ располагается в пределах Туринско-Тавдинской тектонической зоны, которая занимает большую часть Восточно-Уральского склона. Она характеризуется моноклинальным погружением поверхности фундамента на восток и северо-восток, на фоне

которого имеются ступени и прогибы с амплитудой порядка 150 м и сбросы с амплитудой до 100 м.

Погружение фундамента происходит неравномерно. От абсолютных отметок минус 400 м до минус 600 м погружение очень незначительное и составляет 15—25 м. Далее на восток отмечается более сильное погружение, и в районе Тугулым-Кузнецкой ступени углы падения достигают 2°. Участок сравнительно крутого склона ( $\varphi = 1^\circ$ ) продолжается далее на восток до г. Тюмени.

По данным сейсморазведки, на фоне общего погружения фундамента отмечается Лучинкинское поднятие. Амплитуда его — 150 м. Наклон западного крыла Лучинкинской структуры по поверхности фундамента равен примерно 3°. Восточное крыло осложнено Мальцевской ступенью, которая протягивается в меридиональном направлении. Углы наклона поверхности фундамента достигают здесь 5—6°.

### Районы южной части Западно-Сибирской низменности

Исследования по регистрации обменных волн в южной части Западно-Сибирской низменности (Новосибирская область) проводились на двух участках — Черновском и Ипатовском (рис. 3).

В геологическом отношении район исследований имеет много общего с западными районами низменности. В частности, повсюду отсутствуют отложения второго структурно-тектонического этапа.

Наиболее полно осадочная толща (III структурный этаж) представлена в Барабинской скважине. Сложена она терригенными образованиями мезокайнозойского возраста. Сверху залегают песчано-глинистые четвертичные осадки, заполняющие понижение местности, образующие террасы рек. Общая мощность четвертичных отложений составляет 20—50 м.

Отложения третичного возраста по составу и плотности мало меняются по площади работ. В составе отложений основную роль играют глины с незначительными прослоями песков. Верхняя часть разреза представлена рыхлой песчано-глинистой толщей с включением растительного дентрита, пластами лигнита и бурого угля. Мощность в Ипатовских скважинах достигает 420 м, на Черновке — 345 м. Верхнемеловые отложения представлены песчано-

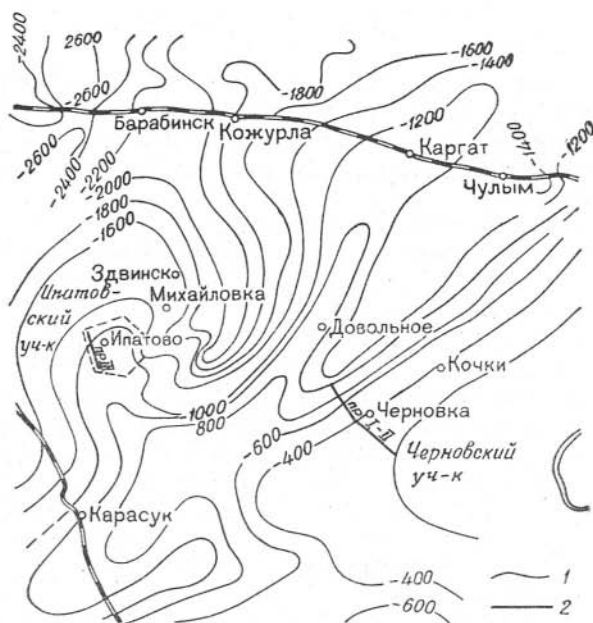


Рис. 3. Обзорная карта расположения участков исследований в южной части Западно-Сибирской низменности:

1 — изогипсы кровли доюрского фундамента; 2 — сейсмические профили.

глинистой толщей с преобладанием песков. Мощность их в Ипатовских скважинах порядка 250 м, на Черновском участке — около 25 м.

Нижемеловые отложения представлены толщей переслаивающихся аргиллитов, глин и мергелей, в верхней части разреза содержится больше песчанистых пород. Максимальная мощность в Ипатовских скважинах — 700 м, в Черновских — 100 м.

В восточном и южном направлениях от Барабинска фундамент поднимается и выходит на поверхность полосой между городами Новосибирском и Камнем-на-Оби. В этих же направлениях происходит выклинивание горизонтов мезокайнозоя в основном за счет сокращения нижней части разреза.

В Барабинской скважине палеозой вскрыт на глубине 2 234 м, в Ипатовских — 950—1 100 м и представлен, кроме кварцево-известковистых песчаников, песчаников, глинисто-кремнистых сланцев, также серпентинитами, интрузивными плагиоклазовыми порфиритами, а в районе, примыкающем к Черновскому участку (Бурлинская скважина), — граносенитами и гранитами.

Скоростной разрез по продольным волнам характеризуется увеличением пластовых скоростей с глубиной. Зона малых скоростей (до 400—500 м/сек) имеет небольшую мощность (до 10 м). Ниже ее скорости распространения продольных волн равны 1 600—1 700 м/сек. Соответствующая этой скорости толща имеет большую мощность, выдержана по площади и относится к кайнозойскому возрасту. В самых низах толщи имеется небольшая по мощности пачка пород с  $v_{пл} = 1\ 900$  м/сек.

Верхнемеловые отложения характеризуются плавным нарастанием значений пластовых скоростей от 2 200 до 2 700 м/сек. Нижний мел характеризуется скоростью 3 200 м/сек. Породы кристаллического фундамента, подстилающие рыхлые мезокайнозойские отложения, имеют пластовые скорости 5 000—6 000 м/сек. В разрезе имеется ряд выдержанных отражающих границ.

В направлении на восток и юго-восток по мере сокращения мощности осадочной толщи происходит выклинивание горизонтов и уменьшение числа отражений.

В толще рыхлых отложений выделяется ряд преломляющих горизонтов с  $v_r = 2\ 000, 2\ 200, 2\ 600, 3\ 000 — 3\ 400$  м/сек. Преломленные волны от этих горизонтов регистрируются не повсеместно, число их зависит от мощности осадочной толщи. Опорным преломляющим горизонтом является кровля фундамента с  $v_r = 5\ 000 — 6\ 000$  м/сек.

В тектоническом отношении район исследований располагается на западном склоне Алтае-Саянского выступа. На фоне общего погружения фундамента в северо-западном направлении выделяется целый ряд структурных элементов более мелких порядков, ориентированных различным образом.

Наиболее крупной структурой является Славгородский выступ, протянувшийся от полосы выходов пород фундамента на дневную поверхность до г. Славгорода. К югу и юго-западу от него располагается обширная Кулундинско-Барнаульская впадина. Севернее Славгородского выступа простирается Кургатский вал, на северо-западном склоне которого располагается ряд выступов в районе с. Ипатово.

На Черновском участке углы наклона поверхности фундамента не превышают долей градуса, на Ипатовском же достигают 2—5°.

*Н. И. БЕРДЕННИКОВА, Т. Н. КУЛИЧИХИНА*

### ИЗУЧЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОПЕРЕЧНЫХ И ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В СКВАЖИНАХ

В статье приведены результаты измерения поперечных и продольных волн в скважинах. Даны основные рекомендации по методике каротажа скважин на поперечных волнах до глубин порядка 500—1000 м, подробно проанализирована волновая картина на проходящих волнах при различных типах воздействия и установлены критерии выделения и корреляции проходящих волн S. Выяснены основные закономерности распределения скоростей поперечных и продольных волн в различных породах. Приводятся некоторые данные о затухании и частотах поперечных волн.

Главной задачей сейсмокаротажных работ являлось усовершенствование аппаратуры, техники и методики скважинных измерений с тем, чтобы увеличить доступные исследованию поперечными волнами глубины скважин до 500—1000 м.

Целью исследований, проводимых в скважинах, было изучение характера волновой картины при различных типах воздействий, выяснение закономерностей изменения скоростей распространения упругих волн с глубиной и по площади, изучение частотного состава и затухания продольных и поперечных волн, возбуждаемых различными источниками.

#### 1. МЕТОДИКА СКВАЖИННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основным требованием, предъявляемым при измерениях, является обеспечение неискаженной записи продольных и поперечных проходящих волн на достаточно больших расстояниях от источника колебаний. Это достигается применением трехкомпонентного сейсмоприемника, плотно прижимающегося к стенке скважины специальным механизмом [2, 3, 6, 7], использованием в качестве источников возбуждения направленных воздействий достаточной силы и регистрацией колебаний широкополосной аппаратурой, не вносящей искажений в регистрируемые импульсы в рабочем диапазоне частот.

Трехкомпонентная система дает возможность наблюдать полный вектор любого подходящего к приемнику импульса, а создание надежного контакта сейсмоприемников со стенками скважины обеспечивает

ненскаженную запись колебаний и, в частности, позволяет избавиться от наложения кабельных волн.

К достоинствам применяемой методики относится сравнительная простота механических узлов, обеспечивающих прижим прибора в скважине и не требующих никаких дополнительных блоков питания и управления. Ударные воздействия направлены, могут повторяться, сила удара контролируется. Кроме того, представляется возможным производить наблюдения независимо от наличия в скважинах бурового раствора.

Недостатками методики являются односточность наблюдений и отсутствие контроля поворотов прибора в скважине, значительно затрудняющих корреляцию.

**А п п а р а т у р а.** Регистрирующая аппаратура состояла из скважинного трехкомпонентного прибора, блока 12 широкополосных усилителей и шлейф-осциллографа.

Скважинный прибор («снаряд») состоит из вертикального сейсмоприемника типа СП-15 и двух горизонтальных сейсмоприемников типа СП-ГН [7]. Собственная частота сейсмографа типа СП-ГН равна 6 *гц*, а СП-15 — 12 *гц*. Приборы смонтированы в водонепроницаемом корпусе, причем последний при работе присоединяется к прижимному устройству. Общий вес прибора с прижимом 18—20 *кг*; минимальный рабочий диаметр — 120 *мм*. Сигнал от трехкомпонентного сейсмоприемника передавался к станции по шести- и семижильному кабелю.

Широкополосная двенадцатиканальная станция имела равномерную частотную характеристику в диапазоне частот 10—400 *гц*. При работах 1959 г. станция была дополнительно укомплектована блоками усилителей с фильтрами Ф-50 и Ф-25, максимумы частотных характеристик которых — 40—60 *гц*. Максимальное усиление широкополосной станции по напряжению равнялось 70 *дб*. Станция была укомплектована шлейф-гальванометрами с собственной частотой 200 *гц* и постоянной по току  $10^{-6}$  *ам/мм*.

Регистрация сигналов, подаваемых на станцию каждым сейсмоприемником скважинного снаряда, производилась одновременно при двух или трех усилениях станции.

**Техника производства наблюдений.** В связи с изменением глубины каротируемых скважин в очень широких пределах (10—1000 *м*) техника проведения каротажа также не оставалась постоянной (табл. 1).

Таблица 1

Глубина скважин, <i>м</i>	Воздействие		Расстояние от каротируемой скважины, <i>м</i>	Глубина удара, <i>м</i>	Объем земляных работ, <i>м</i> <sup>3</sup>	Шаг скв. сейсмографа $\Delta h$ , <i>м</i>
	вид	вес, <i>кг</i>				
10—15	Кувалда, гиря Малый копер	32	1—2	0,3	—	1
20—150		30—120	3—5	1 —1,5 2 —3	4,5	2—3
200—1000	Малый копер Тележка	120	10—20	1,5—2	4,5	5—10
		1500	30—50	2,5—7	23—30	10—20

При работах 1958 г. в скважинах до 100 *м* для спуска и подъема «снаряда» использовалась переносная лебедка. Прибор опускался на тросе, вплетенном в косу из проводов марки ПВР.

При работах 1959 г. для передачи сигнала использовался бронированный семижильный кабель марки «Пирелли» ( $\varnothing=11$  *мм*), на кото-

ром осуществлялся спуск и подъем прибора до глубины 1000 м с помощью сейсмокаротажного подъемника СКП-3000-М.

Диаметры каротируемых скважин равнялись 5", 6" с обсадными трубами и обычно 5<sup>3/4</sup>" — без обсадки. Наблюдения проводились при подъеме снаряда, так как только в этом случае механическая система прижима обеспечивала надежность контакта прибора со стенками скважины.

Для каротажа скважин с диаметром 8"—10" в 1959 г. применялись несколько измененные прижимные устройства, имеющие дополнительную раму. При этом вес прибора с прижимом значительно увеличивался (до 30—40 кг), вследствие чего не всегда удавалось обеспечить достаточную силу прижима, чтобы удержать прибор и ослабить натяжение кабеля.

При работах в необсаженных скважинах в некоторых случаях не удавалось обеспечить надежный контакт, что объясняется наличием каверн и малым коэффициентом трения при пересечении меловых пород.

Надежность «срабатывания» прижима в мелких скважинах при использовании ручных лебедок определялась по натяжению кабеля. В процессе работы на больших глубинах контакт прибор — стенка скважины контролировался по показанию миллиамперметра, подключенного к вертикальному прибору. В случае хорошего контакта при ослаблении кабеля стрелка миллиамперметра оставалась неподвижной, что свидетельствовало об отсутствии движения прибора. Достаточно надежным контролем срабатывания прижима контакта прибора со стенками скважины являются повторные записи.

Для контроля за силой и отметкой момента удара около каротируемой скважины и в 20 м от удара располагались контрольные вертикальные и горизонтальные приемники типа СПМ-16. Фиксирование момента удара производилось с помощью сейсмографа СП-16 или специального контактного устройства.

При обращенном каротаже регистрация колебаний велась 3-компонентными группами приборов ( $XUZ$ ), установленными на различных расстояниях от устья. При этом было отмечено, что на расстояниях 1—3 м запись продольной волны искажается наложением различного рода помех. Минимальное рабочее расстояние установки от скважины принималось равным 5 м.

В течение двух лет наблюдения проведены в скважинах различной глубины. Большая часть из них (34 скв.) глубиной менее 100—150 м не имела обсадку. Глубокие скважины были обсажены трубами.

## 2. ХАРАКТЕР ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПРИ СКВАЖИННЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ

При наличии надежного контакта прибор — стенка скважины, позволяющего ослабить натяжение троса (кабеля), на сейсмограммах вдоль всего ствола скважины регистрировались хорошо разделяющиеся группы продольных и поперечных волн. Характерные сейсмограммы, полученные на различных глубинах в толще песчано-глинистых отложений при использовании направленных ударов различного типа, приведены на рис. 3. При этом установлено, что источники типа горизонтального удара ( $XU$ ) возбуждают четкую группу поперечных волн, в то время как сейсмограммы от вертикального удара  $Z$  не всегда имеют регулярную поперечную волну. С другой стороны, обращает на себя внимание то, что горизонтально направленное воздействие типа «удар  $U$ », как

правило, возбуждает продольную волну большей или меньшей интенсивности, хотя теоретически этого не должно быть. Во всех скважинах при хорошем контакте прибор — стенка скважины группы зарегистрированных продольных и поперечных волн имеют форму, состоящую из 2—3 экстремумов, соотношение интенсивностей которых различно в отдельных скважинах и, по-видимому, связано с неидентичностью грунтовых условий в пункте возбуждения.

Типичные формы записи продольных и поперечных волн можно видеть на рис. 1, 2, 3.

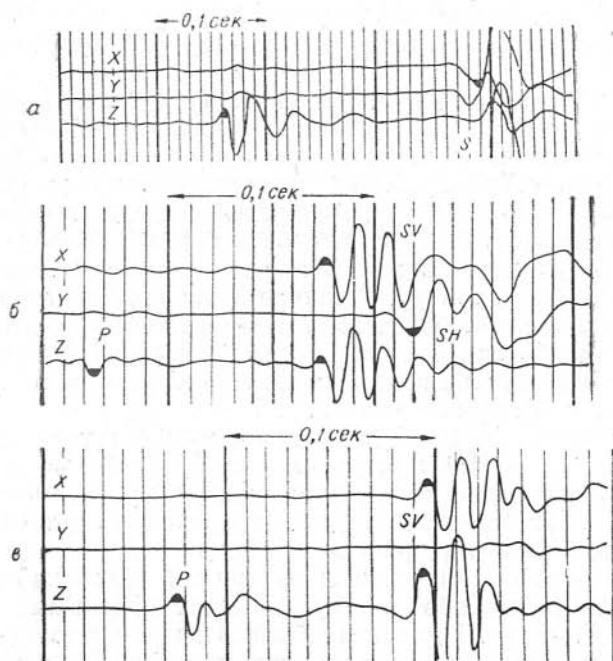


Рис. 1. Характерные сейсмограммы при ударных воздействиях Z и Y:

а — скв. II — П/58, удар Y при  $X_0=30$  м,  $h=155$  м; б — скв. 5 — П/58, удар Y,  $h=97$  м; в — скв. 6 — П/58, удар Z,  $h=97$  м.

Иногда импульс, соответствующий продольной или поперечной волне, представляет собой наложение нескольких простых форм (см. рис. 1), которые, по-видимому, принадлежат вторичным волнам, образующимся вблизи источника. Обычно такой сложный импульс регистрируется по всему стволу скважин как единое целое, без существенного изменения картины наложения.

При работах на глубинах до 100—150 м, как правило, регистрация волн осуществлялась от Y- и Z- или только от Y-ударов. Совместное использование Y- и Z-ударов дает возможность более точно отождествить отдельные группы волн на сейсмограммах. Как правило, при Y-ударе более отчетливо регистрируются поперечные волны, а при Z-ударе — продольные. Иногда при Y-ударе продольная волна имеет столь незначительную интенсивность, что для ее прослеживания необходимо произвести Z-удар либо взрыв; в некоторых случаях сопоставление Y- и Z-удара позволяет более отчетливо разделить волны SH и SV.



Уверенное отождествление поперечных SV- и SH-волн может быть сделано при повороте направления горизонтального удара на  $180^\circ$ . При повороте удара  $+X$  на  $-X$  вступление SV-волны меняет знак. При повороте удара  $+Y$  на  $-Y$  меняет знак вступление волны SH (см. рис. 3).

Анализ материалов, полученных в обсаженных скважинах при использовании ударных направленных воздействий, показал, что основные характерные особенности сейсмограмм остаются теми же, что и в скважинах без обсадки. Форма импульсов продольной и поперечной волн сохраняется простой и четко прослеживается вдоль ствола скважины.

При регистрации продольных и поперечных волн на значительных глубинах (200—1000 м) использовались, кроме широкополосных, усилители с фильтрами Ф-25 и Ф-50. На сейсмограммах, полученных с применением фильтров, форма продольных и поперечных волн искажена, что проявляется, в частности, в увеличении длительности колебаний.

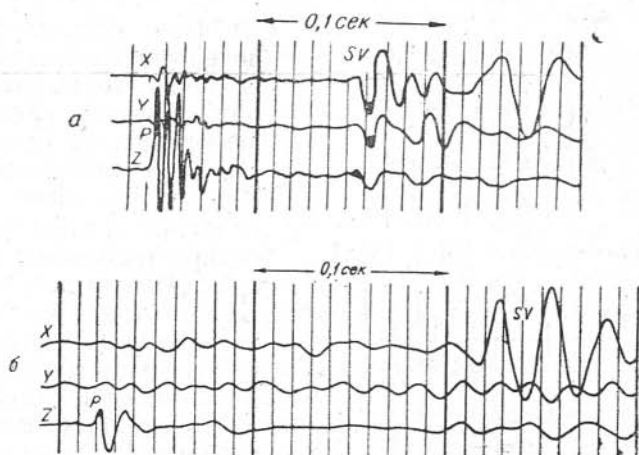


Рис. 2. Примеры записи при обратном каротаже:  
а — скв. 4/59;  $h=32,5$  м; б — скв. 11—П/58;  $h=138$  м.

Наряду с ударными были использованы взрывные воздействия. Последние применялись прежде всего при обратном каротаже в виде взрывов от одного до нескольких детонаторов. Как правило, при взрывах детонаторов в необсаженных скважинах 3-компонентные установки на поверхности регистрировали как продольную, так и поперечную волны. Характерно, что поперечная волна в большинстве случаев регистрировалась составляющей  $X$  3-компонентной установки. Это позволяет назвать ее волной типа SV (см. рис. 2).

Характерной чертой сейсмограмм обратного каротажа является меньшая стабильность группы поперечных волн, ее расплывчатость и многофазность, более высокий общий фон помех, чем при ударах, значительное разнообразие видимых частот колебаний. Тем не менее в большинстве случаев по сейсмограммам обратного каротажа можно провести уверенную корреляцию до глубины 150 м. При обычном (прямом) каротаже в некоторых случаях также были испытаны различные типы взрывных воздействий.

В скважине № 11 (ПК 18, 45, проф. IV), имеющей глубину 370 м, возбуждение осуществлялось взрывами детонаторов во взрывной скважине на глубине 25 м на расстоянии 20 м от устья каротируемой скважины. При этом были зарегистрированы отчетливые продольные и по-

перечные волны, устойчивые по форме для различных глубин погружения сейсмографов. Однако характер волновой картины в этом случае значительно отличается от сейсмограмм обращенного каротажа, полученных на этой же скважине. Можно предположить, что различие частотного состава регистрируемых импульсов связано с различными диаметрами скважин, в которых производили взрыв.

В некоторых скважинах были проведены опыты по регистрации волн от взрывов в условиях сильной асимметрии поверхностных условий (открытые полости). Полученные записи в некоторых случаях практически не отличаются от таковых, полученных при ударном возбуждении.

Следует отметить, что при работе со взрывами систематически наблюдалась сильная зависимость спектра регистрируемых импульсов от величины заряда.

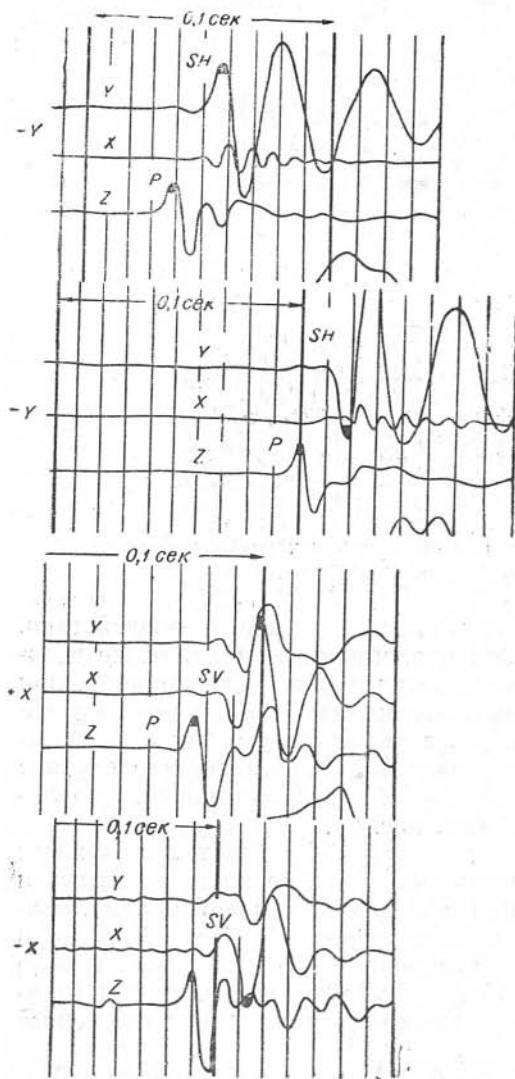


Рис. 3. Зависимость полярности вступления поперечных волн (SV и SH) от направления воздействия.

### 3. ВОЛНЫ-ПОМЕХИ

При сейсмокаротаже на поперечных волнах наблюдаются те же волны-помехи, что и при обычных наблюдениях в скважинах, но мешающее действие их проявляется в этом случае сильнее вследствие меньших величин скоростей распространения поперечных волн. Можно выделить три основных типа мешающих волн: кабельные (К), трубные (Т) и волны по столбу жидкости (С). Если волны Т и С наблюдались в обсаженных скважинах, то кабельные волны регистрируются во всех скважинах.

Кабельные волны на сейсмограммах регистрируются в виде многофазной записи с расплывчатыми вступлениями продольных волн. Наиболее четко они регистрируются Z-приборами, но обычно имеют достаточно большие горизонтальные составляющие. Поперечные волны на фоне колебаний, вызванных кабельными волнами, выделить, как правило, не удается (рис. 4). Для 7-жильного кабеля скорость волны К равна 2 800—3 400 м/сек.

Кабельные волны на сейсмограммах всегда появляются при каротаже в случае ненадежного контакта прибора со стенками скважины и сильном натяжении троса (прибор «ви-

сит» в скважине). Обычно ослабление троса на 0,3—0,5 м позволяет полностью избавиться от кабельных волн.

Трубные волны, как следует из названия, распространяются по обсадной колонне со скоростью порядка 5 000—7 000 м/сек. Они имеют вид высокочастотной многофазной группы колебаний, регистрируемых как вертикальными, так и горизонтальными приборами.

Трубные волны не искажают существенно волновую картину, так как спектры и времена вступления их и полезных поперечных волн значительно различаются.

Как показал опыт работ, наиболее сильное мешающее действие оказывают волны, распространяющиеся по столбу жидкости (С). Они имеют вид нерегулярной многофазной группы (рис. 5). Скорость их (1 300—1 500 м/сек) близка к скорости поперечных волн на глубинах порядка 300—600 м, вследствие чего зона наложения полезных и мешающих волн имеет большую протяженность (см. рис. 12). Характерно, что волна С проявляется на всех трех трассах сейсмограммы. Интенсивность ее становится значительной по сравнению с продольной и поперечной волнами, начиная с 150—200 м, когда усиление возрастает примерно в 100 раз по отношению к наблюдениям на поверхности. Относительная интенсивность этой волны по сравнению с поперечными волнами растет с глубиной. Это связано с относительно малым затуханием волны С по сравнению с волнами Р и S.

Не исключено, что такие волны могут существовать и в необсаженных скважинах, но на малых глубинах (до 200 м) их интенсивность значительно меньше интенсивности поперечных волн, и они не выделяются на сейсмограммах.

Возникновение волны С, по-видимому, связано с прямой, поверхностной волной или звуком. При таком предположении удаление пункта удара должно приводить к ослаблению волны С, что и наблюдается в действительности (см. рис. 5).

Природа мешающих волн еще не может считаться выясненной с необходимой детальностью. Поэтому необходимо вести дальнейшие исследования по разработке методов борьбы с мешающими волнами. В настоящее время в практике скважинных наблюдений оказались эффективными следующие основные способы борьбы с помехами: соответствующее расположение, в частности удаление, источника колебаний относительно устья скважины; выбор подходящих частотных характеристик в усилителях; обеспечение надежного контакта сейсмографа со стенками скважины, позволяющее в достаточной степени ослаблять натяжение кабеля. Наиболее радикальным средством борьбы с волной С является откачивание жидкости, хотя это сильно усложняет подготовку скважины для измерений.

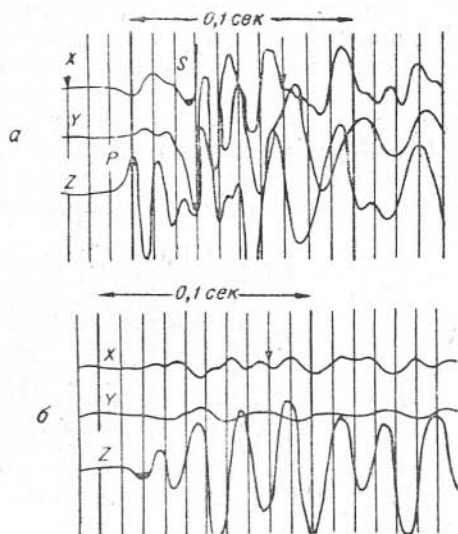


Рис. 4. Изменение характера записи в зависимости от условий контакта прибора со стенками скважины (Ириновский участок, скв. 10/59, удар Y,  $X_0=5$  м):

а — нормальный контакт, четко выделяются продольные и поперечные волны ( $h=16,7$  м); б — слабый контакт, регистрируется интенсивная кабельная волна ( $h=17,7$  м).

#### 4. КОРРЕЛЯЦИЯ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И ПОСТРОЕНИЕ ГОДОГРАФОВ

Корреляция продольных волн от соответствующих ударных, а также взрывных воздействий обычно не вызывает сомнений. Форма продольной волны хорошо выдерживается вдоль всей скважины.

Иначе обстоит дело с поперечными волнами. Трудности корреляции поперечных волн состоят в отсутствии фиксирования поворотов «снаряда» в горизонтальной плоскости, в наличии большого уровня помех, в том числе регулярных, и в существовании явлений анизотропии. Характерные особенности импульсов по-разному поляризованных SV- и SH-волн могут регистрироваться то одним, то другим горизонтальным прибором и проявляться на записи то на первой, то на второй трассе, причем нередко с обращением фазы.

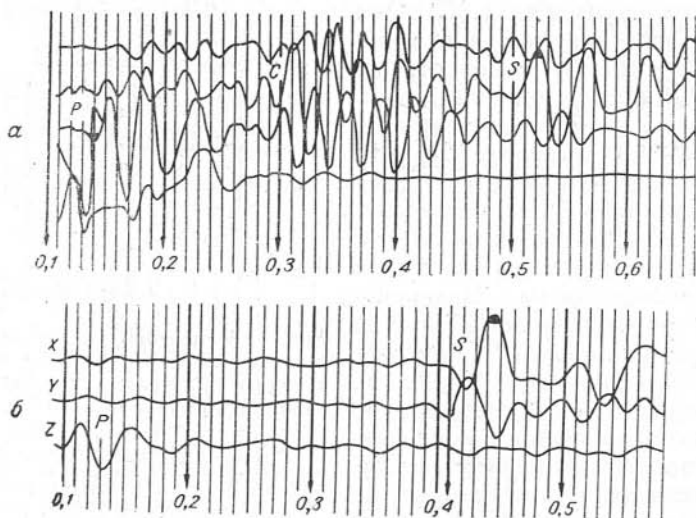


Рис. 5. Зависимость интенсивности волны-помехи, распространяющейся по столбу жидкости (С), от расстояния  $X_0$  между каротируемой скважиной и источником возбуждения (Трофимовская площадь, скв. 14/59, удар Y).

$a - X_0 = 22$  м;  $h = 225$  м;  $b - X_0 = 68$  м;  $h = 157$  м.

Примером корреляции поперечных волн при вращении «снаряда» служат сейсмограммы, зарегистрированные на скважине 6П/58 (рис. 6), где благодаря явлению анизотропии группы SV- и SH-волн сильно различаются по скоростям и поэтому регистрируются как независимые, самостоятельные, хотя и не повсюду хорошо разделенные импульсы. На приведенных сейсмограммах видно, что импульс, соответствующий SH-волне, сохраняя свою форму, «переходит» с канала на канал обращенным или без обращения направления вступления или, оставаясь на том же канале, меняет знак вступления. При этом корреляция остается совершенно уверенной. Однако не всегда картина корреляции поперечных волн имеет такой определенный вид, несмотря на отчетливость группы поперечных волн на сейсмограмме.

Основные трудности корреляции состоят в следующем.

1. На малых глубинах (20—25 м) нередко отмечается наложение волны-спутника на основную поперечную и продольную волну. Для повышения точности корреляции при малых глубинах можно рекомендовать использование слабых источников (удар кувалдой) при незна-

чительных расстояниях от устья скважины ( $X_0 = 1 \div 1,5$  м) и небольшой глубине уступа под удар.

2. Несинфазность импульсов поперечных волн, регистрируемых отдельными компонентами, отмечается практически на всех сейсмограммах, зарегистрированных на глубинах 60—80 м в породах терригенного происхождения. По-видимому, причиной этого является наличие не-

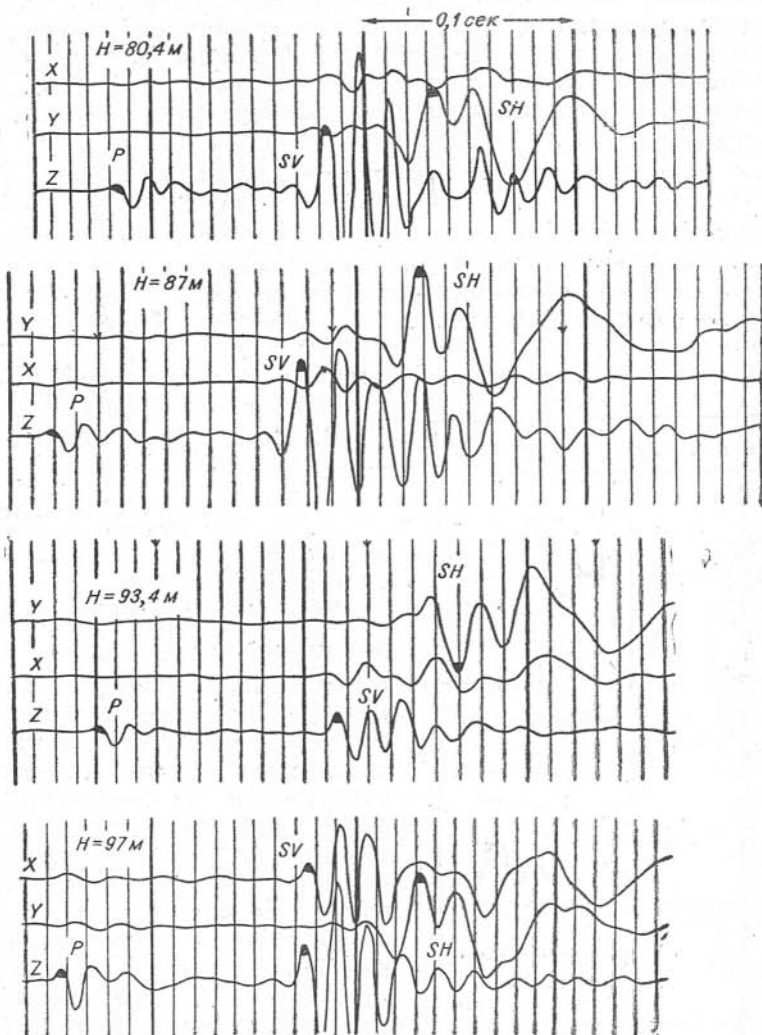


Рис. 6. Пример корреляции поперечных (SH) волн по скважине 6П/58, профиль IV (Ириновский участок). Воздействие — удар Y.

значительной степени анизотропии, присущей осадочным породам. Это обстоятельство в сочетании с неконтролируемыми поворотами прибора в ряде случаев значительно понижает уверенность корреляции, что, в свою очередь, сказывается на точности получаемых результатов, особенно в части изучения динамических характеристик волн. Анализ материалов по большинству скважин показал, что трудности такого рода существенны лишь на интервалах глубиной до 60—80 м.

3. Наложение волн-помех различных типов.

Наиболее надежным средством обеспечения безошибочной корр-

ляции при наличии анизотропии является получение записей при двух противоположных направлениях воздействий ( $\pm Y$  или  $\pm X$ ), что позволяет более обоснованно разделить и отождествить волны SV и SH. Этот путь, вероятно, является единственным для случая, когда породы неанізотропны. В случае, когда упомянутая расфазировка связана с нелинейной поляризацией поперечных волн, обусловленной какими-либо другими причинами, эффективным может оказаться метод интерпретации сейсмограмм, основанный на построении суммарной горизонтальной составляющей и корреляции ее особенностей, а также построение и анализ траектории движения частиц в горизонтальной плоскости. Суммарная горизонтальная составляющая выражается через компоненты  $A_x$  и  $A_y$  простой формулой

$$A_r = \sqrt{A_x^2 + A_y^2}.$$

На рис. 7 приводятся суммарные горизонтальные составляющие и траектории движения частиц в горизонтальной плоскости XY по скважине 8П/58 (для вертикальных плоскостей эти параметры не могут считаться точно определенными вследствие отличных характеристик вертикального сейсмографа).

Характерным для траекторий частиц в горизонтальной плоскости является наличие фигур, по общим очертаниям напоминающих эллипсы со значительным эксцентриситетом.

На рис. 7 намечены оси фигур, ориентировка которых отражает повороты «снаряда» в горизонтальной плоскости.

Рассмотрение суммарной горизонтальной составляющей  $A_r(t)$  приводит к заключению, что графики  $A_r(t)$  имеют более устойчивую форму, чем графики каждой из составляющих в отдельности. При наличии анизотропии построение графиков  $A_r(t)$  не всегда оказывается эффективным средством повышения надежности корреляции. Отметим, что построение кривых  $A_r(t)$  с необходимой высокой точностью является весьма трудоемкой операцией, что затрудняет использование этого приема корреляции на практике.

Другим средством, способствующим обеспечению безошибочной корреляции поперечных волн, является составление сводных сейсмограмм. Особенно полезно составление таких сейсмограмм по глубоким скважинам, где корреляция осложняется как наложением волн-помех, так и отсутствием характерной формы записи при регистрации колебаний с включенными фильтрами в усилителях. На сводных сей-

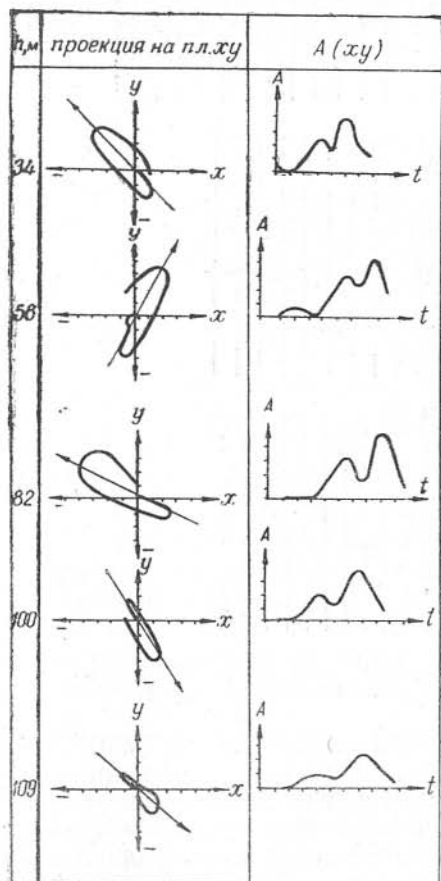


Рис. 7. Траектории движения частиц в плоскости XY и графики полного вектора по скважине 8П/58.

мограммах, представляющих собой последовательное расположение записей в масштабе глубин и одинаковой скорости развертки, облегчается контроль за формой записи и переходами с одного прибора на другой; представляется возможность надежнее расшифровать характер искажений, вызываемых наложением регулярных волн, выделить обменные волны. Иначе говоря, сводные сейсмограммы значительно расширяют возможности визуальной корреляции различных особенностей волновой картины (рис. 8).

При взрывных воздействиях (обращенный каротаж) качество корреляции поперечных волн зависит главным образом от «чистоты» волновой картины в целом. При четком выделении группы поперечных волн корреляция не вызывает каких-либо затруднений, так как в данном случае установка сейсмографов остается неизменной и потому волна имеет постоянную полярность. Возбуждаемые в этом случае волны SV регистрируются обычно только на компоненте X.

На отдельных профилях, помимо прямых волн, отчетливо коррелируются обменные волны типа SP — на трассе вертикального прибора от горизонтального удара и PS — на трассах горизонтального и вертикального приборов от вертикального воздействия (рис. 9).

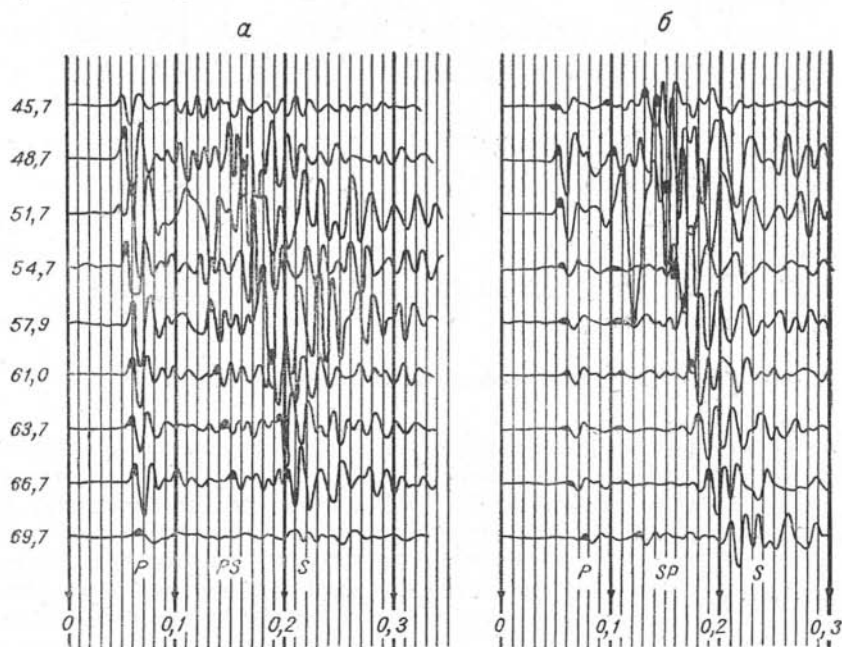


Рис. 9. Сводные сейсмограммы по записям вертикального прибора 10П/59:  
а — удар Z; б — удар Y.

Обменные волны имеют годографы, практически параллельные годографу продольных волн. Эти волны образуются на подошве зоны малых скоростей. При малой мощности ЗМС они сливаются с импульсом, принадлежащим прямой волне, и образует волну-спутник.

В целом волновая картина и, следовательно, корреляция отдельных типов волн сильно зависит от характера изучаемых пород.

После проведения корреляции продольных, поперечных, а в ряде случаев и обменных волн следующим этапом интерпретации является построение вертикальных годографов соответствующих волн. В целях

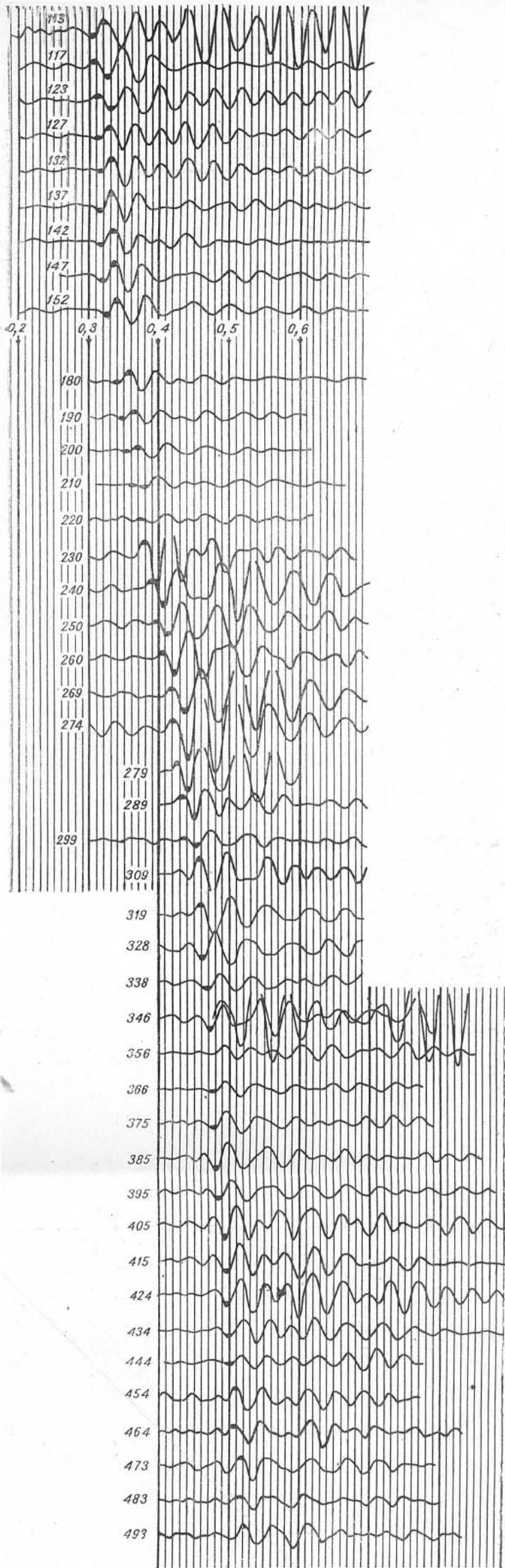


Рис. 8. Сводная сейсмограмма по записям горизонтальных приборов глубокой скважины 10—Р (Ириновская площадь). Канал с фильтром Ф—25;  $X_0=51$  м.



более удобного сопоставления результатов годографы продольных и поперечных волн, принадлежащие одной скважине, наносятся на один лист. Для скважин глубиной до 200—300 м использовался масштаб времени  $1 \text{ см} = 0,01 \text{ сек}$  и масштаб глубины  $1 : 500$ . Это, по-видимому, наиболее крупный масштаб, который целесообразно использовать при данной точности отсчетов времени и глубины. Для скважин большей глубины использовались более мелкие масштабы — до  $1 \text{ см} = 0,02 \text{ сек}$  для времени и до  $1 : 2000$  — для глубины.

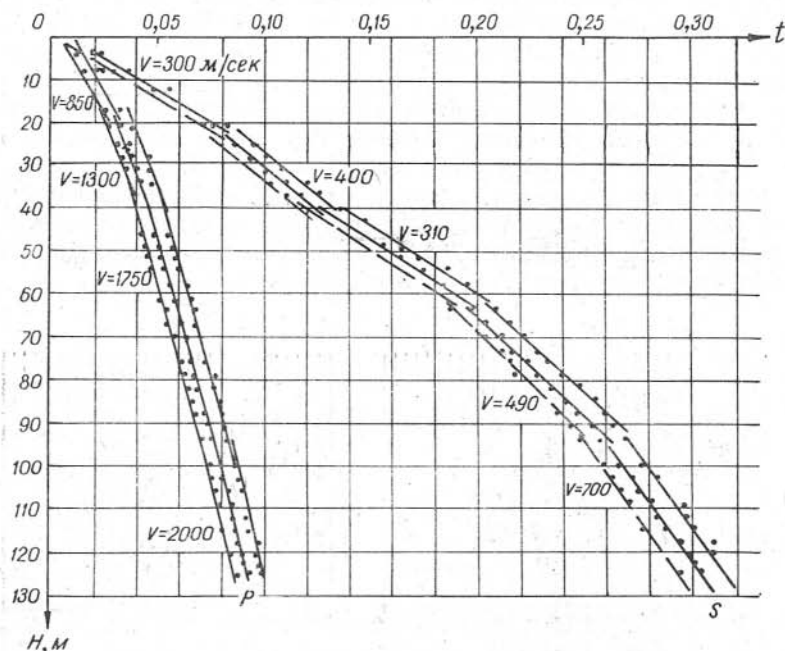


Рис. 10. Вертикальный годограф по скважине 8П/58.

Построение велось по первым вступлениям и двум-трем последующим фазам. Обычно годографы вступлений и фаз, принадлежащих одной волне, давали параллельные ветви. Это обстоятельство облегчает приведение годографов к первым вступлениям, используя для вычисления временных сдвигов наиболее отчетливые записи. При отсчетах времени отметка момента проверялась по контрольной группе приборов. На годограф наносились времена, приведенные к вертикали. Приведение осуществлялось для точек наблюдения, для которых  $\frac{h}{X} > 0,99$ . Приведение осуществлялось по схеме однородной либо слоистой среды [8]. Обычно вертикальные годографы продольных и поперечных волн могли быть осреднены графически отрезками прямых.

В процессе обработки материалов были сделаны попытки использовать для целей расчленения среды на отдельные слои наряду с годографами амплитудные графики продольных и поперечных волн. В отдельных случаях амплитудные графики на границах с достаточно большими перепадами параметров имели резкое изменение наклонов (см. рис. 17), однако систематическое использование их для указанных целей являлось затруднительным.

Типичные годографы приведены на рис. 10, 11. Пластовые скорости вычислялись по наклону прямых. Построение графика средних скоро-

стей производилось с помощью ветви первых вступлений. Точность построения годографа, а следовательно, и определения скоростей, зависит в первую очередь от точности отсчета времени, так как определение глубин прибора с помощью счетчика или разметок кабеля может быть легко осуществлено с незначительными погрешностями. Ошибки в отсчете времени зависят от фиксации на сейсмограмме данной особенности волны, точности отметки момента воздействия, частых чередований слоев небольшой мощности и др. Указанные погрешности следует отнести к типу случайных. Имеются также погрешности, носящие систематический характер.

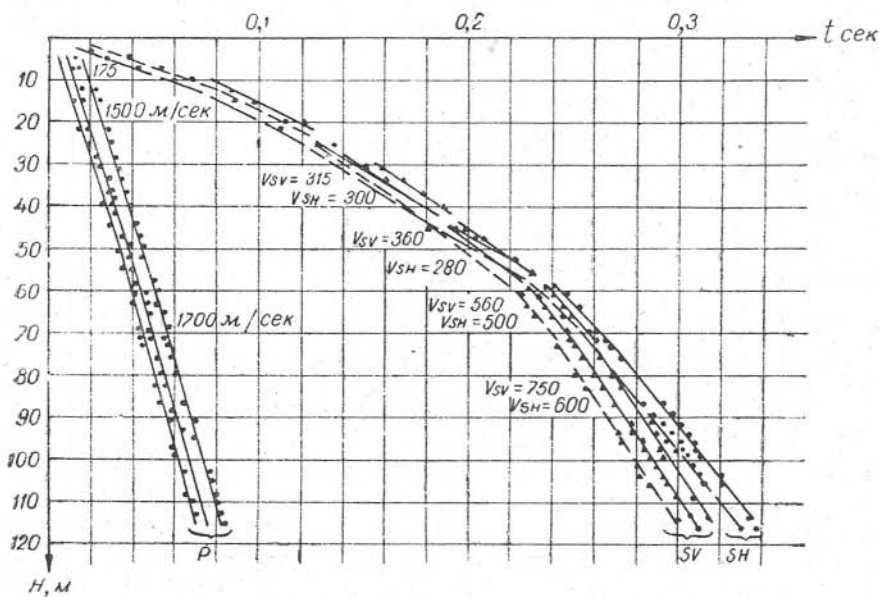


Рис. 11. Вертикальный годограф по скважине 4П/58.

Ошибки в фиксации данной особенности волны (обычно — экстремума импульса) в условиях наложения мешающих волн при удовлетворительном качестве материалов могут достигать величины, не превышающей  $0,005 \text{ сек}$ . Погрешности в моменте воздействия при регистрации поперечных волн могут играть очень большую роль, что связано прежде всего с малыми значениями скоростей распространения поперечных волн в верхнем грунтовом слое ( $100 \text{ м/сек}$  и менее для слоя до  $2 \text{ м}$  мощности). В этих условиях незначительное перемещение точки удара может привести к заметным временным сдвигам, иногда достигающим значений  $0,005 \text{ см}$  и более. Влияние этой причины удается в определенной степени ослабить, используя показания контрольных приборов.

Существенным источником случайных ошибок является неоднородность среды. Особенно показательны в этом отношении материалы по скважине 10Р Ириновской площади для верхней части верейского яруса (глубины  $152\text{--}230 \text{ м}$ ), где по данным электрокаротажа отмечается частое чередование пластов песчаников с глинами. Отдельные отклонения времени в этих случаях достигают  $0,005 \text{ сек}$  (рис. 12). Суммарное действие случайных погрешностей оценивается по разбросу точек от осредняющей прямой. Из-за большой густоты наблюдений среднеквадратичная ошибка измерения времени  $t_i$ , обычно не превышает  $\pm 0,003 \text{ сек}$ , а чаще составляет  $\pm 0,002 \text{ сек}$ . При этом величины погреш-

ностей имеют в первом приближении (с точностью до  $10^{-3}$  сек) один и тот же порядок. Наблюдающееся увеличение значений  $m_t$  для поперечных волн не превосходит 20—30%.

Укажем на некоторые причины систематических погрешностей. Замечено, что постепенное углубление или уплотнение забоя приводит к заметному плавному изменению времени, причем сползание времени для скважины глубиной 100 м достигает 0,003—0,005 сек.

Как уже отмечалось выше, поперечные волны записываются горизонтальными приборами с некоторым сдвигом по фазе. В зависимости

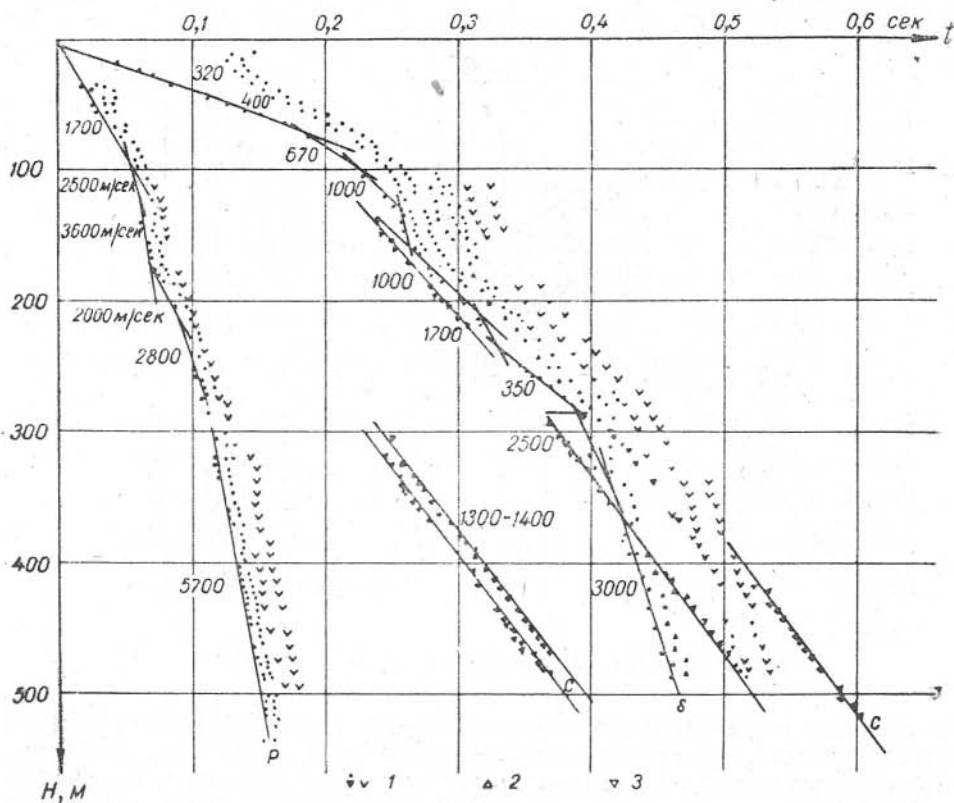


Рис. 12. Вертикальные годографы продольных, поперечных и мешающих (С) волн по глубокой скважине 10Р (Ириновская площадь):

1 — первые вступления; 2 — исправленные годографы; 3 — годографы волн-помех.

от выбора корреляционного канала годографы будут смещены на отмеченный сдвиг фаз. Эти ошибки не превышают 0,003 сек.

Наибольшую опасность представляют ошибки в корреляции, точнее — в отождествлении фаз. Отмечено, что переходы из одного слоя в другой сопровождаются изменением формы записи. В таких случаях возможны переходы на фазу (или на полфазы), особенно при быстрых поворотах прибора. Эти ошибки на 0,010—0,020 сек, как правило, не сказываются на определении пластовых скоростей, но могут внести серьезные погрешности в значения средних скоростей. Величины ошибок будут в этом случае зависеть как от величины пластовых скоростей, так и от глубины определения  $v$ .

Так, например, для  $h=90$  м,  $\bar{v}=500$  м/сек ошибка в 0,020 сек дает  $\frac{m_v}{v} = 10\%$ , а для  $h=20$  м и  $\bar{v}=250$  м/сек,  $m_t=0,020$  сек дает  $\frac{m_v}{v} = 20\%$ .

Ошибки в определении пластовых скоростей оценивались по известным формулам [8], причем величина  $m$  учитывала только случайные ошибки. Так как величины  $m_i$  фактически равны для продольных и поперечных волн, ошибки  $m_{vS}$  и  $m_{vP}$  будут определяться только отношением скоростей. Можно показать, что отношение ошибок в скоростях S и P подчиняется простой зависимости:

$$\frac{m_{vS}}{m_{vP}} = \gamma^2,$$

т. е. в среднем абсолютная ошибка  $m_{vS}$  будет меньше  $m_{vP}$  в 10 раз. Для относительных ошибок  $\frac{m_{vS}}{v}$  будет справедливо соотношение

$$\frac{m_{vS}}{v_S} / \frac{m_{vP}}{v_P} = \gamma.$$

Для скважины глубиной 100 м выделялись слои 10—40 м, при этом ошибки в наклоне осредняющей прямой  $m_b$  значительны, но относительные ошибки в скоростях  $\frac{m_v}{v}$  для продольных волн составляют 4—6%, для поперечных — 1—3%. Из формул [8] найдем, что  $\Delta H_S / \Delta H_P = \sqrt[3]{\gamma^2}$ , т. е. с одинаковой относительной ошибкой  $\frac{m_v}{v}$ , можно выделять по поперечным волнам слои вдвое тоньше, чем по P-волнам ( $\Delta H$  — мощность выделяемого слоя).

Таким образом, выделение границ по поперечным волнам значительно надежнее, что дает возможность обеспечить более дробное расчленение разреза на отдельные слои. Это хорошо иллюстрируется приведенными годографами.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ПО ДАННЫМ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

По данным измерений в скважинах удалось получить достаточно большой материал по скоростям распространения продольных и поперечных волн в породах различного состава. Наиболее полные данные собраны для терригенных мезозойских отложений Нижнего Поволжья, а также кайнозойских осадков в районах Западно-Сибирской низменности. В одной из скважин Западной Сибири были изучены также мезозойские породы до глубины 900 м [5].

Карбонатные отложения изучались в Нижнем Поволжье в двух глубоких скважинах (табл. 2).

Из рассмотренных таблиц видно, что в целом диапазоны относительных изменений скоростей распространения поперечных и продольных волн примерно одинаковы. Так, если скорость продольных волн для пород различного состава, залегающих на относительно небольших глубинах, изменяется обычно в пределах 400—6000 м/сек, то поперечных — в пределах примерно 200—3500 м/сек. Здесь не принимается в расчет зона сверхмалых скоростей, мощность которой обычно не превышает 1—3 м. Если исключить из рассмотрения зону малых и пониженных скоростей по продольным волнам ( $v_P < 1300—1500$  м/сек), то

Результаты измерения скоростей распространения продольных и поперечных волн в скважинах

Литологическая характеристика пород	Возраст	Глубина залегания, м	Скорости, м/сек		$\gamma = \frac{v_s}{v_p}$	Коефф. Пуассона, $\sigma$	Примечание
			$v_p$	$v_s$			
<b>Отложения терригенного состава</b>							
<b>Профиль II/58</b>							
(Радищевская пл., Саратовское Поволжье)							
Суглинки		13—14	850	300	0,353	0,430	Скв. 8; ПК10
Песчано-глинистые отложения	Юрские	39	1300	400	0,308	0,450	»
То же	»	73	1750	400	0,229	0,470	»
»	»	110	2000	700	0,350	0,430	»
Суглинки		15	1000	290	0,290	0,452	Скв. 1; ПК18
Песчано-глинистые отложения	Юрские	58	1600	365	0,228	0,470	»
То же	»	105—110	2000	650	0,328	0,440	»
»	»	140	1550	500	0,323	0,442	»
<b>Профиль IV/58</b>							
(Радищевская пл., Саратовское Поволжье)							
Суглинки		10	550	270	0,490	0,340	Скв. 11, ПК18, 45
Песчано-глинистые отложения	Меловые	35	980	480	0,490	0,340	»
То же	»	65	1800	400	0,222	0,472	»
»	»	100	1850	560	0,302	0,450	»
Песчано-глинистые отложения	Меловые	160	1950	625	0,321	0,443	Скв. 11, ПК18, 45
То же	Юрские	7	1500	175	0,116	0,492	Скв. 4, ПК 0;
»	»	20	1500	250	0,167	0,492	»
»	»	35	1500	300	0,200	0,480	»
»	»	50	1500	360	0,240	0,468	»
»	»	65	1700	SV = 560; SH = 500	0,300 0,294	0,440; 0,453	»
»	»	95	1700	SV = 750; SH = 600	0,441 0,353	0,375; 0,430	»
Суглинки		5	1125	260	0,231	0,470	Скв. 12, ПК9, 10
Песчано-глинистые отложения	Юрские	20	1550	320	0,206	0,475	»
То же	»	35	1550	600	0,387	0,410	»
Суглинки	»	5	700	300	0,429	0,384	Скв. 15, ПК12, 50
То же	»	25	1400	360	0,257	0,465	»
Песчано-глинистые отложения	Меловые	65	1600	400	0,250	0,465	»

То же		Юрские	135	1900	565	0,297	0,454	» Скв. 6, ПК13. 20
Суглинки			10	600	300	0,500	0,330	
Песчано-глинистые отложения		Меловые	32,5	1200	480	0,400	0,405	
То же		»	60	1650	SV = 560;	0,339;	0,435;	
»		»	92,5	2000	SH = 420	0,255	0,465	
					SV = 700;	0,350;	0,430;	
					SH = 550	0,275	0,460	
<b>Профиль VIII/58</b>								
(Чардымская пл., Саратовское Поволжье)								
Суглинки			14	1550	270	0,174	0,482	Скв. 9 отнесена на север от ПК 0;
Песчано-глинистые отложения		Меловые	25	1550	450	0,290	0,455	
То же		»	85	1650	540	0,327	0,440	Скв. 10 отнесена на север от ПК 5; } $\alpha_p = 0$ } $\alpha_s = 0,005$
Суглинки			10	1000	260	0,260	0,465	
Песчано-глинистые отложения		Меловые	30	1000	320	0,320	0,445	
То же		»	60	1750	530	0,302	0,450	
»		»	90	2150	600	0,279	0,460	
Суглинки		»	10	1350	250	0,185	0,480	Скв. 13 ПК 23
Песчано-глинистые отложения		»	30	1600	340	0,212	0,475	
То же		»	50	2100	480	0,228	0,470	Скв. 14 ПК 0;
»		»	70	1600	550	0,344	0,432	
»		»	110	1800	720	0,400	0,405	
»								
<b>Профиль I/59</b>								
(Ириновская пл., Саратовское Поволжье)								
Суглинки			10	450	200	0,445	0,375	Скв. 1 ПК 77,8
Песчано-глинистые отложения		Юрские	38	1350	410	0,304	0,450	Скв. 2 ПК 61
Суглинки		Четвертичные	7	470	240	0,510	0,320	
Песчано-глинистые отложения		»	17	1500	700	0,466	0,360	Скв. 3/9 ПК 50
Суглинки		»	13	450	220	0,489	0,340	
Песчано-глинистые отложения		»	40	1500	470	0,313	0,423	
Суглинки			7	930	350	0,377	0,415	Скв. 4 ПК 82
Песчано-глинистые отложения		Юрские	23	2350	600	0,255	0,465	Скв. 5 ПК 70
Суглинки			8	1200	250	0,208	0,475	
Песчано-глинистые отложения		Юрские	18	1800	500	0,278	0,460	Скв. 8 ПК 53, 90
Суглинки			10	540	200	0,371	0,420	
Песчано-глинистые отложения		Четвертичные	20	650	300	0,462	0,360	Скв. 10 ПК 46, 10
То же		»	35	800	350	0,438	0,380	
»		Юрские	25	1150	330	0,287	0,455	
»		»	50	1550	400	0,258	0,463	
»		Четвертичные	18	800	300	0,375	0,413	
»		»	40	1400	500	0,375	0,425	Скв. 12 ПК 52

Литологическая характеристика пород	Возраст	Глубина залегания, м	Скорости, м/сек		$\gamma = \frac{v_s}{v_p}$	Коэфф. Пуассона, $\sigma$	Примечание
			$v_p$	$v_s$			
<b>Скв. 10-Р</b> (Ириновская пл., Саратовское Поволжье)							
Песчано-глинистые отложения	Юрские	20	800—1500	320	0,400— —0,214	0,405— —0,473	
То же	»	55	1800	420	0,233	0,470	
»	»	85	2000	675	0,337	0,438	
»	Верейские	195	2200	940	0,426	0,385	
»	»	235	2800—3000	1700	0,607— —0,567	0,200— —0,258	
»	»	270	1900—2200	700	0,368— —0,318	0,420— —0,445	
<b>Скв. 14-Р</b> (Гуселкинская пл., Саратовское Поволжье)							
Песчано-глинистые отложения	Четвертичные	25	1450	290	0,200	0,480	
То же	Юрские	80	1700	460	0,270	0,460	
»	»	170	1700	570	0,335	0,440	
»	Верейские	600	3100	1450	0,467	0,358	
Бочкаревская площадь, Западно-Сибирская низменность							
Песчано-глинистые отложения	Третичные	145	1720	490	0,285	0,458	По данным [5]
То же	»	215	1720	320	0,186	0,480	
»	Меловые	300	1720	470	0,273	0,460	
»	»	390	1720	600	0,348	0,430	
»	»	560	2040	710	0,348	0,430	
»	»	840	2250	880	0,390	0,410	
Лучинкинская и Талинская пл., Западно-Сибирская низменность							
Глины	Третичные	5—100	1750	250	0,15	0,488	
»	»	5—45	1350	260	0,19	0,481	
»	»	45—70	1750	460	0,26	0,464	
»	»	5—40	1600	310	0,19	0,481	
»	»	40—80	2000	410	0,20	0,479	

Куйбышевская обл., Петровский район								
Песчано-глинистые отложения	Пермские	20—45	1590	375	0,242	0,468	В интервале 80—97 м слои не выделяются из-за резкого изменения $\nu$	
То же	»	45—70	2850	760	0,266	0,462		
»	»	60—80	900	500	0,556	0,276		
Волгоградская область, Качалинская площадь								
Песчано-глинистые отложения	Меловые	0—25	700	370	0,530	0,305	В интервале 60—93 м следят- ся 2 волны	
Глины	»	25—45	1150	430	0,374	0,419		
»	»	45—98	1950	450	0,230	0,472		
Песчано-глинистые отложения	»	0—25	675	375	0,556	0,276		
То же	»	25—40	1600	425	0,266	0,462		
»	»	40—93						
»	»	60—93	1600	290	0,180	0,483		

## Карбонатные породы

## Скважина 10-Р

(Ириновская пл., Саратовское Поволжье)

Известняки	Каширский	135	4500	2600	0,578	0,245	10-Р Ириновская
Переслаивание глинистых известняков, песчаников							
Известняк	Верей	160	4500	1360	0,302	0,450	
Известняк	Нижнебашкирский, намюрские, Верхне-окскосерпуховский	350	5000	2650—3000	0,530— —0,600	0,300— —0,218	
Известняк	Окскосерпуховский	450	3700	3200	0,562	0,265	

## Скважина 14-Р

(Гуселкинская пл., Саратовское Поволжье)

Известняк	Подольский + Каширский	380	4250	2500	0,589	0,230	14-Р Гуселки
Известняк	Намюрский Нижнебашкирский, Окскосерпуховский	840	5250	2600	0,495	0,338	



окажется, что диапазон относительных изменений скоростей поперечных волн будет значительно больше, чем продольных волн. Скорость продольных волн в этом случае будет изменяться приблизительно в пределах 1500—6000 м/сек, т. е. в 4 раза, тогда как скорости поперечных волн — от 300 до 3500 м/сек, т. е. более чем в 11 раз. В связи с этим можно ожидать, что во многих случаях дифференциация разреза по поперечным волнам будет больше, чем по продольным. Этот вывод вполне согласуется с результатами непосредственных замеров пластовых скоростей в скважинах (см. рис. 10, 11).

Таблица 3

Результаты измерения средних и граничных скоростей распространения продольных и поперечных волн при наблюдениях на поверхности земли

Профиль	Граница	$\bar{v}_p$	$v_s$	$v_{г P}$	$v_{г S}$	$\gamma_{cp}$	$\gamma_{гp}$
Ирниновская и Радищевская площади, Саратовское Поволжье							
I	II'	2750	1200	5300	2800	0,436	0,528
	III	5000	2500	6300	3400	0,500	0,540
IV	I	—	380	—	900	—	—
	II	1900	650	4700	2700	0,342	0,575
	III	—	2200	—	3440	—	—
II	II	1750	450	5000	2750	0,257	0,550
	III	4800	2200	5400	3300	0,460	0,612
VIII	II	2000	500	4700	2775	0,250	0,592
	III	4175	2200	5000	3080	0,527	0,615

З М С

1/59 (ПК62) V/58 (солен. овраг)	Кровля палеозоя	590	250	3600	2400	0,500	0,500		
		1000	500	4400	2200				
III/58 (ПК-18 проф. I)	Граница в зоне кровля палеозоя	450	200	900	—	0,445	—		
				1700	350			—	0,300
				3200	—			—	0,206
IV-a (ПК 13 проф. IV) Участок „Ключи“		410	250	960	480	—	0,500		
				1450	650			0,610	0,448

В табл. 3 в целях сравнения даются некоторые осредненные по ряду позиционных наблюдений головных волн данные о скоростях продольных и поперечных волн. Для терригенной части разреза характерным является увеличение скоростей с глубиной независимо от состава пород. На рис. 13 показан график изменения от глубины истинных скоростей P- и S-волн для районов Саратовского Поволжья. Из графика видно, что  $v_p$  изменяется вначале, до глубины 100 м, очень быстро в пределах от 500 до 1800 м/сек, а затем с увеличением глубины (до 200 м) возрастает очень медленно. Скорость поперечных волн непрерывно и плавно растет с глубиной. Величины  $\gamma$  в ЗМС имеют большие значения, близкие 0,45, на подошве зоны они принимают минимальные значения (0,2—0,25), затем увеличиваются до 0,35 на глубинах 150—200 м.

В результате скважинных измерений в районах Саратовского Поволжья удалось по нескольким профилям изучить распределение скв-

ростей поперечных и продольных волн не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях. На рис. 14, а, б, приводятся разрезы по пластовым скоростям трех профилей, на которых отмечены также геологические горизонты. Разрезы даются только для мезозойской части отложений, поскольку скорости в палеозойских породах замерялись в отдельных изолированных скважинах.

На профилях IV/58 и I/59 отмечается весьма сложное распределение скоростей в горизонтальном направлении. Границы слоев в среднем повторяют дневной рельеф. Это еще раз подтверждает предположение о зависимости величины скоростей, особенно поперечных волн, прежде всего от глубины залегания данного слоя. Последнее обстоятельство в

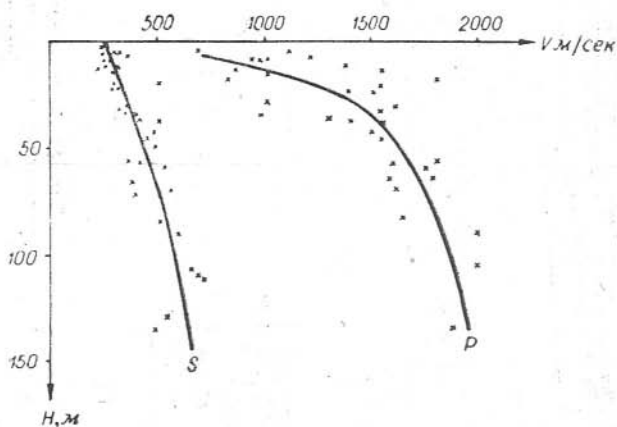


Рис. 13. График изменения пластовых скоростей волн P и S с глубиной для мезозойской терригенной толщи отложений (Саратовское Поволжье).

значительной степени затрудняет проведение скоростных границ, которые могут не совпадать в этом случае со стратиграфическими и литологическими границами.

На основании приведенных разрезов были построены графики средних скоростей, в частности — до поверхности палеозоя, которые здесь не приводятся. Отметим только, что они оказались весьма сложными как для продольных, так и поперечных волн вследствие наличия больших горизонтальных измерений.

Для палеозойской части разреза результаты измерений вследствие небольшого количества скважин представляются только в виде вертикальных годографов и графиков пластовых скоростей (см. рис. 12 и 15). Кровля палеозойских отложений характеризуется резким увеличением скоростей. Величины  $\gamma$  в карбонатной части разреза возрастают до 0,5.

## 6. ЧАСТОТНЫЙ СОСТАВ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Частотный состав продольных и поперечных волн исследовался во всех каротируемых скважинах с помощью прибора для частотного анализа и синтеза неустановившихся сигналов [4]. Для анализа выбирались импульсы, не осложненные в сильной степени помехами и интерференцией. Большая часть спектров относится к волнам, зарегистрированным от ударных воздействий.

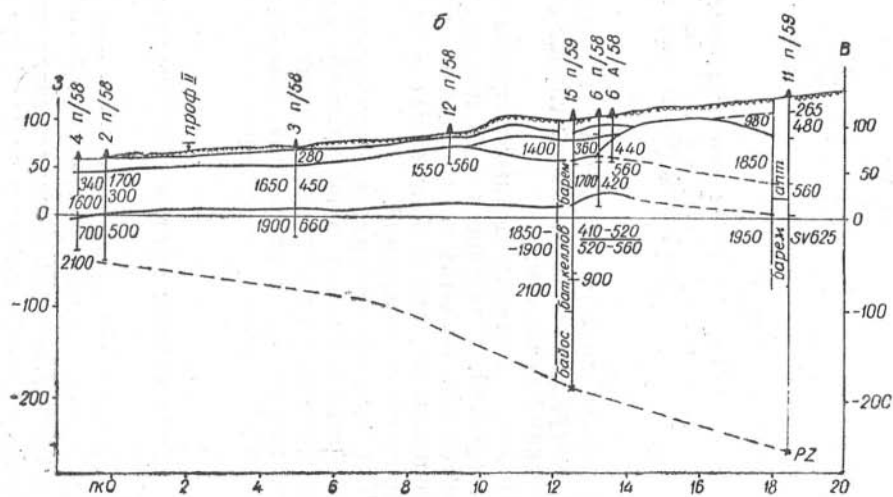
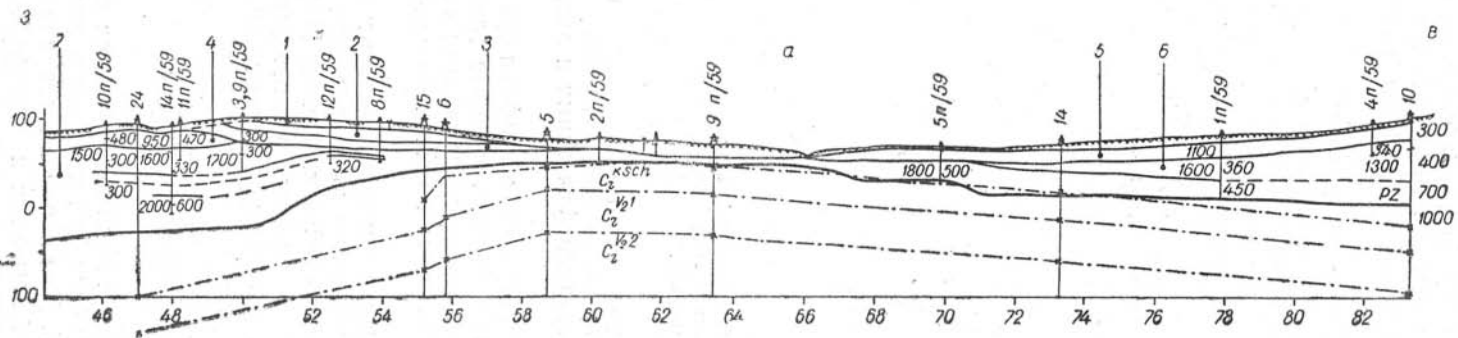


Рис. 14. Распределение пластовых скоростей продольных и поперечных волн по данным скважинных измерений:

а — по профилю 1/59; б — по профилю 1V/58.

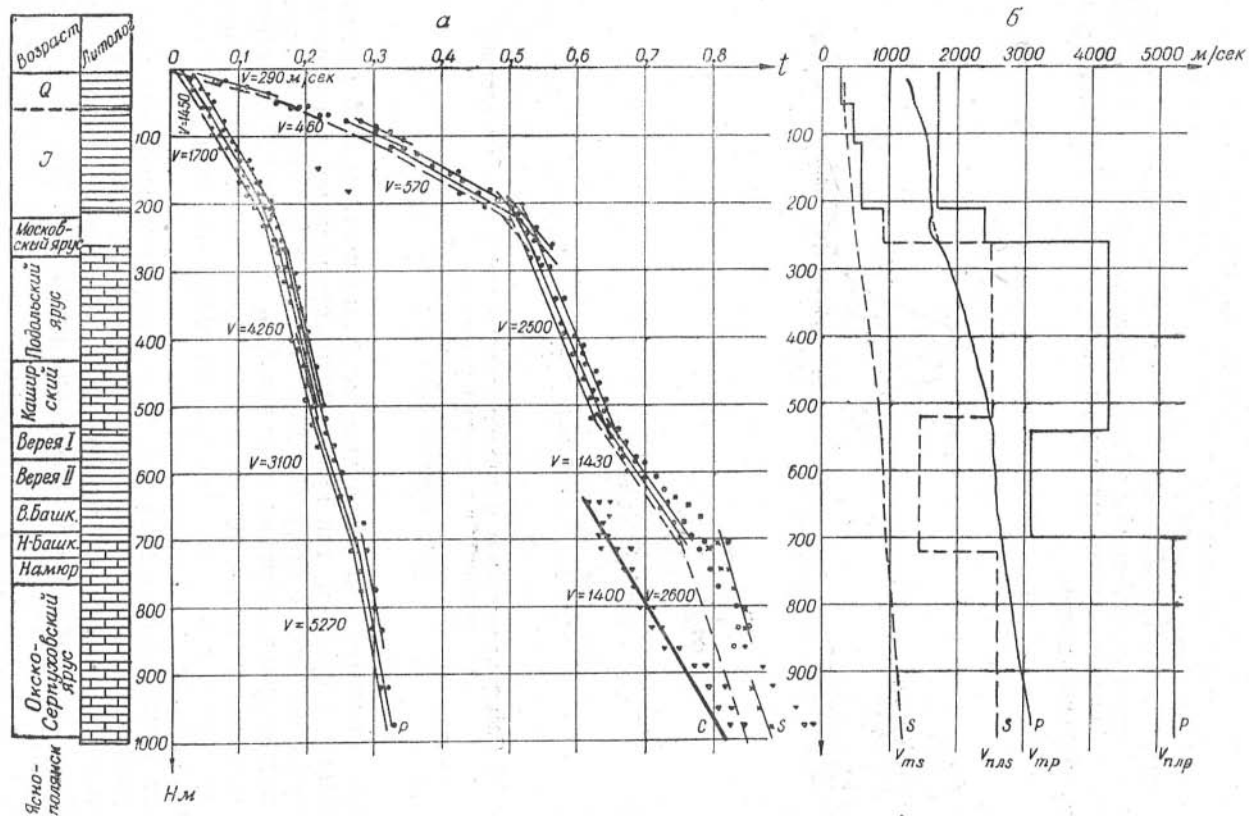


Рис. 15. Скважина 14—Р (Трофимовская площадь):

а — вертикальные годографы продольных и поперечных волн; б — графики средних ( $v_m$ ) и пластовых ( $v_{пл}$ ) скоростей.

Типичные спектры волн, зарегистрированных на различных профилях в отдельных скважинах, приведены на рис. 16, откуда видно, что спектр продольной волны значительно шире и расположен в области несколько больших частот. Так как спектры колебаний для P- и S-волн обычно зависят от местных условий возбуждения, при однотипном ударе (удар  $Y$  малого копра) волны, наблюдаемые в разных скважинах профиля, имеют несколько отличные спектры, а именно: спектры продольных волн имеют максимум в интервале 50—65  $гц$ , а спектры поперечных волн — в интервале 25—50  $гц$ .

В случае анизотропии спектры носят аномальный характер (рис. 16,  $в$ ): спектр SV-волны более высокочастотный, чем спектр SH-волны, и иногда имеет максимум на более высокой частоте, чем спектр продольной волны.

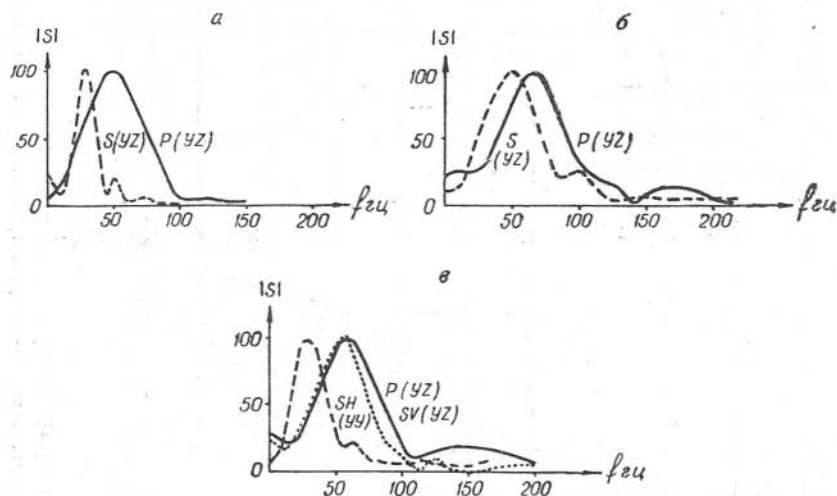


Рис. 16. Спектры продольных и поперечных проходящих волн, зарегистрированных в различных условиях:

$а, б$  — изотропная среда (скв. 1,  $h=145$  м и скв. 10 П,  $h=94$  м);  $в$  — анизотропная среда (скв. 4 П;  $h=101$  м).

Следует отметить, что указанные закономерности можно рассматривать только в среднем, так как частоты продольных и поперечных волн часто близки друг к другу. Это достаточно хорошо видно из вариационных кривых распределения периодов  $T_p$  и  $T_s$  (рис. 17), построенных для интервала глубин 10—60 м. Наиболее часто встречающиеся периоды для продольных волн составляют 0,018 сек, для поперечных волн — 0,024 сек.

Значительный разброс значений частот связан в основном с влиянием условий возбуждения колебаний, в частности, с различием в типах источников, а также с искажениями, вызванными наложениями мешающих волн. Определенное значение имеют ошибки, обязанные влиянию условий контакта сейсмографа со стенками скважины. Так, например, установлено, что при использовании ударных воздействий спектры волн зависят от массы ударника (чем больше масса, тем меньше частота). Это находится в соответствии с выводами по ранее проведенным исследованиям [3].

Измерения показывают, что спектры обоих типов волн сравнительно слабо изменяются с расстояниями от источника, если рассматривать

диапазоны глубин до 200 м. Для больших глубин измерения с широкополосной аппаратурой в Нижнем Поволжье не удалось выполнить. По данным измерений в Западной Сибири [5] частоты поперечных волн при прохождении через терригенные породы значительно уменьшаются. Так, в интервале глубин 100—800 м видимые частоты импульсов SV-волн снизились от 22 гц до 14 гц, частоты продольных волн практически остались без изменения.

Следует отметить, что наблюдаемое в среднем сужение спектров поперечных волн по сравнению с продольными находится в соответствии с известным положением, что ширина спектра ( $\Delta f$ ) обратно пропорциональна длительности импульса ( $\Delta t$ ). При одинаковой форме импульсов обоих типов волн, что в целом соответствует экспериментальным данным, отношение  $\Delta f_S/\Delta f_P$  приблизительно равно отношению видимых частот колебаний.

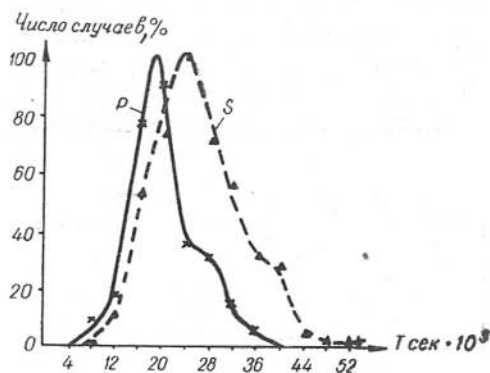


Рис. 17. Вариационные кривые распределения периодов колебаний продольных и поперечных волн по измерениям в скважинах.

## 7. АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛН

Изучение амплитудных характеристик представляет интерес как с точки зрения получения дополнительных сведений при корреляции, так и в отношении изучения характера затухания продольных и поперечных волн, необходимого для оценки перспективности использования поперечных волн при сейсморазведочных работах до значительных глубин.

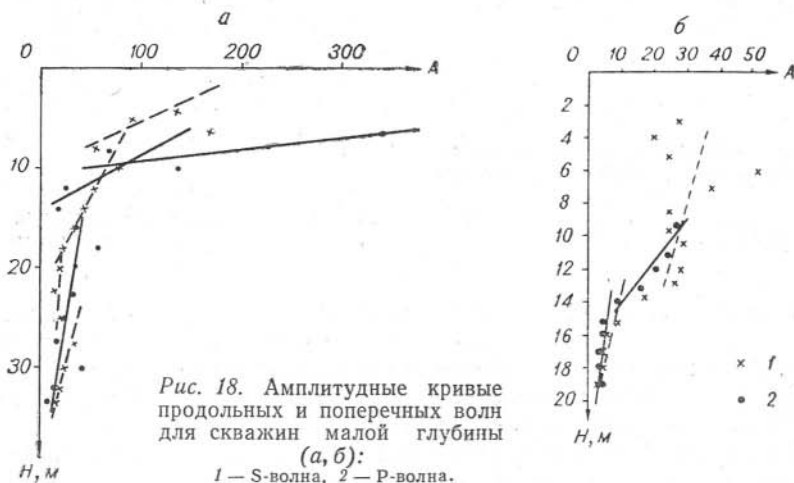


Рис. 18. Амплитудные кривые продольных и поперечных волн для скважин малой глубины (а, б):  
1 — S-волна, 2 — P-волна.

При обработке материалов каротажа отдельных скважин, помимо годографов, строились амплитудные графики, иллюстрирующие поведение амплитуды продольной и поперечной волн с глубиной. Построение

производилось в относительных единицах с введением коэффициента, учитывающего силу удара, и пересчетом к единому усилению. При этом амплитуды продольных волн измерялись на трассе вертикального прибора, как правило, сосредоточивающего подавляющую часть энергии продольных волн.

Амплитуды поперечных волн подсчитывались как модуль полного вектора в горизонтальной плоскости по амплитудам одноименных экстремумов, если расфазировка во времени была незначительной.

Амплитудные графики Р- и S-волн для параметрической скважины небольшой глубины (рис. 18) характеризуются значительным разбросом точек, поэтому говорить об уточнении корреляции по динамическим

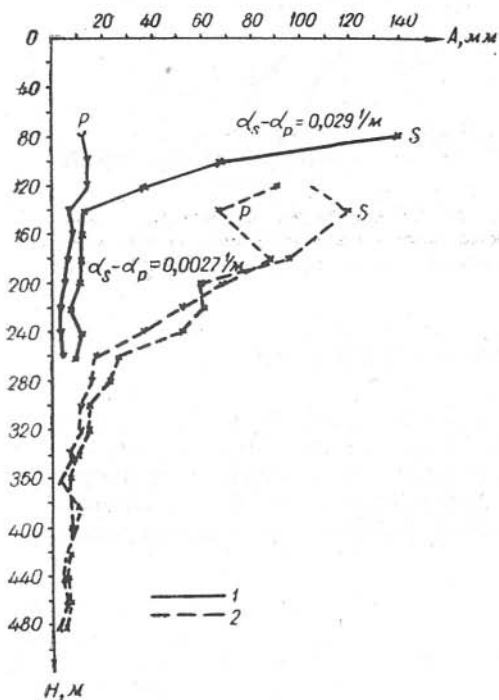


Рис. 19. Амплитудные кривые продольных и поперечных волн для глубокой скважины 10—Р:

1 — открытый канал,  $X_0=39$  м; 2 — фильтрация в усилителях  $\Phi-25$ ;  $X_0=51$  м.

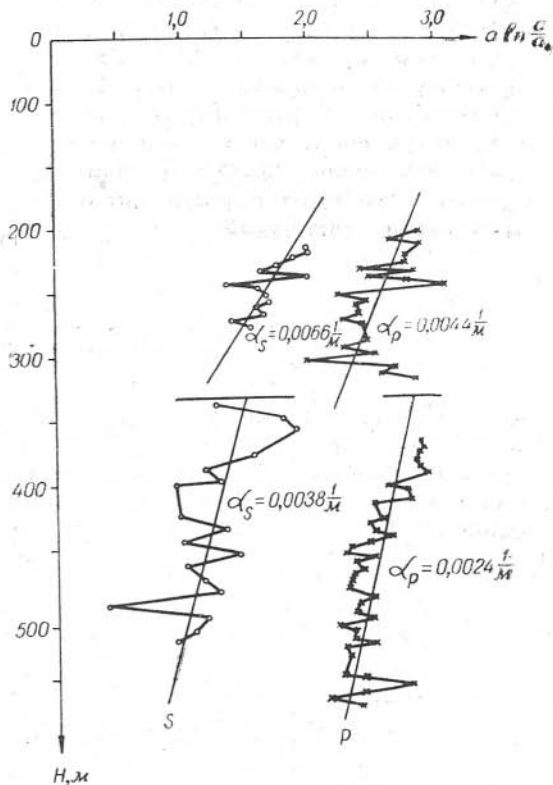


Рис. 20. Графики амплитуд для определения затухания волн по скважинам 10—Р.

признакам для таких скважин нецелесообразно. Однако для всех скважин имеется одна характерная особенность — резкое изменение хода амплитудной кривой на подошве зоны малых скоростей, что, по-видимому, связано с повышенным поглощением обоих типов волн в рыхлом слое ЗМС и потерями энергии на резких границах.

Амплитудный график поперечных волн по одной из глубоких скважин (рис. 19) показывает, что на границе палеозоя с глубиной происходит более резкое изменение интенсивности волны, характеризующееся скачком амплитуды в сторону уменьшения примерно в 3 раза.

В отдельных скважинах для наиболее протяженных слоев были подсчитаны коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн

[6, 7]. Коэффициенты поглощения определялись исходя из зависимости

$$\frac{I_i}{I_0} = a \cdot e^{-\alpha_i l_i},$$

где  $I_0$  и  $I_i$  — амплитуды в фиксированной и переменной точках;  
 $l_i$  — расстояние между фиксированной и переменной точками наблюдения;  
 $a$  — относительное уменьшение амплитуд за счет геометрического расхождения;  
 $\alpha$  — коэффициент неупругого поглощения.

Величина  $a$  рассчитывалась по лучевому методу, который для вертикального распространения волн приводит к формуле

$$a = \frac{h_0 v_0 + h_1 v_1}{h_0 v_0 + h_2 v_1},$$

где  $h_0$  — мощность слоя, отделяющего исследуемую среду от источника колебаний;  
 $v_0$  — средняя скорость в слое с мощностью  $h_0$ ;  
 $v_1$  — скорость распространения волны в исследуемом слое;  
 $h_1, h_2$  — расстояния от верхней границы исследуемого слоя до точки наблюдения.

Таблица 4

Коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн по данным скважинных измерений

Наименование пород	Величина скорости, м/сек		Интервал глубин, м	Коэффициент поглощения, 1/м	
	$v_p$	$v_s$		$\alpha_p$	$\alpha_s$
Глины . . . . .	1850	560	36—113	0,017	0,016 <sup>1</sup>
» . . . . .	1825	600	100—210	0	0,010
Песчано-глинистые	1700	520	70—230	0,008	0,022
То же . . . . .	1750	480	65—135	0,014	—
» . . . . .	1600	550	50—95	0,006	—
» . . . . .	1550	460	20—35	0,012	—
» . . . . .	1825	500	60—92	—	0,027
» . . . . .	1500	470	13—40	0,028	—
» . . . . .	800	350	10—35	0,023	0,040
» . . . . .	1550	400	95—50	0,008	—
» . . . . .	2500	1000	195—270	0,0044	0,0066
» . . . . .	1700	510	80—170	0,022	0,030
Известняки . . . . .	5000	2800	300—400	0,0024	0,0038
» . . . . .	4250	250	300—500	0,008	—

<sup>1</sup> Обращенный каротаж.

Характерные графики затухания приведены на рис. 20. В табл. 4 сведены данные о коэффициентах поглощения продольных и поперечных волн, вычисленных в различных скважинах для пород терригенного и карбонатного происхождения. При этом подавляющая часть измерений произведена для пластов сравнительно небольшой мощности, вследствие чего точность приводимых результатов во многих случаях не является высокой.

В среднем можно считать, что для карбонатных пород  $\alpha_p$  и  $\alpha_s$  близки друг к другу и имеют порядок 0,001 1/м. В глинистых отложениях коэффициенты затухания поперечных волн обычно больше, чем продольных. Отношение коэффициентов  $\alpha_s/\alpha_p$  изменяется в широких пре-



делах, особенно для верхних слоев. В некоторых случаях, например по скважине 11 (ПК 18, 45 проф. IV, интервал 36—210 м),  $\alpha_s \approx \alpha_p \approx 0,016$  1/м. В других случаях  $\alpha_s$  значительно больше  $\alpha_p$ . Обратных соотношений не наблюдается.

Были сделаны попытки оценить разность коэффициентов поглощения поперечных и продольных волн для достаточно больших толщ отложений. Если принять показатели функции расхождения поперечных и продольных волн одинаковыми, то разность коэффициентов  $\alpha_s$  и  $\alpha_p$  на базе  $\Delta h$  может быть вычислена по формуле:

$$\alpha_s - \alpha_p = \frac{1}{\Delta h} \ln \frac{\delta_s}{\delta_p},$$

где

$$\delta_s = \frac{A_{2s}}{A_{1s}} \text{ и } \delta_p = \frac{A_{2p}}{A_{1p}}.$$

Расчеты показали, что разность  $(\alpha_s - \alpha_p)$  всегда положительна. Так, по скважине № 10 (рис. 18) величины разностей коэффициентов  $(\alpha_s - \alpha_p)$ , определенные в интервале глубин 80—140 м, составляют (около 4,0 по скважине 10, интервал 70—270 м).

Как указывалось выше, затухание волн может быть обусловлено не только поглощением, но и потерей энергии на границах раздела. В связи с этим следует заметить, что для поперечных волн эти потери, как правило, будут больше, чем для продольных, поскольку резкость и количество границ раздела по поперечным волнам обычно больше, чем по продольным. Расчеты показывают, что в некоторых случаях отношения суммарных коэффициентов прохождения продольных и поперечных волн (без учета наложения кратных волн) могут достигать значительных величин (около 4,0 по скважине 10, интервал 70—270 м).

Что касается зависимости коэффициентов затухания от частоты, то по этому вопросу не получено достаточно надежных данных.

## 8. ОБ АНИЗОТРОПИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Анизотропия, свойственная средам, которые могут характеризоваться как трансверсально-изотропные, не должна проявляться в различии скоростей по-разному поляризованных поперечных волн при распространении последних по вертикали, совпадающей с осью симметрии, т. е. при отсутствии наклонов плоскостей изотропии. Поэтому на всех профилях при обработке скважин из пунктов воздействия с обычным удалением от устья на 4—5 м, возбужденные поперечные волны распространяются со скоростями, практически одинаковыми или отличающимися столь незначительно, что это проявляется лишь в некоторой расфазировке импульсов SV- и SH-волн. Анализ диаграмм движения частиц на фронте поперечной волны, приведенный на рис. 7, показывает, что, как правило, в горизонтальной плоскости имеют место эллипсоидальные движения. Такое явление при отсутствии явного различия скоростей может возникнуть при незначительном отклонении слоев от горизонтального залегания.

Наиболее четко явление анизотропии проявилось на участке в районе пикета 13 профиля IV/58, где, по-видимому, имеет место крутое падение слоя, характеризующегося анизотропией. Типичные сейсмограммы и корреляция волн по стволу скважины 6П/58 приведены на рис. 6. Построенный годограф (рис. 21, а) показывает, что, начиная с глуби-

ны — 45 м, группа поперечных волн дает две хорошо прослеживаемые ветви со скоростями, отличающимися на 30%, что находится далеко за пределами погрешности измерений. При этом скорость SH-волн меньше, чем скорость SV-волн.

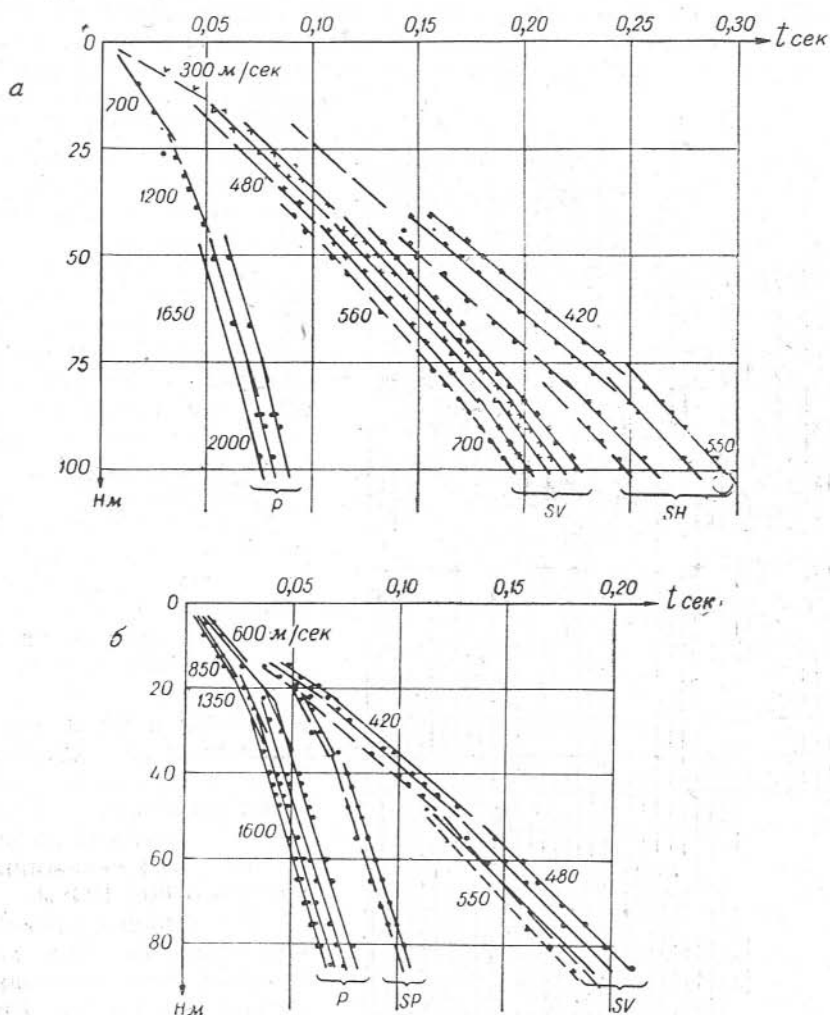


Рис. 21. Вертикальные годографы в случае анизотропной среды:

а — прямой каротаж, воздействие — удар  $Y$ ; б — обращенный каротаж, воздействие — взрывы детонаторов.

Обращенный каротаж той же скважины 6—П/58 (диаметр скважины  $5\frac{3}{4}$ ) был проведен от взрывов детонаторов при расположении регистрирующих установок  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  на расстоянии 10 и 20 м от устья скважины. Поперечная волна хорошо регистрировалась установкой, расположенной на расстоянии  $X_0=20$  м, и несколько хуже при  $X_0=10$  м. Скорость поперечной волны SV, построенной по 5 фазам для  $X_0=20$  м и по 2 фазам для  $X_0=10$  м, оказалась отличной от скорости, вычисленной по годографам от ударов (рис. 21). В интервале глубин 45—85 м скорость SV-волны при возбуждении ударами при  $X_0=4$  м была равна  $v_{sv}=560$  м/сек, при возбуждении взрывами при  $X_0=10$  м  $v_{sv}=540$  м/сек

и при  $X_0=20$  м  $v_{SV}=480$  м/сек. Такое регулярное и очень четкое отличие не может быть истолковано иначе, чем уменьшением скорости SV-волн при отклонении направления распространения волн от вертикального. Из работ [10—12] следует, что скорость SV-волн достигает максимальных значений на некоторых промежуточных направлениях между осью симметрии и направлением, параллельным плоскости изотропии. В данном случае, по-видимому, имеет место настолько резкое падение внутреннего слоя, что ось скважины пересекает плоскости изотропии по направлению, близкому к направлению максимального значения скорости SV-волн.

Полученный в результате обращенного каротажа скоростной разрез по скважине 6—А/58 (на расстоянии 32 м от скважины 6П/58 по профилю) хорошо согласуется с данными по скважине 6П/58.

Для уточнения сведений о скоростях распространения по различным направлениям были проведены наблюдения по схеме наклонных лучей (рис. 22) при регистрации поперечных волн одновременно в обеих скважинах 6П и 6А и возбуждении волн как ударами Y, Z, так и взрывами в неглубоких взрывных скважинах. Удаление пунктов воздействия от устья скважины 6П достигало 80—100 м.

Регистрация производилась в слое 45—80 м, характеризующемся наибольшим отличием скоростей. Анализ сейсмограмм показывает, что при ударе Z и взрыве на трассе вертикального и одного из горизонтальных приборов регистрируется четкая поперечная волна типа SV. При ударе Y на трассе горизонтального прибора, невозмущенного ударом Z и взрывом, появляется интенсивная волна, которую, очевидно, следует называть

SH. Характерно, что SH-волна вступает раньше, чем SV-волны (при вертикальном направлении распространения наблюдалась обратная картина), т. е. скорость SH-волны оказывается больше скорости

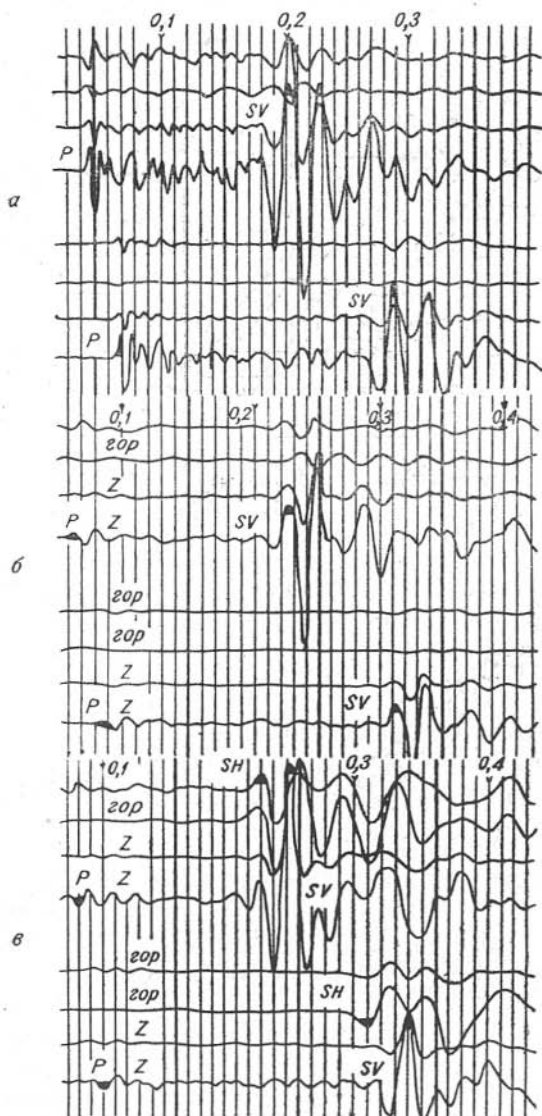


Рис. 22. Характер записи на наклонных лучах при различных воздействиях:

а — взрыв двух детонаторов; б — удар Z; в — удар Y.

SH. Характерно, что SH-волна вступает раньше, чем SV-волны (при вертикальном направлении распространения наблюдалась обратная картина), т. е. скорость SH-волны оказывается больше скорости

SV-волны в данном направлении. По сейсмограммам, зарегистрированным на лучах, вычислялись скорости отдельных типов волн для углов 58—68°. Вычисления производились по разности времен пробега между точками наблюдения в скважинах 6—П и 6—А. Полученные результаты приведены в табл. 5.

Таблица 5

Скорости отдельных типов волн

Удар	Волна	$h_1$	$h_2$	$\alpha$ , градус	$\Delta t$	$\Delta S$	$v$
Z	P	60	73	67	0,020	34,8	1740
Y	SV	60	73	67	0,076	34,8	457
Y	SH	60	73	67	0,070	34,8	500
Z	SV	60	73	67	0,075	34,8	465
Y	P	60	73	67	0,020	34,8	1740
* } Z }	P	52	73		0,023	38,4	1670
* } Z }	P	48	73		0,025	41	1650
Y	SH	48	68	58	0,080	38	470
* } Z }	SV	48	68	58	0,081	38	450
Y	SH	48	66	60	0,079	37	470
"	"	48	66	60	0,080	37	460
Y } Z }	SV	48	66	60	0,086	37	430
Z	P	48	66	60	0,022	37	1680
Z } * }	P	48	61,5	68	0,019	35	1800
* } Z } Y }	SV	48	61,5	60	0,080	35	440
Y	SH	48	61,5	60	0,070	35	490

\* — взрыв детонатора.

Кроме того, в скважинах 6П и 6А был проведен параллельный каротаж. Типичная сейсмограмма при параллельном каротаже приведена на рис. 23. Из рисунка видно, что взрывом детонатора хорошо возбуждается и регистрируется не только продольная и поперечная SV-волна, но и обменная. Проведенные построения показали, что эта волна типа PS, отраженная от подошвы зоны малых скоростей (рис. 23). По данным параллельного каротажа скорость SV-волн в слое 45—80 м в горизонтальном направлении оказалась равной 420 м/сек.

Все данные по изменению скорости с направлением сведены в диаграммы, представленные на рис. 24. Из рисунка видно, что изменение скоростей продольной и поперечной SH-волн происходит более плавно, при этом форма фронтов этих волн близка к эллипсу. Скорости SV-волн изменяются более сложно. Все установленные закономерности хорошо

согласуются с теоретическими [9, 10, 12] и экспериментальными результатами [1, 11], полученными при подобных исследованиях в случае проявления анизотропии скоростей поперечных волн.



Рис. 23. Характер записи при параллельном каротаже.

а — записи волн P, S и PS; б — схема хода лучей.

### Заключение

1. В результате проведенных параметрических исследований значительно пополнены имевшиеся сведения о скоростях распространения поперечных волн и соотношении скоростей поперечных и продольных волн. При этом измерения проведены до глубин около 1000 м как для пород терригенного, так и карбонатного состава.

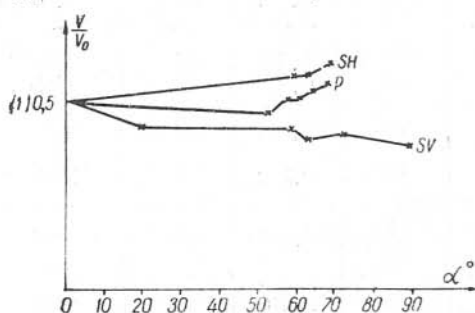


Рис. 24. Изменение скоростей распространения волн в зависимости от угла ( $\alpha_0$ ) наклона лучей к вертикали.

В некоторых случаях отмечается анизотропия поперечных волн.

2. Наблюдения в скважинах показали, что в терригенных отложениях коэффициент затухания поперечных волн по видимым частотам заметно выше, чем продольных. В плотных карбонатных породах коэффициенты  $\alpha_P$  и  $\alpha_S$  имеют один и тот же порядок.

Частоты поперечных волн в целом ниже, чем продольных примерно на 30—50%. При небольших расстояниях от источника соотношение  $\alpha_P$  и  $\alpha_S$  колеблется в широких пределах, что, в частности, объясняется влиянием на частотный спектр условий возбуждения колебаний.

### ЛИТЕРАТУРА

- Н. И. Берденникова. О некоторых проявлениях анизотропии в слоистой среде при работе на поперечных волнах. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 2, ЛГУ, 1959.

2. Н. И. Берденникова, В. Б. Жадин, А. Г. Рудаков. К вопросу о методике сейсмокаротажных наблюдений. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 2, ЛГУ, 1959.
3. А. П. Волин, А. Г. Рудаков. О сейсморазведочных работах на поперечных волнах. Прикладная геофизика, вып. 15, Гостоптехиздат, 1956.
4. Ф. М. Гольцман, Ю. И. Лимбах. Прибор для частотного анализа и синтеза неустановившихся сигналов. Прикладная геофизика, вып. 21, Гостоптехиздат, 1958.
5. В. В. Жадин. Результаты трехкомпонентного сейсмокаротажа глубокой скважины. Геология и геофизика, № 10, 1960.
6. В. В. Жадин. Исследование затухания и дисперсии сейсмических волн методом скважинных наблюдений. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. 2, ЛГУ, 1959.
7. В. В. Жадин. Разработка методики исследований упругих характеристик горных пород способом сейсмического каротажа. Канд. дисс. Л., 1958.
8. Н. Н. Пузырев. Измерение сейсмических скоростей в скважинах. Гостоптехиздат, 1958.
9. I. G. Hagedoorn. A Practical Example of an anisotropic velocity layer. Geophysical Prospecting, v. 2, N 1, 1954, p. 52—60.
10. L. G. Howell, C. V. Kean, R. R. Thompson. Propagation of Elastic Waves in the Earth. Geophysics, v. 6, N 1, 1941.
11. R. N. Jolly. Investigation of shear Waves. Geophysics, v. 21, N 4, 1956.
12. G. N. Postome. Wave propagation in stratified. Medium. Geophysics, v. 20, N 1, 1955.

*Л. В. КАРЖЕВА, Н. Н. ПУЗЫРЕВ*

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОЛОВНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН<sup>1</sup>

Основной задачей работ по методу преломленных поперечных волн являлось выяснение возможностей значительного повышения глубины исследования по сравнению с ранее проведенными работами и изучение характера прослеживаемости поперечных волн в различных условиях.

Полевые наблюдения проводились в Саратовской и Тюменской областях.

Наблюдения в Саратовской области проводились на 4 профилях (II/58, IV/58, VIII/58, I/59), характеризующихся различными условиями залегания поверхности палеозоя и строением надпалеозойской толщи. Основным из них является профиль I/59, который пересекает Ириновскую структуру вкрест простиранию с запада на восток, проходя через 7 скважин глубокого бурения. Характер залегания поверхности палеозоя на протяжении профиля меняется. Минимальная глубина до палеозоя на своде структуры составляет 16—20 м (ПК 62—66) и постепенно увеличивается на крыльях структуры. Восточное крыло поднятия пологое, западное — более крутое. Отметки поверхности палеозоя на концах профиля — 100 м (ПК 82) и 150 м (ПК 36). Надпалеозойская толща слагается породами юрского и четвертичного возраста. Последние на своде Ириновского поднятия залегают непосредственно на палеозойских отложениях. Характер залегания внутripалеозойских границ по данным бурения можно видеть на рис. 16.

Профили II и IV расположены на восточном погружении Радищевской структуры. На профиле II, проходящем по простиранию, поверхность палеозоя залегает горизонтально, глубина ее равна 160—170 м. Надпалеозойская толща представлена юрскими и четвертичными отложениями. На участке профиля IV, расположенного вкрест простиранию, поверхность палеозоя погружается от 100 (ПК 0) до 400 м (ПК 21<sup>00</sup>). С увеличением к востоку мощности надпалеозойской толщи в разрезе появляются меловые отложения.

На профиле VIII (район Чардымского выступа) поверхность палеозоя горизонтальна, глубина залегания ее сравнительно велика (450—500 м). Надпалеозойская толща представлена меловыми и юрскими отложениями. Схема расположения профилей показана на рис. 1.

<sup>1</sup> В проведении экспериментальных работ принимали участие Ф. В. Виноградов, Л. Ю. Бродов, И. А. Ланцов, Л. Н. Худобина, Т. М. Бахаревская и другие.

В Тюменской области наблюдения проведены на одном профиле на участке с глубиной залегания фундамента около 1000 м. Кроме того, в обоих районах проложено несколько профилей протяженностью порядка 100—400 м для изучения верхней части разреза.

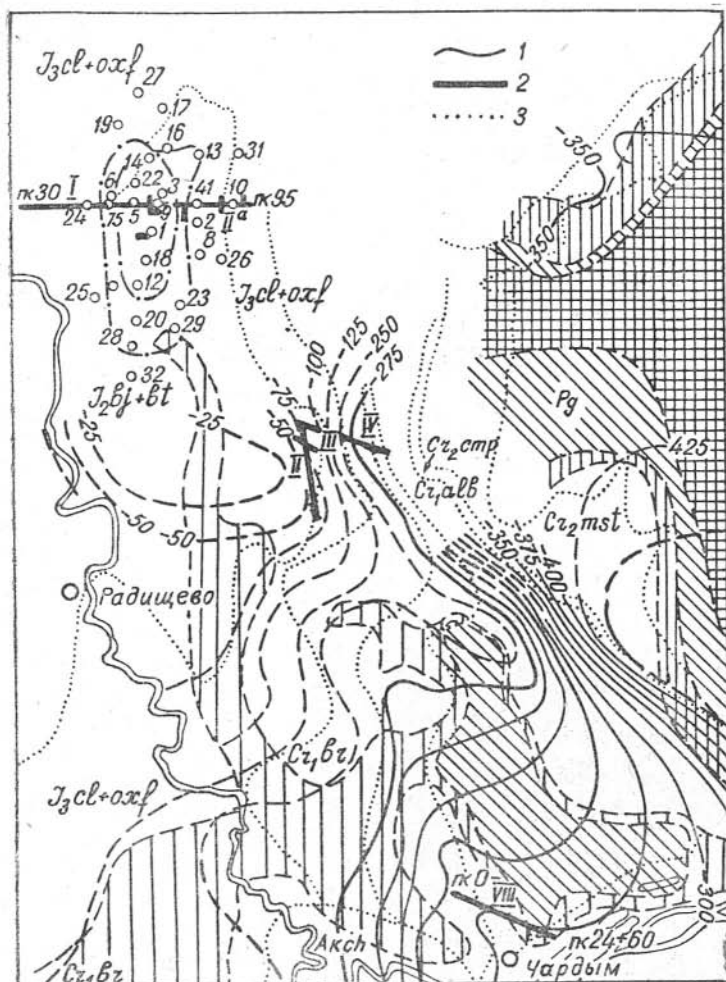


Рис. 1. Обзорная карта участков работ в Саратовском Поволжье:  
1 — изогипсы по кровле палеозоя; 2 — сейсмические профили; 3 — геологические границы.

## 1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

**Аппаратура.** При проведении работ в Саратовской области в 1958 г. регистрация продольных и поперечных волн осуществлялась стандартной среднечастотной станцией СС—30/60 и сейсмоприемниками типа СП-16 (33 гц) и СП-15 (12—15 гц). Применялась фильтрация в усилителях ФНЧ-25 гц при выключенном фильтре ВЧ.

При проведении работ в 1959 г. условия регистрации продольных волн остались такими же, что и в 1958 г., а для регистрации поперечных волн использовалась станция СС-30—60 КМПВ и сейсмоприемники



СП-15. В качестве основной применялась фильтрация МК-3 (с наиболее широкой полосой пропускания). Усиление колебаний в пределах положений потенциометра 4—7. Максимальное усиление не удавалось использовать вследствие высокого уровня помех, в том числе индустриальных. АРА и смеситель, как правило, не применялись. Для изучения частотного спектра регистрируемых колебаний использовались низкочастотные сейсмоприемники типа ВЭГИК с собственной частотой  $f_0=2-4$  *гц* и широкополосный усилитель.

В Западной Сибири применялась низкочастотная переносная станция ППС-24 с максимумами частотных характеристик на 15 и 30 *гц*, и сейсмографы СП-16 и СП-15.

Источники возбуждения и прием колебаний. Для возбуждения поперечных волн использовались механические ударные и направленные взрывные воздействия.

Ударные воздействия на основных профилях осуществлялись горизонтальными копрами и ударными тележками. Первые из них имеют вес ударника около 800 *кг*, и при максимальной высоте подъема груза (4—5 *м*) развивают кинетическую энергию около 3 000—4 000 *кГм* и скорость  $v \approx 8-10$  *м/сек*.

Вес тележки изменялся в пределах примерно 1000—1500 *кг*. При максимальной скорости 10—12 *м/сек* она развивала кинетическую энергию 5 000—10 000 *кГм*. Удары типа У производились непосредственно по грунту на глубинах 1,5—3,5 *м*. В некоторых случаях использовались металлические подставки. Для изучения верхней части разреза применялись легкие копры с весом ударника 60—130 *кг*.



Рис. 2. Общий вид ударной тележки.

Ударные тележки представляли собой массивное сварное металлическое шасси на четырех колесах. В одной из конструкций использовались колеса от самолета ПО-2, в другой — автомобильные типа ГАЗ-51. Для увеличения веса на тележке установлен контейнер, который обычно заполнялся грунтом. В передней части имеется массивный нижний буфер площадью около 0,5 *м*<sup>2</sup> (рис. 2). При работе тележка двигалась по наклонной колее, создаваемой в грунте. Во многих случаях использовались естественные склоны (обычно овраги), а в некоторых местах необходимый перепад высот приходилось создавать искусственно. Перед забоем тележка выходила на горизонтальный путь, что обеспечивало необходимую направленность удара.

Конструкции горизонтальных копров отличались в оформлении значительным многообразием с сохранением общего принципа действия. Во всех случаях имелся металлический каркас, к верхней раме которого крепился маятник с жесткой или мягкой подвеской (рис. 3, а и в).

Конструкции горизонтальных копров отличались в оформлении значительным многообразием с сохранением общего принципа действия. Во всех случаях имелся металлический каркас, к верхней раме которого крепился маятник с жесткой или мягкой подвеской (рис. 3, а и в).

В последнем случае груз подвешивался на четырех тросах, что обеспечивало необходимую устойчивость движения. При работе копер устанавливался над траншеей, в торце которой производился удар на глубине 1,5—1,7 м.

Направленные взрывные воздействия обычно использовались параллельно с ударными, за исключением двух пунктов (проф. IV, ПВ-14,0; 10,0), где возбуждение осуществлялось только взрывами.

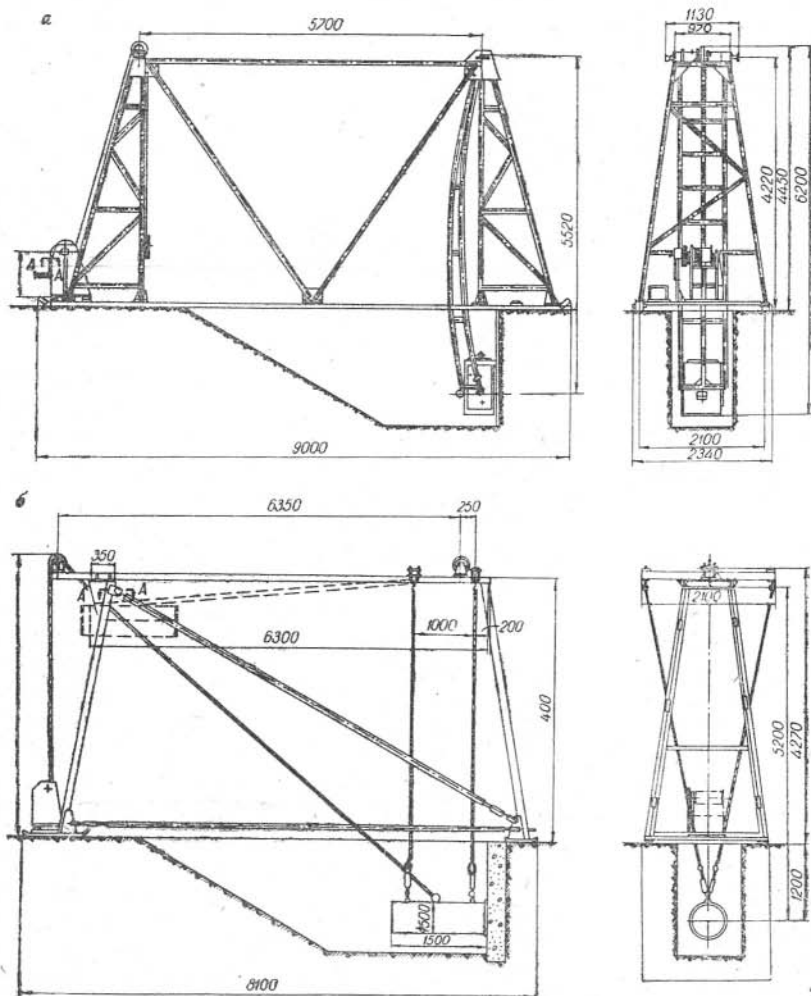


Рис. 3. Конструкции горизонтальных копер:

а — копер с жесткой подвеской ударника; б — копер с подвеской ударника на тросах.

Применялись два типа взрывных воздействий:

1) воздушные взрывы на вертикальной плоскости в открытой полости (искусственной и естественной: глубина заложения накладного заряда 1,5—3 м; вес заряда достигал 25 кг при расстоянии взрыв — сейсмограф порядка 3 км);

2) взрывы в мелких скважинах глубиной 2—4 м, расположенных вблизи кромки оврага. Вес заряда — 0,6—6 кг. Первый тип взрывных воздействий использовался чаще.

От направленных ударных воздействий регистрировались одновременно поперечные и продольные волны. И только на профиле I (Ириновский участок) для записи продольных волн пришлось проводить дополнительные работы. Продольные волны возбуждались взрывами из скважин глубиной 10—20 м. Вес заряда колебался от 25 г до 10 кг. Регистрация колебаний на основных профилях велась, как правило, на двух компонентах —  $Y$  и  $Z$ .

Прием колебаний при наблюдении поперечных волн производился горизонтальными приборами, установленными перпендикулярно профилю (схема  $Y-Y$ ). Шаг между горизонтальными приборами — 5—10 м, между вертикальными — 10—30 м.

В небольшом объеме проведены работы по регистрации головных обменных волн горизонтальными сейсмоприемниками, ориентированными вдоль профиля ( $X$ ).

С целью улучшения записи поперечных волн и уменьшения фона нерегулярных помех в некоторых случаях применялось площадное группирование из четырех горизонтальных  $Y$ -приборов. Сейсмографы в группе располагались по углам квадрата со стороной 5 м, расстояние между центрами групп равнялось 10 м. Группирование обычно применялось начиная с расстояния 600 м от пункта возбуждения.

В процессе работ 1958—1959 гг. были проведены опыты по выяснению оптимальных условий установки сейсмографов при регистрации поперечных волн. При этом основное внимание было уделено двум вопросам: влиянию глубины установки прибора на характер записи; влиянию точности установки прибора на профиле. Для решений первой задачи наблюдения велись обычными сейсмографами в шурфах глубиной до 2 м, а также в одной мелкой скважине глубиной до 10 м при помощи трехкомпонентного скважинного прибора.

На рис. 4 приведен график изменения интенсивности головных поперечных волн в зависимости от глубины установки прибора, на котором отмечается четко выраженный минимум в интервале глубин 0,5—0,7 м. Таким образом, заглубление сейсмографов при регистрации поперечных волн приводит к значительному снижению интенсивности регистрируемых волн, что необходимо принимать во внимание при проведении наблюдений.

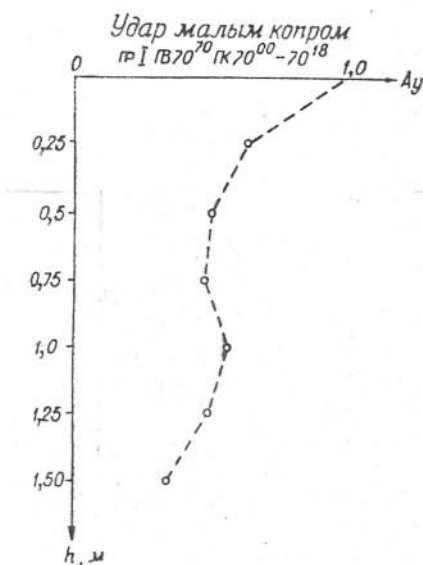


Рис. 4. Зависимость амплитуды головных волн SSS от глубины установки сейсмоприемников ( $Y$ ).

$t = 0,283$  см,  $v_k \approx 2000$  м/сек.

Характер поведения наблюдаемых кривых  $A(h_c)$ , в частности, наличие минимума интенсивности на некоторой глубине, можно объяснить тем, что при углублении прибора одновременно с обычной головной волной к нему подходит волна, отраженная от дневной поверхности, и полученные графики фактически отображают интенсивность сложной интерференционной волны. Это предположение было подтверждено при сопоставлении экспериментальных данных с теоретическими сейс-

мограммами, рассчитанными для реальных в данном случае параметров среды.

Заметим, что кривые  $A(h_c)$  можно использовать для определения скорости распространения волн в верхней части разреза. Действительно, если считать, что форма прямой и отраженной волн одинакова, то область минимума, образующегося при наложении этих волн, должна находиться на расстоянии  $\frac{\lambda}{2}$  (половина длины волны) от дневной поверхности. Зная период регистрируемой волны, легко определить ее скорость из соотношения  $v = \frac{\lambda}{T}$ . Значения скорости, полученные с помощью амплитудных графиков, хорошо согласуются с результатами определений по другим способам.

При изучении влияния точности установки приборов на профиле выяснилось, что в большинстве случаев при отклонении сейсмографа до  $\pm 10^\circ$  по азимуту или в вертикальной плоскости интенсивность регистрируемых волн изменяется не более чем на 7—8% по сравнению с максимальным ее значением, соответствующим оптимальной ориентировке прибора. Подобные отклонения амплитуд хорошо согласуются с теоретическими данными и вполне допустимы при производстве полевых наблюдений.

Системы наблюдений на профилях. На профиле I (Ириновский участок) поперечные волны возбуждались в основном ударными воздействиями. Удары производились копрами (ПК 21<sup>40</sup>, 36, 42, 54, 62, 68 и 82), и только на одном пункте была установлена ударная тележка (48<sup>70</sup>). Пункты воздействия располагались на расстоянии 600 м друг от друга для обеспечения на участке профиля длиной 2600 м (ПК 36—62) непрерывного прослеживания исследуемых волн (см. рис. 12). Кроме того, было три выносных пункта (21<sup>40</sup>, 68, 82<sup>00</sup>), обеспечивающих нагонение для внутривпадеозойских волн. Расстояние между пунктами взрыва при регистрации продольных волн составляло 500—700 м, не считая двух выносных пунктов (29<sup>70</sup> и 87<sup>00</sup>).

Перпендикулярно I профилю было разбито 2 непродольных профиля I—I и I—Б; длина каждого 800 м. Профиль I—I проходил через ПК 68,4, а профиль I—Б — через ПК 70<sup>70</sup>. Непродольные профили обрабатывались из двух пунктов воздействия, расположенных на профиле I—ПК 62 (копер) и 82—50 (тележка).

На профилях II, IV и VIII производилась одновременная регистрация продольных и поперечных волн. На II профиле (2,3 км) был один пункт возбуждения в центре профиля (ПК 10<sup>00</sup>, копер). Получены одиночные годографы по обе стороны от пункта.

На IV профиле (2,1 км) возбуждение колебаний осуществлялось как ударными, так и взрывными направленными воздействиями. Удары производились ударной тележкой (ПВ 0,11<sup>00</sup>, 18<sup>45</sup>). Основные пункты возбуждения обеспечивали увязку прослеживаемых волн по взаимным точкам. Кроме того, имелось два выносных пункта (10<sup>00</sup>, 14<sup>00</sup>), на которых использовались взрывные направленные воздействия.

На профиле VIII (2,4 км) было 2 ударных пункта возбуждения на концах профиля: ПК-0 — тележка и ПК-24 — копер. На первом из них параллельно применялись и взрывные воздействия.

Для определения характера поляризации волн при подходе их к дневной поверхности в нескольких точках каждого профиля проводились азимутальные наблюдения с помощью 8-приборной конической установки ( $\alpha = 45^\circ$ ) и регистрация волн на всех трех компонентах.

В небольшом объеме изучалась верхняя часть разреза по продольным и поперечным головным волнам. Эксперименты ставились на отдельных коротких участках профилей в основном по 2-точечной схеме. Расстояние между приемниками колебалось от 1 до 5 м. Длина годографов достигала 400 м. На трех участках, кроме обычных схем возбуждения — прием типа  $Y-Y$  и  $B-Z$  ( $B$  — взрыв), были испытаны при небольших расстояниях между источником и приемником другие схемы:  $X-X$ ;  $X-Z$ ;  $Z-X$ .

## 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ

Поперечные прямые и головные волны SH зарегистрированы на участках работ повсеместно при горизонтальных ударных воздействиях ( $Y$ ) и горизонтальных ( $Y$ ) приемниках.

Вертикальными сейсмографами при том же воздействии систематически регистрируются продольные волны различной интенсивности. Часто интенсивность продольных волн малых расстояний от пункта возбуждения (до 200 м) незначительна и сравнима с интенсивностью поперечных волн на расстояниях свыше 200 м, но эта закономерность выдерживается не повсюду. Таким образом, при горизонтальном  $Y$ -воздействии возбуждаются одновременно как поперечные SH, так и продольные P-волны, которые регистрируются соответствующими  $Y$ - и  $Z$ -приемниками. Некоторое исключение представляет профиль I, на котором регулярные P-волны были зарегистрированы только с одного пункта воздействия (ПК 48<sup>70</sup> — тележка). С других пунктов на приборах получена очень слабая запись, носящая беспорядочный характер. Составляющие волн P регистрируются горизонтальными ( $Y$ ) приборами в виде нерегулярных колебаний, создающих фон помех, который в ряде случаев очень мал. Фон нерегулярных колебаний образуется, вероятно, вследствие недостаточной точной установки сейсмографов. Характер записи поперечных волн на разных участках профилей не остается постоянным, что прежде всего связано с изменением условий в пункте возбуждения. Об этом свидетельствует тот факт, что при значительном варьировании мощности ЗМС в пунктах приема видимых изменений записи на горизонтальных сейсмографах не наблюдается, тогда как при изменении условий в пункте возбуждения характер записи изменяется достаточно сильно. Так, например, при возбуждении поперечных волн в плотных глинах на профиле IV—ПК возбуждения O и в рыхлых обводненных глинах на профиле VIII—ПК возбуждения O записи поперечных волн с точки зрения их «чистоты» различны. В первом случае получена четкая запись прямых и головных волн с очень малым уровнем нерегулярных помех, во втором случае фон нерегулярных колебаний значительно выше (рис. 5).

Описание волновой картины и характера записи при горизонтальных ударных воздействиях дается ниже по профилям.

На профиле IV наблюдается наиболее четкий материал по регистрации поперечных волн. Годографы поперечных волн получены с ПК 0,18<sup>45</sup> и 11 от ударов и имеют максимальную протяженность 2100 м. С пунктов воздействия нагоняющих годографов зарегистрированы поперечные волны от взрывов накладных зарядов.

На малых удалениях (до 200 м) от пункта возбуждения (ПВ) прослеживаются прямые волны SH со скоростями до 400 м/сек. Далее последовательно систематически регистрируются три волны: S-I, S-II и S-III. Записи этих волн на различных удалениях от ПВ показаны на

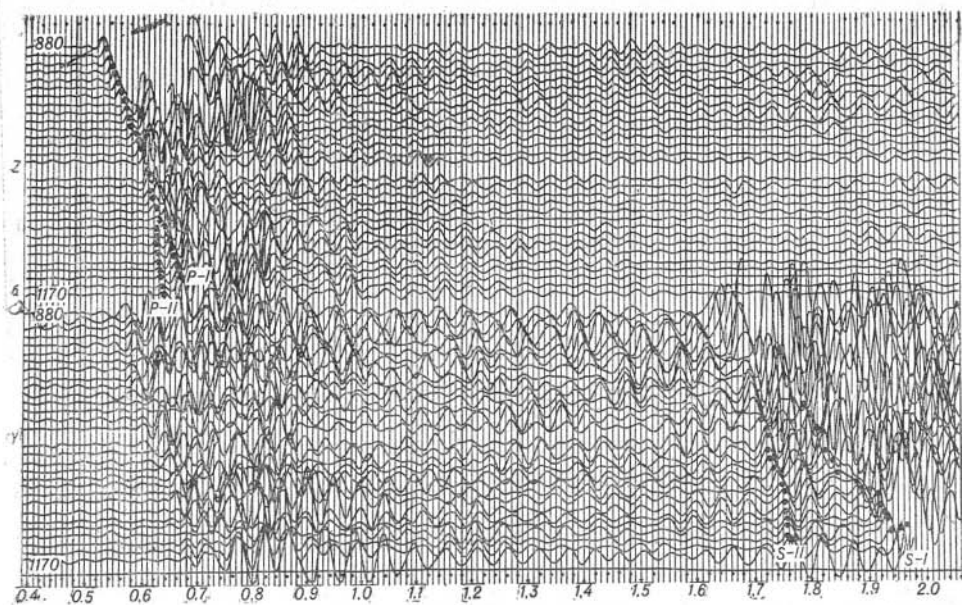
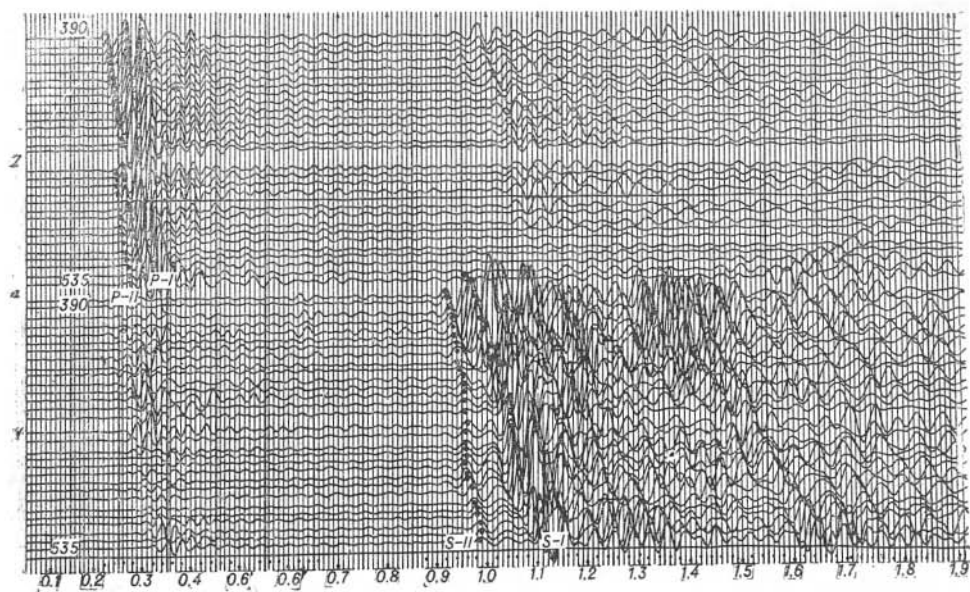


Рис. 5. Характер записей поперечных головных волн (SH) при различных условиях возбуждения:

*a* — удар в плотных глинах (проф. IV, ПВ 0, ПК приб. 3,90–5,35, удар *Y*); *б* — удар в рыхлых, сильно обводненных суглинках (проф. VIII, ПВ 0–10, ПР приб. 8,70–11,60, удар *Y*).

рис. 6. Волна S-I, предположительно относимая к юрским отложениям, регистрируется на расстоянии от 200 до 1500 м от пункта возбуждения. Граничная скорость ее около 900 м/сек, кажущиеся скорости по встречным ветвям годографа имеют примерно те же значения. Эта волна во всем указанном интервале прослеживается достаточно устойчиво без значительных изменений формы записи. На сейсмограммах (фильтрация ФНЧ-25) она представлена импульсом с двумя максимумами протяженностью 0,08—0,10 сек; видимый период 0,035—0,040 сек.

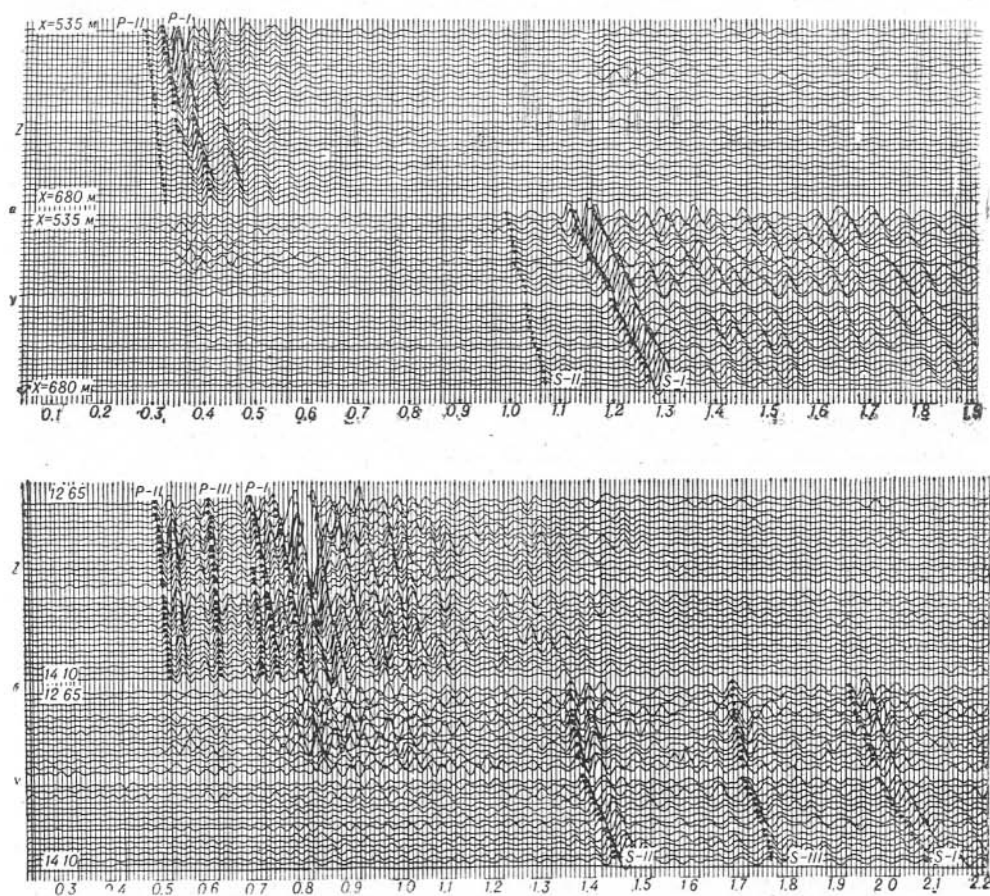


Рис. 6. Характер записей продольных и поперечных волн (SH) при воздействии типа Y на различных удалениях от пункта возбуждения. Проф. IV, ПК взр. 0;  
а — X=535—680 м; б — X=1265—1410 м.

Волна S-II от поверхности палеозойских отложений прослеживается в интервале расстояний 390—1850 м от пункта возбуждения и так же, как волна S-I, выражена двумя максимумами. Протяженность импульса постепенно изменяется по профилю за счет непостоянства видимого периода. Последний увеличивается от 0,040 сек на ПК 5 до 0,050 сек на ПК 18<sup>45</sup>. Граничная скорость волны S-II равна 2750 м/сек, кажущиеся скорости по встречным ветвям годографа соответственно равны в среднем 2850 и 1850 м/сек.

На расстоянии 950 м от пункта возбуждения (ПК 0) появляется волна S-III, которая регистрируется до конца профиля ПК-21). Предположительно волна S-III относится к границе, расположенной в толще па-

леозоя. По интенсивности она сравнима с волной S-II (отношение  $A_{S-III}/A_{S-II}$  близко к единице) и значительно слабее волны S-I. Волна S-III более низкочастотная, импульс ее растянут, видимый период равен 0,050—0,055 сек.

Следует отметить, что регистрация волн с ПВ 18<sup>45</sup> производилась в 1959 г. другой аппаратурой (станция СС-30-60 КМПВ). Характер волновой картины остался таким же, как и у других пунктов воздействия. Изменилась несколько форма записи волн, хотя видимые периоды остались такими же.

Как уже отмечалось выше, на профиле IV записи поперечных волн стилизуются относительной простотой. Регистрируемые волны вследствие малых скоростей достаточно хорошо разрешены во времени, области интерференции на участках пересечения волн, как правило, небольшие по протяженности. Уровень помех незначительный, так что во многих случаях удается отмечать вступление волн.

Вертикальными сейсмографами зарегистрированы продольные волны P-II и P-III, интервалы прослеживания их совпадают с интервалами прослеживания соответствующих поперечных волн S-II и S-III. Граничные скорости волн P-II и P-III соответственно равны 4600 и 5500 м/сек. Отношение граничных скоростей продольных и поперечных волн  $v_p/v_s$  для основных границ II и III близко к 1,7 ( $\gamma=0,58$ ).

Аналог волны S-I при регистрации продольных волн не отмечается. Волна P-I со скоростью 1800—1900 м/сек, по-видимому, является прямой, распространяющейся по криволинейному пути вследствие наличия вертикального градиента скорости в верхней части терригенных отложений, и на основании имеющихся данных о скоростях по данным скважинных измерений она не может быть отождествлена с волной S-I. Годограф волны P-I не имеет изломов, кажущаяся скорость увеличивается с расстоянием непрерывно.

Запись продольных волн по сравнению с поперечными имеет более высокочастотный характер (см. рис. 5, 6). Видимые периоды волн P-I, P-II и P-III не изменяются по профилю и имеют одинаковые значения для всех волн. Величина периода на фильтрации ФНЧ-25 оценивается 0,030—0,033 сек.

На профилях II и VIII при горизонтальных ударных воздействиях волновая картина аналогична профилю IV. Горизонтальными сейсмоприемниками регистрируются в основном те же волны S-I, S-II, S-III. Однако характер записи более сложный. На профиле II записи поперечных волн SH не имеют такого регулярного характера, как на профиле IV. В области, близкой к пункту возбуждения, регистрируется ряд волн типа прямых или преломленных от неглубоко залегающих горизонтов с малыми кажущимися скоростями (до 600 м/сек). Эти волны быстро затухают, что, по-видимому, обусловлено мелкой слоистостью. На расстоянии 200 м от пункта возбуждения появляется группа волн (S-II), которая прослеживается до конца профиля в обе стороны от пункта возбуждения. Форма записи этой волны вдоль профиля сильно изменяется, корреляция часто нарушается. Видимый период по сравнению с волной S-II на профиле IV уменьшается и равен 0,030—0,040 сек. Кажущаяся скорость равна 2500 м/сек. На расстоянии 550 м от пункта возбуждения появляется волна S-III, которая прослеживается до конца профиля.

Кроме основных поперечных волн S-I, S-II и S-III, регистрируются волны с кажущимися скоростями, близкими к волнам S-II и S-III. Возможно, они относятся к типу обменных либо кратных.



На профиле VIII так же, как и на профиле II, поперечные волны записываются на фоне помех, имеющих сравнительно высокий уровень. На рис. 5 показан пример записи поперечных и продольных волн при ударном воздействии на ПК О профиля VIII.

На расстоянии до 100 м от пункта возбуждения регистрируются волны с близкими кажущимися скоростями, постепенно возрастающими с увеличением расстояния (от 800 до 1100 м/сек). На расстоянии 900—950 м появляется волна S-II с граничной скоростью 2750 м/сек, интервал прослеживания этой волны значительно меньше, чем на профиле IV. Волна S-III прослеживается на очень коротких участках, в пределах одной-двух установок приборов.

Форма записи волн S-II и S-III неустойчивая, отмечаются частые разрывы в корреляции. В значительной степени это связано с неудовлетворительными условиями возбуждения. На профиле VIII записи имеют более низкочастотный характер. Видимый период волны S-I равен 0,045 сек, волны S-II — 0,045—0,050 сек.

Области регистрации продольных волн на профилях II, VIII и IV совпадают с областями регистрации соответствующих поперечных волн.

Граничные скорости волн P-II и P-III на профиле II соответственно равны 5000 и 5400 м/сек, на профиле VIII — 4700 и 5000 м/сек.

На профиле I наблюдается несколько иная волновая картина. Поперечные головные волны SH на профиле I получены из всех пунктов ударного воздействия на небольших удалениях от источника колебаний (до 300 м). На участках неглубокого залегания палеозоя наблюдается беспорядочная запись, на фоне которой намечаются короткие оси синфазности (до 100 м) с большой кажущейся скоростью (до 2600 м/сек). При более глубоком залегании палеозоя ( $h=140$  м) были получены оси синфазности с  $v_k \approx 2000 \div 2500$  м/сек, отнесенные нами к головной волне от поверхности палеозоя (рис. 7).

С расстояния 400—600 м до 1300—1600 м прослеживается регулярная головная волна S-II', связанная с границей, близкой к кровле нижнебашкирского горизонта. Обычно эта волна выражается трехфазной записью, причем по интенсивности вторая фаза несколько слабее третьей. Последняя чаще всего носит интерференционный характер. На некоторых участках профиля (ПВ 42) можно наблюдать первую фазу этой волны. Видимый период колебаний  $T=0,055-0,060$  сек почти не меняется вдоль профиля. Волна сравнительно быстро затухает и прекращает прослеживаться на расстоянии 1200—1700 м от пункта воздействия.

Кажущаяся скорость меняется в зависимости от того, над какими структурными формами проходит профиль. По падению  $v_k$  меняется от 1680 до 2300 м/сек; по восстанию — от 2000 м/сек до  $\infty$  (над крутым склоном структуры, где лучи к поверхности подходят почти вертикально). Граничная скорость, определенная по методу полей времен, дает значение порядка 3000 м/сек.

В интервале расстояний от 1000 до 3300 м прослеживается внутрипалеозойская волна S-III, которую можно сопоставить с волной S-III профиля IV. Представлена эта волна 2-фазной записью (см. рис. 7). Характерно, что эта волна выходит в первые вступления второй фазой, и только через некоторое время появляется первая фаза, которая значительно слабее последующих. Видимый период этой волны 0,06 сек. Наблюдается довольно медленное затухание волны с расстоянием. Кажущиеся скорости для нее так же, как и для предыдущей волны, связаны со структурными особенностями. По падению  $v_k$  примерно равна 2600 м/сек, по восстанию — изменяется в пределах от 3000 м/сек до  $\infty$ .

Граничная скорость, определенная по разностному годографу, равна 3400 м/сек.

На расстояниях, больших 2300 м, во вторых вступлениях появляется еще одна волна — S-IV, которая при длине годографа 4 км в первые вступления не выходит. Эта волна на сейсмограммах очень плохо разрешена по времени с предыдущей волной и выделяется только по сильному разрастанию амплитуд. Кажущаяся скорость ее такого же порядка, что и у волны S-III.

Характерным для наблюдаемых волн является хорошая повторяемость всех особенностей записи на нагоняющих годографах (особенно расположенных по восставанию), в частности — выполаживания годографов, начиная с пикета 51. Форма поперечных волн довольно простая, но волны плохо разрешаются по времени между собой, представляя многофазное колебание. Во вторых вступлениях волны в результате интерференции то исчезают, то появляются вновь. Фон помех достаточно большой, так что выделить первые вступления волн не удастся, а на больших удалениях от ПВ (более 2 км) наблюдаются локальные нарушения корреляции волн.

Волновая картина по продольным волнам на профиле I в целом достаточно хорошо совпадает с поперечными. Около пункта взрыва прослеживается прямая волна с кажущимися скоростями  $v_k = 600$ – $1700$  м/сек, зависящими от глубины залегания поверхности палеозоя (рис. 8). Далее регистрируется волна P-I — от кровли палеозоя. Расстояние, с которого она начинает следиться (50–300 м), и интервал ее прослеживания (1200–600 м) зависят от глубины залегания кровли палеозоя. Эта волна, представленная обычно одной фазой, довольно быстро затухает с расстоянием, но медленнее, чем соответствующая поперечная волна. Видимый период ее равен 0,02 сек, граничная скорость, определенная по разностному годографу, имеет значение  $v_r = 3800$ – $4000$  м/сек.

В интервале расстояний от 300–600 до 1000–1200 м наблюдается волна P-II' — аналог волны S-II' (см. рис. 7). По мере затухания волны, P-II она выходит в первые вступления и следится в виде первой фазы, постепенно затухая с расстоянием. Во вторых вступлениях эта волна представлена двухфазной записью с глубоким минимумом между ними, но вторая фаза довольно быстро пропадает, интерферируя с последующей волной. Видимый период ее 0,025 сек. Кажущаяся скорость изменяется от 4000 до 6300 м/сек; граничная скорость, определенная по методу полей времен, равняется 5300 м/сек.

С расстояния 800–1000 м регистрируется третья фаза волны P-III, сопоставленная с волной S-III. С удалением от пункта возбуждения появляется вторая фаза, и в первые вступления волна выходит первой фазой. По форме волна — двухфазная примерно с равными значениями экстремумов; видимый период ее равен 0,03 сек. Амплитудная кривая ведет себя весьма плавно. Кажущаяся скорость изменяется в пределах от 4500 до 11 000 м/сек. Граничная скорость, определенная по разностному годографу, равна 6400 м/сек.

Для продольных волн характерна лучшая разрешенность волн, что связано с применением более высокочастотной аппаратуры и более стабильными условиями возбуждения.

Различие волновой картины, полученной на профиле I, по сравнению с другими профилями объясняется, по-видимому, особенностями строения верхней части палеозойских отложений. На Ириновской структуре разрез палеозойских отложений начинается с маломощной (30 м) толщи известняков каширского горизонта, поверхность которых размыта.

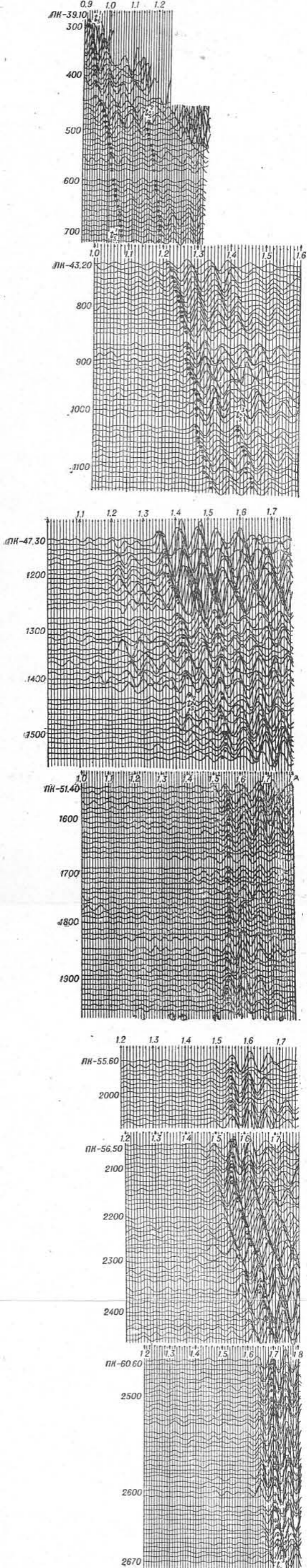


Рис. 7. Характер волновой картины для головных поперечных волн на профиле I (Ириновский участок). ПВ 36, ПК приб. 39, 10—65, 80, удар Y.

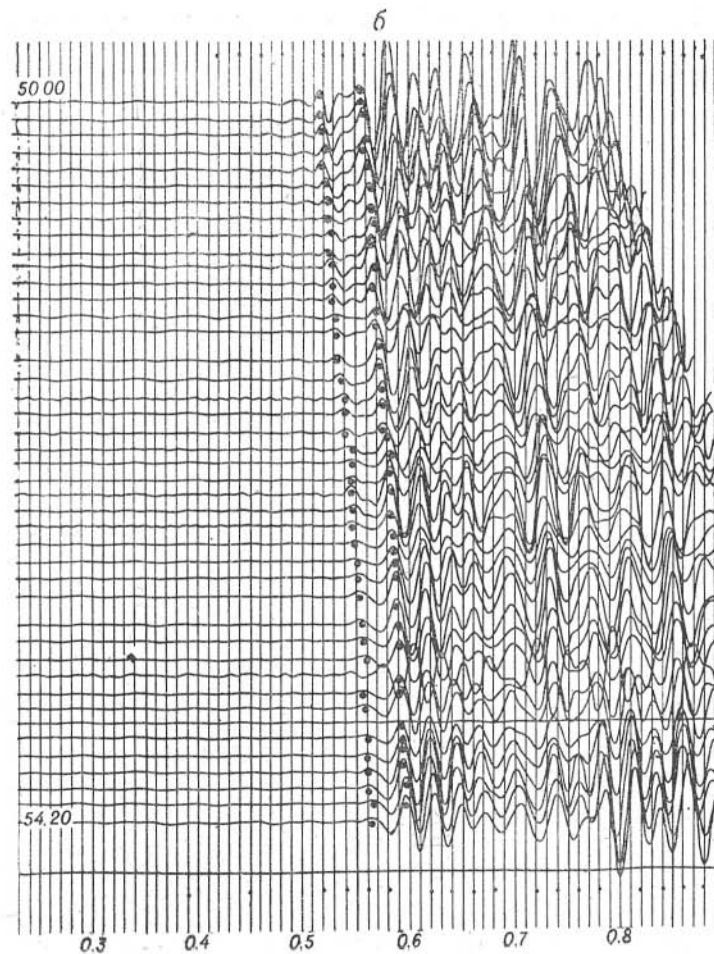
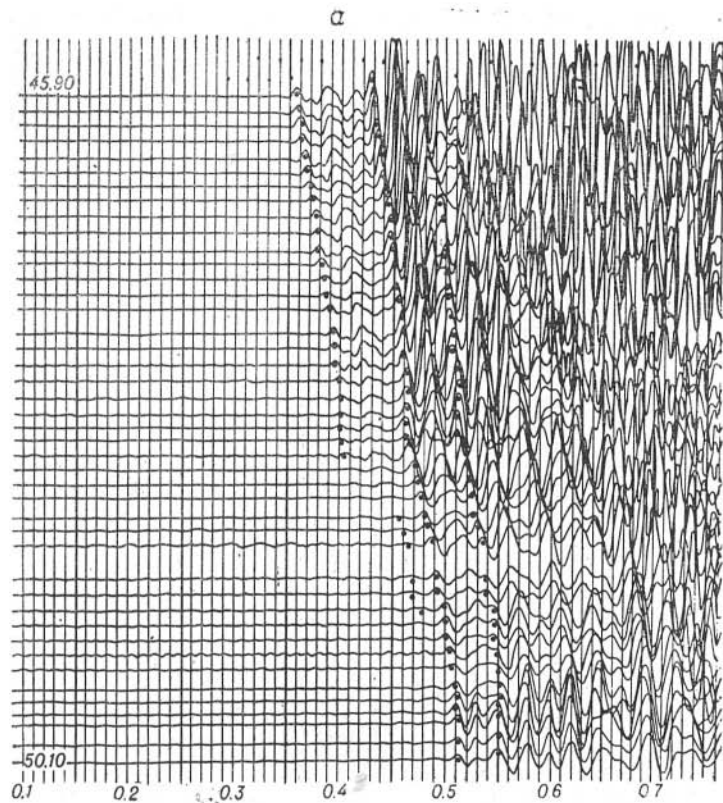


Рис. 8. Характер волновой картины для головных продольных волн на профиле I (Ириновский участок). ПВ 37,70; ПҚ приб. 45,00—54,20.

Глубина залегания палеозоя меняется от 16 до 150 м. Неполучение протяженных годографов, соответствующих головным волнам S-II от поверхности палеозоя, очевидно, можно объяснить как сильной разрушенностью верхней части палеозоя, так и малой мощностью слоя с повышенной скоростью.

Следующая волна S-II' сопоставляется с кровлей нижнебашкирского горизонта, где по скважинным измерениям наблюдается перепад скоростей.

На участке IV и VIII профилей верхняя часть палеозойских отложений представлена мощной толщей известняков (до 200 м и более) и является устойчивой сейсмической границей. В соответствии с этим волна S-II обладает здесь достаточно высокой выдержанностью. Волна от нижнебашкирского горизонта на этих участках не регистрируется, возможно, из-за экранирования, так как граничные скорости волн S-II и S-II' близки между собой.

Как указывалось выше, наряду с ударными применялись также взрывные направленные воздействия. Подробно вопрос сопоставления ударных и взрывных воздействий рассмотрен в статье [1]. Здесь же остановимся в основном только на прослеживаемости поперечных волн при использовании взрывов.

Наиболее отчетливый материал по поперечным волнам, зарегистрированным У-приборами, получен из пункта взрыва 62÷30 профиля I. Волновая картина здесь при обоих видах воздействий достаточно хорошо сопоставляется, что можно видеть на рис. 9. При взрывах регистрируется та же последовательность волн, в частности волны S-II' и S-III, соответствующие границам внутри палеозойской толщи. При этом хорошо сопоставляются зоны прослеживаемости, а также особенности форм записи, включая величины видимых периодов и абсолютные времена вступлений. Однако имеются и некоторые отличия. Так, на установке ПК 35—39 впереди волны S-III при взрыве появляется еще одна волна с той же кажущейся скоростью. Возможно, она относится к типу обменных. При взрывах на рассматриваемом пикете отмечается большой фон нерегулярных помех, который не связан, судя по сопоставлению времен, с продольными волнами.

Удовлетворительные результаты по регистрации поперечных волн от взрывов получены на ПК О и (— 10) на профиле IV. В большинстве других пунктов, где испытывались взрывные воздействия, поперечных волн, коррелирующихся на большом протяжении, не зарегистрировано.

В Тюменской области исследования по головным волнам проводились только на одном профиле, где получен годограф с одного пункта возбуждения. До расстояний 1000 м колебания возбуждались ударами, а в интервале 1000—2500 м — взрывами накладных зарядов на вертикальной стенке.

На годографах, которые здесь не приводятся, отмечается многослойное строение среды с относительно небольшими перепадами скоростей. Кажущиеся скорости увеличиваются с глубиной от 190 до 1000 м/сек. Последняя волна соответствует глубинам порядка 400—450 м. Головная волна от палеозойского фундамента в указанном интервале расстояний не зарегистрирована.

При взрывных воздействиях на У-приборах, кроме того, отмечаются волны с кажущимися скоростями порядка 2200—2500 м/сек, которые относятся скорее всего к обменным. Продольные волны достаточно четко отмечаются вертикальными приборами при ударах.

Небольшие работы по регистрации головных поперечных волн при взрывных воздействиях (накладные заряды) были проведены в

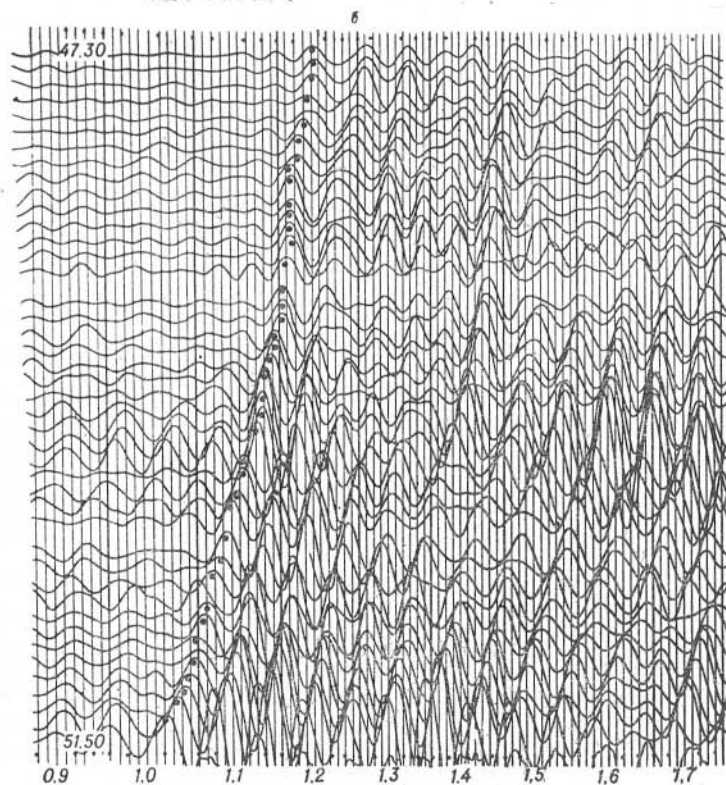
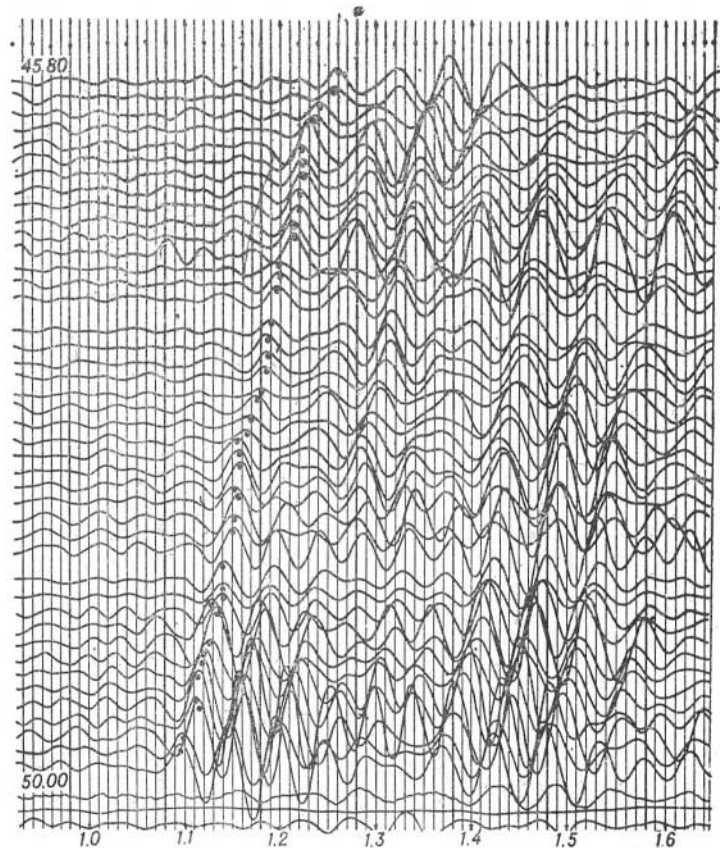


Рис. 9. Сопоставление записей поперечных головных волн SH. Проф. I, ПВ 62:  
 а — удары  $\gamma$  копром; б — взрыв в шурфе,  $Q=6$  кг.

Новосибирской области в 1959 г.<sup>1</sup> Наряду с поперечными волнами от фундамента на  $Y$ -компоненте отмечаются также обменные волны.

Выше указывалось, что при использовании схем типа  $Y-Y$  систематически регистрировались поперечные волны типа SH. Отнесение их к данному типу основано прежде всего на признаке поляризации и соответственно на сопоставлении волновой картины на разных компонентах. Важным доказательством принадлежности волны к типу SH является поворот фаз на  $180^\circ$  при обращении воздействия (с  $+Y$  на  $-Y$ ). Вторым признаком являются спектральные особенности поперечных волн. При одном и том же источнике возбуждения частоты поперечных волн обычно ниже, чем продольных на 30—50%. Из кинематических признаков основным является соотношение кажущихся скоростей и абсолютных времен регистрации продольных и поперечных волн.

### Наблюдения по изучению верхней части разреза

С целью изучения скоростей распространения волн разных типов в верхней части разреза наряду с каротажом были проведены специальные работы на небольших параметрических профилях. Наблюдения проводились на несколько разрозненных участках.

Для создания направленных горизонтальных воздействий использовались удары кувалдой, копрами и накладные взрывы. Вертикальную

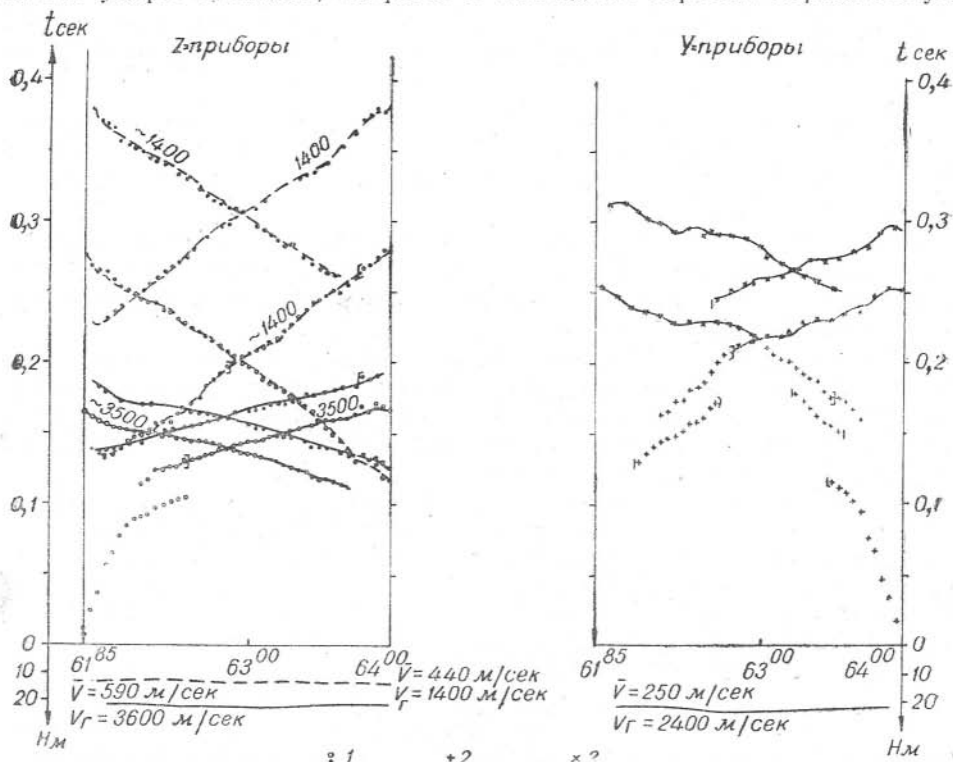


Рис. 10. Годографы различных типов волн и разрезы, полученные при изучении верхней части разреза. Ириновский участок, профиль I:

1 — взрывы в шурфе; 2 — удар  $Y$  малым копром ( $P=130$  кг); 3 — накладной взрыв.

<sup>1</sup> Опыты проводились партией 5/59 Калачинской геофизической экспедиции.

направленность воздействия получали при свободном падении груза и при обычных поверхностных взрывах. Расстояние между приборами равнялось 2—5 м, а при работе на заболоченных участках в Сибири было уменьшено до 0,5 м. Остановимся кратко на этих исследованиях.

В Саратовской области наиболее полная система наблюдений из четырех ПВ была получена на участке профиля I длиной 215 м (ПК ПК 61<sup>85</sup>—64<sup>00</sup>). Наблюдения повсеместно велись на трех компонентах. На записи вертикальных приборов в интервале 100—250 м от ПВ в первых вступлениях регистрируется четкая головная волна Р-II от поверхности палеозоя с  $v = 3500—3600$  м/сек (рис. 10). Форма записи волны простая и хорошо выдерживается с расстоянием, повторяясь на нагоняющих годографах. В области последующих вступлений (рис. 10, а) следует интенсивная волна с  $v = 1400$  м/сек, соответствующая промежуточному горизонту в верхней части разреза, залегающему на глубине 12—14 м. С удалением от ПВ на 200 м и более прослеживание этой волны ухудшается в связи с появлением ряда интерферирующих с нею волн, с большими значениями  $v$ .

Поперечная головная волна S-II от поверхности палеозоя уверенно следует в первых вступлениях, начиная с 100—200 м от ПВ с  $v_k$  около 2500 м/сек. Установить границы области прослеживания волны S-II не удалось, так как длина профиля невелика, а нагоняющие годографы были получены не от удара, а от поверхностного взрыва, при котором запись становится менее выразительной. Волны носят интерференционный характер, и оси синфазности имеют небольшую протяженность.

Разрезы, построенные по волнам Р-II и S-II, практически совпадают между собой и дают глубину залегания кровли палеозоя 21—24 м. Отношение скоростей поперечных и продольных волн на этой границе  $\gamma = 0,67$ .

Менее полные системы наблюдений, обычно из одного ПВ, были отработаны на профилях III и V (1958 г.), профиле I и перпендикулярных ему I—а, I—б, I—в, II—а и I—2 (1959 г.). Протяженность каждого профиля составляет 200—500 м.

На всех профилях была получена сходная волновая картина. Для ее иллюстрации на рис. 11 приведены годографы и разрез по профилю III. На записи вертикальных приборов повсеместно регистрируется волна с  $v_k$  около 1700—1800 м/сек, связанная с подошвой зоны малых скоростей, залегающей на глубине 10—15 м.

На записи горизонтальных приборов следует группа волн с малыми кажущимися скоростями, плавно вырастающими от 200 до 350 м/сек. Таким образом, резкой преломляющей границы на подошве зоны по поперечным волнам не наблюдается.

При работах в Западной Сибири наблюдения по ЗМС были проведены на пяти отдельных коротких профилях. Протяженность каждого профиля ЗМС не превышает 150—250 м.

На записи вертикальных приборов вслед за прямой волной в первых вступлениях регистрируются две головные волны с  $v_k = 1350$  и  $1500—1600$  м/сек, последовательно сменяющие друг друга. Причем последняя более устойчива и отмечается на всех участках, тогда как первую не всегда удается выделить.

На горизонтальных У-приборах повсеместно отмечаются две волны: прямая с  $v_k = 150—200$  м/сек и головная с  $v_k = 320—400$  м/сек. Последняя весьма устойчива как по форме записи, так и по протяженности



и является поперечной волной типа SH от подошвы ЗМС. Природа ее совершенно однозначно устанавливается на том основании, что при изменении направления удара на  $180^\circ$  с  $+U$  на  $-U$  отмечается совершенно четкое обращение фазы.

Строение верхней части разреза в исследуемом районе Западной Сибири можно представить на основании полученных данных в следующем виде. Непосредственно у поверхности залегает рыхлый слой мощностью 4—5 м, иногда до 8 м, со значениями пластовых скоростей  $v_p = 300—400$  м/сек и  $v_s = 150—200$  м/сек, т. е.  $\gamma = 0,5—0,6$ . Ниже обычно расположены более плотные коренные породы со значениями граничных скоростей  $v_{rp} = 1500—1600$  м/сек и  $v_{rs} = 300—400$  м/сек, т. е.  $\gamma = 0,20—0,25$ .

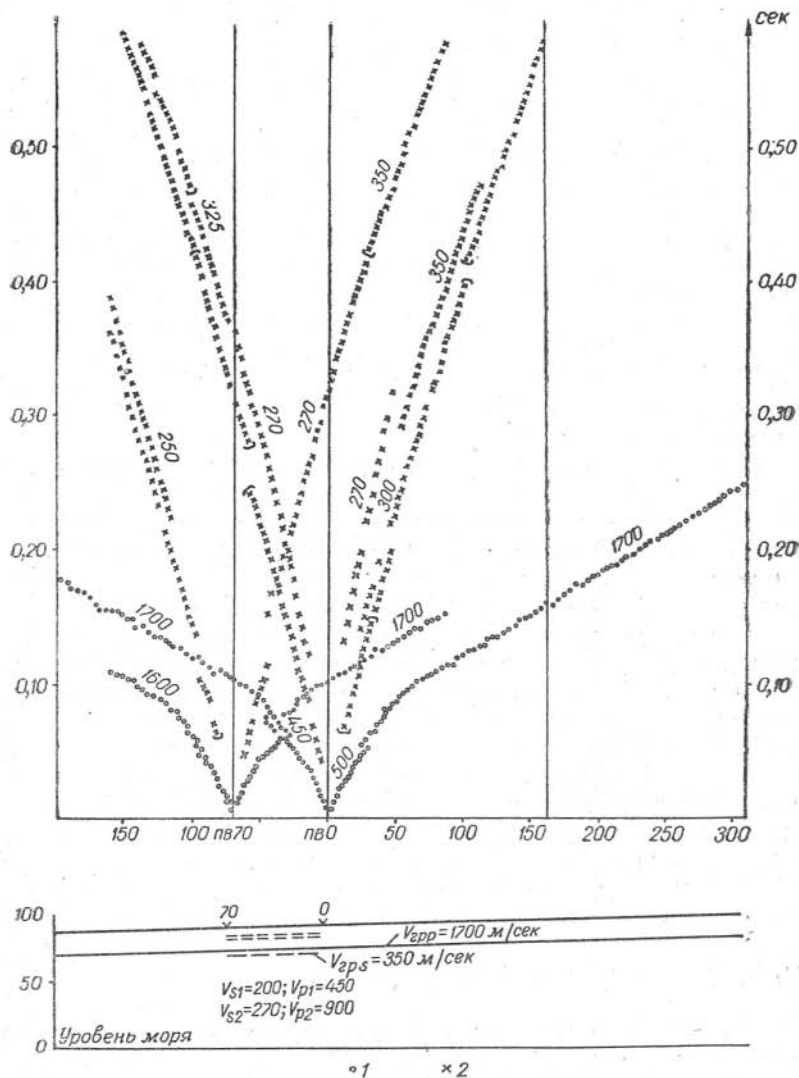


Рис. 11. Годографы различных типов волн и разрез, полученные при изучении верхней части разреза. Радищевский участок, профиль II:  
1 — продольные волны; 2 — поперечные волны.

Для 1-го опытного участка (Успенка) у скважины № 1, где ЗМС имеет более сложное трехслойное строение, данные о глубинах и скоростях отдельных горизонтов приведены в таблице.

Т а б л и ц а

Значения граничных скоростей в ЗМС

Глубина подошвы слоя $h$ , м	Граничная скорость		
	$v_{rS}$	$v_{rP}$	$\gamma = \frac{v_S}{v_P}$
4—5	150	300	0,50
16—20	210	1350	0,16
16—20	400	1600	0,25

Как видно из таблицы, промежуточный слой имеет заниженное значение  $v_S$  и соответственно  $\gamma$ , что можно объяснить его сильной обводненностью. Подобное предположение подтверждается геологическими данными. Таким образом, совместное использование продольных и поперечных волн позволяет и в данном случае получить более полную характеристику физических свойств среды.

### 3. ПОСТРОЕНИЕ ГОДОГРАФОВ И РАЗРЕЗОВ

На рис. 12, 13 показаны годографы наблюдаемых волн по профилю I и IV (Саратовская область). Из рассмотрения их видно, что годографы поперечных волн значительно больше, чем годографы продольных волн, реагируют на все изменения структурных особенностей границ, которым они соответствуют. Причем в направлении по восстанию дифференциация годографов по кажущимся скоростям выражена значительно сильнее. Так (профиль I), годографы для волн S-II', S-III, полученные из разных пунктов воздействия, начиная с пикета 48<sup>50</sup> и 57<sup>50</sup>, резко выполаживаются, давая бесконечную кажущуюся скорость. Такое выполаживание годографов связано с изменением угла наклона границ, а следовательно, и с изменением угла подхода сейсмических волн к поверхности. На годографах, ориентированных по падению, на этих же пикетах отмечается резкое уменьшение кажущейся скорости. Такие же явления отмечаются и на годографах продольных волн, но зоны аномальных значений кажущихся скоростей гораздо меньше, и сами кажущиеся скорости изменяются более плавно.

Годографы наблюдаемых волн на профиле IV имеют более простую форму, и локальные искажения здесь вызваны в основном влиянием рельефа дневной поверхности и изменениями скоростей в верхней части разреза. На этом профиле отмечается моноклиальное падение палеозойской границы от ПК О до ПК 18<sup>45</sup>. Поэтому годографы по падению и восстанию различаются только значениями кажущихся скоростей.

Точки на годографах поперечных волн как по I, так и по IV профилям имеют больший разброс от осредняющей линии, чем для продольных волн, вероятно, за счет того, что поперечные волны более «чувствительны» ко всякого рода поверхностным неоднородностям. Квадратичная ошибка времени во взаимных точках для поперечных волн 0,005—0,010 сек, для продольных волн — 0,004—0,007 сек. Но при осреднении разностных годографов продольные и поперечные волны дают одну и ту же  $m_t \sim 0,004$  сек (рис. 14).

Для всех наблюдаемых волн были построены линии  $t_0$ . На рис. 15 в качестве примера показаны линии  $t_0$  по профилю I. Линии  $t_0$  для поперечных волн еще в большей степени, чем годографы, подчеркивают все структурные особенности границы, а также и рельефа земной поверхности. Так, например, на участке ПК 57<sup>50</sup>—49<sup>00</sup> профиля I резко меняется наклон линии  $t_0$ . Если значение  $t_0$  для волны S-II' на пикете 57<sup>50</sup>—0,45 сек, то на пикете 49<sup>00</sup>  $t_0 = 0,85$  сек. С пикета

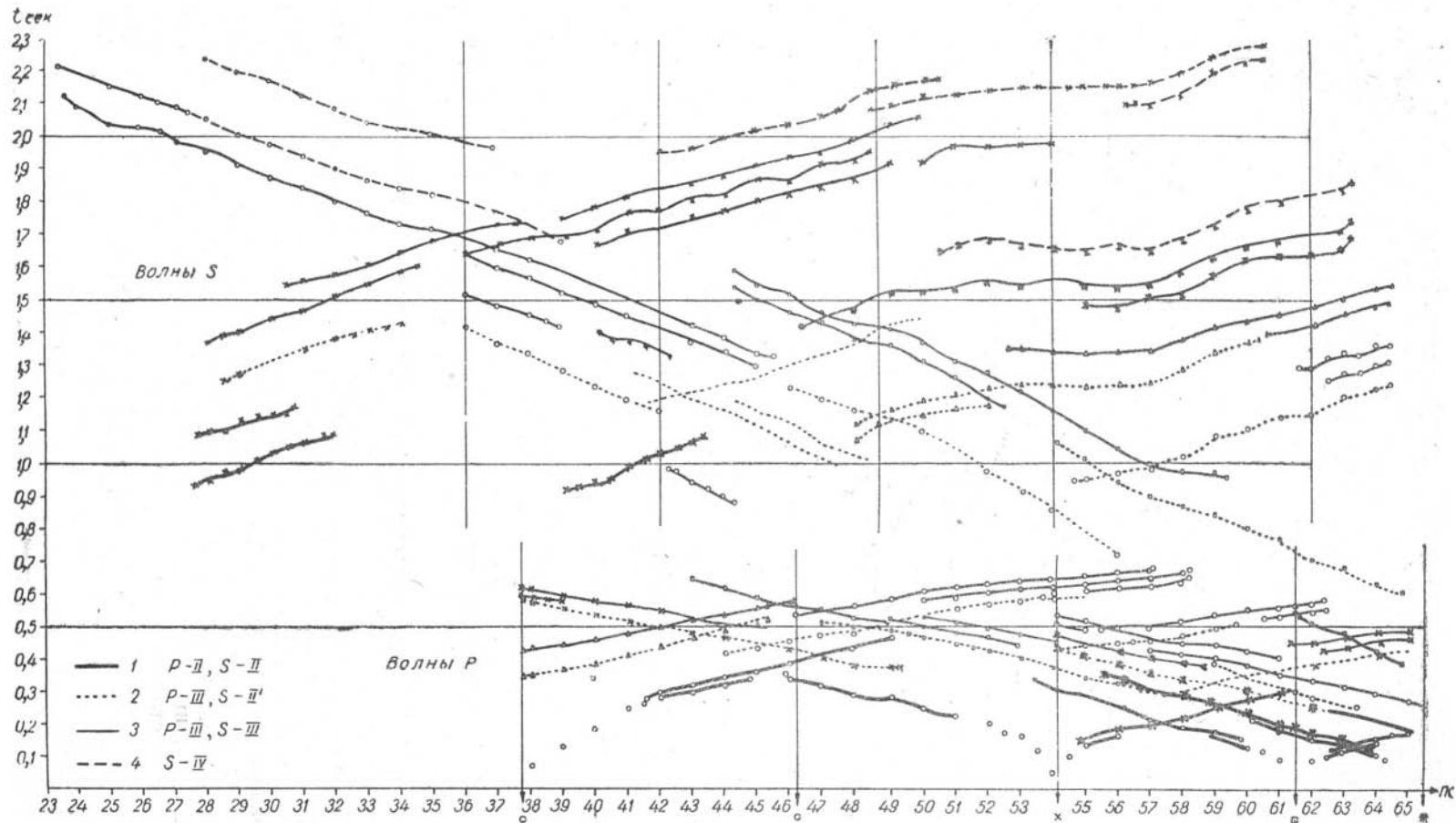


Рис. 12. Годографы продольных и поперечных головных волн по профилю I (Ириновский участок).

49 до 36 значения  $t_0$  медленно увеличиваются.  $\Delta t$  между значениями  $t_0$  для волн S-II' и S-III остается практически постоянным, и только на участке флексуобразного перегиба (ПК 57<sup>50</sup>—49<sup>00</sup>) наблюдается некоторое уменьшение  $\Delta t$ . Таким образом, мощности между двумя прослеживаемыми горизонтами практически остаются постоянными.

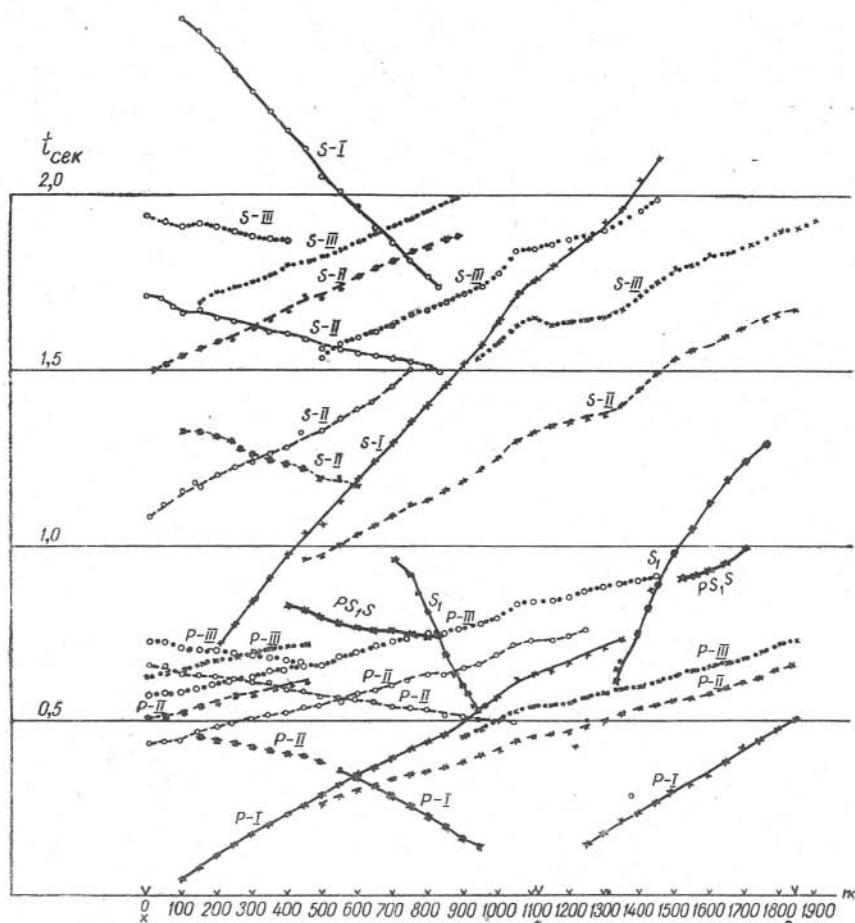


Рис. 13. Годографы продольных и поперечных головных волн по профилю IV (Радищевский участок).

Линии  $t_0$  для волн, зарегистрированных на профиле IV, построены по коротким ветвям годографов, поэтому точность их построения невысока. Кроме того, на этом профиле они сильнее искажены рельефом дневной поверхности. Значения  $t_0$  для волн S-II и S-III медленно увеличиваются к пикету 18<sup>45</sup>; в ту же сторону увеличивается глубина залегания палеозоя. Значение  $t_0$  для волны S-II изменяется от 0,135 до 0,340 сек на расстоянии 1845 м.  $\Delta t$  между значениями  $t_0$  для волн S-II и S-III остается постоянным, следовательно, можно сказать, что границы залегают согласно, без видимых изменений мощности.  $\Delta t$  между значениями  $t_0$  для волн P-II и P-III несколько изменяются, но это скорее всего объясняется неточностью построения.

По форме годографов и особенно по изменениям линии  $t^0$  можно качественно судить о поведении границ раздела. Метод поперечных волн

позволяет более точно определять границы разделов как за счет меньших абсолютных значений скоростей, так и вследствие того, что по поперечным волнам границы оказываются более резкими. В среднем градиент  $dt/dx$  по поперечным волнам в 2,5 раза больше, чем по продольным.

При построении разрезов все годографы приводились к первым вступлениям. Большие трудности возникли при выявлении закономерностей в распределении скоростей поперечных и продольных волн в надпалеозойской толще как на Ириновском, так и на Радищевском участке. Выявление законов изменения скоростей очень сильно осложняется из-за резкого изменения углов наклона, мощности и состава надпалеозойской толщи. Для определения скоростей использовались все имеющиеся данные: сейсмокартаж параметрических скважин, определение средних

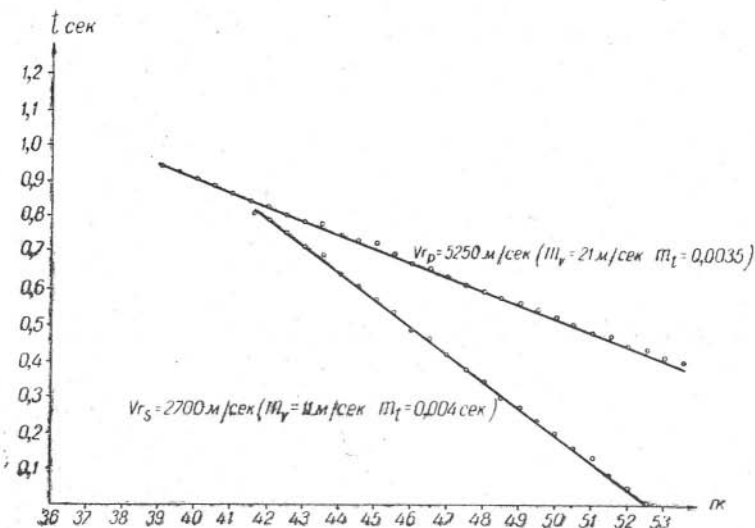


Рис. 14. Разностные годографы продольных и поперечных волн.

скоростей по точке излома годографов, поверхностные наблюдения по параметрическим профилям и обобщенные кривые  $\gamma(v_p)$ . В результате были построены графики изменения скоростей по профилям I и IV.

По I профилю было построено 2 независимых варианта изменения скоростей: 1) в верхней части разреза выделялся слой с пониженными скоростями мощностью до 30 м (средние скорости в нем изменялись  $v_p = 750 \text{ :-} 450 \text{ м/сек}$ ,  $v_s = 350 \text{ :-} 220 \text{ м/сек}$ ) и ниже второй — от подошвы слоя пониженных скоростей до поверхности палеозоя (средние скорости в нем  $v_p = 1800 \text{ :-} 1400 \text{ м/сек}$ ,  $v_s = 500 \text{ :-} 400 \text{ м/сек}$ ); 2) строились графики средних скоростей от поверхности земли до поверхности палеозоя, глубина которой определялась по данным бурения. Средние скорости продольных и поперечных волн принимают значения  $v_p = 1450 \text{ :-} 750 \text{ м/сек}$ ,  $v_s = 450 \text{ :-} 260 \text{ м/сек}$ . При этом занижение значений скоростей для P- и S-волн происходит над сводом структуры, где резко меняется глубина залегания кровли палеозоя (покрывающая толща представлена четвертичными суглинками).

При построении разрезов использовались оба графика. Сейсмический разрез и линии  $t_0$  S- и P-волн по профилю I показаны на рис. 15.

Поверхность палеозоя строилась по продольным волнам способом  $t_0$ . Средние скорости в надпалеозойской толще брались по описанным выше

графикам. Глубина до палеозоя меняется от 12—16 м на ПК 66 до 140 м на ПК 36 и до 100 м на ПК 82. Восточное крыло структуры имеет плавное погружение, западное образует флексуобразную ступень (на ПК 55 глубина 55 м, на ПК 50 — 120 м) с дальнейшим плавным погружением к 36 пикету ( $h=140$  м). Эта граница хорошо согласуется с геологическими данными. Поэтому более глубокие границы раздела строились от поверхности палеозоя. По поперечным волнам эту границу построить не удалось ввиду недостаточности данных. В дальнейшем при построении

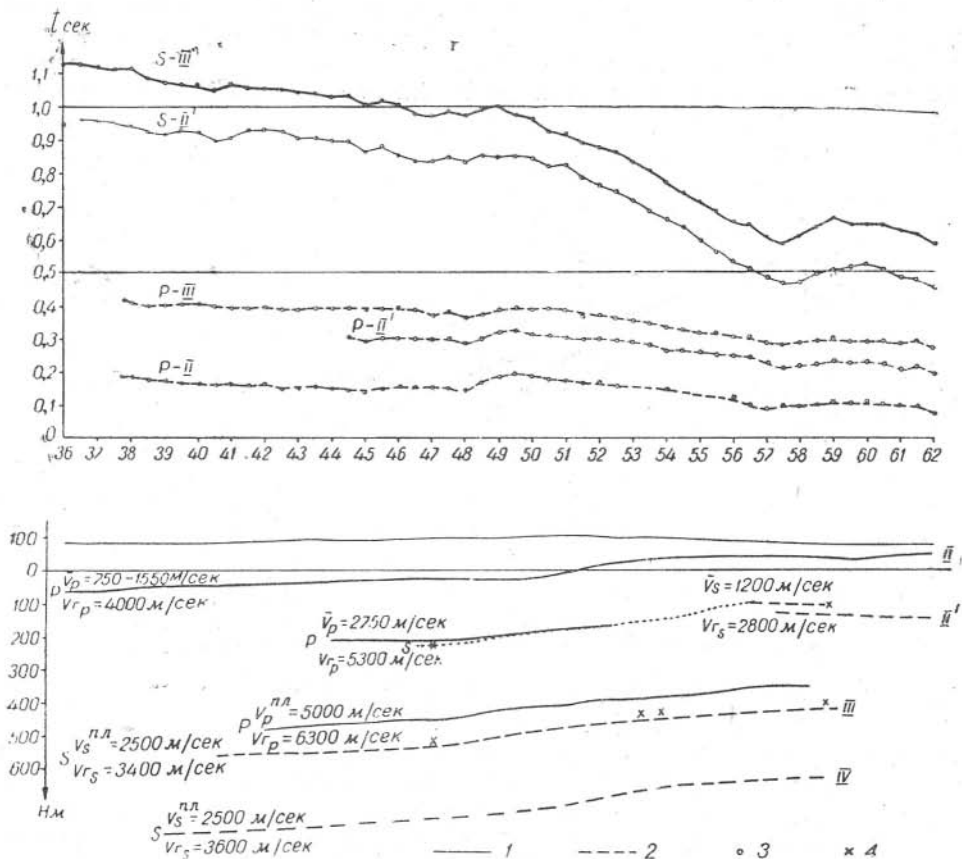


Рис. 15. Линии  $t_0$  и сейсмический разрез по профилю I (Ириновский участок):  
 1 — данные продольных волн; 2 — данные поперечных волн; 3 — наблюдаемые значения;  
 4 — данные глубокого бурения.

разрезов считалось, что палеозойская граница по продольным и поперечным волнам совпадает, что не противоречит имеющимся разрозненным годографам поперечных волн.

Следующая граница строилась по продольным P-II' и поперечным S-II' волнам методом полей времен и сопряженных точек. Пластовые скорости выбирались по данным сейсмокаротажа следующими:  $v_p = 2750$  м/сек,  $v_s = 1200$  м/сек. На участках совместного прослеживания границы, построенные по волнам P и S, хорошо совпадают друг с другом. Наибольшие расхождения составляют 10 м. Мощность толщи между горизонтами I и II' изменяется от 180 до 150 м; уменьшение мощности приурочено к своду структуры (ПК 57<sup>50</sup>), что соответствует уменьшению на свode мощности каширского горизонта. Граница II' вырисовывает

структуру несколько резче; может быть это связано с тем, что кровля палеозоя (II) является поверхностью размыва. С данными скважин глубокого бурения граница хорошо совпадает и определяется как кровля нижнебашкирского горизонта.

Граница, соответствующая волнам S-III и P-III, строилась от поверхности палеозоя методом полей времен для продольных волн и по  $\Delta t$  между временами для поперечных волн с учетом преломления на нижнебашкирском горизонте (граница II').

Пластовые скорости между горизонтами II' и III на основании скважинных измерений приняты равными  $v_p = 5000$  м/сек,  $v_s = 2500$  м/сек. Поля изохрон для этой волны получались очень искаженными, поэтому поперечные волны по способу полей времен не удалось построить. Такое искажение полей времен можно объяснить только резким изменением кривизны границы. Границы, полученные по продольным и поперечным волнам, совпадают по форме, но граница по поперечным волнам располагается ниже, чем по продольным на 60—70 м. Мощность между нижнебашкирским горизонтом и этой границей остается постоянной, равной 310 м и залегает, следовательно, за границей III согласно с предыдущей границей II'. Построенная граница увязывается с низами окско-серпуховского горизонта, для которого по сейсмокартажу скважин соседних площадей выделяется пласт с повышенной скоростью. Граница IV построена по недостаточным данным. Стратиграфическая приуроченность ее точно не установлена. Сейсмические разрезы по продольным и поперечным волнам были построены и по другим профилям. По некоторым из них не отмечается такого хорошего совпадения границ, как это было на профиле I, в основном из-за недостаточности данных наблюдений, а также сведений о скоростях распространения обоих типов волн.

В заключение данного раздела приведены некоторые расчеты по точности определения элементов залегания и скоростей. Для оценки точности элементов залегания были использованы линии  $t_0$  продольных и поперечных волн по профилям I и IV. На участках сравнительно спокойного рельефа дневной поверхности, где линии  $t_0$ , неисправленные за поверхностные неоднородности, могут быть осреднены отрезками прямых, были определены величины погрешностей в наклонах этих прямых. Согласно [2], имеем:

$$m_b = \pm \frac{2}{l} \sqrt{\frac{3(n-1)}{n(n+1)}} \cdot m_{t_0},$$

где  $b = \frac{dt_0}{dx}$  — среднеквадратичные отклонения времен  $t_0$  от осредняющей прямой  $m_{t_0}$  соответственно для поперечных и продольных волн.

Величина среднеквадратичной ошибки  $m_{t_0}$  по поперечным волнам несколько больше, чем по продольным ( $m_{t_0 s} = 0,008$  сек;  $m_{t_0 p} = 0,005$  сек), в основном вследствие большей чувствительности поперечных волн к неоднородностям покрывающей среды, учет которых не проведен из-за недостаточности данных. Однако, как уже указывалось выше, градиент линии  $t_0$  по поперечным волнам в 2,5—3 раза больше, чем по продольным, и величина относительной среднеквадратичной погрешности  $\frac{m_b s}{b_s}$  для поперечных волн уменьшается примерно в 2,5 раза по сравнению с величиной  $\frac{m_b p}{b_p}$  для продольных волн. Если считать, что в исходных данных содержатся только ошибки во временах вступлений волн, границу

раздела близкой к прямолинейной, а покрывающую среду однородной, то для оценки точности глубин и углов наклона преломляющей границы можно использовать формулы [3]:

$$\frac{\Delta h}{h} = \frac{\Delta t_0}{t_0}; \quad \frac{\Delta \varphi}{\varphi} \approx \frac{m_b}{b} \cdot \sin \varphi.$$

Расчеты показывают, что относительные ошибки вычисления глубин по данным поперечных волн в 1,6—2,0 раза меньше, чем по продольным волнам. Относительные ошибки в углах наклона по данным поперечных волн примерно в 2,5 раза меньше, чем по продольным волнам.

Приведем некоторые расчеты по точности определения скоростей и остановимся прежде всего на оценке погрешностей в граничных скоростях по способу разностных годографов  $t_A(x)$ .

Исходя из выражения

$$v_r = 2 \frac{dx}{dt_A} = \frac{2}{\frac{dt_A}{dx}},$$

получим формулу для ошибки в граничной скорости

$$\Delta v_r = \pm \frac{v_r^2}{l} \sqrt{\frac{3(n-1)}{n(n+1)}} \cdot m_t.$$

Как показано выше, ошибки измерения времен, полученные при усреднении разностных годографов примерно одинаковые для обоих типов волн и равны  $m_{tS} = m_{tP} = 0,004$  сек. Величины погрешности вычисления граничных скоростей для поперечных и продольных волн (при  $v_{rS} = 2700$  м/сек и  $v_{rP} = 5250$  м/сек) соответственно равны  $\Delta v_{rS} = 11$  м/сек,  $\Delta v_{rP} = 21$  м/сек.

Из указанных примеров оценки точности методов продольных и поперечных волн преимущества последнего совершенно очевидны. Для исследуемого района точность определения элементов залегания преломляющего горизонта по поперечным волнам в среднем в два раза больше, чем по продольным.

Отмеченные преимущества метода поперечных волн в отношении точности оказались вместе с тем трудно реализовать при построении разрезов на изучаемых участках, что связано с исключительно сложным распределением скоростей как продольных, так и в особенности поперечных волн в верхней части разреза. Учитывая, что в настоящее время закономерности распределения скоростей поперечных волн изучены недостаточно, следует признать, что для иллюстрации преимуществ метода поперечных головных волн в отношении точности следует выбирать участки с более простым строением. Это связано с тем, что возможности метода преломленных волн в отношении определения необходимых данных о расчетных скоростях в настоящее время пока ограничены.

#### 4. О ДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Сведения о динамических характеристиках поперечных и продольных головных волн получены в основном по наблюдениям аппаратурой, снабженной частотными фильтрами. В небольшом объеме были проведены специальные наблюдения широкополосной аппаратурой и азимутальные наблюдения.



Амплитудные характеристики и затухание волн. Основной задачей исследования амплитудных характеристик являлось изучение сравнительного поглощения продольных и поперечных волн для

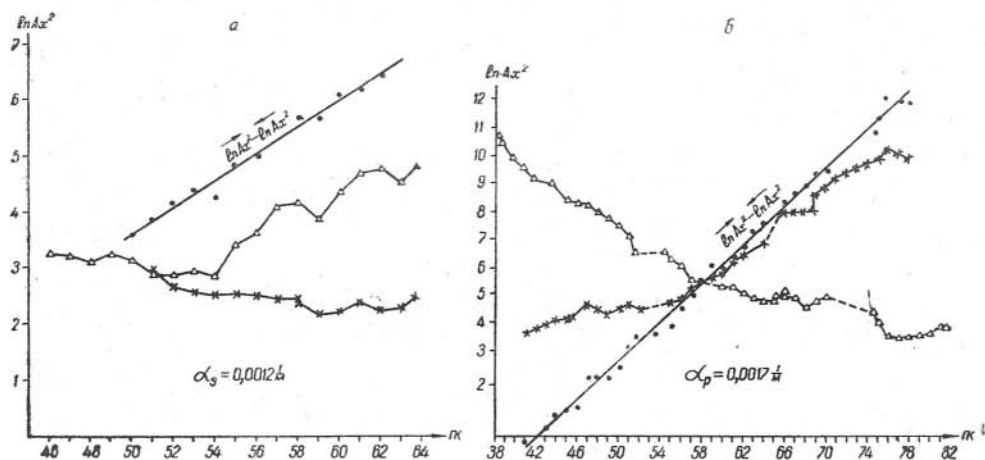


Рис. 16. Осредненные амплитудные графики поперечных (а) и продольных (б) волн по профилю I (Ириновский участок).

различных геологических сред. Задача эта оказалась в изучаемом районе весьма сложной, что связано с многослойностью разреза, в том числе с наличием тонких слоев. Кроме того, точность измерения амплитуд не всегда является достаточной. Поэтому приводимые данные не могут претендовать на высокую точность, причем величины коэффициентов затухания в таких условиях характеризуют суммарный эффект поглощения волн вследствие неидеальной упругости сред и потери энергии на границах раздела.

Расчеты затухания в преломляющем слое были проведены двумя способами. Первый из них основан на предположении, что слои являются толстыми и показатель степени функции расхождения при больших расстояниях от начальной точки можно принять равным 2. Вычисления проводились как по одиночным, так и по встречным системам. Второй способ основан на сопоставлении теоретических и наблюдаемых кривых. Причем при расчетах теоретиче-

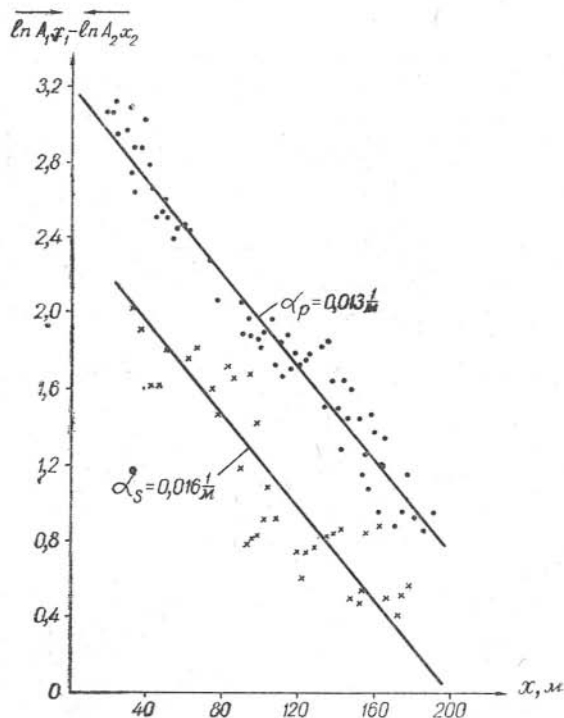


Рис. 17. График определения коэффициентов затухания продольных и поперечных волн на выходах палеозойских пород (Ириновский участок).

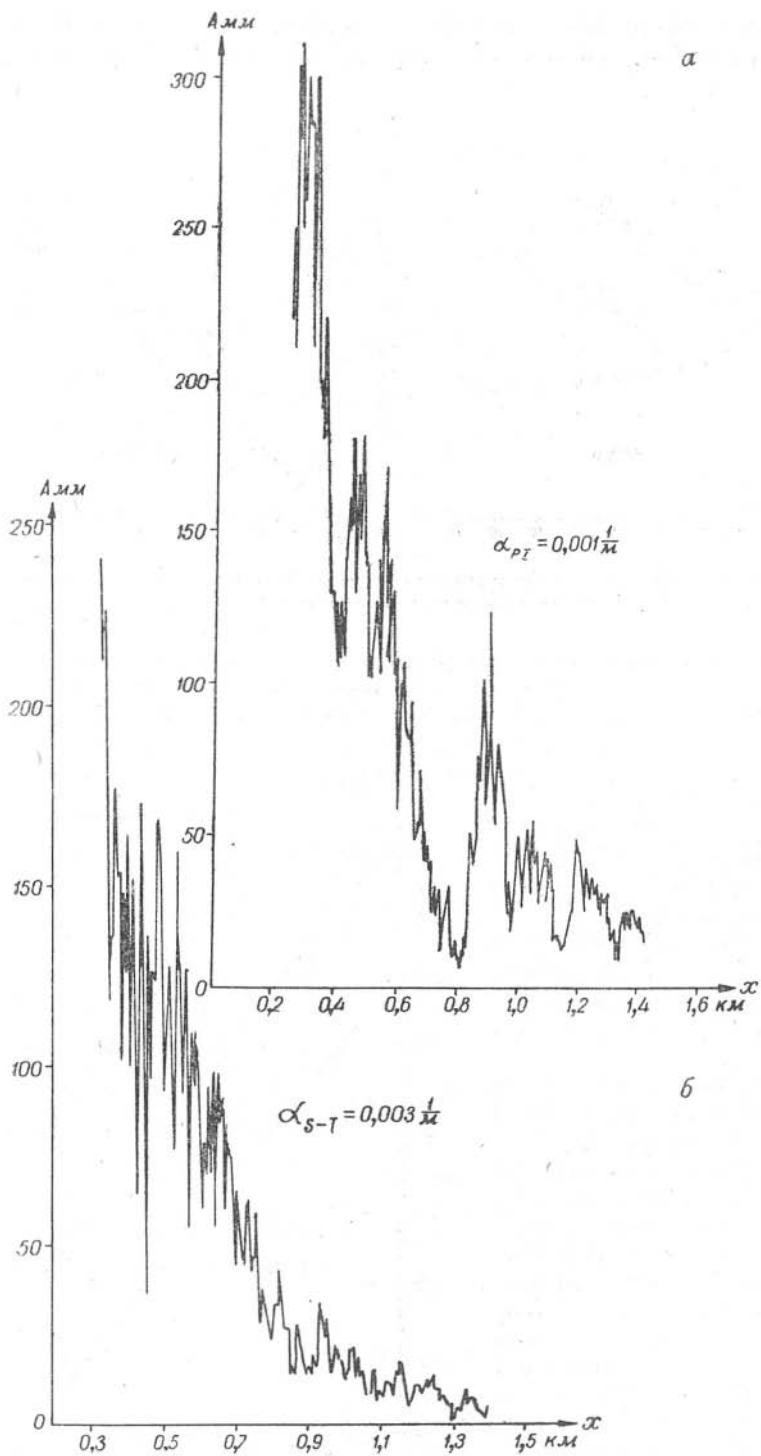


Рис. 18. Амплитудные графики для продольных (а) и поперечных (б) волн для границ в толще мезозойских отложений.

ских графиков учтена многослойность разреза и связанное с этим наложение отдельных волн<sup>1</sup>. Расчет в этом случае производился для горизонтального залегания.

На рис. 16 даны в качестве примера осредненные амплитудные графики поперечных и продольных волн II' по профилю I, которые были использованы для вычисления коэффициентов затухания первым способом. Эти данные свидетельствуют о том, что коэффициенты затухания поперечных и продольных волн в карбонатных породах имеют примерно одинаковые величины, что согласуется с данными наблюдений по проходящим волнам [4]. Аналогичные результаты получены по профилю IV. Коэффициенты затухания поперечных и продольных волн  $t_{11}$  равны здесь 0,002 1/м и 0,001 1/м.

Были проведены замеры коэффициентов затухания на выходах палеозойских пород. Соответствующие графики для волн P и S приведены на рис. 17. В этом случае отмечается значительное увеличение (примерно на порядок) коэффициентов затухания как поперечных, так и продольных волн. Возможно, это объясняется наличием трещиноватости. О затухании волн в мезозойских терригенных отложениях имеется мало данных. На рис. 18 показаны графики амплитуд P- и S-волн в мезозойских отложениях по профилю IV. Основной вывод по ним сводится к тому, что затухание поперечных волн в терригенных породах примерно в 2—3 раза больше, чем продольных. В качестве косвенного доказательства того, что затухание поперечных волн в терригенных породах не является аномальным по сравнению с продольными, можно указать на тот факт, что амплитудные графики головных волн в сторону падения не очень сильно отличаются от теоретически рассчитанных для горизонтального залегания.

Динамическая обработка материалов по второму способу была проведена на примере I профиля. При этом была принята модель слоисто-однородной среды в предположении горизонтального залегания слоев. Мощности отдельных слоев и значения скоростей продольных и поперечных волн в них выбирались на основании данных поверхностных и скважинных наблюдений. Расчеты полей смещений проводились для нескольких вариантов сейсмического разреза. Обработка материалов по второму способу показала относительно разноречивые результаты. Так, например, по волне II, соответствующей поверхности палеозоя, величина  $\alpha_s$  получается аномально большой. В то же время по волне II' коэффициенты  $\alpha_s$  и  $\alpha_p$  имеют либо нулевые значения, либо даже отрицательные значения. Вместе с тем, исходя из геологического разреза, коэффициенты затухания по волнам II' и II в карбонатных породах должны быть близкими между собой. Такое несоответствие расчетных и экспериментальных данных происходит, возможно, из-за недостаточного учета факторов, связанных с рассеиванием энергии волн на границах раздела. Возможно также, что при расчетах динамически важных отраженных волн, скользящих в тонких слоях, недостаточно пользоваться только формулами нулевого приближения, а необходимо привлекать формулы первого приближения. Кроме того, есть некоторые основания полагать, что выбранная модель однородно-слоистой среды не всегда с достаточной степенью приближения может характеризовать действительное распределение скоростей. Рассмотрение вертикальных годографов по скважине 10P [4] и наличие сравнительно слабого затухания продольных волн

<sup>1</sup> Расчеты проведены группой сотрудников ЛОМИ под руководством Б. Я. Гельчинского.

от горизонта II' говорят в пользу предположения в некоторых слоях разреза непрерывного возрастания скорости с глубиной.

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать основной вывод, что затухание поперечных волн обычно не является аномально большим, как это можно было предполагать из теоретических расчетов и некоторых измерений для пород, залегающих на небольших глубинах. Наиболее убедительным доказательством этого является тот факт, что головные поперечные волны были зарегистрированы на расстояниях до 4000 м при глубинах залегания горизонтов до 1000 м.

**Частоты поперечных волн.** Сведения о частотах поперечных

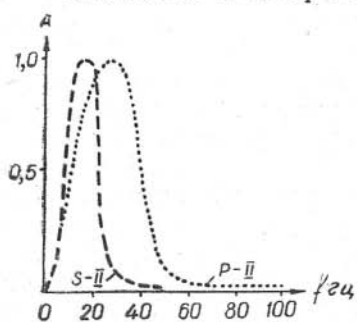


Рис. 19. Спектры головных продольных и поперечных волн, образовавшихся на поверхности палеозоя.

головных волн получены в основном в результате обобщения видимых периодов колебаний при использовании сравнительно узких частотных характеристик приемной аппаратуры и в очень небольшом объеме из частотного анализа с применением широкополосной аппаратуры.

На рис. 19 приведены сопоставления спектров головных волн P и S, относящихся к поверхности палеозойских отложений. Из рисунка видно, что спектры продольных волн более широкие и максимумы их смещены в сторону высоких частот. Сужение спектров поперечных волн находится в соответствии с известным положением, что ширина спектра ( $\Delta f$ ) обратно пропорциональна

длительности импульса ( $\Delta t$ ). При одинаковой форме импульсов обоих типов волн, что в целом подтверждается экспериментальными данными, отношение  $\Delta f_S / \Delta f_P$  приблизительно равно отношению видимых частот колебаний. По наблюдениям на профилях также отмечается понижение видимых частот поперечных головных волн по сравнению с продольными от соответствующих границ. Это достаточно хорошо видно, в частности, на профиле IV (волна II), где регистрация тех и других волн велась одной и той же среднечастотной аппаратурой ( $f_{\max} = 25$  гц;

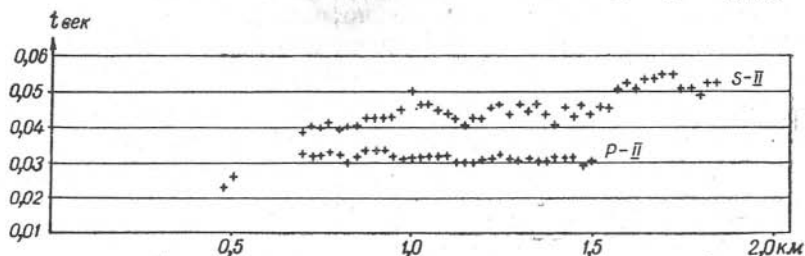


Рис. 20. Изменение видимых периодов продольных и поперечных волн по профилю IV (Радищевский участок).

фильтрация ФНЧ — 25; сейсмическая станция СС-30/60 и сейсмоприемники СПМ-16). В среднем видимые периоды поперечных волн здесь выше, чем продольных примерно на 50%. На профиле I при работах с низкочастотной аппаратурой (фильтрация ЗМК, сеймостанция КМПВ, сейсмоприемники СП-15) видимые частоты поперечных волн порядка 18—20 гц, продольных волн — 25—30 гц. При изучении характера изменения видимых частот поперечных волн была отмечена общая тенденция уменьшения их с увеличением глубины залегания преломляющих границ. Так, частоты поперечных волн (на фильтрациях ФНЧ-25, сеймостанция

СС-30/60, сейсмоприемники СП-16), преломленных на границах I, II, III, в среднем равны 25, 22 и 18 *гц*, периоды соответственно — 0,040, 0,045 и 0,055 *сек*. Для продольных волн такой зависимости не отмечается. В данном случае частоты продольных волн от всех трех границ равны 30—33 *гц*. Это также подтверждается полученной зависимостью изменения видимых периодов волн P-II и S-II по профилю IV (рис. 20), на котором глубина залегания границы II изменяется от 100 до 400 м. Видимые частоты поперечной волны соответственно уменьшаются от 25 до 18 *гц*. Для продольных волн такого изменения по профилю не наблюдается. Таким образом, изменение видимых частот поперечных волн, по-видимому, определяется в основном мощностью терригенных осадков.

На основании всех этих данных можно сделать вывод о том, что частоты поперечных волн в целом ниже частот продольных волн. Это достаточно хорошо увязывается с теоретическими расчетами.

О поляризации поперечных волн. Одной из особенностей поперечных волн является наличие дополнительного динамического параметра — характера поляризации волны в пространстве. Последний определяется характеристикой направленности источника и строением среды. В условиях сред, близких горизонтально-слоистым, поляризация всех типов проходящих головных и отраженных волн определяется в основном только направленностью источника. Это положение достаточно хорошо подтверждается проведенными экспериментами в поле. Так, например, при воздействии типа Y практически всегда отмечается линейная в пределах погрешностей поляризация, причем направление движения частиц перпендикулярно лучевой плоскости. Только в отдельных случаях можно наблюдать при ударах Y поляризацию, близкую к эллиптической, что, по-видимому, связано с неоднородностью среды — наклонами границ раздела и анизотропией, а также неидеальностью источника. При других типах источников, например, удар Z, отклонение от теоретических представлений проявляется, в частности, в том, что часто на вертикальной оси отчетливо регистрируются волны SV.

В условиях горизонтально-слоистой среды выбор направленности источников и приемников преследует лишь цель обеспечить наилучшую прослеживаемость тех или иных волн при минимальном уровне помех со стороны волн других типов (например, обменных). Положение должно измениться в случае наклонных и криволинейных границ раздела, когда при соответствующей ориентировке профиля и заданном типе воздействия характер поляризации будет изменяться при прохождении волны через границу раздела. Можно предполагать, что изучение поляризации в подобных условиях явится важным дополнительным критерием при прослеживании границ несогласий и контактов.

### З а к л ю ч е н и е

Значительное увеличение мощности ударных направленных воздействий по сравнению с ранее применявшимися и использование взрывных воздействий различных типов позволило впервые систематически регистрировать и прослеживать устойчивые поперечные головные волны SH. Поперечные волны зарегистрированы на расстояниях источник — приемник до 4000 м от границ, залегающих на глубинах до 1000 м. Построенные сейсмические разрезы увязываются с данными глубокого бурения.

На основании анализа экспериментального материала были определены основные особенности возбуждения, распространения и приёма головных поперечных волн типа SH.

Установлено, что при ударном возбуждении в направлении  $Y$  поперечные волны в основном поляризованы в плоскости, перпендикулярной лучевой плоскости, т. е. относятся к типу SH. Однако в большинстве случаев, особенно при ударах о пластичные породы, систематически отмечаются на сейсмографах  $Z$ -составляющие продольных волн, что не вполне согласуется с теоретическими представлениями для идеально упругих сред.

Частоты поперечных волн в целом ниже, чем продольных волн примерно на 30—50%. Затухание поперечных волн при соответствующем выборе частот не является аномально большим. В терригенных отложениях коэффициент затухания поперечных волн по видимым частотам примерно в 2—3 раза выше, чем продольных. В плотных породах карбонатного типа коэффициенты  $\alpha_s$  и  $\alpha_p$  имеют примерно одинаковый порядок.

Анализ полученных материалов по головным поперечным волнам указывает на возможность значительного повышения точности определения элементов залегания по сравнению с использованием продольных волн.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Пузырев, Т. М. Бахаревская. Некоторые данные по изучению условий возбуждения поперечных волн. Настоящий сборник.
2. Н. Н. Пузырев. Применение численных методов осреднения при определении скоростей по годографам отраженных волн. Прикладная геофизика, вып. 15, 1957.
3. Н. Н. Пузырев. Некоторые вопросы интерпретации и практического использования поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.
4. Н. И. Берденникова, Т. Н. Куличихина. Изучение кинематических и динамических характеристик поперечных и продольных волн в скважинах. Настоящий сборник.

*Б. Е. ЩЕРБАКОВА*

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ОБМЕННЫХ ГОЛОВНЫХ ВОЛН В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Одной из важных в геологическом отношении задач в Западно-Сибирской низменности является исследование поверхности доюрского фундамента. Решение ее обычными методами сейсморазведки с применением позиционного прослеживания волн затруднено исключительно сложными поверхностными условиями (тайга, болота). В связи с этим возникла идея применить для этой цели обменные головные волны в первую очередь типа PPS, когда по разности времен прохода обменной и продольной волны представляется возможным [1] вычислить глубину до преломляющей границы в точке приема, располагая лишь точечными наблюдениями.

Опыты по применению обменных головных волн проводились в течение двух полевых сезонов (1958—1959 гг.) к западу от Тюмени (площадь Лучинкинской структуры), где глубины до фундамента варьировали в пределах 700—1500 м. В настоящей статье рассматриваются исследования, проведенные в 1959 г. методической партией ВНИИГеофизики совместно с Тюменским геологическим управлением<sup>1</sup>. Расположение района работ показано на обзорной карте (рис. 1).

### МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

На первом этапе работ задачей исследований являлось изучение условий регистрации и прослеживаемости головных обменных волн PPS, а также волн других типов с тем, чтобы иметь возможность более полно изучить их кинематические и динамические характеристики. Далее выяснялись возможности дискретной корреляции как продольных, так и обменных волн в точках, удаленных на значительные расстояния.

В соответствии с поставленными задачами схемы наблюдений были рассчитаны как на непрерывное прослеживание волн по продольным и частично непродольным профилям, так и на выполнение изолированных

<sup>1</sup> Кроме автора статьи, в работах принимали участие И. И. Бобровник, А. Я. Ищенко, Б. А. Кисля и другие.

зондирований, расположенных на определенной площади. Непрерывные наблюдения проведены на профилях общей протяженностью около 45 км (см. рис. 1). На профиле протяженностью 14 км наблюдения велись по схеме непрерывного профилирования. На продольных профилях системы наблюдений, обеспечивающие непрерывное прослеживание основных волн и вычисление соответствующих граничных скоростей, были рассчитаны на получение нагоняющих и встречных годографов. Расстояние между пунктами взрыва составляло 5—7 км, длина годографов достигала 22 км. Большой интервал наблюдений был обусловлен тем, что на более близких расстояниях к пункту взрыва в области времен регистрации обменных

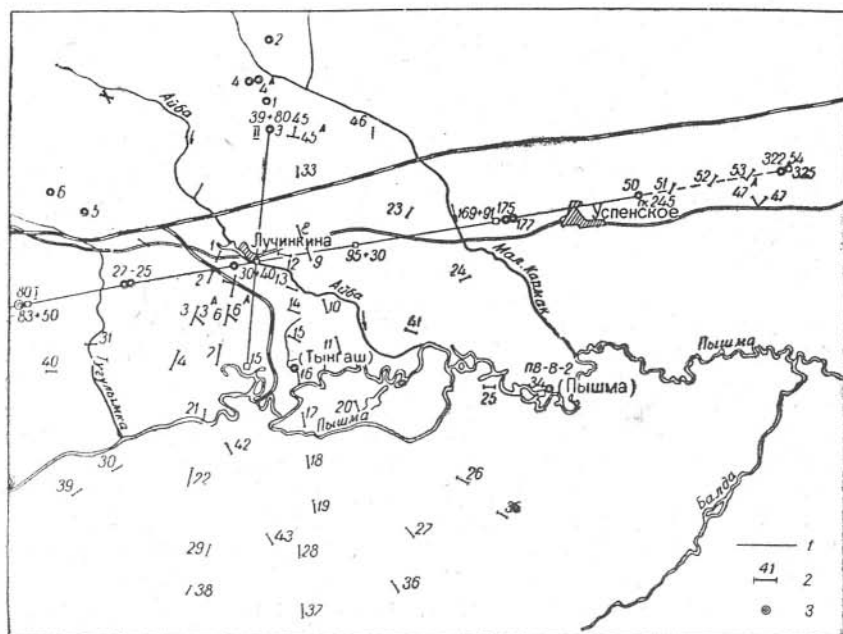


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений по методу обменных волн: 1 — продольные профили; 2 — сейсмозондирования; 3 — пункты взрыва.

волн PPS отмечаются интенсивные горизонтальные составляющие головных продольных волн, образовавшихся на границах раздела в толщах мезокайнозойских отложений. Повсюду регистрация колебаний велась на двух компонентах (X, Z).

Зондирования представляли собой короткие отрезки продольных линейных наблюдений, отстоящих от пункта возбуждения на 8—20 км. Расстояние между зондированиями в среднем равнялось 4—5 км. Некоторые зондирования располагались изолированно и получены в процессе рекогносцировочного изучения условий регистрации обменных волн. Было опробовано три варианта взаимного расположения линий наблюдений и пунктов взрыва при зондированиях: 1) линии наблюдений располагались вдоль отдельных маршрутов и обрабатывались из двух нагоняющих пунктов взрыва; 2) линии наблюдений ориентировались вдоль радиусов от заданного пункта взрыва; 3) произвольная ориентировка зондирований. Всего за время работ выполнено 50 зондирований, расположенных на площади 800 км<sup>2</sup>.

Наблюдения проводились двумя спаренными сейсмостанциями СС-24П. В схемы усилителей станций внесены некоторые изменения с



целью расширения полосы пропускания в область более низких частот (рис. 2). Вертикальные составляющие регистрировались сейсмоприемниками СП-15 ( $f_0 = 15-20$  гц) и СПЭН-1 ( $f_0 = 10$  гц), горизонтальные составляющие — СП-15. Горизонтальные приборы X имели постоянную ориентировку на каждом профиле независимо от направления линии взрыв — сейсмограф. Наклон приборов контролировался уровнем.

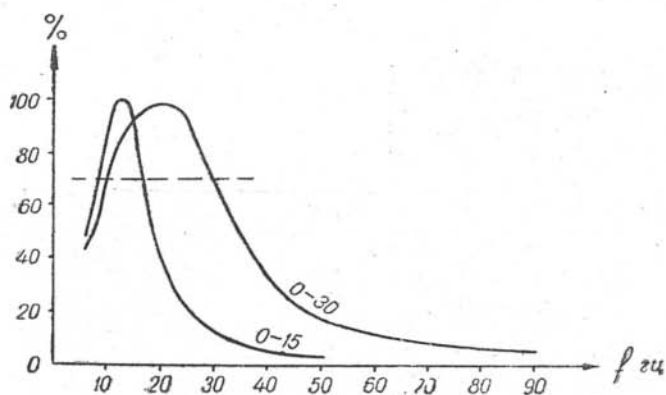


Рис. 2. Частотные характеристики усилителей станции СС-24П.

Возбуждение упругих колебаний производилось путем взрывов зарядов в скважинах и водоемах. Глубина заложения заряда в скважинах составляла 15—30 м, величина заряда — 10—300 кг. При этом в случае больших зарядов применялось группирование скважин. Максимальная величина заряда при взрывах в водоеме достигала 500 кг.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ

Волны, систематически наблюдаемые на сейсмограммах можно подразделить на шесть основных типов, обозначенных индексами:  $t_1$ ;  $t_2$ ;  $t_3$ ;  $t_4$ ;  $t_5$ ;  $t_6$ . Рассмотрим особенности каждой волны. Характерные записи отдельных типов волн приведены на рис. 3.

Волна  $t_1$  регистрируется на Z-компонентах только в области первых вступлений, куда она выходит на расстояниях 2,2—3,3 км от пункта взрыва. Кажущиеся скорости ее колеблются в широких пределах — от 4000 м/сек до 8000 м/сек. Граничные скорости, определенные по встречным годографам, в среднем равны 5500 м/сек и варьируют в интервале 4600—6900 м/сек. Волна данного типа, чаще всего выраженная в виде трехфазного колебания, постоянно наблюдается при работах КМПВ в Западно-Сибирской низменности и уверенно относится к типу головной волны, претерпевшей преломление на поверхности фундамента (волна Р<sub>ф</sub>Р). На западном и восточном участках площади отдельные фазы ее осложнены интерференцией, наблюдаемой на протяжении 500—800 м. Для волны РР<sub>ф</sub>Р характерна на ряде участков непараллельность нагоняющих годографов (рис. 4, 5), связанная, по-видимому, с прониканием волн в толщу преломляющей среды, либо с наличием вертикальных контактов.

Волна  $t_2$  на близких расстояниях от пункта возбуждения регистрируется на Z-, а также на X-компонентах в области первых вступлений, а затем (при  $X > 2-3$  км) отчетливо продолжает прослеживаться в



последующих вступлениях. В большинстве случаев под  $t_2$  следует понимать группу волн с относительно небольшими кажущимися скоростями (примерно 1700—2500 м/сек). Интенсивность их на Z-компонентах обычно во много раз больше, чем интенсивность волн  $t_1$ . Волны  $t_2$  отчетливо отме-

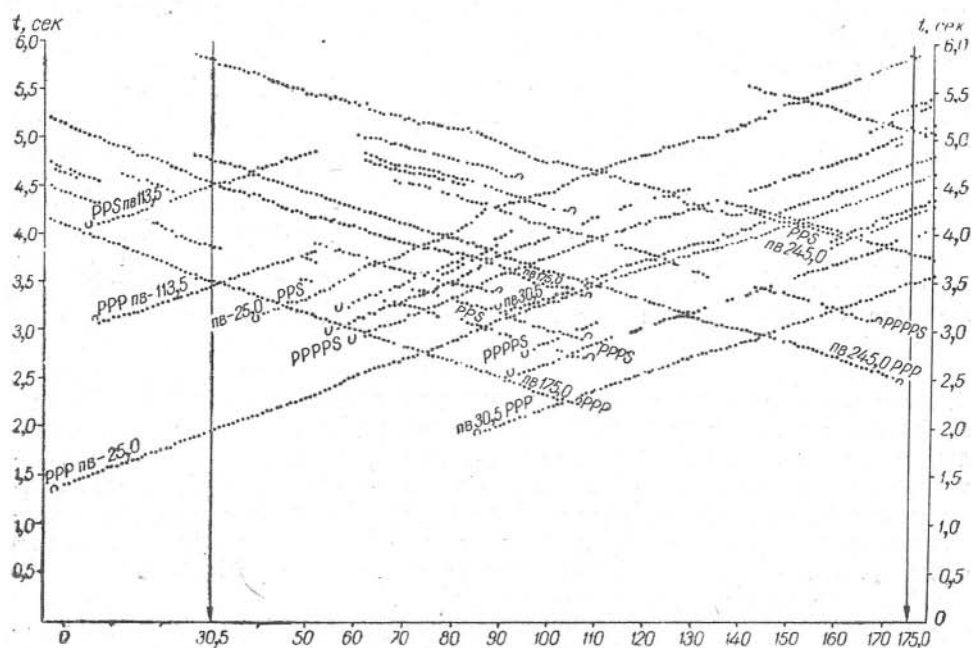


Рис. 4. Годографы волн типа PFP, PPS, PPPPS. Профиль КМПВ-1.

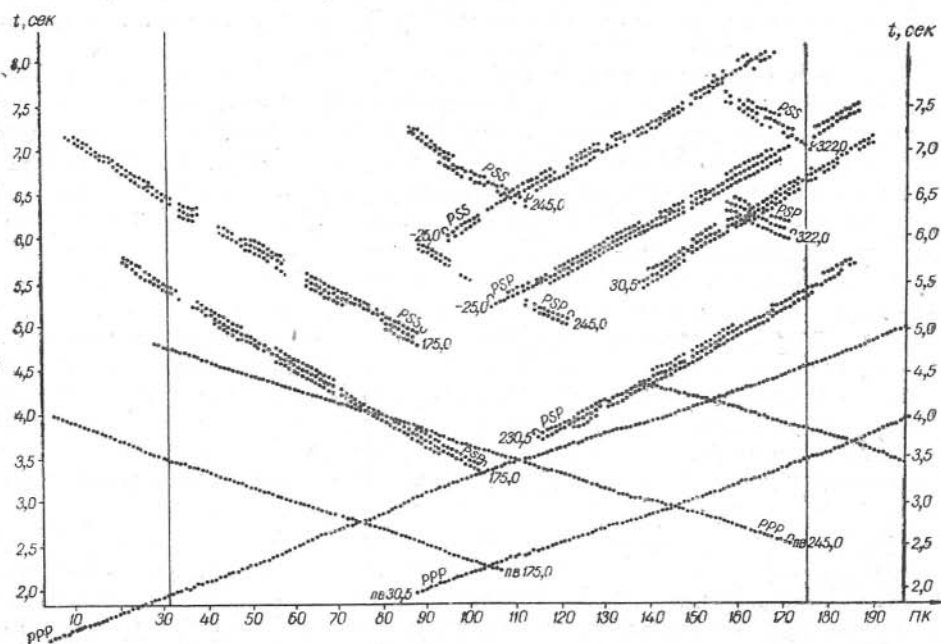


Рис. 5. Годографы волн типа PPP, PSP, PSS. Профиль КМПВ-1.

чаются, хотя и хуже коррелируются на  $X$ -компонентах, препятствуя тем самым выделению обменных волн на относительно небольших расстояниях от источника.

Волны  $t_2$  на основании кинематических характеристик и амплитудных особенностей относятся к головным волнам, образовавшимся на границах в толще мезокайнозоя, и характеризуются слабой скоростной дифференциацией.

Волна  $t_3$  регистрируется на  $Z$ -компонентах только на отдельных участках площади, имеет кажущиеся скорости порядка 3000—4000 м/сек и граничные скорости в среднем около 3200 м/сек. Характер записи этих волн неодинаков на отдельных участках при различных пунктах взрыва. Волны  $t_3$  в большинстве случаев имеют интерференционный характер за счет положения других волн с большими кажущимися скоростями, регистрирующихся на тех же временах. Иногда это непосредственно заметно на сейсмограммах, но особенно отчетливо отображается на годографах фаз. На  $X$ -компонентах волна  $t_3$  не отмечается. Замечено, что характер прослеживаемости ее существенно зависит от наличия контактов в толще фундамента, отмечаемых по данным продольных волн  $PP_{\phi}P$ . Волны  $t_3$  отнесены к типу  $PS_{\phi}P$  с двукратным обменом на фундаменте. Такая расшифровка их природы базируется на следующих признаках: 1) граничные скорости их в 1,7—1,8 раза меньше, чем для волн, распространяющихся по поверхности фундамента в качестве продольных; 2) они подходят к сейсмографу как продольные; 3) соотношение времен их регистрации по сравнению с другими волнами, связанными с поверхностью фундамента, соответствует заданным геологическим условиям.

Волна  $t_4$  была зарегистрирована приборами  $X$  на всех профилях и большей части зондирований в интервале расстояний 6,6—22 км. Основная особенность волны  $t_4$  состоит в том, что она является первой интенсивной волной, зарегистрированной на  $X$ -компоненте. По форме записи волна сходна с волной  $PPP$ . Кажущиеся и граничные скорости и характер их изменения для волны  $t_4$  аналогичны таковым для волны  $PPP$ . В большинстве случаев интенсивности волны  $t_4$  на  $X$ -компоненте имеют такой же порядок, что и для волны  $t_1$  на  $Z$ -компонентах.

Волна  $t_4$  относится к типу  $PP_{\phi}S$ , обменявшейся на выходе на границе фундамента на основании следующих признаков: 1) граничные и кажущиеся скорости ее такие же, как для волны  $PP_{\phi}S$ ; 2) на выходе она является поперечной; 3) разность времен  $t_4 - t_1$  для данной точки профиля не зависит от положения пункта взрыва и соответствует заданным геологическим условиям; 4) соотношение амплитуд волн  $t_{1Z}$  и  $t_{4X}$  соответствует расчетным данным.

Волна  $t_5$ . На большинстве расстановок на  $X$ -приборах зарегистрирована группа волн, приходящих раньше волны  $t_4$  и имеющих значительно меньшие значения амплитуд. Выделение их на фоне помех представляет определенные трудности. Волны данного типа имеют такие же кажущиеся и граничные скорости, что и волны  $t_1$  и  $t_4$ . Анализ кинематических и динамических характеристик волн  $t_5$  показывает, что они связаны с обменом на границах раздела в толще мезокайнозойских отложений. Точное определение положения границы обмена представляет затруднительным.

Волна  $t_6$  отмечается на  $X$ -компонентах на тех же участках, что и волны  $t_3$  и имеет одинаковые с ними граничные и кажущиеся скорости. Волны данного типа удается проследивать только на достаточно больших удалениях от источника колебаний при условии  $t_{6X} < t_{2Z}$ . Волна  $t_6$  совершенно однозначно относится к типу  $PS_{\phi}S$ , обменявшейся на фундаменте в начале своего пути, по следующим основным причинам: 1) на

выходе она является поперечной; 2) граничная скорость ее в 1,7—1,8 раза меньше, чем для волн  $t_1$  и  $t_4$ , и равна граничной скорости волны  $t_3$ ; 3) имеет место следующее приближение соотношения времен вступлений:

$$t_{6x} - t_{3z} = t_{4x} - t_{1z}.$$

На рис. 4 и 5 представлены годографы волн, отмечаемых на сейсмограммах по профилю I.

Заметим, что на некоторых участках на сейсмограммах, особенно на Z-компонентах, отмечаются, кроме указанных выше, другие волны, природа которых достоверно не определена. Возможно, что некоторые из них относятся к типу кратных. Таким образом, опытными работами на профилях по схемам, обеспечивающим непрерывное прослеживание волны, удалось регистрировать и систематически прослеживать несколько типов обменных головных волн. В частности, выделены все возможные типы волн, претерпевшие обмен на границе фундамента, где имеет место резкий перепад упругих параметров ( $PP_{\phi}S$ ,  $PS_{\phi}P$ ,  $PS_{\phi}S$ ).

### О динамических характеристиках обменных головных волн

**Форма записи.** Запись различных волн вдоль линии профиля не остается постоянной вследствие того, что отдельные фазы волн на различных интервалах прослеживания искажены интерференцией.

При отсутствии интерференции форма импульсов различных типов волн при использовании узкополосной аппаратуры практически одинакова. Они различаются лишь направлением вступлений: волны PPP, PPS и PSS имеют одинаковый знак вступления (когда X-приборы ориентированы донышком на пункт взрыва), волна PSP — обратный.

**Амплитудные кривые.** Для всех типов волн были построены графики  $\ln A = f(x)$ . Во всех случаях амплитуды плавно изменяются с расстоянием, убывая с удалением от пунктов взрыва (рис. 6).

По кривым  $\ln A = f(x)$  путем осреднения их прямой [2, 3] определены значения кажущегося коэффициента затухания волн в преломляющем слое ( $\alpha$ ). Анализ полученных значений  $\alpha$  ( $\alpha = 0,0002—0,0006$  1/м) показывает, что продольные и поперечные волны для частот 16—17 *ц* затухают практически одинаково, и характер затухания не может служить критерием для их отождествления.

**Соотношение интенсивностей различных типов волн.** Значительно большее различие отмечается в абсолютных величинах амплитуд отдельных волн. Соотношение амплитуд волн PPP и PPS не остается постоянным; оно меняется от точки к точке, при этом закономерного изменения с расстоянием не отмечается. В общем, всюду обменные волны PPS оказываются менее интенсивными, чем продольные волны, причем отношение видимых амплитуд изменяется в пределах 1,2—4,0.

Интенсивность волны PSP по отношению к волне PPP меняется на разных участках при различных пунктах взрыва. В том случае, когда волны прослеживаются без осложнения интерференцией, отношение амплитуд волн PPP и PSP составляет 0,6—1,2—1,6, причем наблюдается некоторая тенденция к уменьшению этого отношения с удалением от пункта взрыва. В остальных случаях отношение амплитуд изменяется от 0,7 до 7,0, причем наблюдается увеличение этого отношения с удалением от пункта взрыва. Это отчасти может объясняться интерференционным характером волн на ряде участков.

Отношение амплитуд волн PPS и PSS изменяется в пределах 0,4—0,6—2,8—4,0. Каких-либо закономерностей с расстоянием не отмечается.

Таким образом, характер изменения отношения амплитуд различных волн с расстоянием еще раз подтверждает вывод, что при  $f_{\text{преобл.}} = 16\text{—}17$  гц поперечные волны имеют поглощение, близкое к поглощению продольных волн.

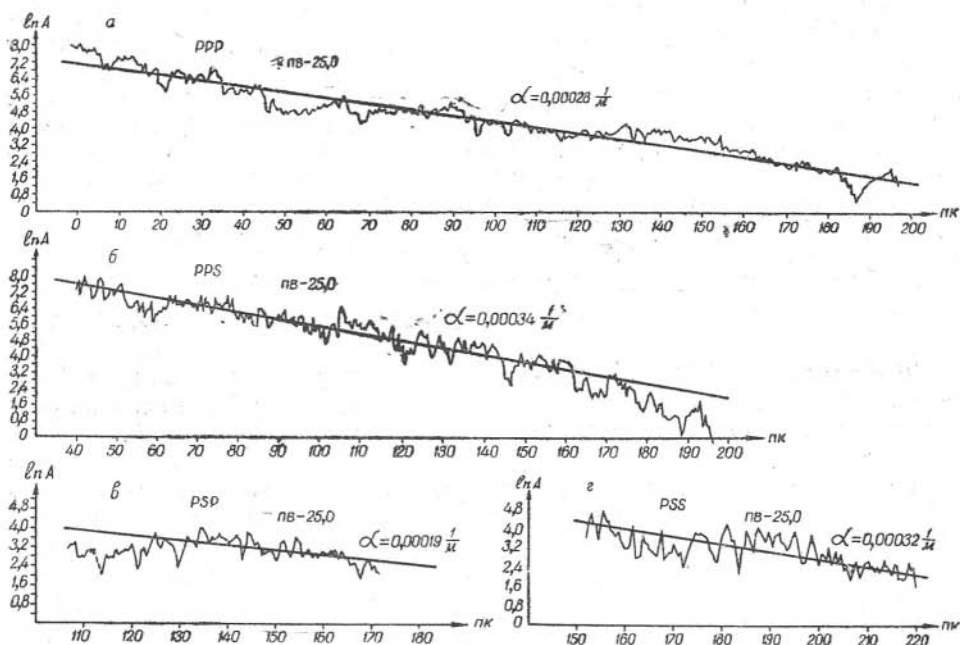


Рис. 6. Амплитудные кривые волн (профиль КПМВ-1):

а — волна PPD; б — волна PPS; в — волна PSP; г — волна PSS.

Преобладающие периоды. Сейсмическая аппаратура партии не была предназначена для частотного анализа. Частотные характеристики имели узкие полосы пропускания. К тому же запись велась в основном на одной фильтрации. Поэтому трудно ожидать значительной дифференциации различных волн по частотам.

Графики периодов различных типов волн в интервале расстояний 6—22 км от пункта взрыва показывают, что периоды различных волн остаются практически неизменными на всем интервале прослеживания, имея разброс значений от 0,050—0,060 сек до 0,070—0,080 сек.

Были построены вариационные кривые преобладающих периодов различных типов волн. По оси абсцисс откладывалось значение периода, по оси ординат — соответствующий процент наблюдений, считая все наблюдения за 100%. Экстремальные значения кривых для всех волн на фильтрации 0—15—0,060 сек, на фильтрации 0—30—0,050 сек для волны PPD и 0,056 сек для волны PPS.

Таким образом, видно, что преобладающие периоды всех зарегистрированных волн практически не различаются при применении одних и тех же узкополосных фильтраций, и выделение обменных волн по частотным особенностям невозможно.

## Условия прослеживания продольных и обменных волн на отдельных зондированиях

Материал, полученный на отдельных зондированиях, разнообразен и по характеру и по качеству.

Особенностью его является различие волновой картины на зондированиях, имеющих субширотное и субмеридиональное направления. Как правило, на зондированиях субширотного направления запись волн простая, на зондированиях субмеридионального направления — сложная (рис. 7).

Основная трудность интерпретации материала на зондированиях субмеридионального направления заключается в отождествлении соответствующих волн PPP и PPS. Это объясняется тем, что в ряде случаев волна PPP имеет сложную запись, что, по всей вероятности, связано с условиями распространения волны вдоль преломляющей границы. Подтверждением такого предположения является изменение записи волны при изменении направления зондирования — пункт взрыва.

В одних случаях волна PPP представляет собой четкое интенсивное двух-, трехфазное колебание, в других — запись волны осложнена наличием перед интенсивной волной одно-, двухфазного колебания обычно слабого, но иногда сравнимой интенсивности; в некоторых случаях волна представляет собой сложное многофазное колебание с постепенным нарастанием амплитуд.

Форма записи волны PPS также различна. Иногда волна PPS по форме аналогична волне PPP, но чаще всего она имеет более простую форму. Это отчасти можно объяснить тем, что интенсивность обменных волн PPS сильно зависит от величины перепада скоростей и потому обменная волна, соответствующая слабой продольной волне, не будет выделяться на фоне помех.

В одних случаях отождествить соответствующие волны PPP и PPS на отдельных зондированиях удалось путем сопоставления времен запаздывания волн PPS на нагоняющих системах, когда последние характеризуются различным характером записи волн PPP, в других — путем сопоставления формы записи и интенсивности; в некоторых случаях для отождествления соответствующих волн PPP и PPS возникла необходимость задавать дополнительные промежуточные зондирования.

Таким образом, даже при наличии сложной записи продольных волн, отождествление соответствующих волн PPP и PPS не вызывает особых затруднений. Оно производится на основании критериев, установленных на непрерывных профилях. Для контроля правильности отождествления волн следует иметь наблюдения с двух существенно различных направлений. Наиболее рациональной длиной зондирования является одна установка — 550 м.

Расстояние между зондированиями определяется изменением глубины залегания преломляющей границы и необходимой точностью разведки.

Особо важное значение для сейсмических исследований на территории Западно-Сибирской низменности имело выяснение возможности регистрации обменных волн, поперечных в области выхода, в неблагоприятных поверхностных условиях (торфяники, болото). На основании проведенных исследований было установлено следующее.

При переходе на заболоченные участки форма записи волн PPP и их интенсивность остаются практически неизменными. В то же время в большинстве случаев отмечается возрастание интенсивности волн, являющихся поперечными на выходе. Прямолинейность годографов волн

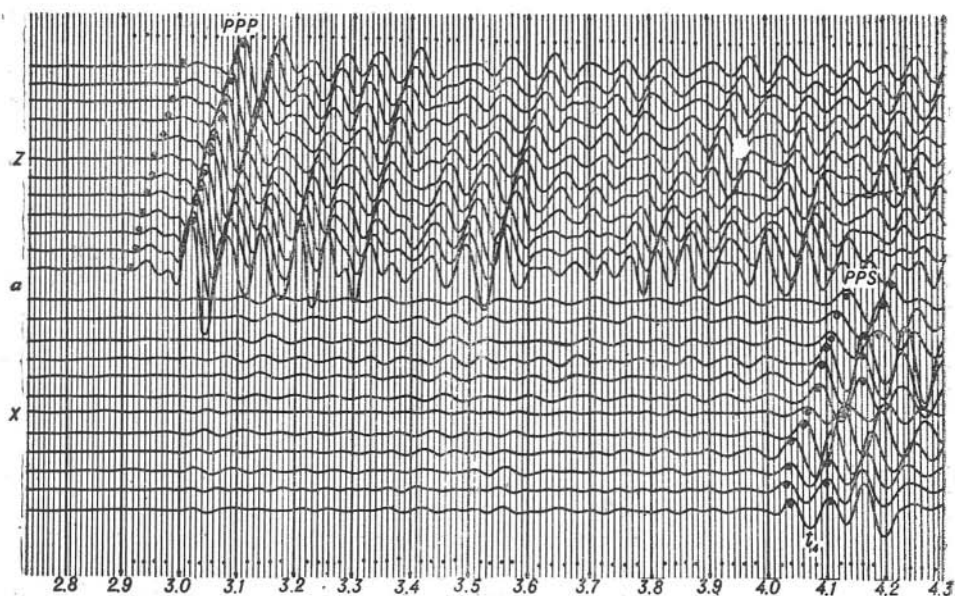


Рис. 7. Изменение записи волны PPP при изменении направления зондирования — пункт взрыва:

а — ПВ-1; ПК 0,0—5,5;  $Q=180,4$  кг;  $h=28$  м;  $\Phi=0-15$ ;  $Ус=4/5$ ; б — ПВ 5; ПК 0,0—5,5;  $Q=124,8$  кг;  $h=25$  м.



РРР при переходе от сухого участка к заболоченному свидетельствует о незначительном различии скорости распространения продольных волн на этих двух участках.

Годографы поперечных на выходе волн характеризуются аномальным увеличением времени их прихода на заболоченных участках вследствие резкого изменения скоростей распространения поперечных волн в болотном слое. По данным специальных опытных работ установлено, что скорости распространения поперечных волн на заболоченных участках могут достигать значений 30—50 м/сек.

Была опробована установка горизонтальных приборов на колья длиной 0,5 и 1,8 м, на бревна длиной 0,5 м и непосредственно на торфяник с частично снятым растительным слоем. Сопоставление записей при различных способах установки приборов показало, что первые два способа являются практически равноценными, при третьем наблюдается некоторое увеличение фона помех.

### Интерпретация полученных материалов

Определение глубины залегания поверхности фундамента по данным продольных волн. На профиле КМПВ-1 по данным продольных волн была построена преломляющая граница методом полей времен по сводной встречной системе годографов (рис. 8).

Поверхность фундамента имеет региональный наклон на восток, на фоне которого выделяется ряд широких слабонаклонных ступеней, отделенных друг от друга флексуобразными изгибами, с углами наклона последних 7—10°. На отдельных участках профиля поверхность фундамента нарушена контактами.

Значения граничных скоростей, вычисленные по годографам, изменяются в пределах 4600—6900 м/сек. Скорости продольных волн в вышележащей среде определены по данным скважинных измерений.

Построенная граница, а также определенные значения граничных скоростей вследствие наличия искажений годографов будут отличаться от истинных.

Исходя из факта непараллельности нагоняющих годографов была произведена оценка погрешностей  $\Delta H$ , вызванных прониканием волны в толщу преломляющей среды. Расчеты, проведенные на основании работы [4], показали, что градиент скорости в нижней среде в среднем равен 0,034 1/км.

Сопоставление глубины поверхности фундамента, построенной по данным продольных волн, с отметкой кровли фундамента по скважинам 1-Р Лучинкино и 2-Р Мальцево, расположенных на профиле, показывает, что до внесения поправки в глубину преломляющей границы различие составляло соответственно 90 м и 160 м, после внесения поправки — 15 и 80 м. Различие в 80 м связано с тем, что на этом участке наблюдаются наибольшие искажения годографов, которые, по-видимому, нельзя полностью объяснить явление проникания с градиентом 0,034 1/км. По-видимому, следовало при расчете поправки на разных участках принимать различные значения градиента нарастания скорости с глубиной.

Построение кривой  $\Delta t(H)$  для волн типа РРС. Поскольку на профиле КМПВ-1 глубина залегания поверхности кристаллического фундамента была определена по данным продольных волн, то это позволило построить кривую зависимости времени запаздывания обменных волн РРС от глубины залегания границы обмена.

Характер изменения времени запаздывания волны РРС вдоль линии



профиля (общее увеличение с запада на восток, на фоне которого выделяются относительно горизонтальные участки, разделенные зонами более резкого увеличения времени запаздывания) соответствует характеру поведения поверхности фундамента.

Кроме того, у глубоких скважин 3-Р Лучинкино, 2-Р Лучинкино, 3-Р Мальцево были проведены наблюдения на зондированиях, где также зарегистрированы волны PPS.

Сопоставление времен запаздывания волн PPS на профиле и на зондированиях у скважин показывает, что глубины залегания преломляющей границы, построенной по данным продольных волн, являются заниженными, а вычисленные величины поправок несколько отличаются от истинных.

Кривая  $\Delta t(H)$ , построенная по данным профиля и скважинных наблюдений, показана на рис. 9.

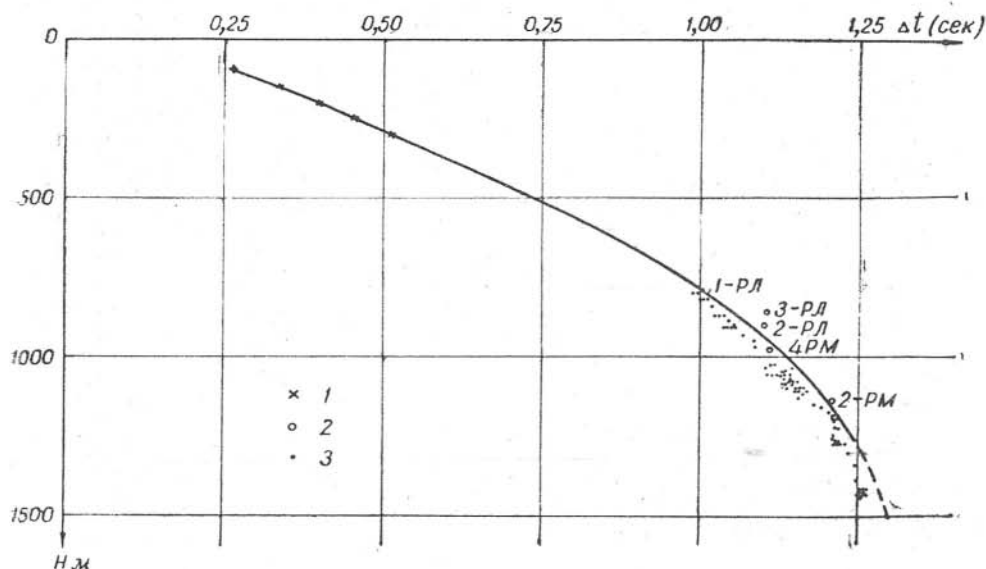


Рис. 9. График  $\Delta t(H)$  для волн PPS:

1 — значения  $\Delta t$ , рассчитанные теоретически; 2 — значения  $\Delta t$  по данным зондирования, 3 — значения  $\Delta t$  по данным профиля КМПВ-1.

На время запаздывания волн PPS основное влияние оказывает величина  $v_p/v_s$  — отношение скоростей распространения продольных и поперечных волн в покрывающей толще (изменение граничной скорости практически не влияет). Как будет показано ниже,  $v_p/v_s$  может измениться на  $\pm 0,05$  от средней. Это приведет к ошибке в определении глубины залегания границы обмена на величину 50—80 м.

В случае ошибки при отождествлении PPP и PPS на фазу (преобладающий период колебаний 0,060 сек) ошибка в глубине залегания поверхности фундамента для глубин 800—1000 м составит 40—50 м, для глубин 1000—1200 м — 60 м, для глубин свыше 1200 м — 100 м.

Следует указать, что построенная кривая  $\Delta t(H)$  является приближенной, особенно для глубин свыше 1200 м. Для ее уточнения необходимо провести каротаж глубокой скважины поперечными волнами, а также изучение скоростей распространения поперечных волн в ЗМС.

О скоростях распространения поперечных волн. Определение величины  $v_p/v_s$  в покрывающей фундамент толще произ-

водилось на профиле КМПВ-1 и на зондированиях у глубоких скважин по данным продольных и обменных волн PPS. Полученные значения представлены на рис. 10. Разброс значений достигает величины  $\pm 0,05$  и объясняется в основном некоторым различием величины  $v_p/v_s$  на разных участках. Отмечается закономерное уменьшение среднего значения величины  $v_p/v_s$  с увеличением глубины залегания поверхности фундамента  $H$ . Так, при  $H=800$  м  $v_p/v_s$  составляет 3,35, при  $H=1000$  м  $v_p/v_s$  — 3,20, при  $H=1200$  м — 3,10, при  $H=1400$  м — 3,00.

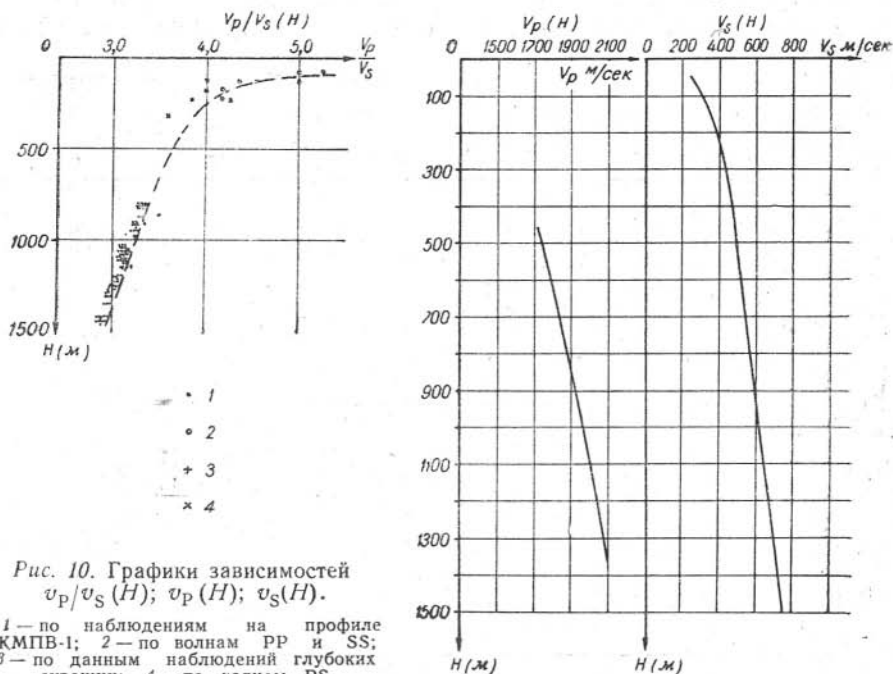


Рис. 10. Графики зависимостей  $v_p/v_s(H)$ ;  $v_p(H)$ ;  $v_s(H)$ .

1 — по наблюдениям на профиле КМПВ-1; 2 — по волнам PP и SS; 3 — по данным наблюдений глубоких скважин; 4 — по волнам PS.

Значения  $v_p/v_s$ , полученные по данным продольных и обменных волн PS для глубин 800—1400 м, хорошо согласуются с данными, полученными по продольным, обменным и поперечным отраженным волнам для глубин 0—300 м [5]. Удовлетворительное согласие имеется также с данными скважинных измерений в южной части Западно-Сибирской низменности [6].

Исходя из величин  $v_p/v_s$  и известного распределения скоростей продольных волн, было произведено определение скоростей распространения поперечных волн в мезокайнозойской толще  $v_s$  (рис. 10).

По волнам PSP и PSS, зарегистрированным в районе работ, было произведено определение величины  $v_p/v_s$  в кристаллическом фундаменте. Получены значения 1,64—1,71, т. е. близкие к  $\sqrt{3}$ .

Определение глубины залегания поверхности кристаллического фундамента по данным обменных волн. Используя кривую  $\Delta t(H)$ , по времени запоздания волн PPS было произведено определение глубины залегания поверхности фундамента на непрерывных профилях и отдельных зондированиях.

Граница, построенная по данным обменных волн на профиле КМПВ-1, в общих чертах повторяет границу, построенную по продольным волнам с учетом поправки за искажение годографов, однако зале-

гает она несколько выше (см. рис. 8). Глубины залегания поверхности фундамента, определенные по данным обменных волн, совпадают с данными скважин 1-Р Лучинкино и 2-Р Мальцево, расположенных на профиле.

Таким образом, видно, что в случае сложного строения фундамента, что приводит к наличию частых смен волн, искажению кажущихся скоростей, преломляющая граница, построенная по данным продольных волн с использованием наблюдений на больших удалениях от пункта взрыва (до 20—22 км), залегает глубже истинной. Преломляющая граница, построенная по данным обменных волн PPS с использованием графика  $\Delta t(H)$ , близка к истинной.

В результате интерпретации материалов по профилям и отдельным зондированиям составлена схематическая структурная карта масштаба 1 : 100 000 с сечением изогипс 100 м, которая отражает в первом приближении рельеф поверхности кристаллического фундамента на исследуемой площади (рис. 11). Подтверждено наличие намеченного прежними работами Лучинкинского структурного поднятия, установлено, что поднятие имеет субмеридиональное простирание. С юга Лучинкинского поднятия замыкается изогипсой — 800. На севере в пределах исследуемой площади изогипсы не замыкаются. На восток отмечается погружение фундамента, что подтверждает общие представления о строении района.

Проведенное сопоставление данных обменных волн и данных работ КМПВ<sup>1</sup> в пределах сводовой части Лучинкинского поднятия показывает, что поведение изолиний в общих чертах идентично, однако положение их в плане не совпадает. Это объясняется различием методов и системы обработки. В частности, следует отметить, что первичные материалы КМПВ по ранее проведенным работам обладают низким качеством.

Интерпретация обменных волн РРРРР. На профиле КМПВ-1 была сделана попытка по данным обменных волн РРРРР определить глубины залегания границ обмена в толще мезокайнозойских отложений.

Определение глубины залегания границ обмена производилось по теоретической кривой  $\Delta t(H)$ , рассчитанной по известной формуле, связывающей время запаздывания волны с глубиной границы обмена для случая двухслойного разреза [1].

На рис. 8 показаны границы в мезокайнозойской толще, определенные по данным обменных волн. Они имеют залегание, близкое к горизонтальному; намечается очень слабый наклон с запада на восток.

Сопоставление глубин залегания границ обмена с разрезом скважин 1-Р Лучинкино и 2-Р Мальцево показывает, что, по всей вероятности, граница I является одной из границ в толще эоценовых отложений, граница II приурочена к кровле сантонских, а граница III — к кровле сеноманских отложений верхнего мела.

### З а к л ю ч е н и е

В результате проведенных работ можно сделать следующие основные выводы:

1. По данным обменных волн построена схематическая структурная карта поверхности кристаллического фундамента, подтверждающая наличие Лучинкинского поднятия и оконтуривающая его южную часть, и тем самым доказана геологическая эффективность метода обменных

<sup>1</sup> Д. Ф. Уманцев и др. Отчет о работах тематической партии 14/54—55. Фонды Тюменского геологического управления, 1955.

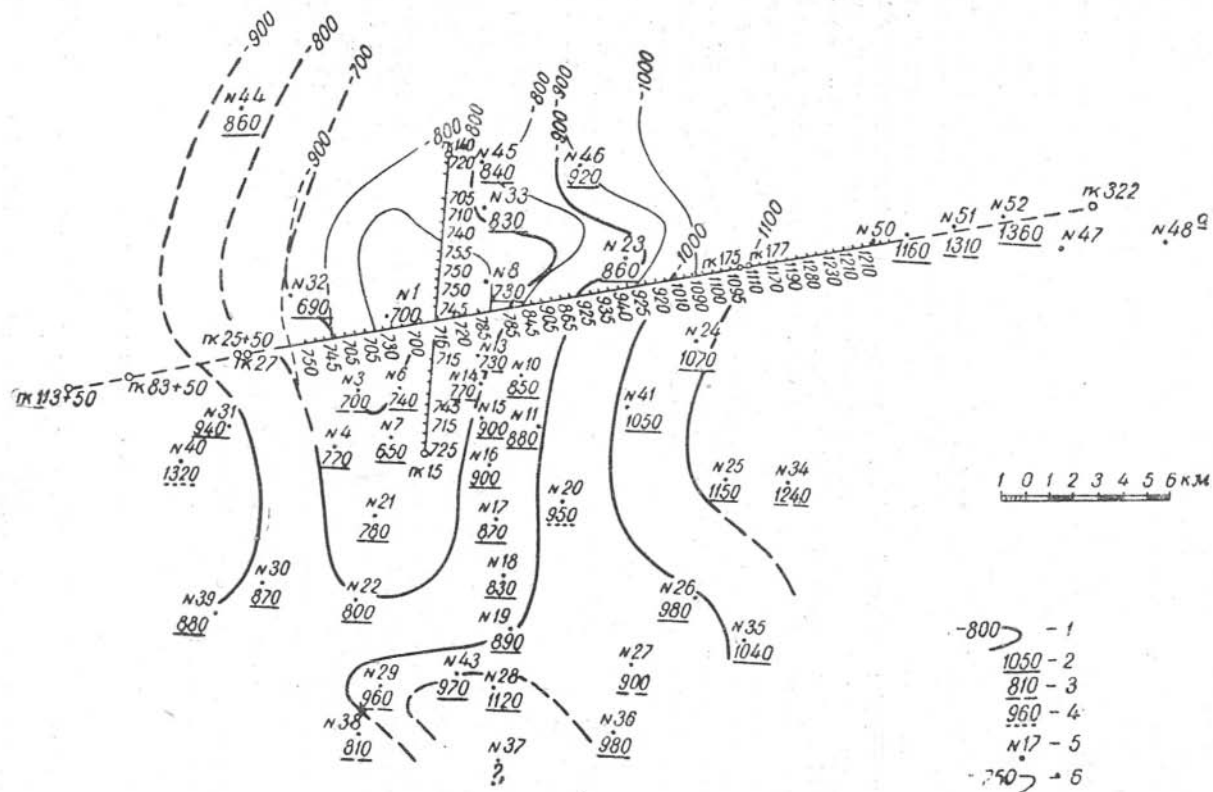


Рис. 11. Схематическая структурная карта поверхности кристаллического фундамента по данным обменных волн: 1 — изолинии поверхности фундамента по данным обменных волн; 2 — уверенное отождествление волн; 3 — отождествление волн с точностью до фазы; 4 — неуверенное отождествление волн; 5 — номера зондирований; 6 — изолинии поверхности фундамента по данным КМПВ.

волн как с использованием непрерывных профилей, так и отдельных зондирований в условиях отсутствия II структурного этажа и при глубине залегания фундамента до 1400 м.

2. Установлены критерии отождествления продольных и обменных волн на отдельных зондированиях.

3. Выявлено, что в данном районе применение методики обменных волн в сложных поверхностных условиях (торфяники, болото) не вызывает особых затруднений. Обменные волны различных типов зарегистрированы на всех участках с неблагоприятными поверхностными условиями. Время запаздывания обменных волн на таких участках резко увеличивается.

4. Установлено, что величина  $v_p/v_s$  в мезокайнозойской толще уменьшается с увеличением глубины залегания фундамента ( $H$ ) от величины 3,35 при  $H=800$  м до 3,10 при  $H=1200$  м. Величина  $v_p/v_s$  в фундаменте составляет 1,64—1,74.

Основываясь на результатах проведенных работ, можно сделать заключение, что метод обменных волн с использованием как непрерывных профилей, так и отдельных зондирований успешно может применяться для регионального изучения территорий Западно-Сибирской низменности в зонах отсутствия II структурного яруса. Кроме того, метод обменных волн можно также рекомендовать для рекогносцировочных исследований отдельных локальных поднятий. Наблюдения на отдельных зондированиях необходимо сочетать с наблюдением на непрерывных профилях.

В настоящее время региональные исследования территории Западной Сибири проводятся в основном сейсмозондированиями МОВ. Этот метод отличается сравнительной простотой выполнения и дает возможность выявить крупные структурные формы по отражающему горизонту в низах мезозойского чехла отложений.

Методика сейсмозондирований для изучения фундамента при использовании только продольных головных волн еще не может считаться достаточно разработанной, учитывая особую сложность поверхностных условий.

Можно указать на следующие основные преимущества, позволяющие рассчитывать на эффективность метода обменных волн при изучении фундамента:

1. Метод обменных волн позволяет определять глубину залегания фундамента по разрозненным, одиночным наблюдениям.

2. Организационно постановка сейсмозондирований методом обменных волн проста. Топогеодезические работы ограничиваются перенесением на местность путем опознавания зондирований и пунктов взрыва по картам. При этом нет необходимости измерять расстояние зондирования — пункт взрыва.

Длина одного зондирования может равняться длине одной расстановки — 550 м. Для производства взрывных работ более широко могут быть использованы водоемы. Можно производить наблюдения на большой площади, имея несколько постоянных, заранее подготовленных пунктов взрыва. Нет необходимости иметь четкую отметку момента взрыва.

3. Точность интерпретации данных обменных волн зависит, во-первых, от правильности отождествления соответствующих волн и их одноименных фаз, и, во-вторых, от точности знания величины  $v_p/v_s$  в покрывающей границу обмена толще.

Отождествление волн PPP и PPS в подавляющем большинстве случаев производится однозначно и без особых затруднений. В случае пра-

вильного отождествления карта изохрон качественно отражает тектоническую картину строения фундамента.

Для количественного определения глубины залегания границы необходимо составить график  $\Delta t(H)$  по данным наблюдений на непрерывных профилях либо по данным наблюдений у скважин. Пересчет карты изохрон в карту глубин может быть осуществлен с большой точностью.

Метод обменных волн может применяться как самостоятельно, так и в комплексе с методами МОВ, КМПВ и методом теллурических токов. В качестве недостатка метода обменных волн следует отметить необходимость значительного увеличения расстояний взрыв — сейсмограф по сравнению с методом продольных волн.

Работы по дальнейшему опробованию метода обменных волн для картирования поверхности кристаллического фундамента в Западно-Сибирской низменности следует продолжать в следующих основных направлениях.

1. Провести каротаж глубоких скважин трехкомпонентными сейсμοприемниками. Сопоставить по площади характер изменения скоростей распространения поперечных волн с характером изменения скоростей распространения продольных волн.

Изучить скорости распространения поперечных волн в верхней части разреза. С этой же целью провести наблюдения на зондированиях у глубоких скважин.

Оценить пределы изменения величины  $v_p/v_s$ .

Составить кривую зависимости времени запаздывания волн PS от глубины залегания фундамента и оценить по ней точность определения глубины залегания границы обмена.

2. Используя широкополосную аппаратуру, изучить спектры продольных и основных типов обменных волн образовавшихся на границе фундамента. В результате этого должны быть установлены оптимальные параметры аппаратуры.

3. Продолжать работы по изучению условий регистрации обменных волн в неблагоприятных поверхностных условиях.

4. Опробовать метод обменных волн в зоне развития II структурного яруса и при глубинах залегания фундамента более 1,5—2,0 км.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Гамбургцев. Основы сейсморазведки, Гостехиздат, 1959.
2. И. С. Берзон. Об определении показателя функции расхождения по экспериментальным данным. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1951.
3. Ю. И. Васильев. Об определении коэффициента поглощения сейсмических волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1951.
4. Н. Н. Пузырев. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде. Геология и геофизика, № 10, 1960.
5. Л. Н. Худобина. Опыт регистрации поперечных и обменных отраженных волн. Настоящий сборник.
6. В. В. Жадин. Трехкомпонентные измерения амплитуд скоростей распространения продольных и поперечных волн в глубокой скважине. Геология и геофизика, № 10, 1960.



*И. Ю. НЕДАШКОВСКИЙ,  
Э. В. НИКОЛЬСКИЙ, С. В. ПОТАПЬЕВ*

### ОПРОБОВАНИЕ МЕТОДИКИ ОБМЕННЫХ ГОЛОВНЫХ ВОЛН ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Изучение обменных преломленных волн в Сибирском отделении АН СССР и Новосибирском геофизическом тресте началось в 1958 г. проведением полевых исследований в районах Большереченской и группы Колпашевских структур, где палеозойский фундамент залегает на глубинах около 3000 м. Цель работы — исследование возможностей регистрации обменных волн от фундамента при достаточно большой глубине его залегания и выявление геологической эффективности их использования при интерпретации.

Площади работ характеризуются сложными поверхностными условиями; в разрезе над фундаментом установлено от 3 до 5 границ раздела, на которых возможен обмен. Наблюдения проводились на продольных профилях и отдельных сейсмозондированиях.

В результате работ была зарегистрирована серия обменных волн, связанных как с фундаментом, так и с промежуточными границами раздела в осадочной толще.

Исследования по регистрации обменных волн в таких условиях производились впервые, и, естественно, в технике их выполнения многое не было учтено. В частности, применявшаяся аппаратура была недостаточно низкочастотной. Полученный материал оказался очень сложным, и по нему не удалось однозначно выделить и проинтерпретировать обменные волны. В результате работ поставленные задачи были решены лишь частично.

В 1959 г. наблюдения были продолжены в южной части Западно-Сибирской низменности на двух более простых по геологическому строению участках — Черновском и Ипатовском (рис. 1), с глубиной залегания

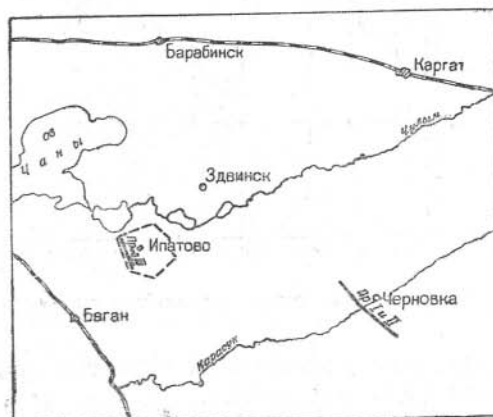


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

ния фундамента соответственно 400—650 м и 1000—1500 м. При исследовании предусматривалась разработка методики картирования фундамента обменными волнами при глубинах его залегания до 1500 м более простой в организационном отношении (в основном сейсмосондирования), не уступающей по точности профильным исследованиям КМПВ, основанным на использовании одних продольных волн.

В процессе работы изучались условия регистрации и прослеживания обменных волн, связанных с фундаментом, их динамические и кинематические характеристики, разрабатывались приемы интерпретации полевого материала.

## 1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе работ одновременно регистрировались две компоненты колебаний при помощи вертикальных ( $Z$ ) и горизонтальных ( $X$ ) одиночных сейсмоприемников с шагом 30 м. Длина расстановки приборов 60-канальной сейсмостанции составляла 870 м.

При наблюдениях на Черновском участке применялась средне-частотная сейсмостанция СС-30/60 и сейсмоприемники СПМ-16 с собственной частотой колебаний 33 гц. Регистрация волн осуществлялась на наиболее низкочастотной фильтрации ФНЧ-25 (ФВЧ — выключен) с максимумом усиления на частоте 22 гц (рис. 2).

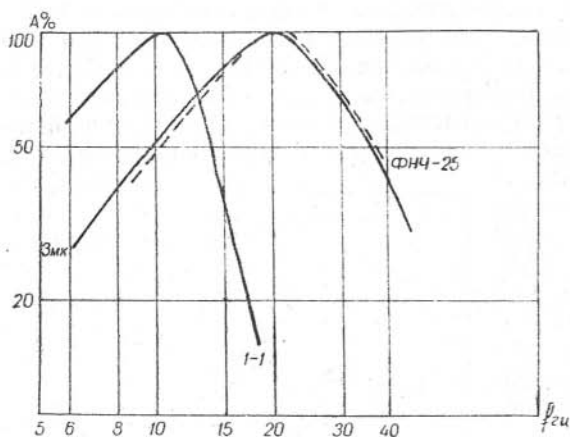


Рис. 2. Частотные характеристики усилителей.

наиболее эффективной является фильтрация 1/1 с максимумом усиления 12 гц (см. рис. 2).

Работы выполнялись на продольных профилях и отдельных сейсмосондированиях.

На продольных профилях первоначально были отработаны системы из двух встречных годографов с непрерывным наблюдением от пункта взрыва, что позволило проследить продольные и обменные головные волны от фундамента и изучить волновую картину в целом.

На Ипатовском участке в связи с более сложной волновой картиной эта система была дополнена нагоняющими годографами. Максимальная длина годографов достигала 13 000 м на Черновском участке и 16 500 м — на Ипатовском.

Таким способом оказалось возможным в дальнейшем выбрать наиболее экономичные корреляционные схемы, которые обеспечивали чет-

На Ипатовском участке применялась низкочастотная сейсмостанция СС-30/60 КМПВ (с ней же был повторно отработан годограф из пункта взрыва  $0^{00}$  профиля II на Черновском участке); при этом  $X$ -компонента регистрировалась сейсмоприемниками СН-3 с собственной частотой 4,5 гц, а  $Z$ -компонента — приборами СПМ-16.

Опытным опробованием фильтраций на Ипатовском участке было установлено, что при регистрации обменных волн

кое прослеживание продольных и обменных волн от фундамента (рис. 3, а, б). Согласно этим схемам, на каждой установке сейсмографов взрывы производятся с 2—4 пунктов. На участках с глубинами залегания фундамента около 400 м расстояние взрыв — прибор изменялось от 3480 до 6090 м (профиль II), при глубине 650 м — от 4350 до 6090 м (профиль I — рис. 3, а). В этих случаях оптимальная величина заряда составляла 20 кг (глубина погружения 20 м). При глубинах 1000—1200 м это расстояние составляло 6960—8700 м (профиль III — рис. 3, б), а величина заряда равнялась 30 кг (при глубине его погружения 15 м).

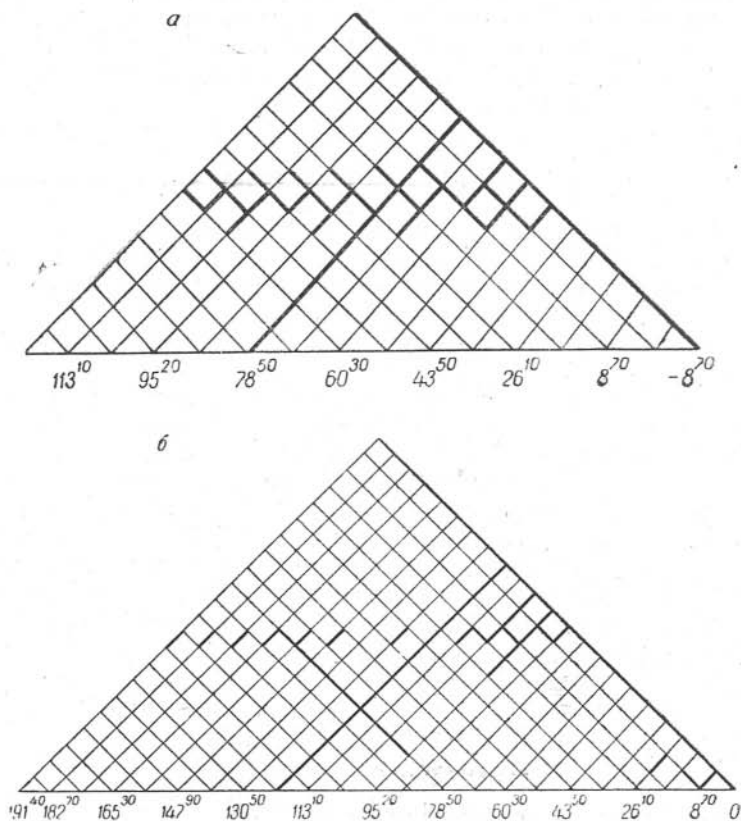


Рис. 3. Схема наблюдений на Черновском (а) и Ипатовском (б) участках.

Взрывы производились в основном в глинах и суглинках; хорошая устойчивость взрывных скважин позволяла производить в них повторные взрывы. Взрывной интервал повсюду был равен 870 м.

На отдельных участках продольных профилей проводились непродольные наблюдения. При этом пункты взрыва располагались перпендикулярно к линии наблюдений на расстояниях 5,6; 7,8 км на Черновском участке и 7,6; 10,4 км — на Ипатовском.

Для выбора методики сейсмозондирований был проведен небольшой объем специальных наблюдений: на двух крестообразных (1 и 1а) сейсмозондированиях во взаимно перпендикулярных направлениях было расположено 6 расстановок, из которых 3 отрабатывались как продольные и 3 — как поперечные. Продольные расстановки обоих сейсмозондирований лежали на одной прямой, на концах которой располагались

пункты взрыва. Этим достигалась взаимная корреляционная увязка для продольных волн.

Анализ материала, полученного на сейсмозондированиях 1 и 1а, показал, что для использования всех признаков корреляцию наблюдения необходимо проводить в двух ортогональных направлениях. Далее обнаружилось отсутствие резких изменений граничных скоростей, ввиду чего был сделан вывод о возможности сокращения протяженности интервалов наблюдений до одной расстановки в каждом из двух взаимно перпендикулярных направлений.

В дальнейшем сейсмозондирования отрабатывались из одного общего пункта взрыва. Продольные расстановки располагались радиально, центры сейсмозондирований — по окружности с радиусом 9 км. Благодаря использованию общего пункта взрыва сохранялось большее постоянство условий возбуждения волн.

## 2. ВОЛНОВАЯ КАРТИНА

Волновая картина на Черновском и Ипатовском участках в общих чертах сходна. Поэтому при описании основное внимание будет уделено Черновскому участку с указанием особенностей, присущих Ипатовскому.

Все зарегистрированные волны можно подразделить на три группы: А, Б, В.

К группе А отнесем головные волны, связанные с фундаментом; к группе Б — головные волны, образовавшиеся в мезокайнозойской осадочной толще; к группе В — все отраженные волны.

Волны группы А представляют непосредственный интерес при решении поставленной нами задачи, поэтому мы рассмотрим их особенности возможно детальнее. Волны группы Б, которые пока не используются для целей разведки, охарактеризуем очень кратко, тем более что и методика наблюдений при настоящих исследованиях не была рассчитана на их применение. Волны группы В рассматриваются в специальной статье настоящего сборника.

### Волны группы А

Условимся обозначать волну буквой  $t$  с двумя индексами. Первый индекс указывает на характер подходящей к приемнику волны: S — поперечная и P — продольная (как правило, P-волны выделялись на записях только вертикальных Z-приборов, а S-волны — на записях X-приборов). Второй индекс показывает порядковый номер вступления волны ( $t_{S1}$  и т. д.).

Волны группы А характеризуются высокими значениями кажущихся скоростей, превышающих 3000 м/сек, сравнительно низкими преобладающими частотами (порядка 8—10 гц при широкой полосе пропускания) и значениями эффективных коэффициентов затухания около  $(6 \div 14) \times 10^{-4}$  1/м.

Рассмотрим волны, подходящие к дневной поверхности, как продольные.

Волна  $t_{P1}$  является основной в районе исследований. Ее кажущаяся скорость равна 4800—6200 м/сек, и она устойчиво прослеживается по всей площади работ.

На Черновском участке волна  $t_{P1}$  выходит в первые вступления на расстояниях 1000—1500 м, на Ипатовском — на 3000 м от пункта взры-





ти повсюду. На Ипатовском участке она регистрируется в интервале 8—11 км от пункта взрыва (см. рис. 5, годографы с ПВ О и 121<sup>50</sup>).

Волна  $t_{S1}$  появляется во вторых вступлениях на расстоянии 3—5 км от пункта взрыва на Черновском участке и 7—8 км — на Ипатовском и далее четко прослеживается на всем протяжении профилей и на зондированиях. Несмотря на то, что она регистрируется X-приборами до и после волны  $t_{S0}$ , ее легко выделить благодаря большой

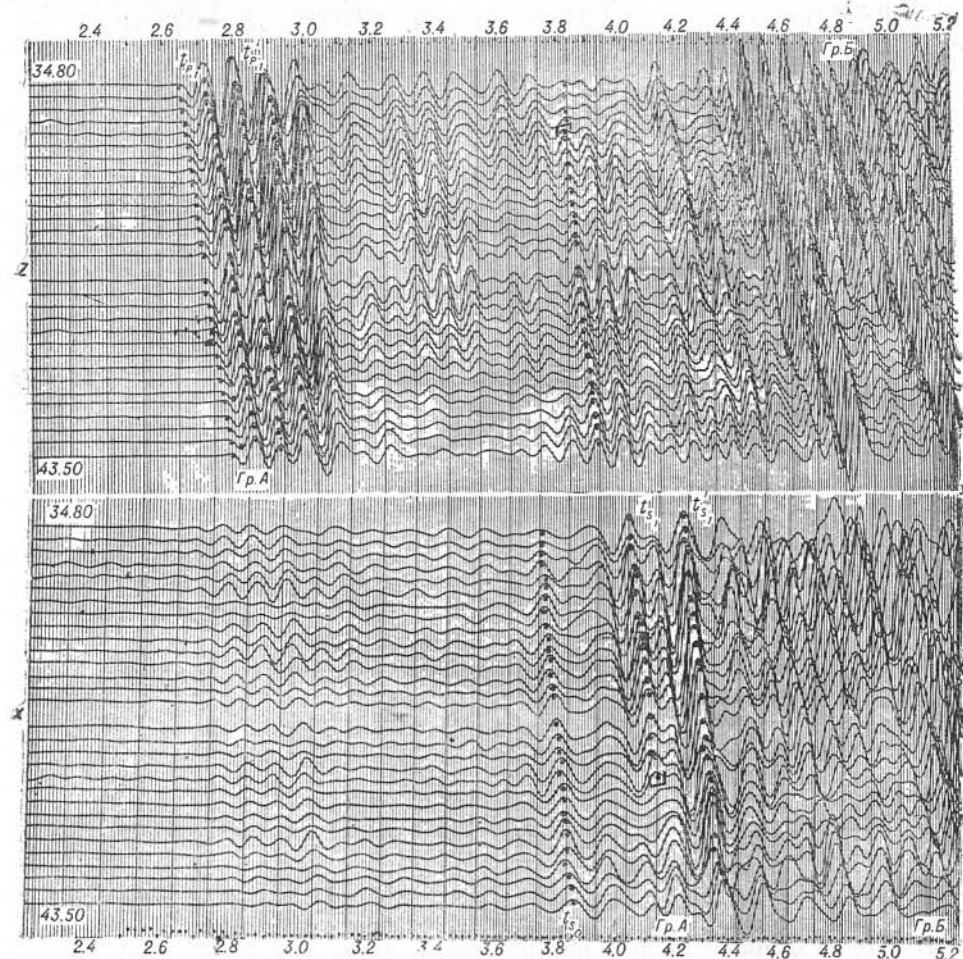


Рис. 6. Сейсмограмма, полученная на профиле III. ПВ 0;  $h=15$  м;  $Q=30$  кг;  $\Phi=3$  мк.

интенсивности и устойчивой форме записи (см. рис. 6, 8). Годограф волны  $t_{S1}$  в общем располагается параллельно годографу  $t_{P1}$ , хотя локально кажущиеся скорости  $t_{S1}$  меняются в более широких пределах, чем у волны  $t_{P1}$  (см. рис. 4, 5). Время запаздывания волны  $t_{S1}$  по отношению к продольной  $t_{P1}$  составляет в среднем 0,8 сек при глубине фундамента 400 м, 1,0 сек при глубине 650 м и 1,2—1,4 сек, когда кровля фундамента погружается до 1000—1300 м. На Черновском участке волна  $t_{S1}$  характеризуется более однообразной и простой формой записи, чем на Ипатовском. Кажущийся период у волны  $t_{S1}$  ниже, чем у волны  $t_{P1}$ . На Ипатовском участке происходит усложнение формы

записи за счет интерференции с другой волной, обозначенной нами индексом  $t'_{S1}$ .

Волна  $t'_{S1}$  прослеживается всегда за волной  $t_{S1}$  и характеризуется несколько меньшей интенсивностью. То подходу к основной волне, то отдаляясь от нее на небольшой интервал времени, волна  $t'_{S1}$  служит причиной образования сложной интерференционной формы записи (см. рис. 6, 8) — аналогично интерференции волн  $t_{P1}$  и  $t'_{P1}$ .

Волны  $t_{S2}$ ,  $t_{S3}$ ,  $t_{S4}$  выступают приблизительно через равные интервалы времени, вслед за волной  $t_{S1}$  (рис. 9). При глубине залегания фундамента 400 м интервал следования этих волн составляет около 0,5 сек. Характерной особенностью их является повышение интенсивности по мере возрастания временей появления на записи. На Черновском участке

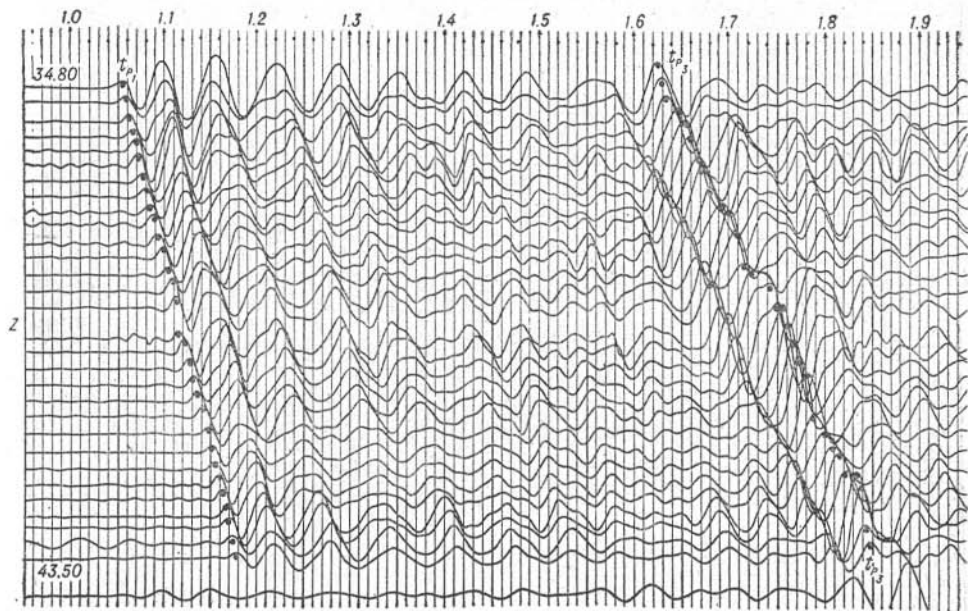


Рис. 7. Сейсмограмма с записью волн  $t_{P1}$  и  $t_{P3}$ , полученная на профиле II: ПВО.  $h=25$  м,  $Q=20$  кг, ФНЧ—25.

волны  $t_{S2}$ ,  $t_{S3}$ ,  $t_{S4}$  начинают прослеживаться после того, как волны группы Б уходят в последующие вступления, и далее уверенно следятся на всем протяжении профиля (см. рис. 4). Значения кажущихся скоростей у всех четырех волн (считая и волну  $t_{S1}$ ) локально несколько различаются между собой, но в общем их годографы можно считать параллельными.

Волны второй подгруппы —  $t_{S5}$ ,  $t_{S6}$ ,  $t_{S7}$  зарегистрированы только на Черновском участке. На расстоянии 11 км от пункта взрыва появляется волна  $t_{S5}$ , а следом за ней через равные промежутки времени порядка 0,5 сек — волны  $t_{S6}$  и  $t_{S7}$  (см. рис. 4 и 9). Волна  $t_{S5}$  характеризуется значительной интенсивностью и сравнительно сильным затуханием. Значения эффективного коэффициента поглощения, определенного по двум соседним расстановкам, составляет  $2 \times 10^{-3}$  1/м. Как видно на записи, волны  $t_{S6}$  и  $t_{S7}$  менее интенсивны, чем волна  $t_{S5}$ . По сравнению с волнами первой подгруппы волны  $t_{S5}$ ,  $t_{S6}$ ,  $t_{S7}$  характеризуются более многофазной формой записи.



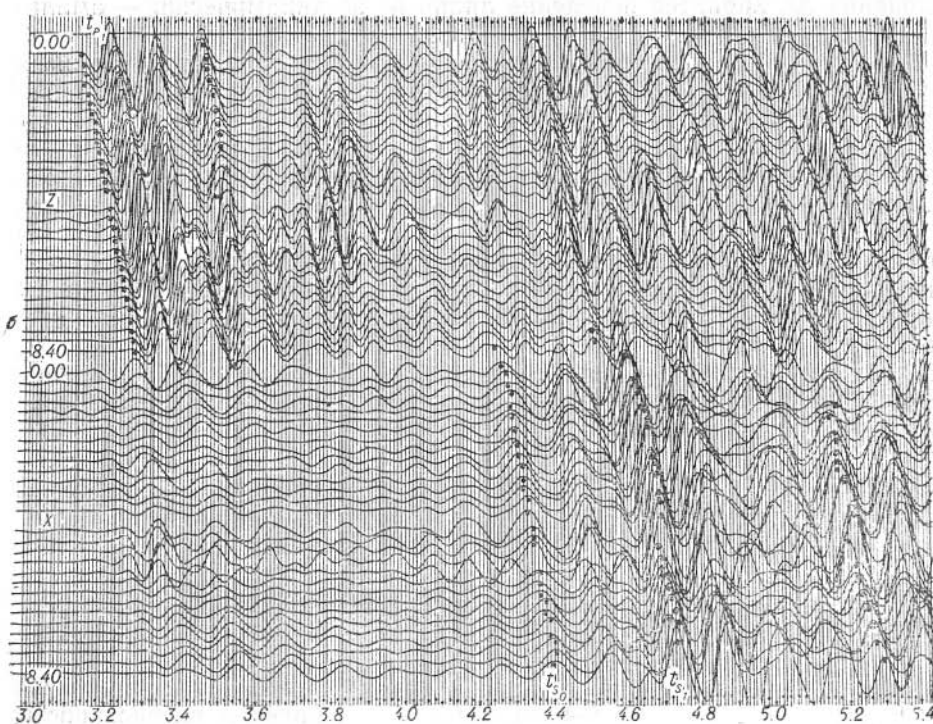
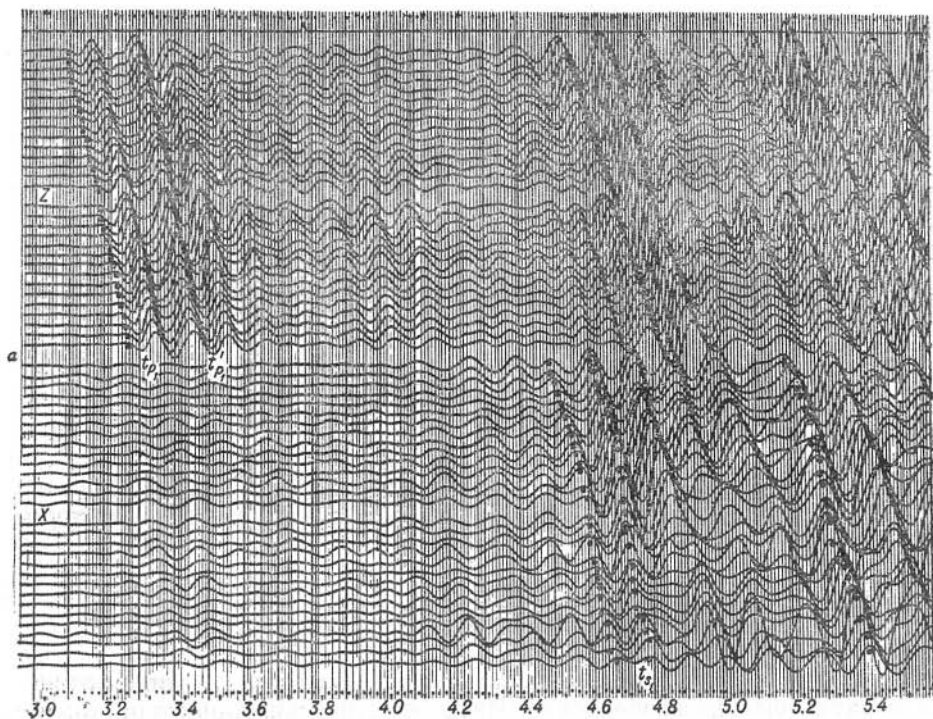


Рис. 8. Сейсмограммы, полученные на зондированиях:  
 а — характер записи на СЗ-1; б — характер записи на СЗ-2.

## Волны группы Б

Волны группы Б характеризуются невысокими значениями кажущихся скоростей (менее 3000 м/сек) и значительной интенсивностью, превосходящей интенсивность волн группы А даже на значительном расстоянии. Эти волны регистрируются непосредственно от пункта взрыва, ограничивая тем самым область прослеживания волн группы А в начальной части годографов. Кажущийся период волн группы Б меньше кажущегося периода волн группы А, а затухание намного больше (см. рис. 6).

Волны, входящие в эту группу, вступают последовательно одна за другой как на Z-, так и на X-компонентах.

Первой регистрируется прямая волна с кажущейся скоростью Z-компоненты 1650 м/сек, быстро смещаемая волнами с кажущимися скоростями 1800—1900 м/сек и в последующих вступлениях волной с кажущейся скоростью 2100 м/сек (см. рис. 4). На Ипатовском участке, кроме того, регистрируются волны с кажущимися скоростями 2200—2300 и 2500 м/сек. Имея близкие кажущиеся скорости, эти волны образуют протяженные зоны интерференции; на расстояниях свыше 4 км их годографы начинают веерообразно расходиться (см. рис. 5).

### 3. О ПРИРОДЕ ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ВОЛН

При определении природы волн рассматривались их кинематические и динамические особенности. Из кинематических характеристик использовались значения кажущихся и граничных скоростей, интервал следования  $\Delta t$ , характер поведения линий  $t_0$ ; из динамических — амплитудные кривые.

Прежде чем переходить к вопросу о природе зарегистрированных волн, нам кажется целесообразным кратко коснуться результатов теоретического расчета динамических особенностей волн. Результаты расчетов по динамике волн для Черновского и Ипатовского участков в качественном отношении подобны; полученные качественные выводы, по-видимому, являются общими для районов, аналогичных описываемым.

Все расчеты производились в предположении, что среда является многослойной, состоящей из изотропных однородных слоев с плоскими границами раздела. Поглощение энергии средой и искажающее влияние регистрирующей аппаратуры не учитывалось. Расчетные формулы для интенсивностей головных волн вдали от начальных точек взяты из [1, 2]. В качестве источника возбуждения рассматривался центр расширения (идеальный взрыв). Теоретические параметры среды выбирались близкими к реальным для данного района.

Т а б л и ц а

№ слоя	Мощность, $h, м$	$v_p, м/сек$	$v_s, м/сек$	$\gamma = \frac{v_s}{v_p}$	$\sigma = \frac{\rho_n}{\rho_{n+1}}$
1	180	1650	320	0,19	1,0
2	70	1800	480	0,27	1,0
3	150	1900	650	0,34	0,8
4		5500	3180	0,58	

Для Черновского участка в качестве «расчетной» модели была взята следующая четырехслойная система с плоско-параллельными границами раздела (табл.).

Были произведены расчеты интенсивности:

- а) головных обменных волн от всех трех границ раздела;
- б) головных кратных волн — частично кратных и полной кратности — с отражением от кровли фундамента и от дневной поверхности;

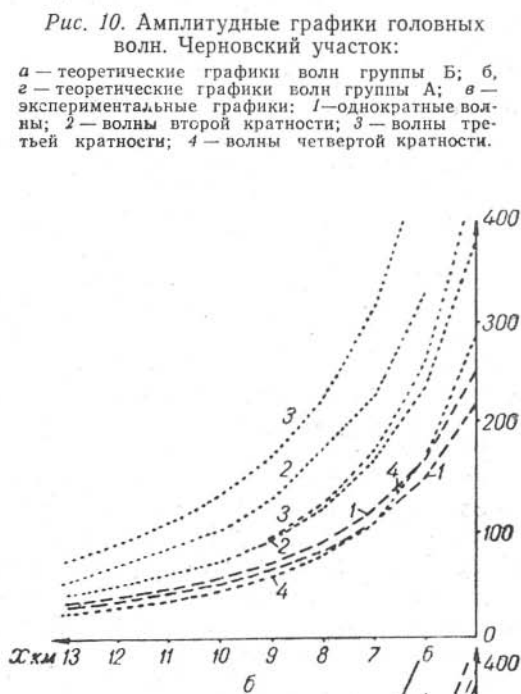
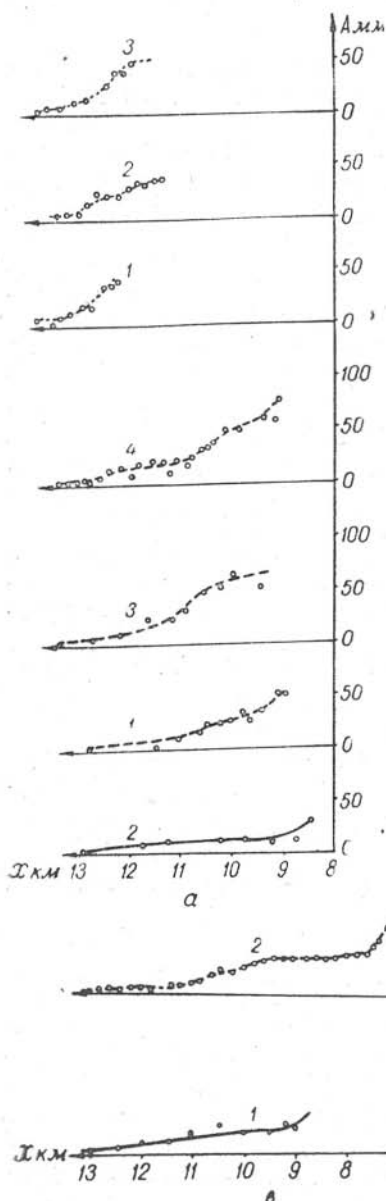
в) обменных отраженных волн от всех трех границ раздела.

Общие качественные выводы следующие:

1. Наиболее интенсивными из однократных являются головные волны типа  $PP_{\phi}P$ ,  $PP_{\phi}S$ ,  $PS_{\phi}P$ ,  $PS_{\phi}S$ . Все прочие обменные головные волны (испытывавшие хотя бы один обмен на промежуточной границе раздела) по сравнению с ними имеют интенсивность, по крайней мере, на порядок ниже.

2. Для головных волн, образующихся на границе раздела со скоростным перепадом  $\frac{v_2}{v_1} \sim 1,1 - 1,5$ , интенсивность волн типа  $PPP$  больше (примерно раза в три) интенсивности волн типа  $PPS$  (рис. 10, г):

$$I_{PPP} > I_{PPS}.$$



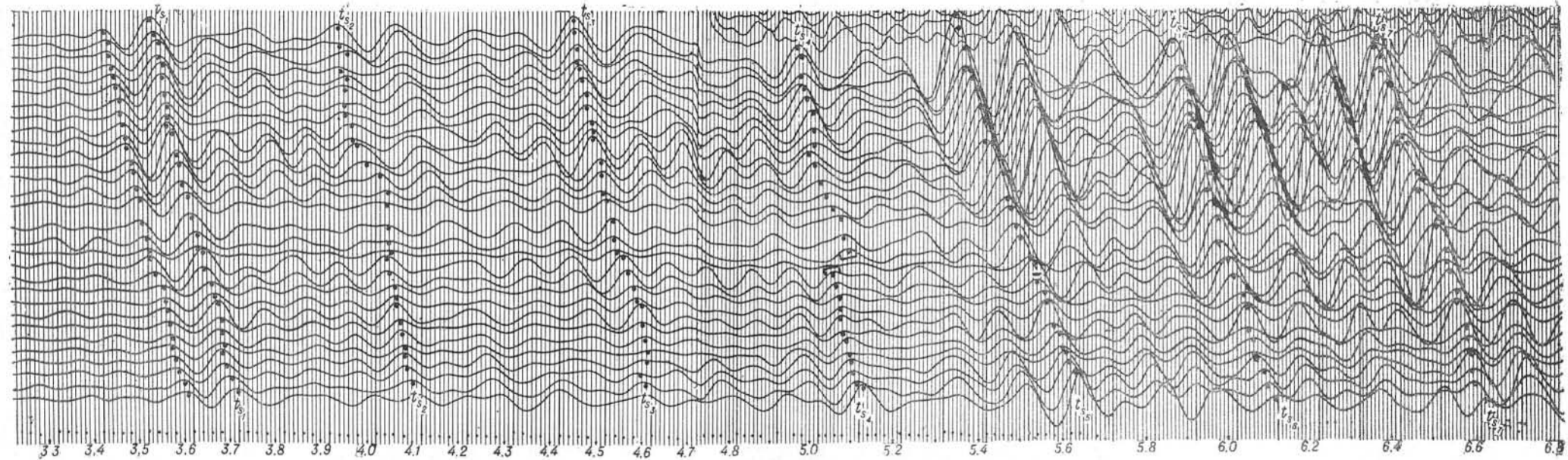


Рис. 9. Сейсмограмма, иллюстрирующая обменные волны на X-компонентах, полученная на профиле П. ПВ О,  $h=25$  м,  $Q=25$  кг,  $\Phi=1/1$ .

3. Если же головные волны образуются на границе с перепадом скоростей  $\frac{v_2}{v_1} \sim 2,5 - 3,0$ , то соотношение интенсивностей этих волн обратное, т. е. интенсивность волн типа PPS (PSS) больше (раза в два) интенсивности волн типа PPP (PSP) (см. рис. 10, б):

$$I_{\text{PPP}} < I_{\text{PPS}}.$$

(PSP)    (PSS)

Иначе говоря, интенсивность головной волны типа PPP увеличивается по мере уменьшения скоростного перепада на границе раздела. Для головных обменных волн типа PS (PSS), наоборот, интенсивность уменьшается по мере уменьшения скоростного перепада (см. рис. 13, б, г).

4. Относительно кратных головных волн можно сделать следующие выводы:

а) по мере увеличения кратности интенсивность головных волн полной кратности типа  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$  увеличивается, а типа  $PS_{\phi}P$  и  $PS_{\phi}S$  убывает (рис. 10, б, в);

б) интенсивности частично кратных головных волн, по крайней мере, на порядок меньше интенсивности однократных волн типа  $PP_{\phi}P$ ,  $PP_{\phi}S$ ,  $PS_{\phi}P$ ,  $PS_{\phi}S$ , связанных с резкой скоростной границей. По отношению же к интенсивности однократных головных волн (волны  $P_1P_2P_3P_2P_1$  и т. д. — рис. 10, г), образовавшихся на слабых границах раздела интенсивности соответствующих частично кратных волн, становится сравнимой (хотя и несколько меньшей).

После рассмотрения результатов динамических расчетов перейдем к непосредственному выяснению природы зарегистрированных волн. При анализе их динамических особенностей амплитудные графики сопоставлялись с расчетными графиками интенсивностей различных волн, что позволяло более уверенно отнести зарегистрированные волны к тому или иному типу.

Волна  $t_{P_1}$  характеризуется интенсивной Z-компонентой, на большей части профиля приходит первой и имеет высокую кажущуюся скорость. По этим признакам мы ее уверенно относим к головной волне  $PP_{\phi}P$  от фундамента; построенная по ней граница совпадает с кровлей фундамента, определенной бурением.

Ее «спутник» — волна  $t'_{P_1}$  — предположительно может быть проинтерпретирована как продольная головная волна, связанная с границей раздела внутри фундамента неглубоко под его кровлей.

Параллельность годографов, постоянство и выдержанность (при одинаковых глубинах границ) времен запаздывания волны  $t_{P_2}$  по отношению к  $t_{P_1}$  позволяют отнести ее к однократной отраженно-преломленной в слое дневная поверхность — кровля фундамента.

Волна  $t_{P_3}$  характеризуется отношением ее кажущейся скорости к  $V^*$  продольной волны  $t_{P_1}$  порядка  $\frac{1}{\sqrt{3}}$ ; интенсивность ее в интервале 3—5 км от пункта взрыва несколько больше, чем волны  $t_{P_1}$  (см. рис. 7 и 10, б, в). Годограф волны  $t_{P_3}$  совпадает с теоретическим годографом волны  $PS_{\phi}P$ . Исходя из предположения, что  $t_{P_3}$  является волной  $PS_{\phi}P$ , построили преломляющую границу, которая совпала с кровлей фундамента. Граничная скорость волны, равная 3100 м/сек, соответствует только скорости поперечных волн в породах фундамента, поскольку пласта с такой скоростью продольных волн в разрезе осадочной толщи нет.

Перейдем к характеристике волн, подходящих к линии наблюдений как поперечные.

Первой среди них регистрируется волна  $t_{s0}$ , являющаяся обменной волной типа  $PP_{\phi}PS$ . Обмен происходит на границе в осадочной толще, которая, по-видимому, выклинивается в направлении подъема кровли фундамента — на соответствующих участках наблюдается закономерное исчезновение волны  $t_{s0}$ . Доказательством принадлежности волны  $t_{s0}$  к волнам именно такого типа является значение кажущейся скорости, близкой к кажущейся скорости волны  $t_{p1}$  и весьма малая интенсивность, значительно меньшая интенсивностей всех других волн группы А.

Наиболее выдержанная в районе исследований волна  $t_{s1}$  обладает устойчивыми отличительными чертами. Кажущаяся скорость ее при горизонтальном залегании границ равна кажущейся скорости волны  $t_{p1}$ . При наклонном залегании поверхности фундамента кажущиеся скорости этих волн изменяются в следующем соотношении: по падению границы  $v_{t_{s1}}^* < v_{t_{p1}}$ , по восстанию  $v_{t_{s1}}^* > v_{t_{p1}}$ .

Волна  $t_{s1}$  является самой интенсивной из всех волн с кажущимися скоростями порядка  $v_{t_{p1}}^*$ . Значение разности времен  $\Delta t = t_{s1} - t_{p1}$  по нагоняющим и нагоняемым годографам практически совпадает. Форма записи волны  $t_{s1}$  в ряде случаев осложняется интерференционными признаками, аналогично волне  $t_{p1}$  (см. рис. 12).

По всем перечисленным признакам волна  $t_{s1}$  должна быть отождествлена с волной  $PP_{\phi}S$ .

На Ипатовском участке, как отмечалось выше, зарегистрированы волны  $t'_{s1}$  затрудняющие выделение основных волн  $t_{s1}$ . Эти волны по аналогии с волнами  $t'_{p1}$ , вероятно, можно отнести к типу  $PPS$  от границ внутри фундамента.

При определении природы волны  $t_{s5}$  был рассчитан теоретический годограф волны типа  $PS_{\phi}S$  с кажущейся скоростью 3100 м/сек. Годографы расчетный и наблюдаемый полностью совпали. Волна  $t_{s5}$  ( $PS_{\phi}S$ ) регистрируется на больших временах в области последующих вступлений, причем ее интенсивность и по расчетам и по наблюдениям сравнима с интенсивностью волны  $PP_{\phi}S$ .

Волны, следующие за  $t_{s1}$  и  $t_{s5}$ , объединены нами по сходству признаков в группу кратных в слое дневная поверхность — кровля фундамента. Признаками, позволяющими считать эти волны кратными, являются: 1) постоянство интервала времени, через который они появляются на записи, и равенство времени прохождения отраженной волны; 2) параллельность годографов этих волн годографам соответственно  $PP_{\phi}S$  и  $PS_{\phi}S$ ; 3) с увеличением кратности интенсивности одно-, двух- и трехкратных отраженно-преломленных волн типа  $PPS$  повышаются. Это наблюдается для волн  $t_{s2}$ ,  $t_{s3}$ ,  $t_{s4}$ . Для волн, кратных  $PSS$ , интенсивность последующих одно-двухкратных волн убывает (см. рис. 12, 13). К таким относятся волны  $t_{s6}$  и  $t_{s7}$ .

#### 4. КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЛН ТИПА $PP_{\phi}P$ И $PP_{\phi}S$

На основании изложенного выше можно сказать, что описанные типы волн имеют ряд довольно устойчивых признаков, которые могут быть положены в основу корреляции. К ним в первую очередь относятся: порядок вступления и взаимное расположение волн на записи, значения кажущихся скоростей, времени запаздывания волн по отношению

к какой-то одной, тип которой не вызывает сомнения, устойчивость формы записи и особенно интенсивности волн. Последний признак является столь же важным для отождествления волн, как и общепринятые кинематические критерии. В связи с этим теоретическому рассмотрению вопроса об интенсивностях в настоящих работах было уделено большое внимание. В качестве вспомогательных признаков корреляции принимался во внимание характер интерференционной картины волн  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$ , сохранение постоянства разности времен вступлений по нагоняющим и нагоняемым годографам, а также значение граничных скоростей.

Рассмотрим отождествление и особенности корреляции только двух типов волн —  $PP_{\phi}P$  ( $t_{p1}$ ) и  $PP_{\phi}S$  ( $t_{s1}$ ), поскольку на их использовании основывается методика изучения фундамента.

Волны  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$  определяются в первую очередь по значениям кажущихся скоростей, которые изменяются от 4800 до 6200 м/сек.

Волна  $PP_{\phi}P$  регистрируется всегда, за небольшими исключениями, в первых вступлениях; волна  $PP_{\phi}S$  — второй после волны  $PP_{\phi}PS$  ( $t_{s0}$ ), а при отсутствии таковой — в качестве первой. В том случае, когда присутствуют обе эти волны, волну  $PP_{\phi}$  легко опознать по преобладающей интенсивности (рис. 8, б).

При непрерывной корреляции можно для опознавания волны  $PP_{\phi}S$  привлечь разность времен вступлений волн  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$ , которая изменяется плавно по профилю (рис. 11, а). Если по нагоняемому или нагоняющему годографу получен неуверенный материал, то путем сопоставления этих времен можно более уверенно произвести отождествление волн.

Волны  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$  обладают наибольшей интенсивностью среди всех других типов волн с высокими кажущимися скоростями. Однако этот признак выдерживается не всегда, особенно для материала по Ипатовскому участку.

Здесь в связи с частой интерференцией волн от поверхности фундамента и от горизонтов внутри него отождествление волн затруднено. В этом случае не всегда может быть использован признак кажущихся скоростей, поскольку кажущиеся скорости волн  $t_{p1}$  и  $t'_{p1}$ ;  $t_{s1}$  и  $t'_{s1}$  близки между собой. Затусневывается и признак интенсивности данных волн.

По всей совокупности записей установлено, что интенсивность волны  $t_{p1}$  меньше интенсивности волн  $t'_{p1}$ , а для  $t_{s1}$  и  $t'_{s1}$  наблюдается обратное соотношение. Этот вывод согласуется с теоретическим расчетом. Поэтому первая фаза Z-компоненты волны  $t_{p1}$ , имеющая меньшую амплитуду записи, сопоставлялась с первой фазой X-компоненты волны  $t_{s1}$ , имеющей большую амплитуду.

Форма записи изменяется закономерно в зависимости от расположения пунктов приема относительно элементов поднятия. На своде поднятия образуется многофазная форма импульсов, по направлению к крыльям запись становится более разрешенной.

Разработка качественных приемов корреляции особенно важна для записей, полученных на сейсмондированиях, где они должны в значительной степени заменить приемы непрерывной корреляции фаз.

На рис. 8, а, б, сопоставляются записи волн на двух сейсмондированиях. Амплитудный признак, как видно из приводимых сейсмограмм, хорошо выдерживается. Волна  $t_{p1}$ , имеющая наиболее разрешенную форму записи на зондировании 1 (рис. 8, а), четко определяется по всем сейсмограммам. Хорошо заметна доминирующая интенсивность волн

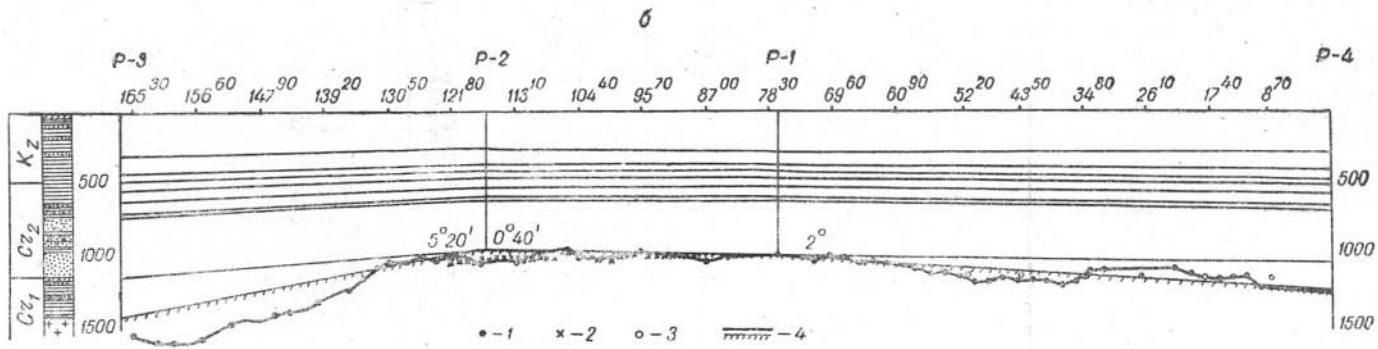
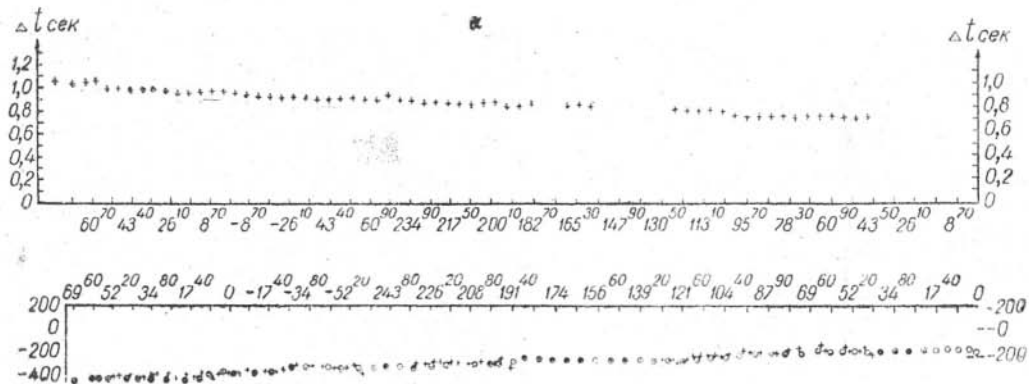


Рис. 11. Сейсмические разрезы:

а — линия  $\Delta t$  и разрез по профилям I, II; б — разрез по профилю III; 1 — границы, построенные по  $t_0$  ppp; 2 — определение глубин по способу  $\Delta t$ ; 3 — определение глубин по  $t_0$  pps; 4 — границы по данным бурения.



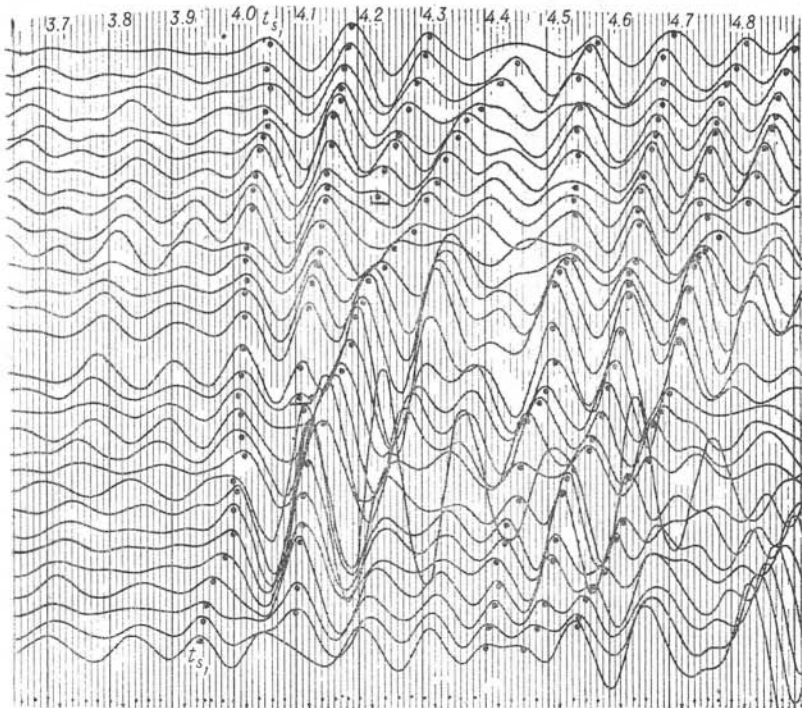
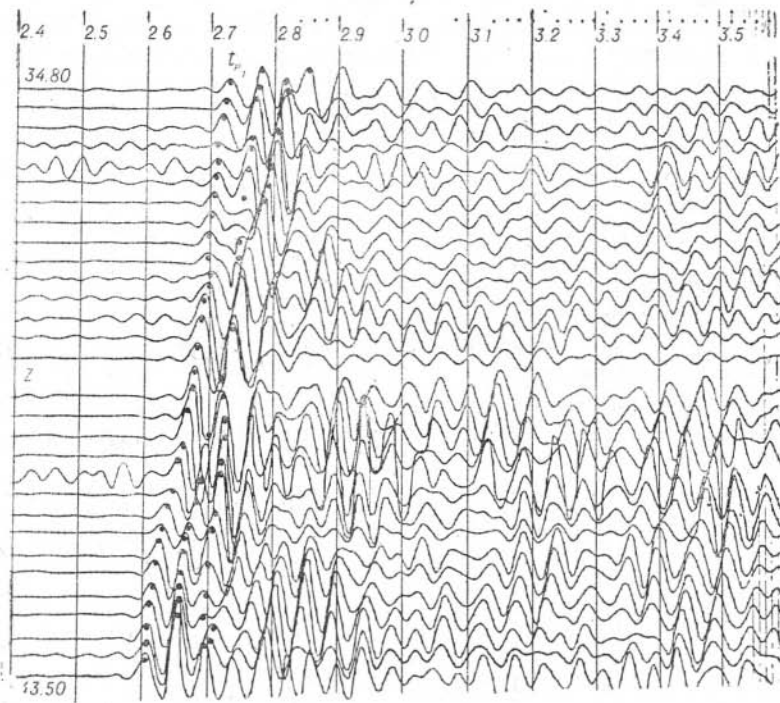


Рис. 12. Сейсмограммы, иллюстрирующие сложную форму записи в местах круглого погружения фундамента. Профиль I, ПВ 121<sup>50</sup>,  $h=15$  м,  $Q=30$  кг,  $\Phi=1/1$ .

$t_{s1}$  по сравнению с волной  $t_{s0}$  (рис. 8, б). Кажущаяся скорость меняется мало. Это позволяет уверенно отождествить волны от зондирования к зондированию.

На Ипатовском участке, как и на Черновском, при резком погружении кровли фундамента волны  $PP_{\phi}S$  перестают проследиваться (например, на пикетах 130—165 профиля III, (рис. 5).

В качестве еще одной особенности записи, затрудняющей корреляцию, укажем на «петли годографов», создаваемые локальными впадинами на кровле фундамента (рис. 12).

Корреляция волн от расстановки к расстановке и увязка времен на общих точках годографов не одинакова для волн  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$ . Если величины увязок для продольных волн не превышают в среднем 0,007 сек, то для поперечных волн они обычно равны 0,01 сек. Это объясняется скорее всего различным влиянием изменений условий взрыва на эти волны.

## 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Граничные скорости определялись графически по разностным годографам. При этом величины, вычисленные по волнам  $PP_{\phi}P$  и  $PP_{\phi}S$ , на Черновском участке не совпадают между собой, на Ипатовском же участке наблюдается хорошее совпадение.

На Черновском участке скорости, определенные по этим двум типам волн, обычно различаются без видимой закономерности в среднем на  $\pm 200$  м/сек. Изменение значений граничных скоростей по профилю тем не менее имеет сходный характер, т. е. если скорости волн  $PP_{\phi}P$  убывают в определенном направлении, то для волн  $PP_{\phi}S$  наблюдается такое же изменение скоростей. Граничные скорости здесь изменяются от 4800 до 5600 м/сек. На Ипатовском участке граничные скорости меняются по профилю III в следующей последовательности:  $v_r = 5100$  м/сек на пикетах 104—70,  $v_r = 6200$  м/сек на пикетах 70—50,  $v_r = 6400$  м/сек на пикетах 50—27 и  $v_r = 5100$  м/сек на пикетах 27—0.

Граничные скорости поперечных колебаний, определенные по волнам PSP на небольшом участке профиля III, составили 3180 м/сек, а отношение  $\frac{v_{Pr}}{v_{Sr}}$  оказалось равным 1,73.

Скорости поперечных волн до глубины 65 м были определены при помощи обращенного трехкомпонентного каротажа, а до поверхности фундамента — расчетным путем.

Расчет скоростей производился по формуле [3]:

$$\frac{v_p \cdot \Delta t}{h} = K \sqrt{1 - \left(\frac{v_p}{K v_r}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_p}{v_r}\right)^2},$$

где  $\Delta t = t(PPS) - t(PPP)$ ;

$$K = \frac{v_p}{v_s};$$

$v_p, v_r$  — средние и граничные скорости продольных волн;  
 $h$  — глубина кровли фундамента, определенная по данным продольных волн и глубокого бурения.

График  $v_p = f(h)$  был ранее получен по материалам сейсмокаротажа Барабинской опорной скважины.

При определении скоростей использовалась номограмма зависимости  $\frac{\Delta t \cdot v_p}{h}$  от  $\frac{v_p}{v_r}$  при различных значениях параметра  $K$ . Данные определений  $\frac{v_p}{v_s} = f(h)$  были пересчитаны в зависимость  $h = f(t_{0s})$ , где

$$t_{0s} = 2h \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_p}{K v_r}\right)^2}}{v_s}$$

По этим значениям был построен вертикальный годограф (рис. 13). Этот годограф до глубины 950 м был сопоставлен с вертикальным годографом трехкомпонентного сейсмокаротажа Бочкаревской скважины, отстоящей на 300 км северо-западнее участка работ [4]. В результате сопоставления было выявлено лишь небольшое различие вертикальных годографов, что дает основание предполагать отсутствие значительного горизонтального градиента скорости поперечных волн в пределах этой части Западно-Сибирской низменности, как это было установлено ранее для скоростей продольных волн.

Значение

$$K = \frac{1}{\gamma} = \frac{v_p}{v_s}$$

в рыхлых отложениях для района работ уменьшается от 5,3 на глубине 100 м до 3,1 на глубине 1300 м. На рис. 13 в первой части приведены графики пластовых, средних скоростей и вертикальные годографы поперечных волн; в средней части рисунка — те же данные по продольным волнам. В правой части рисунка приводятся графики, поясняющие характер изменения параметра  $K$ .

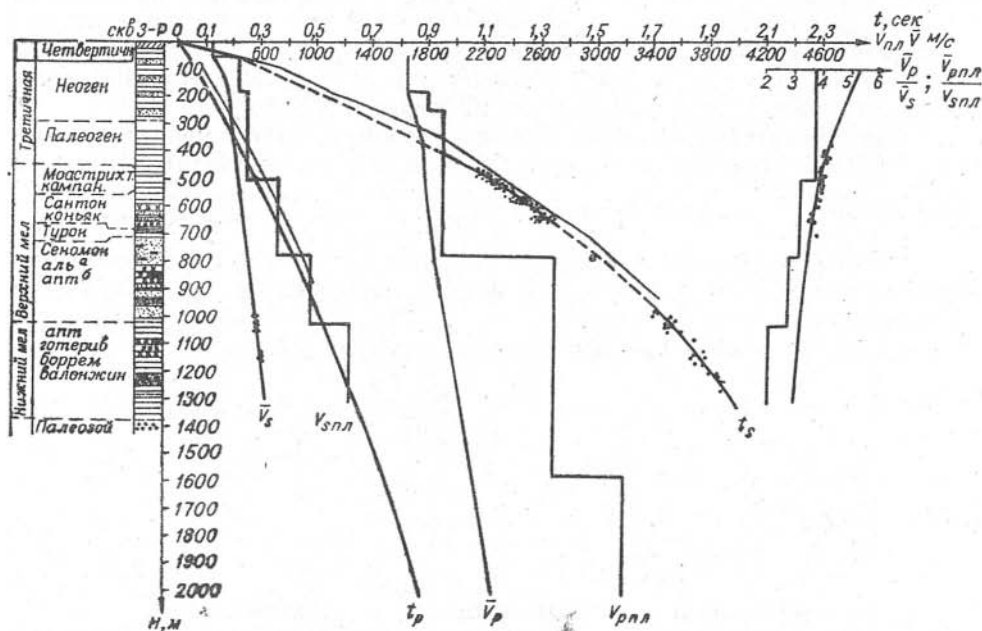


Рис. 13. Сейсмогеологический разрез по Ипатовскому участку. Толстыми линиями показаны рассчитанные графики пластовых, средних скоростей, вертикальные годографы, графики отношений скоростей. Тонкие линии — вертикальные годографы сейсмокаротажа Бочкаревской скважины.

Как можно видеть, по скоростям поперечных волн разрез расчленяется гораздо подробнее, чем по данным продольных волн. При этом трем границам раздела, выделенным по пластовым скоростям продольных волн, соответствуют перепады скоростей и поперечных волн.

## 6. ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Построение разрезов по данным обменных волн производилось по разности времен

$$\Delta t = t(\text{PPS}) - t(\text{PPP}),$$

способом  $t_0$  и методом полей времен.

Определение глубин по времени  $\Delta t$  осуществлялось методом подбора с использованием упомянутой номограммы и графиков,

$$v_p = f(h); \quad v_p = f\left(\frac{v_p}{v_s}\right).$$

При этом получалось два более или менее близких значения глубины.

При правильном выборе глубины и скоростей данные, определенные по номограмме и графикам, должны совпадать. Если такого совпадения не наблюдается, то глубины или скорости следует изменить в нужную сторону.

По данным наблюдений были построены графики зависимости  $\Delta t = f(h)$ , которые также применялись для определения глубин.

В способе  $t_0$  используется соотношение [5]:

$$\begin{aligned} \vec{t}_{\text{PPS}} + \vec{t}_{\text{PPS}} - T_{\text{PPP}} &= t_{0\text{SPS}}, \\ t_{0\text{SPS}} &= \frac{2h \cos i_s}{v_s}, \quad \text{где } i_s = \arcsin \frac{v_s}{v_{\text{Pr}}}. \end{aligned}$$

Учитывая, что  $v_s \ll v_{\text{Pr}}$ , будем иметь  $\cos i_s \sim 1$ . Отсюда следует

$$t_{0\text{SPS}} \sim \frac{2h}{v_s} = t_{0\text{SS}},$$

т. е.  $t_0$  годографов головных обменных волн можно практически заменить значениями  $t_0$  по отраженным поперечным волнам. Для расчетов глубин использовался вертикальный годограф  $h = f(t_{0\text{S}})$ .

При построении границ методом полей времен точка, принадлежащая преломляющей границе, определяется по пересечению изохрон, построенных при заданном значении  $v_{1\text{S}}$ , сумма времен которых равна взаимному времени продольной волны  $\text{PP}_{\Phi}\text{P}$ .

На рис. 11 приводятся сейсмические разрезы, на которых сопоставлены определения глубин различными способами. По профилям I и II преломляющий горизонт полого погружается от 400 до 650 м. Глубины, определенные по продольным волнам и по  $\Delta t$  обменных и продольных волн, совпадают с разбросом значений не более  $\pm 10$  м.

Разрез по профилю III, пересекающему Ипатовскую структуру, более сложен. Преломляющая поверхность, построенная разными способами по обменным и продольным волнам, на свде хорошо совпадает с геологической границей, проведенной по скважинам.

На крыльях же структуры имеются расхождения с данными бурения, достигающие по глубине 100 м, тогда как максимальные расхождения в глубинах, определенных по продольным и обменным волнам, между собой не превышают  $\pm 40$  м.

В процессе обработки наблюдений по продольным профилям можно получить дополнительные сведения о форме залегания поверхности фундамента путем анализа линии  $t_{0PPS}$ . Линия  $t_{0PPS}$  в отличие от линии  $t_{0PPP}$  характеризуется в несколько раз большими значениями времен и более резкими изменениями формы, связанными с изменениями конфигурации преломляющей границы. Так, локальная впадина, отмеченная около пикета 52<sup>20</sup> профиля III по сейсмическому разрезу и годографам, по линии  $t_{0PPP}$  проявляется слабо. В то же время по линии  $t_{0PPS}$  она характеризуется приращением времен порядка 0,25 сек. (рис. 14). Это можно объяснить различием в скоростях продольных и поперечных волн. Кроме того, по линии  $t_{0PPS}$  можно гораздо более точ-

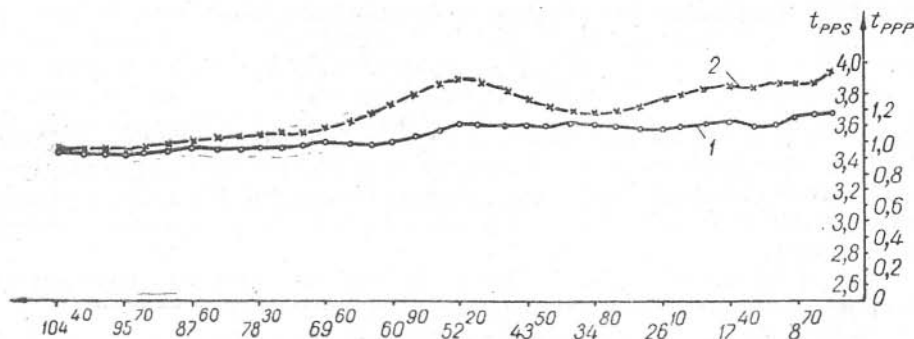


Рис. 14. Графики  $t_0$ :  
1— $t_{0PPP}$ ; 2— $t_{0PPS}$ .

но определить границы и конфигурацию этой впадины, чем по линии  $t_{0PPP}$ . Таким образом, выгодно сказывается особенность волны PPS — малая величина сейсмического сноса, который примерно в 3,5 раза меньше сейсмического сноса волны PPP (при глубине залегания фундамента около 1000 м). Следовательно, влияние кривизны преломляющей границы при расчетах глубин по значениям  $t_0$  продольных волн приведет к большим погрешностям, чем при использовании значений  $t_0$  обменных волн типа PPS.

При обработке волн, выделенных на сейсмозондированиях, определялось среднеарифметическое значение времени  $\Delta t = t(PPS) - t(PPP)$  по каждому зондированию, а затем использовался график  $\Delta t = f(h)$ .

На сейсмозондировании 1а по графику  $\Delta t = f(h)$  была определена глубина залегания фундамента, которая сравнивалась с данными МОВ прошлых лет. На общей точке определения глубин расхождение оказалось равным 40 м.

В результате обработки данных наблюдений была построена карта равных значений  $\Delta t$  с сечением изолиний через 0,05 сек (рис. 15). При этом были учтены данные также и по профилю III. Как видно из рис. 15, изолинии  $\Delta t$  располагаются в соответствии с изоглубинами, определенными по съемкам прошлых лет. По карте  $\Delta t$  можно судить более детально о рельефе фундамента на северо-восточном крыле Ипатовской структуры. По нашим построениям крыло более крутое, чем рисовалось ранее, и осложнено остроугольным выступом юго-западного простирания.

В связи с тем, что для глубин более 1200 м не имеется данных о скоростях поперечных волн, пересчет значений  $\Delta t$  в глубины не произ-

водился, но это легко будет сделать при получении этих данных.

В заключение целесообразно коснуться вопроса о точности построения разрезов двумя разными методами:

- а) методом продольных волн;
- б) методом обменных волн.

Поскольку истинные глубины по геологическим данным были известны в редких точках профиля, сравнение с ними можно было сделать лишь с помощью оценки среднеквадратичных погрешностей разброса точек на разрезе.

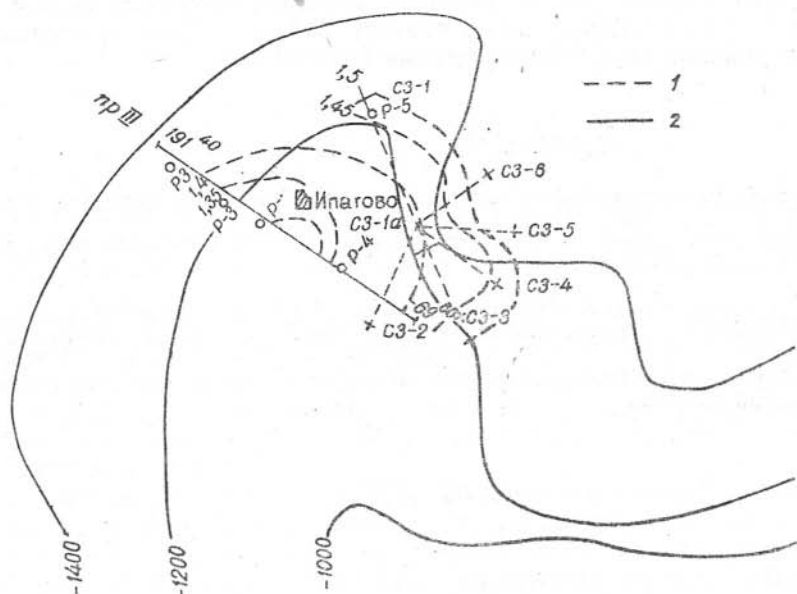


Рис. 15. Карта  $\Delta t$ .

Р-1 и т. д.— номера глубоких разведочных скважин; СЗ-1 и т. д.— сейсмозондирования; 1— линии равных значений  $\Delta t$ ; 2— изогипсы кровли фундамента по данным прошлых лет.

Для этого на профиле II, на участке длиной 11 км (ПК ПК  $100^{\circ}$ — $110^{\circ}$ ), который практически можно считать плоским, по разбросу точек определялись среднеквадратичные отклонения как по данным волн РРР, так и РРS. В результате среднеквадратичная погрешность по РРР оказалась равной  $\pm 10$  м, а по РРS— $\pm 11$  м.

Сравнивая их, убедимся, что метод обменных головных волн имеет тот же порядок точности, что и метод обычных продольных волн.

Необходимо отметить, что, если бы скорости поперечных возмущений были изучены так же, как скорости продольных, в зависимости от глубины точность построения разрезов по методу обменных головных волн стала бы выше, чем по методу обычных продольных волн.

### Выводы

1. Обменные волны от фундамента прослеживаются достаточно четко на всей изученной площади. Это позволило выработать методику изучения поверхности фундамента при глубине его залегания до 1500 м, основанную на совместном использовании продольных волн типа РР<sub>ф</sub>Р и обменных типа РР<sub>ф</sub>S.

Предлагаемая методика предусматривает существенное упрощение схем наблюдений (сейсмозондирования), при котором за счет исполь-

зования дополнительной информации, представляемой обменными волнами, будет достигаться не меньшая точность построений, чем при непрерывном корреляционном прослеживании только продольных волн.

2. Интерпретация материалов предусматривает применение нескольких способов построения преломляющей границы. Способы основаны на использовании графика  $\Delta t = f(h)$ , полученного в ходе работ, и сводных годографов. Все способы обеспечивают примерно одинаковую точность построений и могут быть с успехом применены при последующих работах.

3. Дальнейшим этапом развития методики обменных волн в условиях Западной Сибири должна явиться постановка экспериментальных работ в районах глубокого залегания фундамента.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн. Сб. под редакцией Г. И. Петрашеня, ЛГУ, т. I, II, III, Л., 1957—1958.
  2. Вопросы динамической теории распространения волн. Сб. ЛГУ, вып. 2, Л., 1959.
  3. Г. А. Гамбургцев. Сейсмические методы разведки. Ч. II, ОНГИ, М.—Л., 1937—1938.
  4. В. В. Жадин. Трехкомпонентные измерения амплитуд и скоростей распространения продольных и поперечных волн в глубокой скважине. Геология и геофизика, № 10, 1960.
  5. Н. Н. Пузырев. Некоторые вопросы интерпретации поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.
-

И. И. БОБРОВНИК, А. Я. ИЩЕНКО

### ОСОБЕННОСТИ РЕГИСТРАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН НА БОЛОТАХ

Работы по опробованию метода обменных волн проводились в 1958—1959 гг. на Лучинкинской структуре и прилегающих к ней участках, расположенных в юго-западной части Тюменской области. Этот район характеризуется сравнительно небольшими глубинами залегания складчатого фундамента (700—1200 м), покрытого терригенной толщей мезокайнозойских отложений.

Подробно результаты исследований изложены в статье [4]. В данной статье рассматриваются лишь особенности регистрации поперечных на выходе волн на болотистых участках. Решение этого вопроса имеет большое практическое значение для работ на территории Западно-Сибирской низменности, так как значительная часть ее покрыта болотами.

Изучение характера волновой картины на заболоченных участках было начато с изучения влияния установки сейсмоприемников при регистрации обменных волн и разработки практических способов установки горизонтальных сейсмоприемников в условиях увлажненных и рыхлых грунтов (болота, торфяники и т. п.).

С этой целью в южной заболоченной части площади был выполнен профиль по системе нагоняющих годографов из двух пунктов взрыва. В результате получены основные типы головных волн (PPP, PPS, PSP, PSS) от поверхности фундамента. Анализ полученных материалов показывает, что на заболоченных участках годографы поперечных волн, как правило, не прямолинейны; отмечается резкое увеличение разности времен ( $\Delta t = t_{PPS} - t_{PPP}$ ) прихода продольных и обменных волн. Так, на участке профиля между пикетами 55,5—61,3 максимальное отклонение годографов поперечных волн от прямой достигает  $\Delta \tau = 0,22$  сек (рис. 1). Это отклонение может быть объяснено малыми скоростями поперечных волн в поверхностном слое.

Необходимо отметить, что средняя скорость продольных волн при переходе от незаболоченных участков профиля на болото не изменяется (годографы продольных волн прямолинейны), скорость же поперечных волн в болотном слое резко отличается от скорости на незаболоченных сухих участках.

Амплитуды записи продольных волн по профилю почти не изменяются, тогда как интенсивность поперечных волн на заболоченных участках значительно возрастает.



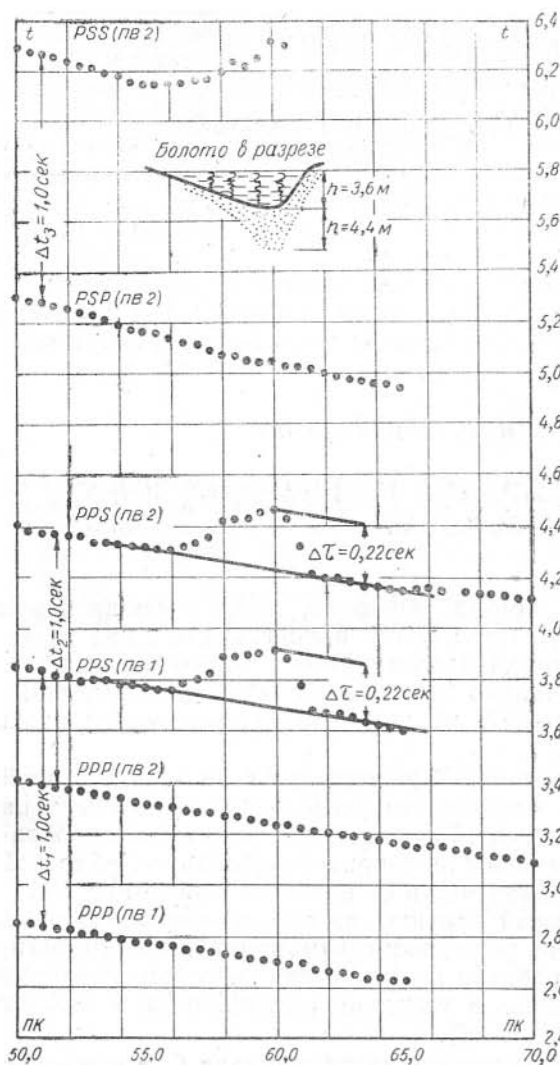


Рис. 1. Годографы головных продольных и обменных волн при установке сейсмографов на болоте.

лялось с помощью направленных ударов молотом по выступающему над слоем торфяника торцу деревянной подставки аналогично тому, как это описано в статье [2]. Подставка и горизонтальные сейсмоприемники ориентировались перпендикулярно профилю; горизонтальное воздействие было направлено поперек профиля.

Опыты показали, что регистрация прямых волн SH, возникших в поверхностном слое, невозможна из-за наличия фона интенсивной записи прямой продольной волны P<sub>1</sub>, а также волн P<sub>11</sub>, SP или PS. Однако в последующих вступлениях были зарегистрированы волны типа S<sub>11</sub> и S<sub>121</sub>. Поэтому обычно применяемый способ определения параметров зоны малых скоростей был изменен.

Работы по изучению скоростей поперечных волн на болоте проводились по комбинированной схеме отраженных и преломленных волн (система встречных нагоняющих годографов). Каждая установка обрабатывалась из четырех пунктов взрыва, расстояние между которыми

Однако, несмотря на разницу в интенсивности волн, форма записи всех типов волн в основном сохраняется (при условии незначительного уровня помех), заметно не изменяется и видимый период колебаний.

Приведенный на рис. 1 разрез болота составлен по данным бурения скважин ( $h=8,0$  м) на пикете 60,0 и измерения мощности слоя торфяника по линии профиля (интервал замера 50—100 м) на болоте. Верхний слой разреза представлен обводненным торфом (жидкая масса черно-охристого цвета), задернованным корнями кустарников и трав. Максимальная мощность этого слоя  $h_1=3,6$  м (ПК 60,0). Нижняя часть разреза представлена песками мощностью  $h_2=4,4$  м. На глубине  $h=h_1+h_2=8$  м встречаются глинистые алевролиты.

Опыты по изучению скоростей поперечных волн в болотном слое были поставлены на описанном выше участке (ПК 60,0—60,36) и в небольшом объеме на границе перехода от незаболоченных участков на болото (ПК 56,0—61,3). При проведении опытов возбуждение поперечных волн осуществ-

равнялось 12 м, сейсмоприемники устанавливались через 0,5 м. На первой установке проведен также небольшой объем работ по определению скоростей продольных волн. Полученная система годографов приведена на рис. 2. На рис. 3 приведены типичные сейсмограммы.

Как видно из рисунков, годограф отраженных волн  $S_{11}$  на расстоянии примерно 8 м от пункта взрыва практически непрерывно переходит в годограф преломленной волны  $S_{121}$  с  $v_r = 140$  м/сек. На расстоянии

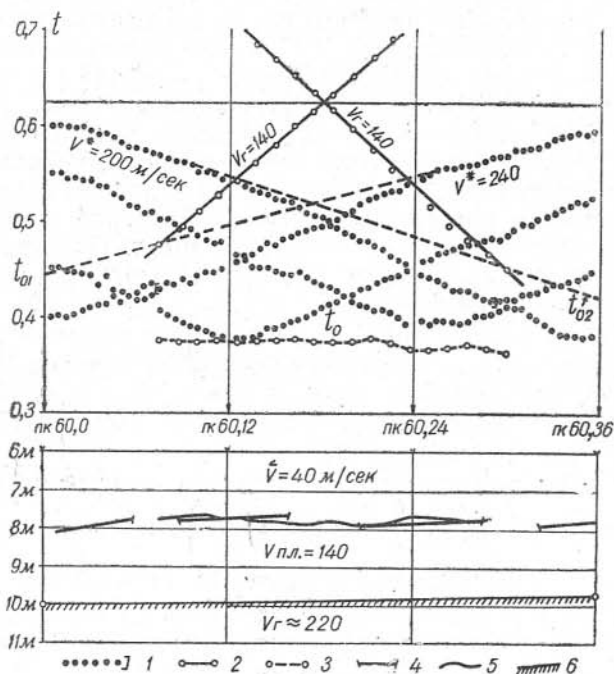


Рис. 2. Годографы поперечных волн и сейсмический разрез по профилю, пересекающему болото:

1 — наблюдаемые годографы; 2 — разностный годограф голольных волн; 3 — линия  $t_0(X)$  для головных волн; 4 — отражающая площадка; 5 — преломляющая граница по данным  $t_0(X)$ ; 6 — вторая преломляющая граница.

25 м от точки возбуждения в первые вступления выходит волна предположительно типа  $S_{12321}$  с  $v_r = 200-240$  м/сек; волна  $S_{121}$  прослеживается во вторых вступлениях. Средняя скорость по годографам отраженных волн, определенная по данным аналитических вычислений и сопоставления полученных годографов с теоретическими, равна 40 м/сек. Средняя скорость до горизонта с  $v_r = 200-240$  м/сек, определенная по точке пересечения годографов [3], равна 45 м/сек.

Кроме описанных волн, на некоторых сейсмограммах зарегистрированы волны со скоростью 20—21 м/сек на некотором удалении от пункта взрыва. Анализ имеющихся данных показывает, что прямой поперечной волной SH в слое торфяника является волна со скоростью 32 м/сек. Исходя из вычисленной эффективной скорости волн, равной 40 м/сек, можно считать, что подстилающий слой песка имеет скорость  $v_s$  50 м/сек. Сейсмический разрез (см. рис. 2) построен по данным как отраженных, так и головных волн. Второй преломляющий горизонт, имеющий граничную скорость 220 м/сек, построен при постоянной средней скорости, равной 45 м/сек. При этом соответствующие отрезки годогра-

фов были экстраполированы до точек взрыва. Отражающие площадки построены способом засечек со средней скоростью 40 м/сек.

Суммарное вертикальное время пробега поперечных волн в описанном разрезе (ПК 60,0) равно  $\Delta\tau=0,214$  сек или на 0,006 сек меньше максимального отклонения годографа обменных волн от прямой (см. рис. 1). Таким образом, специальные наблюдения поперечных отраженных и головных волн типа SH подтверждают, что искажения годографов обменных волн связаны с аномально малыми значениями скоростей поперечных волн в болотном слое. Этим же, по-видимому, можно объяснить увеличение амплитуд записи волн PPS и PSS на заболоченном участке.

Остановимся кратко на характеристике скоростей продольных волн, полученных на болоте при возбуждении волн взрывами.

С пикета 60,0 от взрыва зарегистрирована прямая волна со скоростью около 450 м/сек, характеризующая скорость продольных волн в зоне малой скорости (ЗМС), представленной в данном случае торфяником. При увеличении расстояния взрыв — сейсмограф указанная волна сменяется волной со скоростью 1600—1700 м/сек. Последняя величина типична для скорости продольных волн для большинства участков в Западно-Сибирской низменности.

С пикета взрыва 60,24 наряду с указанными волнами Z-приборами зарегистрирована волна с кажущейся скоростью порядка 125 м/сек. По ряду признаков она отнесена нами к обменной головной волне типа PSP от границы со скоростью  $v_{rs} = 1400$  м/сек, отмеченной при специальных наблюдениях (см. рис. 2).

В соответствии с приведенными данными будем иметь следующие значения отношений  $v_p / v_s$  (или  $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$ ):

а) для слоя торфяника  $v_p / v_s$  равно 14 ( $\gamma = 0,072$ );

б) для верхней пачки коренных отложений до глубины 6—8 м значение  $v_p / v_s$  приблизительно можно принять равным 8—9 ( $\gamma = 0,12—0,11$ ), а с глубины свыше 8 м — 5,0—5,3 ( $\gamma = 0,2—0,287$ ).

Как отмечалось выше, опыты проводились на участке, где средняя скорость продольной волны в слое ЗМС не отличается от скорости на смежных участках. Однако опытом работы методами отраженных и поперечных волн установлено [5] большое количество участков, где скорость продольных волн в ЗМС характеризуется низкими значениями —  $v_p = 140—250$  м/сек (обводненные рыхлые образования водоемов торфяники и т. д.). Исходя из общих закономерностей распространения скоростей поперечных волн в осадочных образованиях, можно предположить, что на участках с  $v_p = 140—250$  м/сек скорости поперечных волн будут составлять 10—30 м/сек.

Отсюда следует, что при работах методом обменных волн вопрос об учете влияния ЗМС с целью повышения точности работ будет иметь первостепенное значение.

Описанный выше способ изучения ЗМС методом поперечных волн отличается большой точностью и простотой выполнения, поэтому может быть рекомендован для изучения ЗМС при производственных работах методом обменных волн.

Большая точность метода поперечных волн (при изучении неглубоко залегающих объектов) указывает на возможность использования его и для решения ряда задач инженерной геологии. При усовершенствовании способов получения достаточно сильных направленных воздействий глубина исследований будет возрастать, а следовательно, будут возрастать и разведочные возможности метода,

## Выводы

1. Регистрация поперечных волн в условиях сильно увлажненных грунтов (торфяники, пески и т. д.) не вызывает особых затруднений и производится с помощью тех же приемов установки сейсмоприемников и регулировки аппаратуры, которые применяются в обычных условиях.

Наличие болот не приводит к заметным изменениям формы записи и видимого периода колебаний. Амплитуда поперечных волн при расположении сейсмоприемников на болотах в основном больше, чем на соседних участках с плотными грунтами.

Сильно увлажненные рыхлые породы характеризуются низкими скоростями поперечных волн (торфяник — 32 м/сек, пески — 50 м/сек), вследствие чего нарушается синфазность колебаний на болотах, годографы полезных волн искривляются. Сохранение формы записи и видимого периода колебаний является важным критерием для корреляции волн, особенно в случае резкой изменчивости мощности ЗМС. Однако использовать этот критерий возможно только при незначительном уровне микросейсм.

2. При проведении работы методом обменных волн необходимо производить детальное изучение зоны малых скоростей. Исследование ЗМС следует производить методом поперечных волн, обеспечивающим достаточную точность наблюдений и сравнительную простоту выполнения работ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Гамбурцев. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959.
  2. А. П. Волни, А. Г. Рудаков. О сейсморазведочных работах на поперечных волнах. Прикладная геофизика, вып. 15. М., Гостоптехиздат, 1956.
  3. Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон и др. Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952.
  4. Б. Е. Щербакова. Опыт применения метода обменных головных волн в юго-западной части Западно-Сибирской низменности. Настоящий сборник.
  5. И. И. Бобровник. О скоростях распространения сейсмических волн в донных отложениях рек и поверхностном слое болот. Разведочная и промысловая геофизика, № 36, 1960.
-

Л. Н. ХУДОБИНА

## ОПЫТ РЕГИСТРАЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН<sup>1</sup>

Главная задача экспериментальных исследований заключалась в выяснении возможности регистрации поперечных отраженных волн (SS) при возбуждении их с помощью касательных воздействий и изучении условий регистрации обменных волн типа PS.

Опытные работы проводились в юго-западной части Западно-Сибирской низменности (Тюменская область), где палеозойский фундамент залегает на глубинах 500—1000 м.

### 1. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Экспериментальные исследования проводились на двух опытных участках с различными глубинами залегания палеозойского фундамента. На I участке (дер. Чупино, Талицкий р-н. Свердловская область) палеозойский фундамент залегает на глубине 500—600 м. На II опытном участке, расположенном на профиле I КМПВ<sup>2</sup> обменных волн в интервале пикетов 105—115 (дер. Мальцево, Тугулымский р-н; дер. Успенка, Тюменский р-н) глубина до фундамента увеличивается до 1000—1100 м (см. рис. 2 из [13]). Глубинное строение обеих участков в принципе одинаково и характеризуется наличием двух основных комплексов пород — верхнего терригенного и нижнего кристаллического. Второй структурный этаж отсутствует.

Верхняя терригенная толща пород представлена отложениями мезокайнозойского возраста от средней юры до четвертичных включительно. В разрезе преобладают преимущественно песчано-глинистые отложения с прослоями песчаников и мергелей. Упругие свойства пород обладают относительной выдержанностью. Пластовые скорости продольных волн и плотности в целом нарастают с увеличением глубины залегания. Средняя скорость также возрастает с глубиной по линейному закону от 1600—1700 м/сек под ЗМС до 2300 м/сек на глубинах 1000—1500 м [13].

<sup>1</sup> Кроме автора, в работах принимали участие Т. Н. Лебедева, И. И. Бобровник, Б. А. Кисин, В. В. Чернова и И. Ковальская. Обработка материалов приведена автором вместе с Т. Н. Лебедевой.

<sup>2</sup> Схема расположения профилей КМПВ обменных волн дана в статье [15] настоящего сборника.

По распределению упругих свойств мезокайнозойская толща пород представляет собой среду со слабой дифференциацией.

К кристаллическому фундаменту относятся сильно дислоцированные и метаморфизованные породы палеозойского и докембрийского возраста. Поверхность фундамента является границей резкого перепада скоростей и плотностей. Скорости продольных волн на этой границе меняются от 2—2,2 км/сек в терригенной толще до 5,0—5,6 км/сек в кристаллических породах, плотности пород меняются соответственно от 1,6—1,8 до 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>. Эта граница является преломляющей и отражающей.

В мезокайнозойской толще пород отмечается от 5 до 8—10 отражающих и несколько преломляющих границ с малыми перепадами скоростей. Более подробная характеристика сейсмогеологических условий района работ дана в статье [13] настоящего сборника.

Ниже дается описание источников возбуждения поперечных волн и применяемых схем наблюдений.

Источники возбуждения. Для возбуждения поперечных волн применялись направленные касательные воздействия, осуществляемые с помощью ударов и взрывов. В качестве ударного воздействия использовался горизонтальный копер с весом ударника около 1000 кг (конструкция 1959 г., тип КГС-3). Максимальная скорость в момент удара равнялась 10 м/сек, и, следовательно, кинетическая энергия, развиваемая при ударе, составляла примерно 5000 кгм.

Кроме ударных, были опробованы взрывные направленные воздействия. Направленность взрыва достигалась путем создания асимметрии в области, близкой к взрыву. Применялось большое количество различных видов направленных взрывов в колодцах, в мелких скважинах вблизи искусственных и естественных полостей, в скважинах повышенного диаметра до 250 мм (при использовании группирования небольших зарядов), воздушные и накладные взрывы возле вертикальной стенки открытой полости. В результате опробования всех воздействий было установлено, что наиболее эффективными из них оказались взрывы в мелких скважинах вблизи полостей и взрывы накладных зарядов у вертикальной стенки. В качестве естественной полости использовался овраг, искусственной полости — траншея. Одна или несколько скважин располагались вблизи уступа полости на расстоянии 1,5—2 м. Профиль ориентировался относительно пункта воздействия таким образом, чтобы обеспечить  $Y$ -составляющую воздействия.

При возбуждении продольных и обменных волн взрывы производились в скважинах глубиной 10—25 м.

С х е м ы н а б л ю д е н и й. При регистрации отраженных волн различных типов наблюдения проводились на продольных профилях с расстоянием между приборами от 5 до 20 м. Схемы наблюдения воздействие — прием изменялись в зависимости от типов регистрируемых волн. При регистрации поперечных отраженных волн за основную схему наблюдений была принята схема  $Y-Y$ . В целях изучения волнового поля и поляризации возбуждаемых волн использовались дополнительно схемы  $Y-X$  и  $Y-Z$ , а также изменялось направление горизонтального воздействия на  $180^\circ$  с  $+Y$  на  $-Y$ . В небольшом объеме были проведены опыты по опробованию схем  $X-X$ ,  $X-Y$  и  $X-Z$ . В последнем случае горизонтальный удар совпадал с направлением линии наблюдений.

Для возбуждения обменных и продольных волн использовались взрывы в скважинах. Прием колебаний осуществлялся на двух компонентах. На отдельных стоянках в качестве контроля за поляризацией волн при взрывах в скважинах наблюдения дополнительно проводились по  $Y$ -компоненте.

Регистрация отраженных РР- и PS-волн осуществлялась по системе встречных и нагоняющих годографов. Ориентация горизонтальных приборов при наблюдениях с встречных пунктов не менялась.

На I опытном участке отработан профиль в 2,2 км. Система наблюдения показана на рис. 3, длины ветвей годографов — 500 и 2000 м. На II опытном участке отработан профиль протяженностью в 1 км при расстоянии между пунктами взрыва 250 м. Длины ветвей годографов равны 250 и 500 м.

Наблюдения поперечных SS-волн проводились на отдельных стоянках в пределах I и II опытных участков. Одиночные годографы SS протяженностью до 500 м отработаны в интервале ПК 0—5 на I опытном участке и в интервале ПК 107<sup>50</sup>—112<sup>50</sup> — на II участке. Расстояние между приборами было уменьшено до 2,5—5 м.

Для улучшения качества записей отраженных SS-волн при возбуждении ударами применялось группирование сейсмоприемников, а при возбуждении поперечных волн с помощью направленных взрывных воздействий — одновременное группирование взрывов и сейсмоприемников. Параметры групп рассчитывались в основном на подавлении нерегулярных колебаний и волн-помех с кажущимися скоростями до 300—400 м/сек. Были использованы линейные группы из пяти приборов на базе 10 м, расстояние между приборами в группе  $\Delta X = 2,5$  м, соединение приборов последовательное. Для группирования зарядов использовались 3—4 скважины, расположенные на базе 3—5 м. Скважины ориентированы вдоль линии профиля. Это позволило повысить энергию взрыва при использовании небольших зарядов.

**А п п а р а т у р а.** Наблюдения осуществлялись в основном средне-частотной аппаратурой: 26-канальной сейсмостанцией СС-26-51Д, сейсмоприемниками СП-15 (горизонтальные) и СПМ-16 (вертикальные) с частотами соответственно 12—15 и 30—33 гц. Для сравнения приборов СП-15 и СПМ-16 были приведены параллельные наблюдения волн SS и PS ( $T = 0,030 - 0,040$  сек), в результате которых было установлено, что величина отношения полезного сигнала к фону помех в первом случае примерно в 1,5 раза больше, чем во втором. Поэтому основные наблюдения проведены сейсмоприемниками СП-15.

Для группирования использовались сейсмоприемники СПМ-16, которые лучше согласуются по входу с сейсмостанцией СС-26-51Д.

Регистрация отраженных волн проводилась в основном на фильтрациях 4 (максимум частотной характеристики 35 гц) и 5 (max 40 гц).

## 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ

В результате полевых экспериментальных исследований с использованием ударных и взрывных воздействий были зарегистрированы продольные, обменные и поперечные отраженные волны. Природа регистрируемых волн предварительно определялась непосредственно при первичной интерпретации материалов на основании сопоставления записей, полученных на трех компонентах при возбуждении волн источниками различного типа. Поэтому в дальнейшем для удобства изложения при описании волновой картины природа волн предполагается однозначно установленной, хотя подробное рассмотрение критериев и их значимости при определении природы волн будут даны ниже в отдельном параграфе настоящей статьи.

Волны РР отмечаются вертикальными приборами. Горизонтальная составляющая волн РР в области, близкой к пункту взрыва (до

800—1000 м), практически отсутствует. При удалении от пункта взрыва на расстояние больше 1000 м горизонтальная составляющая увеличивается и в отдельных случаях проявляется на горизонтальных приборах в виде некоррелирующихся и очень коротких осей синфазности. Пример типичной записи продольных волн показан на рис. 1 и 2. В пределах исследуемых участков волны РР зарегистрированы в интервале времен от 0,15 до 1,1 сек. Количество их возрастает с увеличением мощности первого осадочного комплекса пород. Опорными являются отражения от кристаллического фундамента  $t_k$ , зарегистрированные на временах  $t_0=0,7-0,8$  сек на I опытном участке (глубина до поверхности палеозоя 550 м), и  $t_0=1,0-1,1$  сек — на II опытном участке (глубина 1000—1100 м). Видимый период волн несколько увеличивается с глубиной отражающей границы от 0,020 до 0,030 сек (фильтрация 5).

Волны PS четко зарегистрированы горизонтальными приборами X. Горизонтальными приборами Y отмечаются те же оси обменных волн, как и X-приборами, но волновая картина отличается меньшей регулярностью. Регистрируются очень короткие, некоррелирующиеся оси синфазности. Интенсивность их в 3—5 раз меньше интенсивности соответствующих волн, отмеченных X-приборами. Поэтому появление Y-составляющей обменных волн можно объяснить неточностью установки сейсмоприемников, неоднородностями в покрывающей среде и главным образом близостью точки приема.

Наличие вертикальной составляющей (Z) обменных волн можно предполагать только на больших удалениях от пункта взрыва. Так, при удалении от пункта взрыва более чем на 1,5 км ( $x > 5h$ ) в отдельных случаях вертикальными приборами отмечаются нечеткие оси, которые по времени регистрации и величине кажущейся скорости соответствуют обменным волнам.

Таким образом, можно предполагать, что на расстояниях X, равных двум-трем глубинам залегания до отражающей границы в плоско-параллельной среде, обменные волны имеют преимущественно линейную поляризацию в лучевой плоскости.

Наиболее благоприятными условиями возбуждения обменных волн, так же как и продольных, являются взрывы в скважинах.

Обменные волны были зарегистрированы при взрывах накладных зарядов в колодцах и при ударных воздействиях по схеме X=X (I опытный участок). При этом регистрируются те же основные волны, что и при взрывах в скважинах, но записи осложнены наложением волн с малыми кажущимися скоростями вследствие ухудшения условий возбуждения (воздействие на поверхности).

При касательном воздействии Y на X-приборах получена очень сложная интерференционная картина. На записях преобладают оси с меньшими кажущимися скоростями, чем у волн PS, выделение обменных волн в чистом виде невозможно.

Обменные волны достаточно уверенно регистрируются в интервале времен от 0,3 до 2,2 сек. Характер записи их на I и II опытных участках несколько различается. На I участке получена сравнительно простая волновая картина — отмечаются четыре устойчиво коррелирующиеся волны на временах:  $t_1=0,30-0,35$  сек;  $t_{II}=0,385-0,410$  сек;  $t_{III}=0,510-0,550$  сек и  $t_k=1,20-1,22$  сек (см. рис. 1).

Эти волны, за исключением волны  $t_{III}$ , имеют достаточно простую форму импульса, состоящего из двух-трех экстремумов. Волна  $t_{III}$  представляет собой сложное колебание из двух импульсов, причем второй имеет большую интенсивность. Обменные волны достаточно хорошо разделены во времени и сохраняют характерные особенности записи на



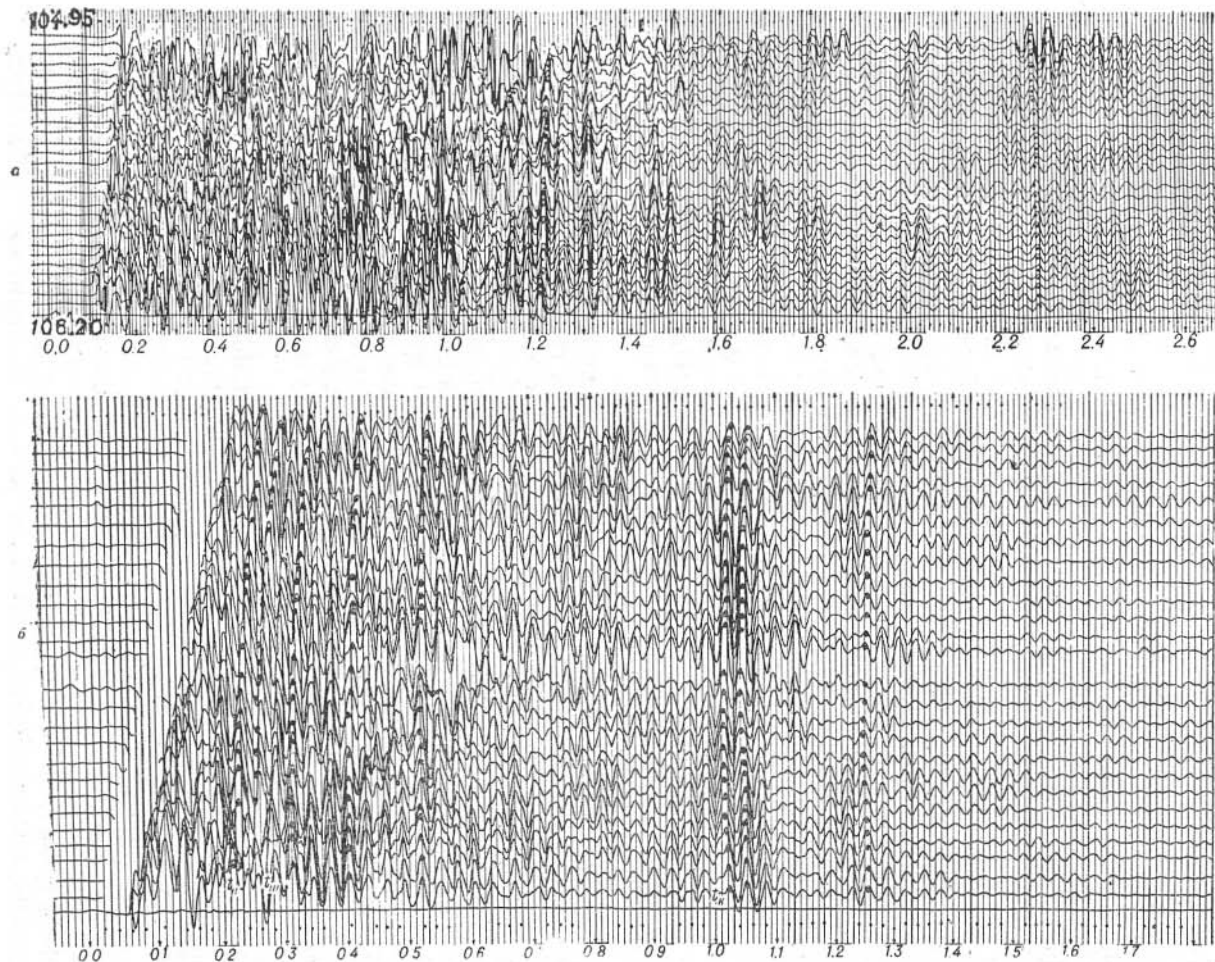


Рис. 1. Характер записи обменных и продольных волн на II опытном участке. Фильтрация 4,  $h=20$  м, величина заряда 100 г:

*a* — на вертикальных приборах Z; *b* — на горизонтальных приборах X.

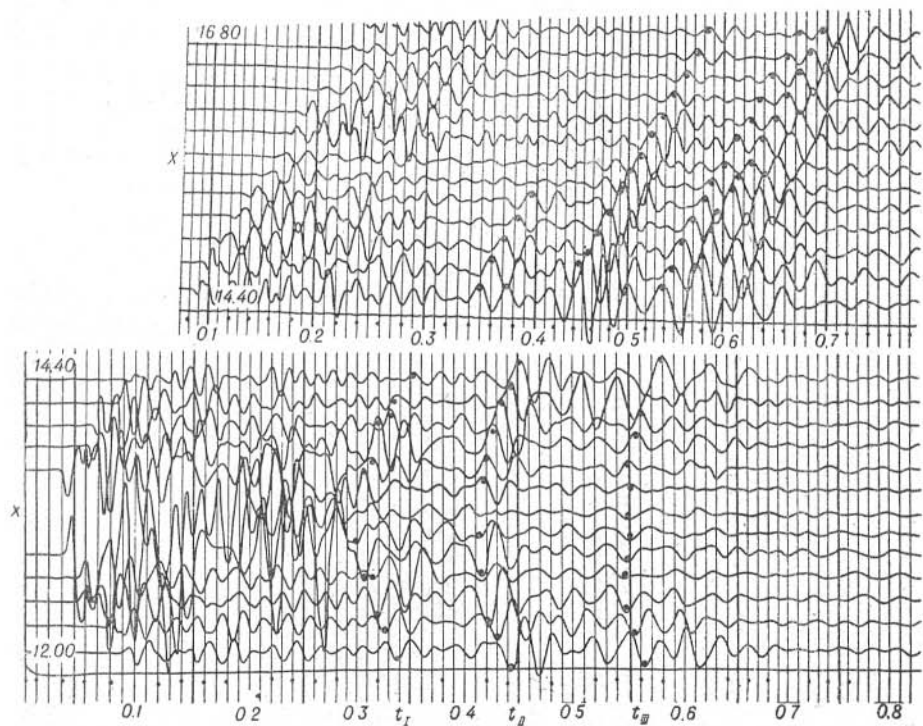
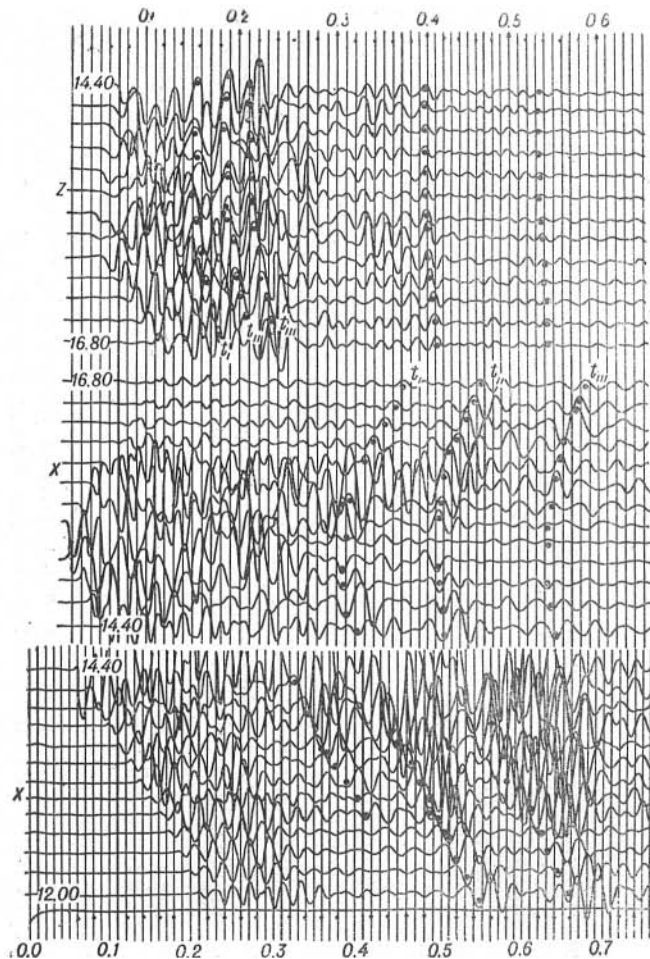


Рис. 2. Характер записи обменных и продольных волн на I опытном участке, Фильтрация 5,  $h=15$  м, записи произведены вертикальными Z и горизонтальными X-приборами.



всем исследуемом участке. Признак «формы записи» настолько устойчив, что он использовался при корреляции обменных волн в качестве основного критерия.

Волны  $t_{II}$  и  $t_{III}$  устойчиво прослеживаются на расстояниях от пунктов взрыва до 2 км. Волна  $t_k$  прослеживается менее устойчиво и на меньших расстояниях от пункта взрыва.

На II опытном участке волновая картина несколько осложняется, вследствие увеличения мощности осадочной толщи терригенных пород. Количество отражений увеличивается, и регистрируются они до времен 2,0—2,5 сек. На рис. 2 показаны сейсмограммы, иллюстрирующие характер записи волн PP и PS по II опытному участку. Наиболее устойчиво прослеживаются четыре ( $t'_I, t'_{II}, t'_{III}, t'_{IV}$ ) волны в интервале времен от 0,4 до 0,8 сек. Эти волны хорошо разделены во времени и характеризуются сравнительно простой формой записи, представленной 2-, 3-фазным импульсом. При удалении от пункта взрыва волны сходятся и интерферируют между собой. На временах более 0,8 сек отмечается очень сложная интерференционная картина. Обменные волны интерферируют с осями, характеризующимися меньшими кажущимися скоростями, и в чистом виде регистрируются на очень коротких участках профиля (100—150 м). В отдельных случаях на горизонтальных приборах отмечаются несогласные оси, годографы которых по наклонам совпадают с годографами продольных отраженных волн PP.

На обоих участках при удалении от пункта взрыва записи обменных волн улучшаются. Особенно это заметно для волн, зарегистрированных на временах 2,0—2,1 сек, обозначаемых индексом  $t_k$ . В области, близкой к пункту взрыва, обменные волны не регистрируются. Размеры ее для разных волн различны и изменяются в пределах от 20 до 150 м. Интенсивность волн возрастает практически от 0 у пункта взрыва до максимума на расстоянии  $x = 1 \div 2 h$ , далее отмечается постепенное уменьшение. При наблюдениях в разные стороны от пункта взрыва и неизменной ориентации сейсμοприемников обменные волны регистрируются с обращением фаз, поэтому корреляция проводилась соответственно по максимальной и минимальной фазам. Видимые частоты обменных волн уменьшаются примерно в 1,5 раза по сравнению с частотами продольных волн от соответствующих горизонтов и равны 28—33 гц на фильтрации 5 (max 40 гц). Годографы обменных волн имеют криволинейную форму и отличаются большей крутизной, чем годографы продольных волн.

На рис. 3, 4 в качестве примера показано сопоставление годографов волн PP и PS. На I опытном участке годографы имеют асимметричную форму, взаимные времена различаются. При небольшой длине взрывных интервалов (до 250 м) разница во взаимных временах не превышает 0,005 сек, при увеличении взрывного интервала до 400—600 м.  $\Delta t_b$  увеличивается соответственно до 0,020—0,030 сек. Это в значительной степени осложнило корреляцию волн по профилю. На II опытном участке различия во взаимных временах не превышают 0,005 сек.

Отождествление обменных и продольных волн производилось главным образом на основании совпадения отражающих границ, построенных по соответствующим годографам. При этом учитывалась форма записи в смысле последовательности и количества отражений. Следует отметить, что отождествление обменных и продольных волн по форме записи в условиях слоистого разреза вследствие различной их разрешенности проводится неуверенно. Условно обменные волны  $t_I, t_{II}$  и  $t_{III}$  (на I опытном участке) и  $t'_I, t'_{II}, t'_{III}$  и  $t'_{IV}$  (на II опытном участке) со-

поставляются с продольными волнами РР от горизонтов в осадочной толще мезокайнозойского чехла; обменные и продольные  $t_k$ -волны предположительно можно отнести к отражениям от палеозойского фундамента. Причем волны от горизонтов в осадочной толще на I и II опытных участках относятся к разным стратиграфическим горизонтам. Времена сопоставления обменных и продольных волн даны в табл. 1.

Волны SS были зарегистрированы наиболее четко приборами Y при возбуждении их касательными воздействиями типа Y (удары или направленные взрывы) в интервале времен от 0,6 до 2,0 сек.

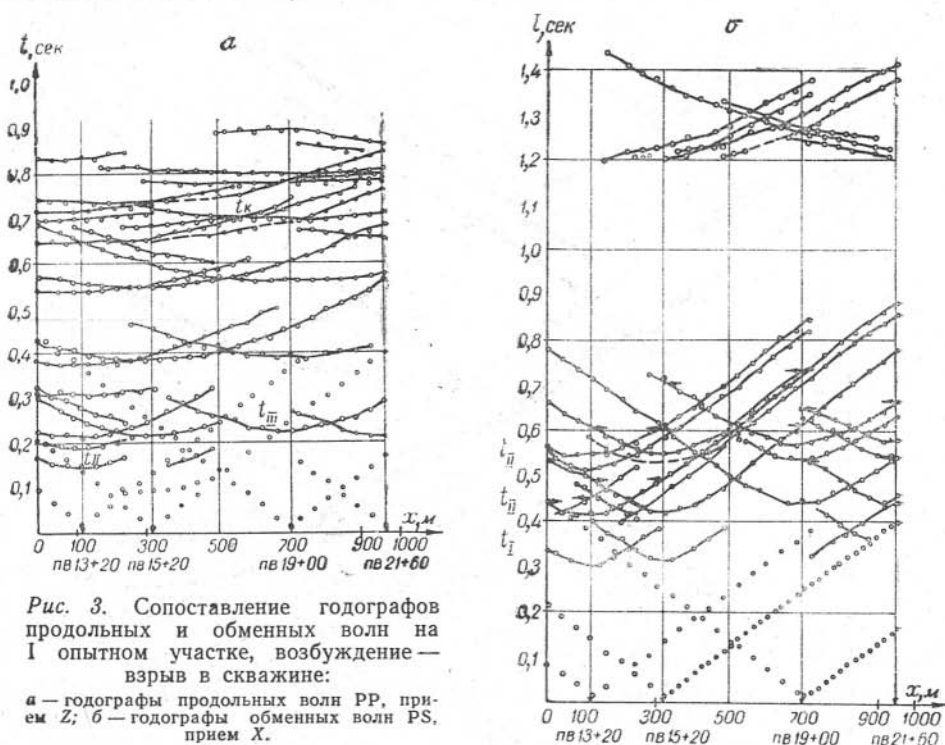


Рис. 3. Сопоставление годографов продольных и обменных волн на I опытном участке, возбуждение — взрыв в скважине:

а — годографы продольных волн РР, прием Z; б — годографы обменных волн PS, прием X.

Наиболее четкие амплитудно выраженные записи получены на II опытном участке, среди которых уверенно выделяются три первых отражения на временах  $t_0=0,65; 0,8$  и  $1,0$  сек (см. табл. 1). Отражения многофазные и имеют от 3 до 5 периодов. Поперечные волны имеют более низкие частоты по сравнению с обменными и тем более продольными волнами. Видимая частота равна примерно 25 гц. На рис. 5 показаны записи отраженных поперечных волн, полученные при ударах Y на II опытном участке.

Горизонтальными приборами X при Y-ударах также отмечаются оси поперечных волн, но с меньшей интенсивностью и регулярностью. Интенсивности поперечных волн, зарегистрированных по схеме Y — Y примерно в 1,5—2 раза больше, чем при наблюдениях по схеме Y — X. Кроме того, на X-приборах волновая картина осложняется за счет появления осей с большими кажущимися скоростями, относящихся, по-видимому, к обменным отраженным волнам.

При взрывах в скважинах на Y-приборах поперечные волны не отмечаются. При горизонтальном воздействии X на X- и Y-приборах отмечается очень сложная интерференционная картина. При использовании направленных воздействий наиболее отчетливые записи поперечных от-

раженных волн получены при взрывах в неглубоких скважинах, расположенных вблизи полости. На  $Y$ -приборах при направленных взрывах отмечаются те же волны, что и при  $Y$ -ударах. На рис. 5 показаны записи поперечных волн на  $Y$ -приборах, полученные при ударах в скважинах у полости. В обоих случаях получены достаточно четкие записи поперечных волн. Визуально при взрывах в скважинах у полости оси поперечных волн имеют даже лучшую выразительность, чем при ударах. Однако при

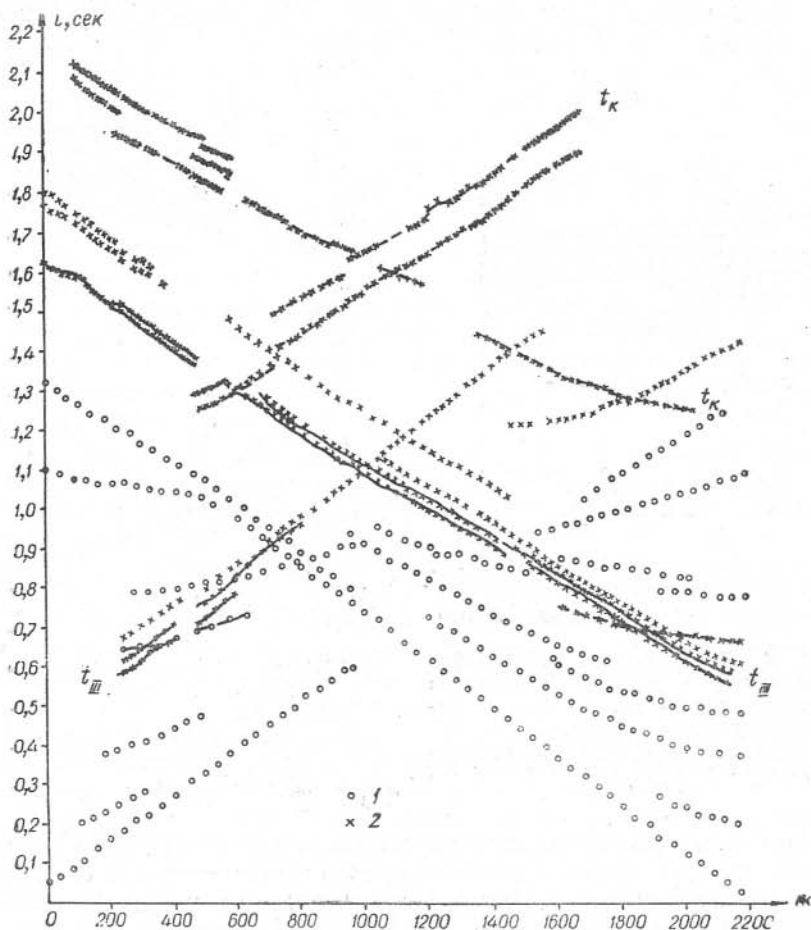


Рис. 4. Годографы продольных и обменных волн. Воздействие — взрыв, прием Z, X:  
1 — продольные волны PP; 2 — обменные волны PS.

количественных определениях величины отношения полезного сигнала к фону помех оказалось, что это отношение при ударах несколько выше (в 1,2—1,5 раза), чем при взрывах.

Запись, полученная горизонтальными X-приборами при взрывных воздействиях, более сложная и в значительной мере обогащается обменными волнами.

Следует отметить, что выделение отраженных поперечных волн, как правило, затруднено из-за наличия мешающих волн с малыми кажущимися скоростями, возникающих вследствие возбуждения на поверхности (удары в траншее или взрывы в мелких скважинах). Использование интерференционных систем (группирование и смешение) в некоторой

степени понижает уровень помех (рис. 6). Однако кажущиеся скорости отраженных поперечных волн очень быстро уменьшаются с увеличением расстояния пункт воздействия — прием и попадают в область интерференции с прямыми поперечными ( $v_k = 350-400$  м/сек) и поверхностными ( $v_k = 150-250$  м/сек) волнами. Годографы поперечных отраженных волн имеют гиперболическую форму. На рис. 7 приведены годографы отра-

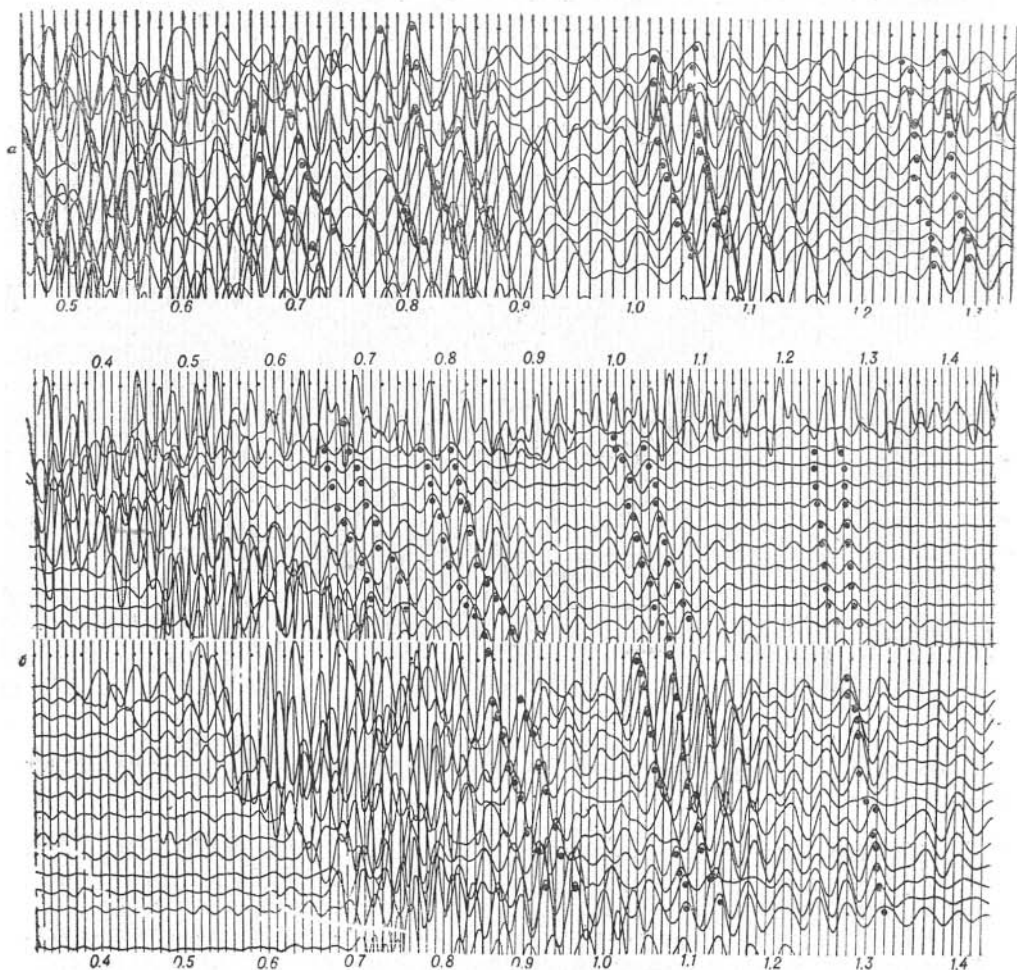


Рис. 5. Характер записи волн SS на Y-приборах:

*a* — при взрыве в группе скважин, расположенных у искусственной полости. Глубина взрыва 2,5 м. величина заряда — 200 г; *б* — при ударе Y; глубина удара 1,5 м, вес ударника 1000 кг.

женных поперечных волн, полученных по схеме Y—Y при ударных и направленных взрывных воздействиях. Волны, отмеченные на временах  $t_0$  порядка одной секунды и больше, прослеживаются на расстоянии до 300 м от пункта возбуждения. Далее они интерферируют с прямой волной S. На меньших временах отраженные волны прослеживаются соответственно на меньшие расстояния (до 100—150 м).

Кроме того, можно предполагать, что поперечные отраженные волны в отдельных случаях были зарегистрированы и при обычных взрывах в неглубоких скважинах на X-приборах, так как на II опытном участке горизонтальными приборами X были отмечены оси, характеризующиеся

значительно меньшими кажущимися скоростями, чем обменные и тем более продольные волны. Годографы, построенные по этим осям, достаточно хорошо совпадают по форме и времени регистрации с годографами поперечных отраженных волн.

Волны-помехи были зарегистрированы как при обычных взрывах в скважинах, так и при направленных ударных воздействиях. При взрывах в скважинах горизонтальными ( $X$ ) и вертикальными ( $Z$ ) приборами отмечаются волны с малыми кажущимися скоростями преимущественно в областях, близких к пункту взрыва (до 500 м).

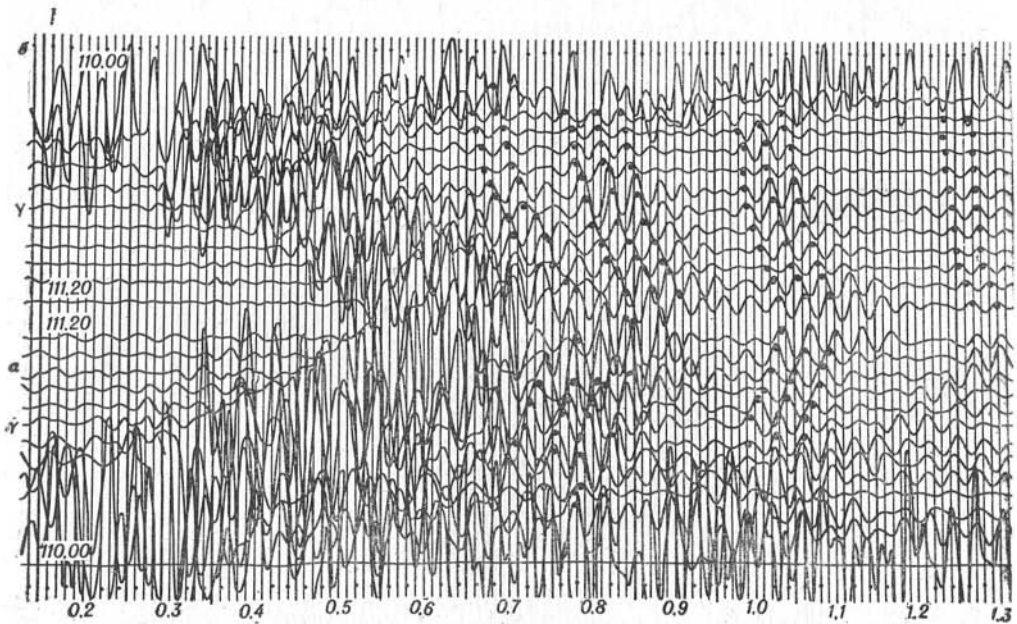


Рис. 6. Сравнение записей поперечных волн SS при приеме:

а — одиночными Y-приборами; б — группой из 5 Y-приборов. Расстояние между приборами в группе  $\Delta X=2,5$  м.

На I опытном участке волны-помехи имеют скорости 350—400 м/сек, годографы их осредняются отрезками прямых, входящих в начало координат. Они преимущественно относятся к типу поверхностных волн.

На II опытном участке количество мешающих волн увеличивается. Появляются волны с кажущимися скоростями 150—250 м/сек. Годографы их, как и в первом случае, осредняются отрезками прямых. Часть годографов при продолжении их до пункта взрыва отсекают на оси времени отрезки 0,5—1,0 сек. В качестве примера на рис. 8 приведены сейсмограммы, иллюстрирующие запись волн-помех.

О соотношении интенсивностей горизонтальной и вертикальной составляющих помех судить трудно, так как наблюдения проводились различными сейсмографами (СП-15 и СПМ-16). Однако на основании имеющихся данных можно предполагать, что интенсивность горизонтальной составляющей примерно в 1,5—2 раза больше. Видимые частоты помех понижаются по сравнению с полезными волнами PP и PS и равны примерно 17—20 гц ( $T=0,05—0,06$  сек) на фильтрации 5. Интенсивность мешающих волн в сильной степени зависит от условий возбуждения, в частности от условий укупорки. При взрывах в сухих скважинах интенсивность помех возрастает.

При ударных касательных ( $Y$ ) и вертикальных ( $Z$ ) воздействиях наряду с прямыми и головными поперечными волнами от мелких границ раздела (ЗМС) зарегистрированы поверхностные волны релейевского типа с кажущимися скоростями 150—300 м/сек.

Головные и прямые поперечные волны ( $v = 150$  и  $350$  м/сек) были зарегистрированы по схеме  $Y-Y$ . Поверхностные волны регистрируются в основном горизонтальными ( $X$ ) и вертикальными ( $Z$ ) приборами при возбуждении вертикальными и горизонтальными  $Y$ -ударами. Касательные составляющие поверхностных волн на  $Y$ -приборах имеют незначительные величины. Регистрируется целый цуг колебаний; по мере увеличения расстояния взрыв — прибор видимые периоды их увеличиваются.

Используя в основном кинематические признаки, можно полагать, что большая часть волн-помех относится к типу поверхностных волн, связанных с границами раздела в верхней части разреза. Нельзя исключать возможности существования среди них прямых, головных и отраженно-преломленных поперечных волн от мелких границ раздела.

### 3. О ПРИРОДЕ РЕГИСТРИРУЕМЫХ ВОЛН

#### Выяснение природы обменных отраженных волн

Ранее отмечалось, что природа обменных волн определялась непосредственно по сопоставлению записей на трех компонентах и при возбуждении источника различного типа. Обменные волны регистрируются наиболее четко при взрывах в скважинах горизонтальными приборами  $X$ , что определяет их природу достаточно однозначно. Однако для обменных волн очень важно установить, кроме того, их структуру, т. е. границу обмена. Природа и структура обменных волн определялись на основании следующих признаков.

1. Поляризация волн. Этот признак является наиболее сильным. Из теоретических расчетов следует, что для обменных волн, подходящих к дневной поверхности в качестве поперечных, характерна линейная поляризация смещений в лучевой плоскости. Смещения частиц происходят в указанной плоскости перпендикулярно лучу, а направление вступлений определяется направлением падающего луча. Экспериментальный материал, как показано выше, достаточно хорошо согласуется с теоретическими представлениями.

На обоих участках обменные волны наиболее четко регистрируются при взрывах в скважинах горизонтальными приборами (см. рис. 1, 2). Записи на  $Y$ -приборах имеют менее регулярный характер, оси плохо коррелируются и амплитуды их в несколько раз меньше амплитуд соответствующих волн на  $X$ -приборах.

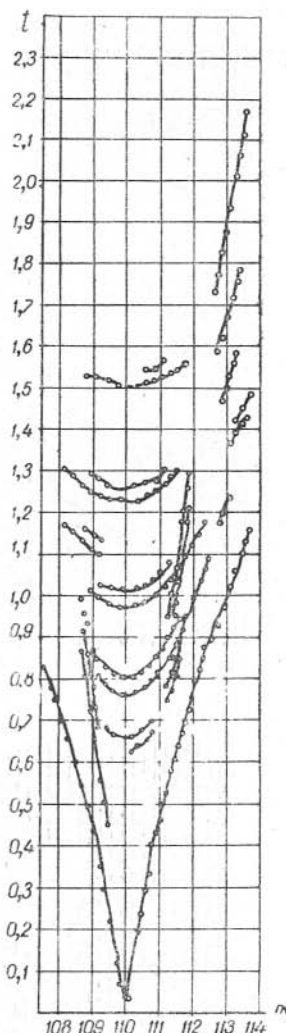


Рис. 7. Годографы поперечных волн SS на II опытном участке. Возбуждение  $Y$ -удар, прием  $Y$ .



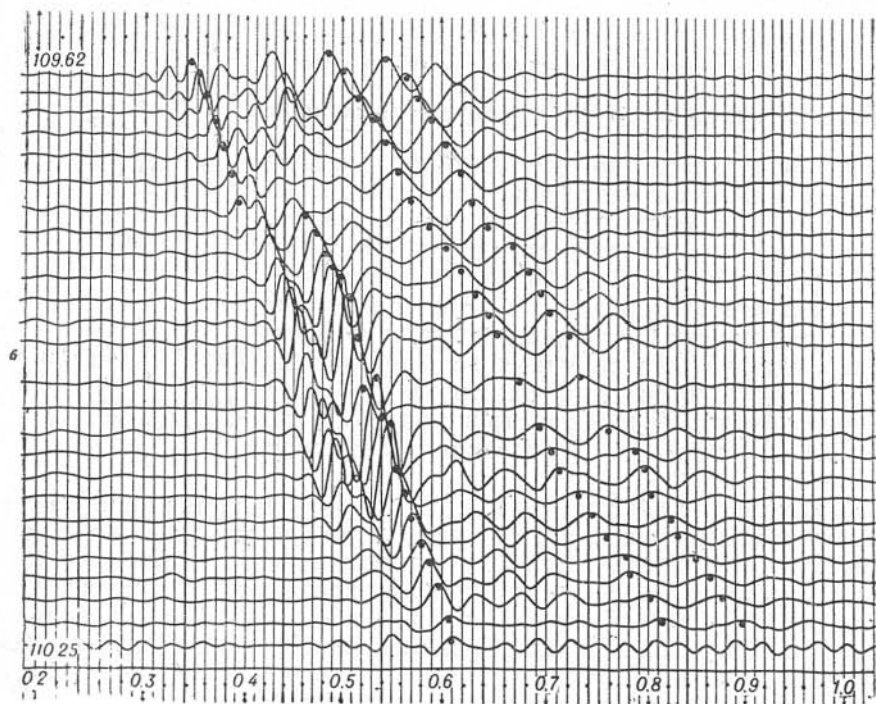
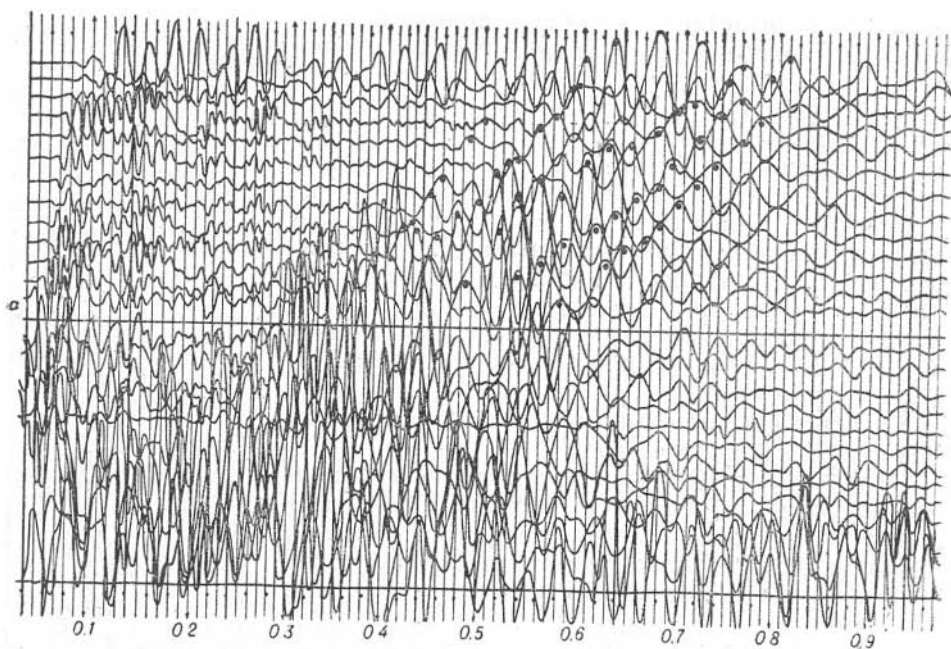


Рис. 8. Характер записи волн-помех.  
 а — при взрыве в скважине прием X, ПВ 13<sup>го</sup>,  $Q=0,04$  кг,  $h=0,8$  м; б — при касательном горизонтальном воздействии — Y, прием Y, ПВ 109.

При регистрации по разные стороны от пункта взрыва отмечается обращение фаз. Особенно четко это видно на записях волн  $t_I$ ,  $t_{II}$  и  $t_{III}$  по I опытному участку (см. рис. 2).

2. Интенсивности волн. Для обменных отраженных волн отмечается весьма характерное изменение интенсивности с увеличением расстояния от пункта взрыва. В статье [10] настоящего сборника проведена оценка относительной интенсивности волн по коэффициентам отражения, из которой следует, что при положительном перепаде скоростей ( $v_{P1} < v_{P2}$ ) продольных волн на границе раздела интенсивности обменных волн в области до начальной точки возрастают от нуля в пункте взрыва до определенного максимума, после чего амплитуды убывают. За начальной точкой картина осложняется из-за изменения формы записи. При обратном соотношении скоростей ( $v_{P1} > v_{P2}$ ) изменение амплитуд с расстоянием очень плавное, форма записи не изменяется.

На рис. 9 показаны экспериментальные графики изменения амплитуд обменных волн от границ II и III. Качественно экспериментальные и теоретические графики, особенно в начальной их части до критической точки, совпадают удовлетворительно. За критической точкой

$\alpha_{кр} = \arcsin \frac{v_{P1}}{v_{P2}}$  эти графики сопоставлять нельзя без учета изменения формы записи. Из экспериментальных графиков  $A(x)$  видно, что максимум интенсивности обменных волн по мере увеличения глубины смещается в область меньших величин  $\frac{x}{h}$ . Это доказывает, что с увеличением глубины резкость отражающих границ возрастает.

Для выяснения влияния промежуточных границ на интенсивность обменных волн были сделаны расчеты на примере трехслойной модели среды [6]. На рис. 10 приведены теоретические графики интенсивностей продольных и обменных волн различного типа.

Из графиков видно, что при слабой скоростной дифференциации наибольшую интенсивность будут иметь волны типа PS. При увеличении резкости второй границы возрастает интенсивность отраженных продольных волн.

В случае резкой скоростной дифференциации возрастает интенсивность обменных волн с обменом на промежуточной границе. Однако во всех случаях на X-компоненте доминирующими по интенсивности остаются обменные волны типа PS с обменом на отражающей границе. Из приведенных теоретических расчетов можно сделать вывод: для района Западно-Сибирской низменности, характеризующегося слабо дифференцированным разрезом осадочных пород, наиболее интенсивными должны быть обменные волны типа PS. Возникновение волн с обменом на промежуточных границах при слабом перепаде скоростей мало вероятно.

3. Частоты волн. Из анализа большого экспериментального материала по наблюдениям проходящих волн в скважинах [1] было установлено, что спектры поперечных волн значительно уже спектров продольных волн и максимумы их смещаются в область более низких частот. Частота в общем понижается на 40—50%.

Обменные волны, имеющие поперечный характер смещений на части пути по частотному составу должны занимать промежуточное положение между спектрами продольных и поперечных волн. Экспериментально установлено, что видимые частоты обменных волн в среднем ниже продольных примерно на 20—25%. Однако этот признак является неустойчивым, так как частоты волн как продольных, так и обменных,

в значительной степени зависят от условий взрыва (глубины, укупорки и величины заряда) и ряда других факторов. Поэтому этот признак может быть использован для установления природы волн как статистический только в случае обработки большого количества экспериментального материала.

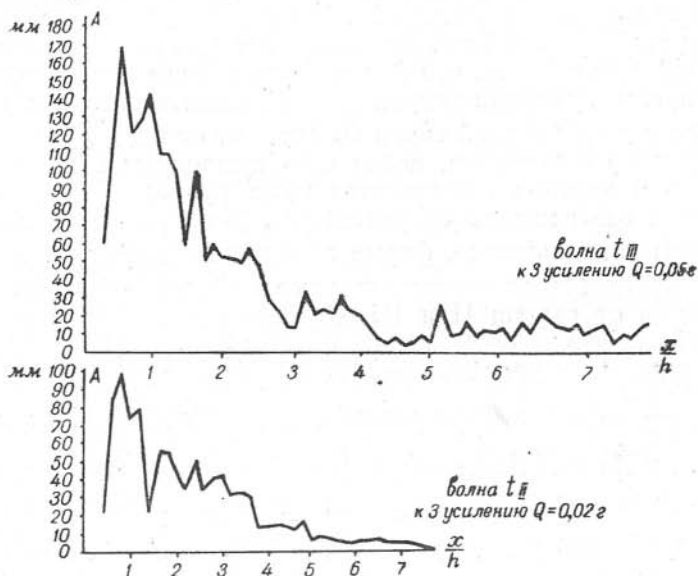


Рис. 9. Графики изменения амплитуд обменных волн с расстоянием от пункта взрыва.

4. Анализ формы годографов. Одним из наиболее сильных кинематических критериев определения природы обменных волн является анализ формы наблюдаемых и трансформированных годографов и величины эффективных скоростей. При этом изучается форма годографов как по каждой отдельной волне, так и для всей совокупности волн, регистрируемых на исследуемом участке. Годографы обменных волн сопоставляются с годографами продольных волн.

Годографы обменных волн PS, за исключением области минимума, имеют меньшие кажущиеся скорости по сравнению с продольными волнами. При наличии горизонтальной границы раздела ветви годографов волн PS с увеличением расстояния асимптотически стремятся к прямой

$$t = \frac{1}{v_p} x + \frac{h}{v_s} \sqrt{1 + \left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2},$$

параллельной годографу волны P [5].

В случае наклонной границы раздела годограф становится асимметричным относительно минимума, причем ветвь по восстанию выполаживается, а по падению крутизна ее увеличивается. Минимум так же, как и для продольных волн, смещается в сторону восстания тем резче, чем больше различие в скоростях продольных и поперечных волн. Величины кажущихся скоростей в сторону восстания и падения различаются. По падению кажущаяся скорость меньше, чем по восстанию и ее предельная величина

$$\lim v_k = \frac{v_{st}}{\sin(\alpha + \varphi)}$$

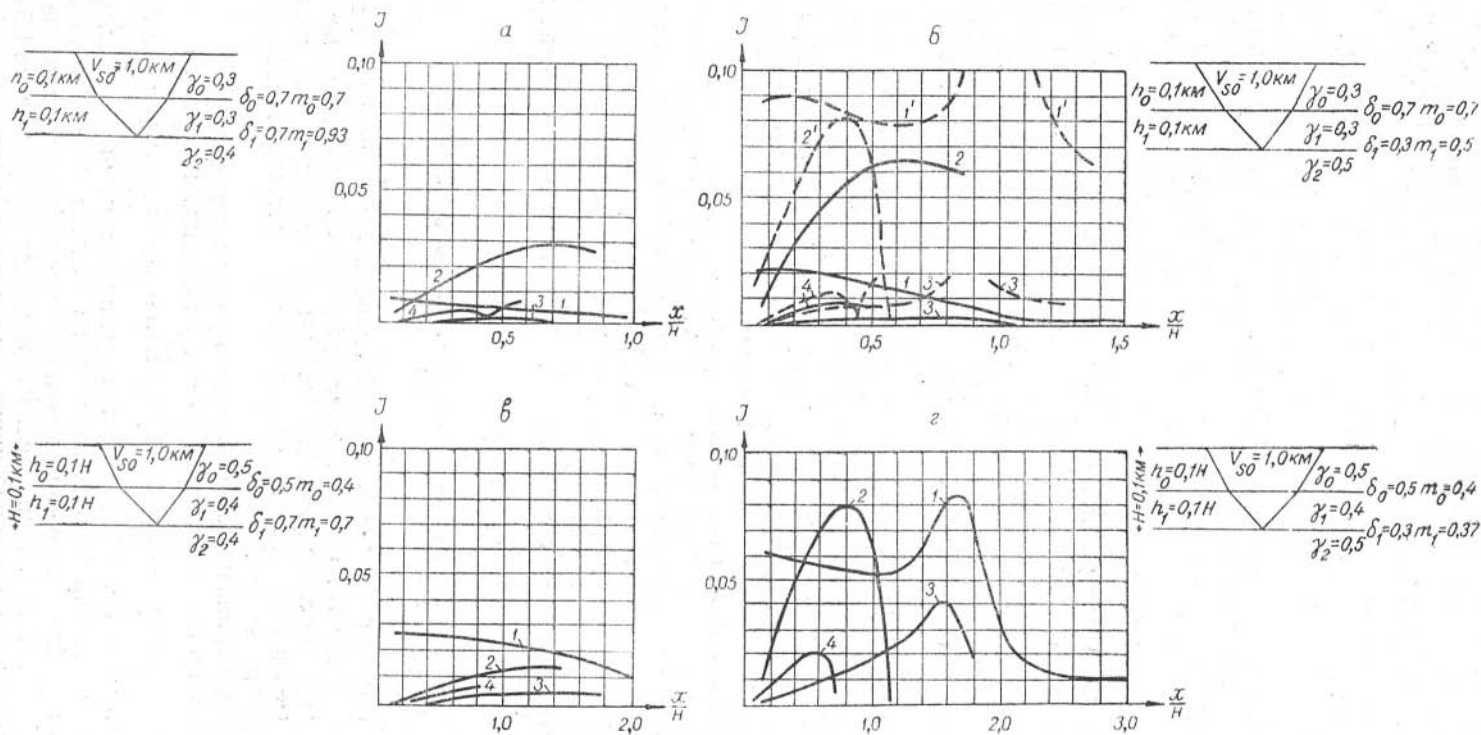


Рис. 10. Теоретические графики интенсивностей обменных и продольных отраженных волн в трехслойной среде.

1 — волна  $P_0P_1P_1P_0$ ; 2 — волна  $P_0P_1S_1S_0$ ; 3 — волна  $P_0P_1P_1S_0$ ; 4 — волна  $P_0S_1S_1S_0$ .

в противоположность продольным волнам зависит от угла наклона границы. Из этого следует, что обменные волны очень чувствительны к наклону границы раздела. Причем годографы их по разности времен в симметричных точках относительно пункта взрыва трансформируются в прямую линию при небольших длинах годографа ( $l=2-3 \text{ h}$ ). Для продольных волн трансформация в прямую линию может быть осуществлена, если оперировать с разностями квадратов времен [7].

Возможность трансформации годографов в прямые линии подтверждается в достаточной мере экспериментальным материалом. Ветви наблюдаемых годографов (рис. 3, 4) волн  $t_{II}$  и  $t_{III}$  по I опытному участку на расстоянии  $x=2-3 \text{ h}$  выходят на асимптоту параллельно прямой волне Р. Трансформированный годограф по разности времен в симметричных точках осредняется прямой линией с наклоном  $b \approx 0,05 \text{ сек/км}$  (при угле наклона границы в  $1^\circ$ ).

На основании визуального рассмотрения годографов на трех компонентах ( $X, Y, Z$ ) для различных участков замечены некоторые особенности. Как уже отмечалось выше, на I опытном участке для волн  $t_I, t_{II}, t_{III}$  и  $t_K$  на X-приборах отмечается уменьшение крутизны годографов с возрастанием времени регистрации. Крутизны указанных годографов больше, чем продольных, зарегистрированных вертикальными приборами на соответствующих временах, и значительно меньше поперечных.

По II опытному участку наблюдается подобная картина с той лишь разницей, что на временах свыше  $0,8 \text{ сек}$  на X-приборах отмечаются годографы различной крутизны. Последнее указывает на возможное появление волн, обменявшихся на промежуточных границах. При сравнении годографов на X- и Z-приборах было установлено, что часть из этих волн относится к волнам, обменявшимся на промежуточной границе в начале пути, а часть из них в конце пути.

Для обменных волн в отличие от однородных (PP или SS) характерным является криволинейность трансформированных годографов способами постоянной разности и встречных годографов даже в случае плоской отражающей границы и однородной покрывающей среды. Кривизна их возрастает по мере увеличения длины среды. Кривизна их возрастает по мере увеличения длины годографа и уменьшения величины

$$\gamma = \frac{v_s}{v_p}$$

На рис. 11 дано сопоставление трансформированных способом постоянной разности годографов по наблюдаемым и теоретическим временам для волны  $t_{III}$  I опытного участка. Расчеты проводились для двухслойной среды. Отмечается достаточно хорошее соответствие наблюдаемых и теоретических данных.

Для оценки кривизны трансформированных годографов был рассчитан график величины отклонения  $\Delta \theta$  от осредняющей прямой в зависимости от  $\frac{x}{l}$ , где  $x$  — расстояние от источника до точки приема;  $l$  — длина годографа (рис. 12). Из рассмотрения графиков следует, что в среднем для  $\gamma = 0,3$  при длинах годографов меньше глубины до отражающего горизонта отклонение времен от осредняющей кривой не превышает  $0,001-0,003 \text{ сек}$ . При увеличении длины годографа до  $1,5-2 \text{ h}$  кривизна трансформированной кривой возрастает, максимальное отклонение составляет  $0,020-0,025 \text{ сек}$ .

При установлении природы обменных волн немалую роль играет анализ величины параметра  $m$ , характеризующегося отношением эффективных скоростей обменных и продольных волн.

Величина этого параметра в предельном случае, когда  $l \rightarrow 0$  для двухслойной среды при  $\varphi = 0$ ,  $v_p = \text{const}$ , связана с  $\gamma = \frac{v_{S1}}{v_{P1}}$  формулой [2]:

$$m = \frac{v_{\varphi}^{(PS)}}{v_{\varphi}^{(PP)}} = \sqrt{\gamma}; \quad \gamma = m^2.$$

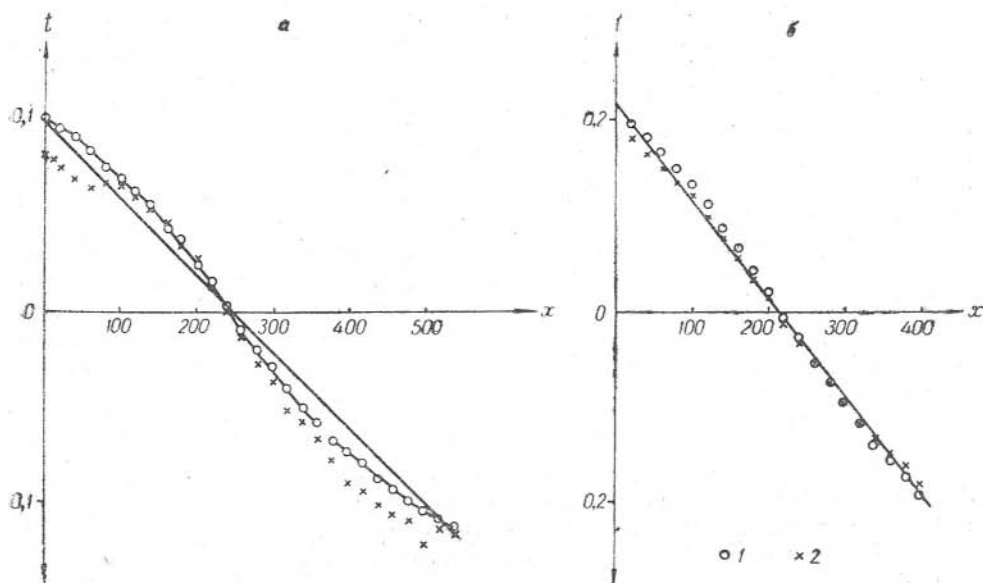


Рис. 11. Сопоставление годографов определенных:

а — по способу постоянной разности; б — по способу разностей годографов. 1 — теоретические годографы; 2 — наблюдаемые годографы.

Величины  $\gamma$ , как следует из работ [4, 9], для терригенных пород имеют порядок 0,25—0,35, для твердых скальных — 0,5—0,6. Таким образом, имея даже весьма приближенные сведения о литологии пород и данные о величине параметра  $m$ , можно сделать выводы о природе исследуемой волны. Так, например, величина  $m$ , определенная по наблюдаемым годографам, изменяется в пределах от 0,4 до 0,6. Для терригенных пород такие значения параметра  $m$  указывают на то, что исследуемая волна не является однородной на всем пути распространения. На основании проведенного анализа и сопоставления экспериментальных годографов с теоретическими, рассчитанными для горизонтальной границы по разным участкам, было установлено:

1. Годографы волн  $t'_I$ ,  $t'_{II}$ ,  $t'_{III}$ ,  $t'_{IV}$  и  $t'_K$  II опытного участка достаточно хорошо аппроксимируются теоретическими годографами волн PS от границ в осадочной толще мезокайнозойского чехла. Вычисленные значения  $\gamma$  составляют 0,22—0,28. На этом основании и на основании критериев 1, 2, 3 и 4 указанные волны были отнесены к обменным типа PS. Проверка соответствующих границ разделов геологическому разрезу произведена условно по совпадению глубин, определенных по годографам волн PP и PS. Сопоставление времен регистра-

Таблица 1

Опытные участки	№ граница	Время регистрации отражений, сек		
		PP	PS	SS
I	I	0,140—0,150	0,300—0,330	—
	II	0,190—0,195	0,380—0,405	—
	III	0,210—0,220	0,510—0,535	—
	K	0,645—0,655	1,200—1,210	—
II	I'	—	0,440	0,630
	II'	0,200	0,580—0,575	0,780
	III'	0,235—0,240	0,620—0,630	0,985
	IV'	0,310—0,325	0,700—0,720	1,230
	K	1,010—1,030	2,100—2,200	—

ции обменных и продольных волн от соответствующих границ дано в табл. 1.

2. По I опытному участку такого хорошего совпадения теоретических и экспериментальных годографов не отмечается. Наблюдаемые годографы волн  $t_I$ ,  $t_{II}$  и  $t_{III}$  вследствие асимметричной формы пересекаются с теоретическими, рассчитанными для

горизонтальной границы. Определенные величины  $\gamma$  по крутым ветвям годографа при этом имеют явно заниженные значения (порядка 0,14), по пологим ветвям  $\gamma$  не определяется. Такое несоответствие наблюдаемых и теоретических годографов скорее всего обусловлено наклонным залеганием отражающих границ. Годограф волны  $t_k$  с достаточной точностью укладывается на теоретический, так как были использованы относительно небольшие длины годографов  $l \leq h$ , при которых влияние угла наклона границы незначительное. Учитывая все указанные признаки, волны  $t_I$ ,  $t_{II}$ ,  $t_{III}$  и  $t_k$  по природе были отнесены к обменным типа PS с обменом на отражающей границе.

### Выяснение природы поперечных отраженных волн

Волны, регистрируемые горизонтальными приборами Y при направленном тангенциальном воздействии, были отнесены к отраженным поперечным типа SH на основании следующих признаков.

Основным признаком, как и в предыдущем случае, является характер поляризации волн. Выше в соответствующих разделах было отмечено, что при направленных воздействиях отраженные волны регистрируются (I и II опытные участки) приборами Y. Записи, полученные на X-приборах в этом случае, как правило, имеют менее регулярный характер. X-составляющие волн имеют интенсивности примерно в 2—3 раза меньше, чем Y-составляющие. Вертикальные составляющие этих волн отсутствуют. Таким образом, даже при отсутствии данных о количественных соотношениях интенсивностей записи волн на трех компонентах (при регистрации искажающей аппаратурой с АРУ) можно сделать качественный вывод о том, что указанные волны на выходе поляризованы в горизонтальной плоскости, перпендикулярной лучевой (волны SH).

В начальной части пути эти волны имеют такой же характер, как и на выходе, так как регистрируются они только при несимметричных воздействиях типа горизонтальной касательной (воздействие Y). При обычных взрывах в скважинах и горизонтальном воздействии X указанные волны Y-приборами не отмечаются. На этом основании рассматриваемые волны были уверенно отнесены к поперечным типа SH.

Правильность определения типа этих волн подтверждается отмеченным понижением частот. Видимые частоты поперечных волн понижаются примерно в 2 раза по сравнению с продольными и в 1,5 раза по сравнению с обменными волнами. Это достаточно хорошо согласуется с теоретическими представлениями [10, 11] и данными наблюдений по проходящим волнам в скважинах [1].

Анализ кинематических особенностей этих волн подтверждает природу их как чисто поперечных типа SS. Действительно, годографы их характеризуются гиперболической формой с крутизной значительно большей, чем для обменных PS- и тем более продольных PP-волн. Кажущиеся скорости очень быстро уменьшаются с расстоянием и при увеличении  $X$  стремятся к скорости прямой волны  $S$ .

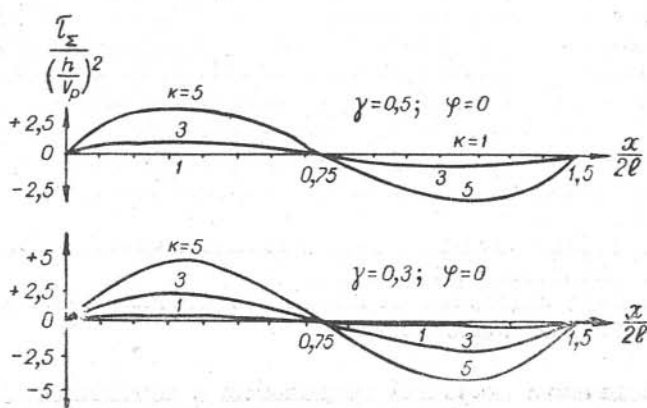


Рис. 12. Номограмма для оценки кривизны трансформированных годографов по способу постоянной разности.

Трансформированные годографы обычным способом (постоянная разность), как и для продольных волн, осредняются прямой линией, что указывает на однородную структуру волн. Величины  $v_{эф}^{(SS)}$  и соответственно  $\gamma$ , определенные по наблюдаемым годографам, соответствуют истинным для исследуемого участка и равны примерно 0,20—0,25.

Наблюдаемые годографы достаточно хорошо совпадают с теоретическими, рассчитанными для модели двухслойных сред. Глубины до отражающих границ и скорости  $v_s$  в покрывающей среде выбирались на основании данных наблюдений в скважинах.

Выше отмечалось, что на II опытном участке в отдельных случаях при взрывах в скважинах X-приборами были зарегистрированы оси, годографы которых имеют искривленную форму и достаточно хорошо совмещаются с годографами поперечных SS-волн. На этом основании было сделано предположение, что указанные волны относятся к отраженным поперечным типа SV.

#### 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЗАПИСЕЙ ОБМЕННЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Корреляция однородных волн PP и SS не вызывала затруднений. Прослеживание этих волн производилось на основании главным образом первичных признаков [7]. Вторичные признаки использовались только для контроля корреляции. Корреляция обменных PS-волн сопряжена с большими трудностями, так как принцип взаимности для обменных волн вследствие коренного различия приемника и источника не соблюдается. Кроме того, обменные волны не регистрируются вблизи пункта взрыва. Поэтому два из основных критерия — амплитудный признак и признак синфазности<sup>1</sup> — при прослеживании обменной волны в пределах одного годографа нарушались при переходе через пункт возбуждения. При корреляции обменных волн достаточно



широко были использованы вторичные признаки: особенности формы записи каждого отражения и взаимное расположение отдельных отражений.

Выше отмечалось, что на I опытном участке волна имеет характерную форму колебания, состоящего из двух импульсов (см. рис. 1, 2). Разность времен между отражениями  $t_{III}$  и  $t_{II}$  на участке сохраняется примерно постоянной и в среднем равна  $\Delta t_{III-II} = 0,130-0,140$  сек. Разность времен между отражениями  $t_{II}$  и  $t_I$  равна  $\sim 0,120$  сек. Волны  $t_{II}$  и  $t_I$  представляют собой простые импульсы из двух-трех экстремумов. Эти качественные особенности формы записи и были использованы при прослеживании волн на I опытном участке. На II опытном участке волны  $t'_I, t'_{II}, t'_{III}$  и  $t'_{IV}$  прослеживаются с постоянной разностью времен  $\Delta t$  между ними. Все эти отражения имеют очень яркую амплитудную выразительность.

При корреляции обменных волн в разные стороны от пункта взрыва учитывалось обращение фазы волны.

Наблюдаемые годографы строились по первому экстремуму и приводились к дневной поверхности.

### Определение скоростей продольных и поперечных волн по годографам волн PP, SS и PS

Для однородных волн типа PP или SS эффективные скорости близки к средним [7] и имеют вполне определенный физический смысл.

Эффективные скорости, определенные по годографам обменных волн PS, когда скорости  $v_p$  и  $v_s$  по падающему и отраженному лучам различаются, не характеризуют средней скорости. Эффективная скорость для обменных волн имеет формальный смысл, перенесенный из интерпретации продольных волн. Используется она в основном как промежуточная величина при определении скорости поперечных волн  $v_s$  и при установлении природы обменных волн. Для первичной интерпретации величина  $v_{эф}^{(PS)}$  обменных волн также используется для определения эффективных глубин залегания отражающих элементов [2].

### Определение скоростей $v_p$ продольных волн

На исследуемом участке распределение скоростей распространения продольных волн в мезокайнозойской толще отложений изучено достаточно полно по данным наблюдений МОВ и в скважинах. В работе [14] показано, что пластовые скорости в целом увеличиваются с глубиной. Эффект преломления на промежуточных границах незначительный (относительная разность лучевой и средней скоростей, оцененная по данным скважинных наблюдений, не превышает 2%). Отличие эффективной скорости от средней для продольных волн в предельном случае не будет превышать 5—6%. На рис. 15 показан график изменения средних скоростей  $v_p$  с глубиной, составленный по данным сейсмокаротажа и МОВ [14] прошлых лет. На этот же график нанесены значения эффективных скоростей продольных волн PP по данным описываемых работ.

Эффективные скорости по годографам продольных волн определялись путем трансформации их в прямую линию по способам разностных годографов и постоянной разности. Для повышения точности было использовано совместное уравнение систем трансформированных годографов, относимых к одному горизонту [8]. Данные определений продольных волн PP по I и II опытным участкам показаны в табл. 2.

Средние скорости продольных волн на исследуемом участке, как следует из графика и табл. 2, увеличиваются с глубиной от 1400 до 2000 м/сек в интервале от подошвы ЗМС до поверхности палеозойского фундамента. В самой верхней части разреза (ЗМС) скорости продольных волн изменяются от 350 до 500 м/сек.

Таблица 2

Тип волны	Время регистрации отражений, $t_0$ , сек	Глубина отражающего горизонта, $h$ , м	$v_{эф}$ , м/сек	$m_t$ , м/сек	$2m_v$ , м/сек	Способ определения $v_{эф}$
-----------	--	--	------------------	---------------	----------------	-----------------------------

II опытный участок

PP	0,200	140	1450	0,002	20	Способ разностных годографов (математическое уравнивание системы трансформированных годографов)
	0,240	180	1480	0,001	10	
	0,320	230	1430	0,001	15	
	0,350	280	1620	0,002	30	
	1,450	380	1690	0,001	25	
	0,500	420	1690	0,002	40	
	0,580	510	1750	0,003	60	
	0,700	630	1810	0,003	60	
PS	1,020	1080	2120	0,007	130	Способ разностных годографов
	0,450	—	800	0,004	10	
	0,550	140	800	0,004	10	
	0,620	180	800	0,004	10	
	0,720	220	800	0,004	10	
SS	0,900	—	880	0,003	30	Способ постоянной разности
	0,630	80	250	0,002	3	
	0,770	130	330	0,002	3	
	0,980	150	370	0,007	10	
	1,230	230	380	0,001	10	

I опытный участок

PP	0,140—0,150	80	1320	0,002	30	Способ постоянной разности
	0,190—0,200	90—100	1400	0,002	20	
	0,210—0,220	140—150	1450	0,001	10	
	0,370—0,390	200—210	1520	0,002	20	
	0,540—0,550	480—490	1670	0,003	50	
	0,640—0,650	550—560	1860	0,003	60	
PS	$t = 200 \text{ м}$ 0,350	80	800	0,005	Способ разностных годографов	
	0,415	90—100	780	0,002		
	0,550	140—150	780	0,004		
	$t = 400 \text{ м}$ 0,305	80	900	0,006		
	0,415	90—100	870	0,005		
	0,550	140—150	1080	0,003		

## Определение скоростей поперечных волн $v_s$ по годографам SS и PS

Эффективные скорости  $v_s$  определялись непосредственно по годографам поперечных волн SS и через величину  $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$  по годографам обменных волн PS.

**Волны SS.** Эффективные скорости поперечных волн определялись только по способу постоянной разности из-за отсутствия встречных систем наблюдений. Трансформированные годографы для указанных волн достаточно хорошо осредняются отрезками прямых. Среднее квадратичное отклонение разности квадратов времен от осредняющей прямой составляет  $m_t = 0,002—0,003$  сек, максимальное отклонение —  $0,005$  сек.

Полученные данные по определению  $v_{эф}$  поперечных волн приведены в табл. 2, из которой следует, что скорости поперечных волн очень плавно увеличиваются с глубиной. До глубины 500 м (максимальная глубина проникновения волн SS на исследуемом участке) средняя скорость поперечных волн увеличивается от 150—200 м/сек до 500 м/сек. Отличие эффективной скорости от средней для поперечных волн примерно в 2 раза больше, чем продольных и равно  $\sim 10\%$ . Это указывает на большую скоростную дифференциацию по поперечным волнам.

**Волны PS.** Скорость поперечных волн определяется по годографам обменных волн PS как через  $v_{эф}$ , так и непосредственно по годографам. Выше отмечалось, что эффективная скорость обменных волн не характеризует средней. Однако при ориентировочных подсчетах она может быть использована для определения эффективных величин элементов залегания отражающих площадок и при установлении природы волн. В связи с этим представляет некоторый интерес рассмотрение вопроса о зависимости эффективной скорости обменных волн от параметров среды и длины годографа.

Эффективные скорости волн PS. В работе [2] было показано, что для горизонтальной границы раздела и однородной покрывающей среды в предельном случае при  $l \rightarrow 0$  эффективная скорость обменных волн определяется как

$$v_{эф}^{(PS)} = \sqrt{v_s v_p},$$

где  $v_s, v_p$  — скорости поперечных и продольных волн в покрывающей среде.

Ниже на примере расчетов по теоретическим годографам рассматривается характер зависимости величин эффективных скоростей обменных волн от длины годографа, глубины залегания отражающей границы и величины  $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$ . Эффективные скорости были вычислены при этом по способам встречных и разностных годографов, по способу постоянной разности и по простейшей формуле  $v'_{эф} = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}}$  с использованием кажущейся скорости (рис. 13). График построен в безразмерных координатах  $\frac{v_{эф} x}{v_{эф} 0}$  и  $\frac{l}{h}$ . В предельном случае при  $l \rightarrow 0$  все способы дают одинаковые результаты.

Эффективные скорости, определенные по способам встречных и разностных годографов, увеличиваются с расстоянием несколько медлен-

нее, чем вычисленные по способу постоянной разности. Наибольшие значения имеют скорости, определенные по формуле  $v_{эф} = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}}$ .

По годографам обменных волн эффективные скорости вычислялись способами разностных годографов и постоянной разности. Для достаточно длинных годографов  $l = 2 \div 3 h$  (I опытный участок) скорости определялись по формуле с использованием кажущейся скорости (табл. 2).

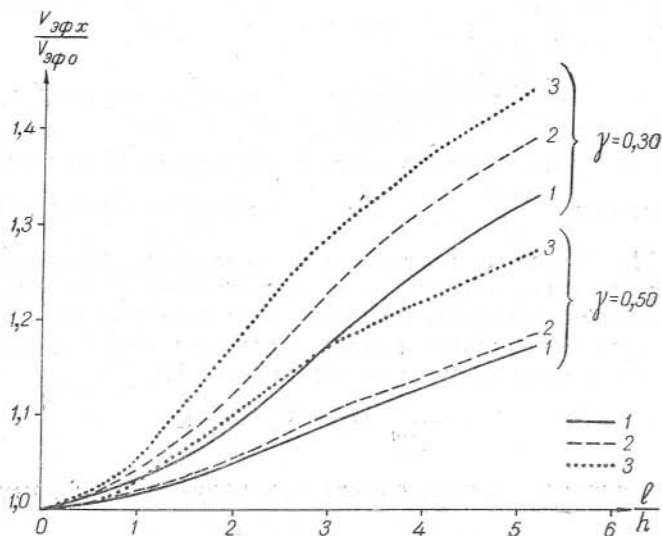


Рис. 13. Графики зависимости  $\frac{v_{эф x}}{v_{эф 0}}$  от  $\frac{l}{h}$ . Эффективная скорость определена:

1 — по формуле  $v_{эф} = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}}$ ; 2 — по способу постоянной разности; 3 — по способу встречных и разностных годографов.

Как видно из табл. 2, значения эффективных скоростей обменных волн, так же как и продольных, с возрастанием глубины увеличиваются.

Отношение эффективных скоростей  $m = \frac{v_{эф}^{(PS)}}{v_{эф}^{(PP)}}$  для обоих участков характеризуется примерно одинаковыми средними величинами 0,55—0,65. При увеличении длины взрывного интервала эффективные скорости возрастают. Характер изменения  $v_{эф}$  от длины интервала рассмотрен на примере годографов от I опытного участка. Для волн  $t_I$ ,  $t_{II}$  и  $t_{III}$  эффективные скорости изменяются от 700—800 м/сек при расстоянии  $l = 200$  м ( $\frac{l}{h} \approx 1,5$ ) до 1000 м/сек при  $l = 600$ —700 м ( $\frac{l}{h} \approx 4 \div 6$ ).

Используя данные  $v_{эф}$  по коротким годографам обменных волн, ориентировочно определили значения  $\gamma$  по формуле:

$$m = \frac{v_{эф}^{(PS)}}{v_{эф}^{(PP)}} = \sqrt{\gamma}.$$

Величина  $\gamma$  варьирует в широких пределах от 0,25 до 0,40, что указывает на малую точность определения ее этим способом. Ниже дается

описание более точных способов определения и результаты по каждому из них. В качестве известного параметра была принята скорость продольных волн.

Определение  $\gamma$  по эффективным скоростям волн PS. С этой целью были составлены номограммы функций

$$\frac{v_{\text{эф}}^{(\text{PS})}}{v_P} = \sqrt{\frac{\sqrt{1-\gamma^2 p^2} + \gamma \sqrt{1-p^2}}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2} + \frac{1}{\gamma} \sqrt{1-p^2}}} = f_1(p, \gamma);$$

$$\frac{x}{t_{0 \text{ PS}} v_P} = \frac{\gamma p}{1+\gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{\gamma}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right) = f_2(p, \gamma),$$

где  $p = \sin \alpha$ ,  $\alpha$  — угол падения продольной волны. В качестве текущих координат приняты  $\frac{v_{\text{эф}}^{(\text{PS})}}{v_P}$  и  $\frac{x}{t_{0 \text{ PS}} v_P}$ , в качестве параметра — величина  $\gamma$  (рис. 14). Параметр  $p$  исключался численным способом.

Номограмма была рассчитана в предположении, что эффективная скорость обменных волн определяется по элементу годографа однородной волны при горизонтальной границе раздела и однородной покрывающей среде, т. е. в предположении зависимости [7]:

$$t = \frac{1}{v_{\text{эф}}^{(\text{PS})}} \sqrt{x^2 + 4h^2}.$$

Эффективная скорость в этом случае определяется по формуле

$$v_{\text{эф}}^{(\text{PS})} = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}}.$$

Уравнение годографа обменной волны для двухслойной среды при горизонтальном залегании границы в параметрическом виде записывается:

$$t = \frac{t_0 \gamma}{1+\gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{1}{\gamma \sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right);$$

$$x = \frac{t_0 v_P p \gamma}{1+\gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{\gamma}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right).$$

При совместном решении уравнений годографа PS и выражении для эффективной скорости получаются указанные выше функции:  $f_1(p, \gamma)$  и  $f_2(p, \gamma)$ . Недостатком этого способа является использование кажущихся скоростей. Скорости продольных волн определялись по годографам продольных волн PP. Наблюдаемые значения, строившиеся в тех же координатах, что и теоретические, совмещались.

Определение  $\gamma$  по величинам  $v_{\text{эф}}$  обменных волн производилось по I и II опытным участкам. Результаты определений даны в табл. 3.

Для определения  $\gamma$  по теоретическим годографам<sup>1</sup> в случае горизонтального залегания границы соответствующее уравнение годографа волн PS представляется в виде:

$$\frac{t}{t_{0 \text{ PS}}} = \frac{\gamma}{1+\gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{1}{\gamma \sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right);$$

$$\frac{x}{t_{0 \text{ PS}} v_P} = \frac{\gamma}{1+\gamma} \left( \frac{p}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{\gamma p}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right).$$

<sup>1</sup> Преобразование уравнений сделано Н. Н. Пузыревым и Т. Н. Лебедевой.

Введя новые переменные  $\Theta = \frac{t}{t_{0\text{ PS}}}$  и  $\lambda = \frac{x}{t_{0\text{ PS}} v_p}$ , оказалось возможным построить в координатах  $\Theta$  и  $\lambda$  семейство годографа с параметром  $\gamma$  (рис. 16). Наблюденные годографы волн PS перестраивались в соответствующих координатах и сравнивались с теоретическими. При этом определяются средние значения  $\gamma$ . Величина  $\gamma$  определялась по теорети-

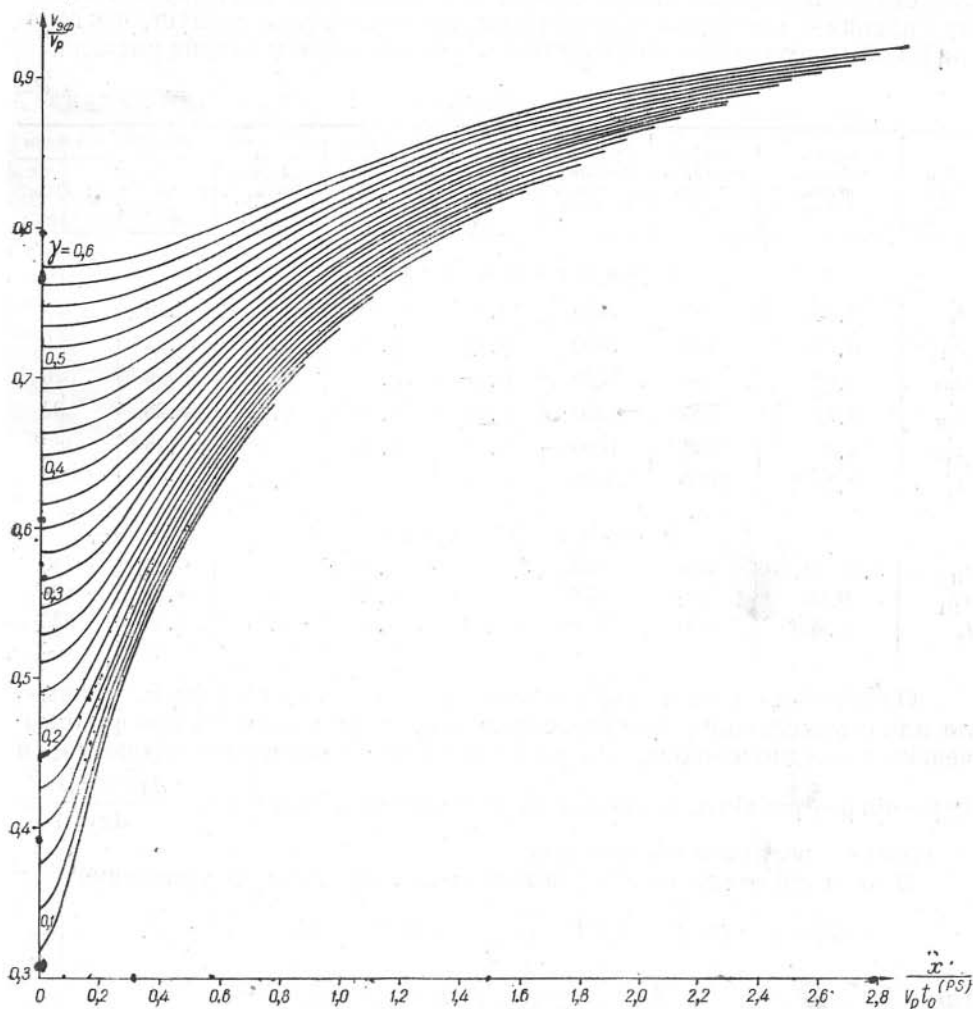


Рис. 14. Номограмма функции:

$$\frac{v_{\Theta\Phi}^{(PS)}}{v_p} = \sqrt{\frac{\sqrt{1-\gamma^2 p^2} + \gamma \sqrt{1-p^2}}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2} + \frac{1}{\gamma} \sqrt{1-p^2}}} = f_1(p, \gamma);$$

$$\frac{x}{t_{0\text{ PS}} v_p} = \frac{\gamma p}{1 + \gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{\gamma}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right) = f_2(p, \gamma)$$

для определения величины  $\gamma$ .

ческим годографам для всех исследуемых участков (см. табл. 3). По II опытному участку  $\gamma$  изменяются в пределах от 0,20 до 0,24 и плавно увеличиваются с глубиной. Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с данными каротажных наблюдений и отраженных поперечных волн SS. По I опытному участку вследствие асимметрии наблюдаемых годографов при наклоне границы до  $1^\circ$  определить величины  $\gamma$  по теоретическим годографам не удалось. Наблюдаемые годографы пересекают теоретические, причем ветви годографа по восстанию идут круче, в сторону падения — несколько положе теоретических. Отсюда следует, что годографы обменных волн очень чувствительны к наклонам границ раздела.

Таблица 3

Индекс волны	Время регистр. волн, $t$ , сек	Глубина до отраж. границ $h$ , м	Скорость продольн. волн, $v$ , м/сек	Величина $\gamma$ по $\psi$ (PS) эф	Величина $\gamma$ по разностн. гологр. волн PS	Величина $\gamma$ по теоретическ. гологр.	Расчетные величины	
							$\gamma$	$v_s$ , м/сек
II опытный участок								
$t'_I$	0,45	80	1350	0,20	—	—	0,19	260
$t'_{II}$	0,55	140	1450	0,20	0,24	0,22	0,22	320
$t'_{III}$	0,62	180	1500	0,24	0,25	0,24	0,24	370
$t'_{IV}$	0,72	220	1550	0,24	0,26	0,24	0,25	390
$t'_V$	0,9	320	1650	0,28	0,28	—	0,28	460
$t_k$	2,10	1050	2100	—	—	0,32	0,32	670
I опытный участок								
$t_{II}$	0,38—0,410	100	1450	—	0,25	—	0,26	380
$t_{III}$	0,50	150	1500	—	0,25	—	0,27	400
$t_k$	1,200	550	1850	0,34	0,34	0,34	0,34	630

Определение  $\gamma$  по разностным годографам. Формула для определения  $\gamma$  по разностным годографам волн PS при  $\varphi=0$  выведена в предположении, что угол отражения поперечной волны мал и  $\operatorname{tg} \beta = \sin \beta = \gamma = \sin \alpha$ , а наклон разностного годографа  $k = \frac{d(\bar{t} - \bar{t}')}{dx} = \operatorname{const}$  — величина постоянная.

В этом случае величина  $\gamma$  может быть вычислена из уравнения<sup>1</sup>

$$C\sqrt{1-C^2}\gamma^2 - (A\sqrt{1-C^2} - C)\gamma - A\sqrt{1-C^2} = 0,$$

где

$$A = \frac{l}{2t_{0PS}v_p} \quad \text{и} \quad C = \frac{kv_p}{2}.$$

Эта формула приближенная и применима для годографов ограниченной длины. Пределы применимости ее были определены на теоретических годографах. В результате расчетов установлено, что при соотношении скоростей  $v_s$  и  $v_p$  равном 0,2—0,3 величина  $\gamma$  определяется с достаточной точностью по разностному годографу при длине взрывного интервала, равной примерно одной глубине до отражающей границы (табл. 3).

В результате определения эффективных скоростей волн PP и SS величины  $\gamma = \frac{v_s}{v_p}$  были построены сводные графики зависимости ско-

<sup>1</sup> Формула определения  $\gamma$  по разностным годографам выведена Т. Н. Лебедевой.

ростей продольных ( $v_p$ ) и поперечных ( $v_s$ ) волн от глубины ( $h$ ) (рис. 15). При составлении этого графика использованы данные каротажных наблюдений, ЗМС и данные головных обменных волн. Из графика видно, что исследуемый участок характеризуется увеличением скоростей продольных и поперечных волн с глубиной соответственно от 350—500 до 2100 м/сек и от 170 до 720 м/сек. Скорости поперечных волн имеют равномерный градиент во всем интервале глубин. Средний градиент поперечных волн составляет 0,5 1/км. Влияние зоны малых скоростей незначительное. Для продольных волн наиболее резкие изменения скоростей

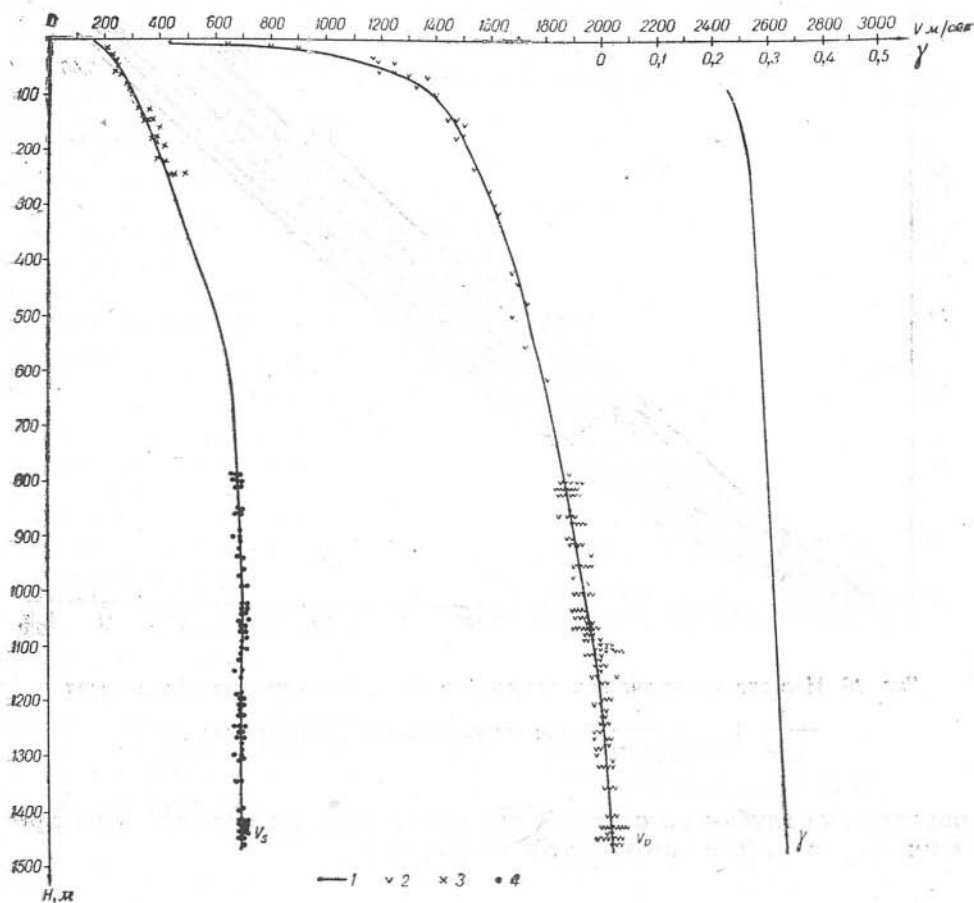


Рис. 15. Сводные графики зависимости средних скоростей  $v_p$ ,  $v_s$  и  $\gamma$  от глубины:

1 — осредненные кривые зависимости  $v_p$ ,  $v_s$ ,  $\gamma$  от  $h$ ; 2 — значения  $v_{эф}$ , определенные по годографам волн PP; 3 — значения  $v_{эф}$ , определенные по годографам волн SS и PS; 4 — значения  $v_{эф}$ , определенные по годографам волн PPP и PPS [15].

приурочены к самой верхней части разреза до 100 м и обусловлены в основном влиянием ЗМС. В этом интервале глубин градиент скорости продольных волн в среднем составляет 10 1/км. В более глубокой части разреза градиент сохраняется постоянным и уменьшается до 0,3 1/сек. С увеличением скоростей продольных и поперечных волн с глубиной величина  $\gamma_{ср}$  также возрастает от 0,2 до 0,32.

Построение отражающих элементов по годографам волн PP, SS и PS. Для построения отражающих границ по годо-



графам волн PP и SS применены способы засечек и «центрального луча» (способ  $t_0$ ). Расчетные средние скорости волн P и S снимались с графика скоростей продольных и поперечных волн (рис. 15).

Для построения отражающих горизонтов по годографам волн PS использованы как эффективные скорости до соответствующих горизонтов, так и значения средних скоростей  $v_{p_1}$  и  $v_s$ . В последнем случае

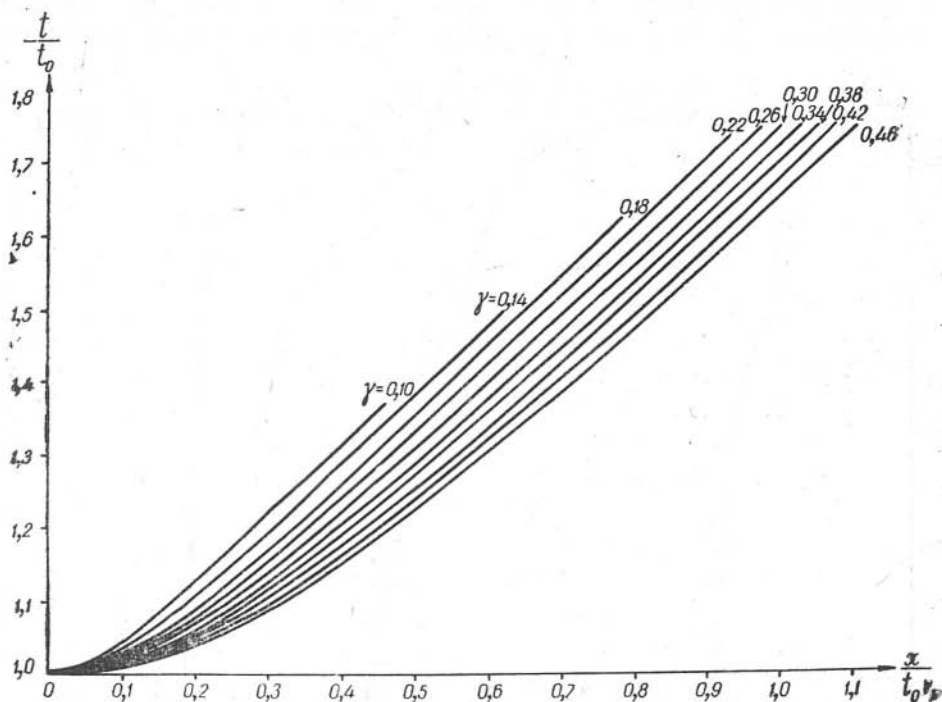


Рис. 16. Палетка теоретических годографов PS в безразмерных координатах

$$\frac{t}{t_{0 \text{ PS}}} ; \quad \frac{x}{t_{0 \text{ PS}} v_p} \quad \text{для горизонтальной границы раздела.}$$

определение глубин до отражающих горизонтов производилось по времени  $t_{0 \text{ PS}}$  в пункте возбуждения по формуле:

$$h = \frac{t_{0 \text{ PS}} v_p \gamma}{1 + \gamma}.$$

Кроме того, был использован графический способ построения отражающих площадок по кажущимся скоростям, предложенный Ю. В. Ризниченко [12]. Сейсмические разрезы показаны на рис. 17.

На I опытном участке по всем отражающим горизонтам отмечается слабое погружение под углом  $1^\circ$  с севера на юг. На II участке отражающие площадки залегают практически горизонтально. Отражающие горизонты, построенные по данным продольных и обменных волн, совпадают достаточно хорошо. Максимальное расхождение в глубинах не превышает 15 м. Отражающие площадки по волнам SS строились способом «засечек». Они хорошо согласуются с данными продольных и обменных волн.

## О точности определения параметров по годографам обменных и поперечных волн

Оценка точности определения скорости для волн PP, SS и PS была проведена по эффективным скоростям. Для обменных волн такая оценка не дает полной характеристики погрешностей определения скорости поперечных волн. Однако практически для относительно небольших длин годографов волн PS использование эффективной скорости дает возможность судить приблизительно о точности определения  $v_s$ . По трансформированным годографам были определены среднеквадратичные отклонения времен от осредняющей прямой. Величины их для всех исследуемых участков сведены в табл. 2. Ошибки отклонения времен  $m_t$  для обменных и поперечных волн несколько больше, чем для продольных. Для продольных волн в среднем величина  $m_t$  оценивается в 0,002 сек. Для обменных и поперечных волн  $m_t$  увеличивается в 2—3 раза.

Абсолютные ошибки определения скоростей для продольных волн имеют значения 10—60 м/сек, для обменных и поперечных волн значения  $m_v$  уменьшаются. Несмотря на то, что средние времена трансформированных годографов обменных и поперечных волн в 2—3 раза больше, относительные ошибки  $\left(\frac{m_v}{v}\right)$  определения скоростей  $v_{эф}$  этих волн примерно в два раза меньше по сравнению с продольными волнами. Абсолютные ошибки определения  $v_{эф}^{(SS)}$  и  $v_{эф}^{(PS)}$  более чем в 10 раз меньше абсолютных ошибок определений  $v_{эф}^{(PP)}$ .

Это достаточно ясно видно из формул отношения ошибок определения эффективных скоростей волн SS, PS и PP:

$$\frac{m_{v_{SS}}}{m_{v_{PP}}} = \gamma^3 \frac{m_{t_{SS}}}{m_{t_{PP}}}$$

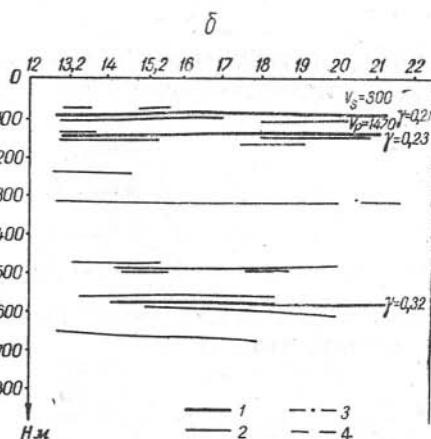
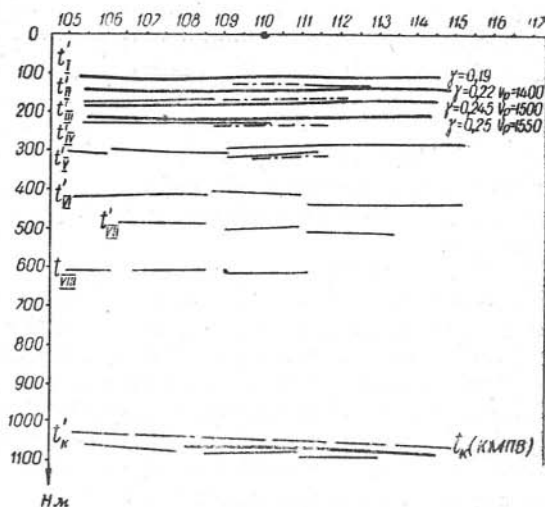


Рис. 17. Сейсмические разрезы, построенные по годографам отраженных волн PP, PS и SS:

а — разрез по профилю II опытного участка; б — разрез по профилю I опытного участка. 1 — отражающие горизонты PS построены по  $v_k$ ; 2 — отражающие горизонты PP (способ «засечек»); 3 — отражающие горизонты SS (способ «засечек»); 4 — преломляющий горизонт по годографам PPP и PPS [15].

$$\text{и} \quad \frac{m_{v_{PS}}}{m_{v_{PP}}} = m^3 \frac{m_{t_{PS}}}{m_{t_{PP}}}$$

Для исследуемого участка в среднем величины

$$\gamma = \frac{v_S}{v_P} \quad \text{и} \quad m = \frac{v_{\text{эф}}^{(PS)}}{v_{\text{эф}}^{(PP)}}$$

равны соответственно 0,25 и 0,60. При указанной величине отношения среднеквадратичных ошибок измерения времен

$$\frac{m_{t_{SS}}}{m_{t_{PP}}} = \frac{m_{t_{PS}}}{m_{t_{PP}}} \approx 2 \div 3$$

точность определения эффективной скорости поперечных волн возрастает в 10—20 раз, а обменных в 3 раза по сравнению с продольными волнами.

Точность вычисления глубин по годографам поперечных и обменных волн также повышается по сравнению с продольными. Это достаточно ясно следует из простейших расчетов. В качестве примера дано отношение ошибок определения глубин для простейшего способа по времени  $t_0$ .

Рассмотрим погрешности определения глубин раздельно, когда в исходных данных содержатся только ошибки во временах вступлений волн и в определении средней скорости в покрывающей среде. Для плоской границы раздела и однородной покрывающей среды глубина залегания определяется по формуле:

$$h = \frac{v_P t_{0PP}}{2} = \frac{v_S t_{0SS}}{2},$$

где индексы относятся соответственно к продольным и поперечным волнам. Для отношения ошибок соответственно по времени и скорости получим:

$$\left( \frac{\Delta h_{SS}}{\Delta h_{PP}} \right)_t = \gamma \frac{\Delta t_{0SS}}{\Delta t_{0PP}};$$

$$\left( \frac{\Delta h_{SS}}{\Delta h_{PP}} \right)_v = \frac{1}{\gamma} \frac{\Delta v_S}{\Delta v_P}.$$

Выражая первые части через отношение ошибок измеренных времен и имея в виду, что

$$\frac{\Delta v_S}{\Delta v_P} = \gamma^3 \frac{\Delta t_S}{\Delta t_P},$$

получим

$$\left( \frac{\Delta h_{SS}}{\Delta h_{PP}} \right)_t = \gamma \frac{\Delta t_{SS}}{\Delta t_{PP}};$$

$$\left( \frac{\Delta h_{SS}}{\Delta h_{PP}} \right)_v = \gamma^2 \frac{\Delta t_{SS}}{\Delta t_{PP}}.$$

Таким образом, сравнительная точность вычисления глубин залегания определяется прежде всего величиной  $\gamma$ . Для изучаемого участка величина  $\gamma$  в среднем равна 0,25, а величина ошибок измерения времен поперечных волн примерно в 2 раза больше, чем продольных. Следовательно, точность определения глубин по поперечным волнам примерно в 2—3 раза выше, чем по продольным.

## Выводы

1. Выяснена принципиальная возможность регистрации обменных и поперечных отраженных волн в среде со слабой скоростной дифференциацией.

2. Обменные волны PS были систематически зарегистрированы при взрывах в скважинах от границ в осадочной толще мезокайнозойских отложений на глубинах до 1000 м.

Установлены основные критерии определения природы обменных волн.

3. Поперечные отраженные волны SS зарегистрированы при возбуждении с помощью ударных касательных воздействий от границ, залегающих на глубине до 400—500 м.

4. Анализ полученных материалов указывает на возможность повышения точности определения скоростей и элементов залегания при использовании поперечных и обменных волн по сравнению с продольными.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Н. И. Берденникова, Т. Н. Куличихина. Изучение кинематических и динамических характеристик поперечных и продольных волн в скважинах. Настоящий сборник.
2. И. С. Берзон. Некоторые вопросы интерпретации годографа обменных отраженных волн. Тр. ИНФИЗАН, № 6, 1959.
3. С. Ф. Больших. О приближенном представлении годографа отраженных волн в случае многослойной покрывающей среды. Прикладная геофизика, вып. 15, Гостоптехиздат, 1952.
4. Ю. И. Васильев, Л. В. Молотова. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1960.
5. Г. А. Гамбургцев. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959.
6. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн. тт. I, II и III. Изд. ЛГУ, 1957.
7. Н. Н. Пузырев. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959.
8. Н. Н. Пузырев. Применение численных методов осреднения при определении скоростей по годографам отраженных волн. Прикладная геофизика, вып. 16, М., Гостоптехиздат, 1957.
9. Н. Н. Пузырев. Некоторые вопросы интерпретации поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.
10. Н. Н. Пузырев, Л. Н. Худобина. Обзор экспериментальных исследований и некоторые положения теории по изучению поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.
11. Г. И. Петрашень. Общая количественная теория отраженных и головных волн. Сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», вып. 1, М., Гостоптехиздат, 1957.
12. Ю. В. Ризниченко. Построение отражающей или преломляющей площадки по годографу обменных отраженных или проходящих волн. Изв. АН СССР, № 5, 1940.
13. Сейсмогеологическая характеристика районов экспериментальных исследований. Настоящий сборник.
14. Д. Б. Тальвирский. Тектоника Тобольской зоны по данным сейсморазведки и глубокого бурения. Канд. дисс. Тюмень, 1955.
15. Б. Е. Щербакова. Опыт применения метода обменных головных волн в юго-западной части Западно-Сибирской низменности. Настоящий сборник.

*И. Ю. НЕДАШКОВСКИЙ,  
Э. В. НИКОЛЬСКИЙ, С. В. ПОТАПЬЕВ*

### О РЕГИСТРАЦИИ ОБМЕННЫХ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН ТИПА $PS$ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ<sup>1</sup>

В 1959 г. в южной части Западно-Сибирской низменности (Черновский и Ипатьевский участки) Новосибирским геофизическим трестом и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР проводились исследования условий регистрации обменных головных волн с целью выяснения применимости их для изучения поверхности палеозойского фундамента [1]. При наблюдениях вблизи источника колебаний на обоих участках горизонтальными приборами  $X$  отчетливо были зарегистрированы интенсивные волны, годографы которых имеют гиперболическую форму (волны группы  $B$ ). Поскольку схемы наблюдений были рассчитаны на прослеживание головных волн, то они не обеспечивали непрерывной корреляции волн группы  $B$  по профилю. Поэтому условия прослеживаемости их от одного пункта взрыва к другому остались не изученными.

Приведем в краткой форме имеющиеся данные о скоростном разрезе района работ. Сведения о скоростях распространения продольных волн получены по данным сейсмокаротажа ряда скважин и обработки годографов отраженных и преломленных волн на многих участках. По величинам скоростей  $v_p$  толщ терригенных отложений, лежащую над фундаментом можно в первом приближении разбить на четыре слоя:

- 1) зона малых скоростей ( $h = 5 - 10$  м,  $v_p = 300 - 500$  м/сек);
- 2) кайнозойские отложения ( $h = 500$  м,  $v_p = 1600 - 1900$  м/сек);
- 3) верхнемеловые отложения ( $h = 450$  м,  $v_p = 2200 - 2700$  м/сек);
- 4) нижнемеловые отложения ( $h = 350$  м,  $v_p = 3200$  м/сек).

Породы юрского возраста на обоих участках, где проводились исследования, отсутствуют. Ниже залегают породы кристаллического фундамента, имеющие скорость распространения продольных волн порядка 5000—6000 м/сек.

Сведения о скоростях распространения поперечных волн получены в результате сейсмокаротажа глубокой скважины [2] в районе, располо-

<sup>1</sup> Кроме авторов, в проведении экспериментальных работ принимали участие В. В. Кузнецов, В. М. Осадчук, Т. М. Максимов и другие сотрудники сейсмической партии 5/59 Калачинской геофизической экспедиции.

женном в 300 км к северо-западу от площадей, где проводились настоящие исследования, и по данным обработки годографов обменных головных волн различных типов [1]. По данным обращенного сейсмокаротажа на Черновском участке скорость распространения поперечных волн в верхней части разреза (слой ЗМС по продольным волнам) в среднем равняется 150—250 м/сек ( $\gamma = \frac{v_s}{v_p} \approx 0,5$ ). Для кайнозойских отложений —  $v_s \approx 500$  м/сек;  $\gamma \approx 0,25$ . Верхнемеловые отложения по упругим свойствам подразделяются на две примерно равные по мощности толщи: верхнюю и нижнюю с величинами  $v_s$  соответственно 700 и 1000 м/сек,  $\gamma$  для всего верхнемелового разреза составляет около 0,35. Нижнемеловые отложения характеризуются величиной  $v_s = 1300$  м/сек и значением  $\gamma \approx 0,5$ .

По данным годографов обменных головных волн типа PSP и PSS скорость распространения поперечных волн в фундаменте равна примерно 3000—3300 м/сек.

### АППАРАТУРА И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Регистрация колебаний проводилась на частотах ниже 33 гц. На Черновском участке применялась сеймостанция СС-30/60 и сейсмографы СП-16 с частотой  $f_0 = 33$  гц. Использовалась преимущественно фильтрация в усилителях ФНЧ-25 (максимум частотной характеристики на 22 гц). На Ипатовском участке применялась более низкочастотная аппаратура — сеймостанция СС-30/60 КМПВ и сейсмоприемники СН-3 с собственной частотой около 4 гц.

Сейсмические колебания регистрировались одиночными вертикальными (Z-компонента) и горизонтальными (X-компонента) сейсмоприемниками. Расстояние между сейсмографами равнялось 15 и 30 м, длина установки — 435 и 870 м. Поскольку одновременно регистрировались головные волны, то длина годографов при прослеживании отраженных волн не ограничивалась.

Возбуждение колебаний производилось при помощи взрывов в скважинах и частично в шурфах. Глубина взрывных скважин составляла обычно 10—20 м. Величина заряда при расстояниях от источника до 2000 м изменялась в пределах от 0,2 до 1,0 кг. При взрывах в шурфах величина заряда увеличивалась примерно в 5 раз.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ВОЛН

Волны, имеющие гиперболические годографы, начинают регистрироваться уже на очень небольших расстояниях от пункта взрыва; в некоторых случаях удавалось прослеживать их, начиная с расстояний порядка 60 м. Выделению указанных волн, которые мы будем называть, пока без соответствующих доказательств, обменными отраженными, вблизи пункта возбуждения мешают поверхностные волны, имеющие весьма большую интенсивность. Возможно, что это связано с недостаточно тщательным подбором условий возбуждения, поскольку поверхностные волны отмечаются и на Z-приборах (рис. 1). На X-компоненте (рис. 1, б) достаточно отчетливо отмечается три оси синфазности, причем кажущиеся скорости их увеличиваются по мере увеличения времени. Ни одна из этих волн не имеет заметных по величине вертикальных составляющих

(см. рис. 1, а). Вместе с тем на Z-компоненте регистрируются обычные продольные отраженные волны типа PP, которые не отмечаются на X-приборах.

На больших расстояниях от источника возбуждения (рис. 2) характерные динамические и кинематические особенности волн выступают еще более отчетливо. Наиболее интенсивной является здесь обменная волна PS от поверхности фундамента. Отметим, что сейсмограммы рис. 2 получены на Ипатовской площади при использовании более низкочастотной аппаратуры. Этим главным образом определяется низкочастотный характер записи на X-компоненте.

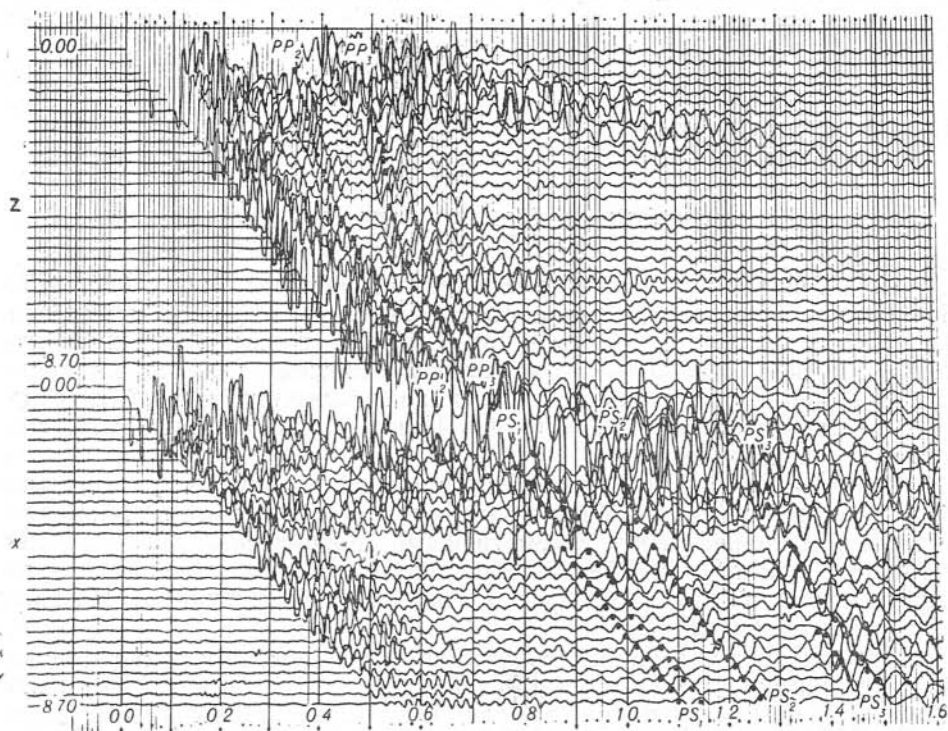


Рис. 1. Запись отраженных продольных и обменных волн вблизи пункта возбуждения (Черновский участок, проф. П, ПВО ПК приб. 0—8,70;  $h=10$  м;  $Q=0,2$  кг, СС-30/60 ФНЧ—25).

При выбранном шаге между сейсмографами обменные отраженные волны удовлетворительно коррелируются от одной установки к другой. На рис. 3 приведены годографы указанных волн в сопоставлении с годографами продольных отраженных волн PP. Прежде всего обращает на себя внимание приобретение годографами уже на расстоянии в несколько сот метров формы, близкой к прямолинейной (выход на асимптоту). В некоторых случаях волны рассматриваемого типа зарегистрированы на расстояниях 3—4 км от пункта взрыва и более. Однако уже при расстоянии 2,0—2,5 км отмечается интерференция волн, отраженных от разных горизонтов, вследствие чего оси синфазности имеют многочисленные разрывы. Не исключена также возможность накладывания на отраженные волны в этой области волн других типов, например обменных головных и кратных отраженно-преломленных, образовавшихся на границах в верхней части разреза. На рис. 4 приведены годографы волн группы В,

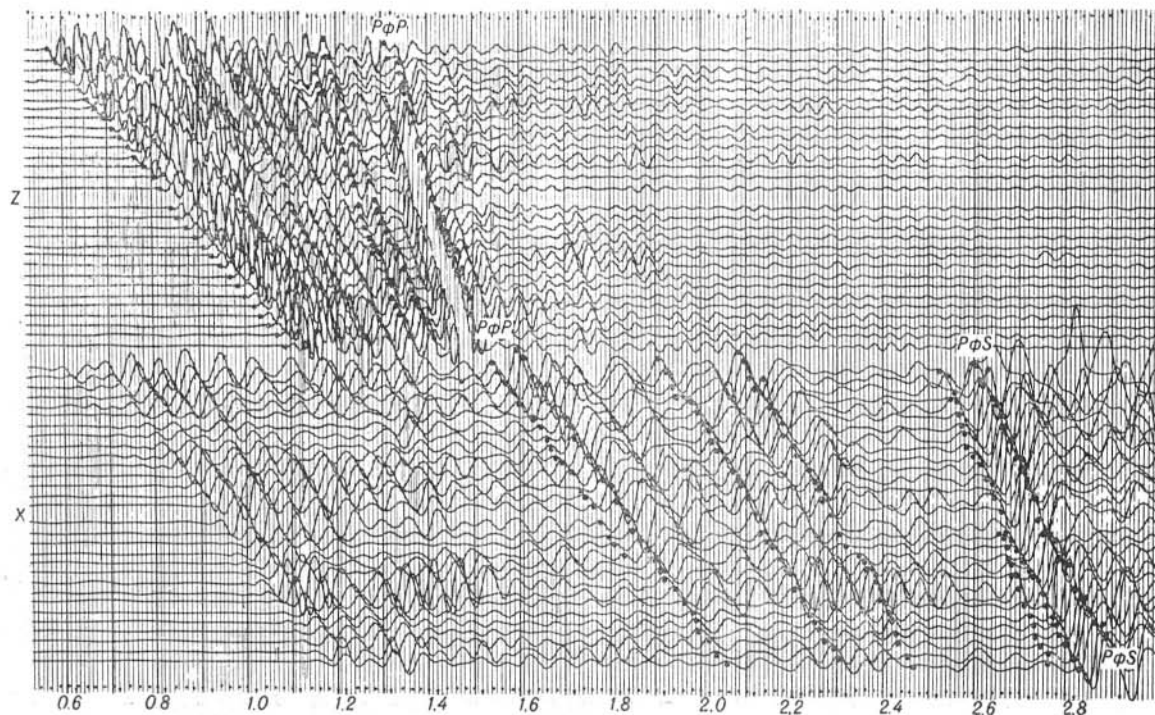


Рис. 2. Запись отраженных продольных и обменных волн на расстояниях 870—1740 м от пункта взрыва (Ипатовский участок, проф. III, ПВО, ПК приб. 8,70—17,40;  $h=20$  м;  $Q=1,2$  кг; СС—30/60—КМПВ, Ф.1—1).



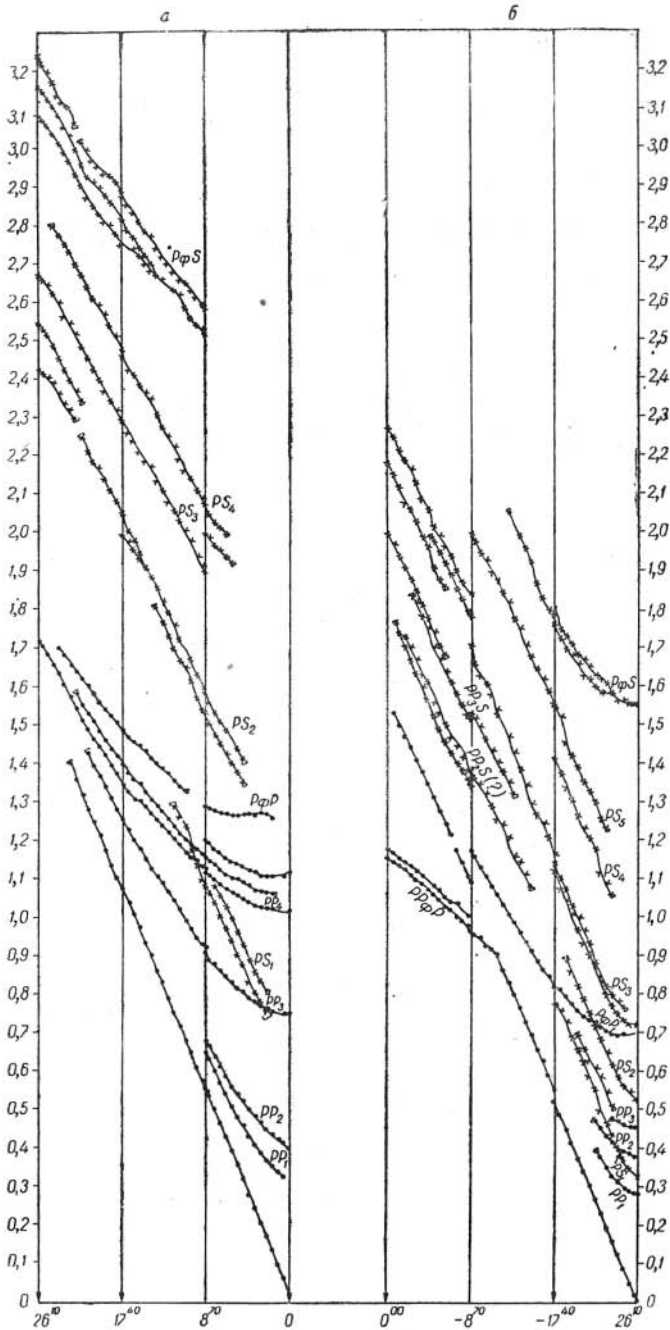


Рис. 3. Годографы отраженных волн PP и PS:  
 а — Ипатовский участок; б — Черновский участок.

зарегистрированных на X-компоненте из двух пунктов взрыва (Ипатовский участок), на которых можно видеть особенности прослеживаемости осей синфазности на различном удалении от точки взрыва.

На разных участках вблизи пункта взрыва на X-приборах регистрируется от трех до пяти обменных отраженных волн. Количество их за-

висит, в частности, от глубины залегания фундамента. Отраженные обменные волны, связанные с поверхностью фундамента, регистрируются на времени порядка 1,2 сек при глубине залегания около 400 м и около 2,5 сек при глубине 1200 м. При этом следует отметить, что не на всех участках удалось зарегистрировать обменные волны, которые бы с полной уверенностью можно было связать с фундаментом.

### О ПРИРОДЕ ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ВОЛН

Все зарегистрированные волны группы В могут быть отнесены к типу отраженных обменных типа PS, обменявшихся на основной границе раздела, на основании следующих признаков:

1. Они не регистрируются вертикальными приборами и, следовательно, учитывая их глубинное происхождение, на выходе являются поперечными.

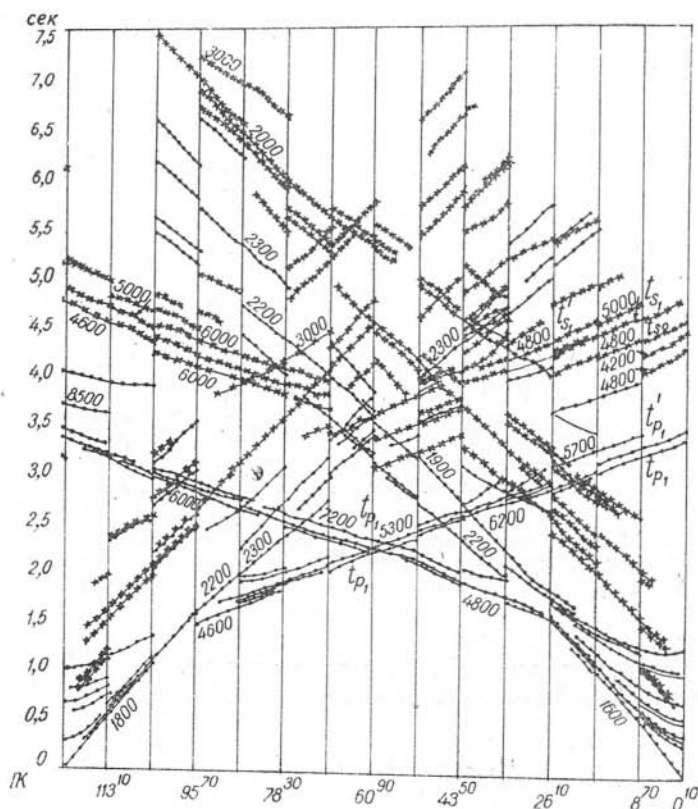


Рис. 4. Годографы волн группы В, иллюстрирующие характер прослеживаемости волн на больших расстояниях от пункта взрыва.

2. Волны рассматриваемого типа регистрируются вблизи пункта взрыва и имеют в этой области гиперболическую форму годографа, вследствие чего их можно отнести к типу отраженных. Отметим дополнительно, что проекция минимума годографа на ось абсцисс практически совпадает с пунктом взрыва, что согласуется с пологим залеганием границ раздела, известным по геологическим и геофизическим данным.

3. Кривизна годографа быстро уменьшается с расстоянием, что, как известно, свойственно годографу обменной волны типа PS. Это подтверждается также сопоставлением наблюдаемых годографов с теоретическими для волн PS, рассчитанных при скоростях  $v_p$  и  $v_s$  полученных из других данных.

4. Годографы не удается трансформировать в прямую линию известными способами, разработанными для волн PP. При этом эффективные скорости, определенные по отрезкам трансформированного

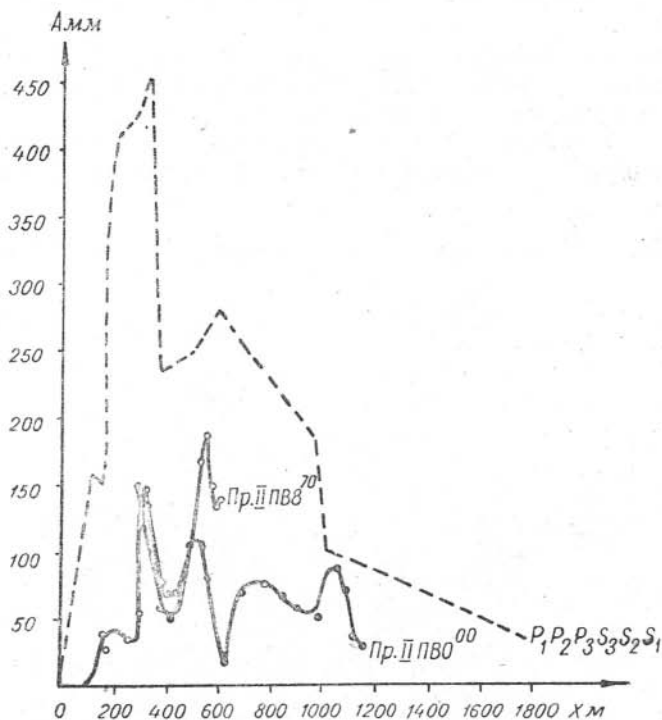


Рис. 5. Сравнение теоретических и экспериментальных амплитудных кривых для волн PS, отраженных на поверхности фундамента. Экспериментальные кривые для Черновского участка.

годографа, быстро увеличиваются с расстоянием. Вблизи пункта взрыва эффективная скорость удовлетворяет известному соотношению [3]

$$v_{эф} = \sqrt{v_p \cdot v_s},$$

установленному для волн типа PS.

5. Динамические особенности зарегистрированных волн в целом вполне согласуются с теоретическими расчетами для волн PS. Характерной особенностью амплитудных кривых является наличие несимметричного максимума на некотором расстоянии от источника — в начале амплитуда быстро растет, достигает максимума, а затем сравнительно медленно убывает, имея на отдельных участках дополнительные экстремумы. На рис. 5 проведено сравнение теоретической амплитудной кривой волны PS, отраженной от поверхности фундамента, рассчитанной для параметров слонстого разреза, указанных в начале данной статьи, с экспериментальными кривыми для двух пунктов взрыва (Черновский

участок). Можно видеть, что в целом экспериментальные кривые не противоречат теоретической, хотя в деталях и имеются различия.

Чтобы убедиться в том, что рассматриваемые волны являются отраженными, обменявшимися на основной границе раздела (т. е. в процессе отражения), была произведена оценка интенсивностей различных типов отраженных волн, обменявшихся на промежуточных границах раздела. Расчеты показали, что отраженные волны, претерпевшие обмен на промежуточных границах, имеют интенсивность, по крайней мере, на порядок ниже интенсивности обменных волн типа PS, образовавшихся на основных отражающих границах.

Таким образом, проведенный анализ кинематических и динамических особенностей зарегистрированных волн показывает, что они, несомненно, относятся к типу отраженных обменных волн типа PS, изменивших характер колебаний в момент отражения.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ

Интерпретация обменных отраженных волн была направлена главным образом на определение по годографам этих волн отношения скоростей поперечных и продольных волн ( $\gamma = v_s/v_p$ ), так как при отсутствии полных корреляционных схем построение разрезов не представляло большого практического интереса, и в условиях пологого залегания достаточно было ограничиться определением глубины в точке взрыва.

Вычисление величины  $\gamma$  производилось несколькими способами. При этом повсюду предполагалось, что граница раздела является плоской и горизонтальной. Использовались только одиночные годографы.

Если предположить, что величина скорости распространения продольных волн известна по другим данным и представляется возможным определить значение времени  $t_{0PS}$  в точке взрыва, то для нахождения  $\gamma$  целесообразно использовать способ теоретических годографов, предложенный Н. Н. Пузыревым. При использовании этого способа наблюдаемый годограф обменной волны перестраивается в безразмерных координатах

$$\Theta = \frac{t}{t_0}; \quad \xi = \frac{x}{t_0 v_p}$$

и сравнивается с теоретическими годографами, рассчитанными по их уравнению в параметрической форме

$$\left. \begin{aligned} \Theta &= \frac{\gamma}{1+\gamma} \left( \frac{1}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{1}{\gamma \sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right) \\ \xi &= \frac{\gamma}{1+\gamma} \left( \frac{p}{\sqrt{1-p^2}} + \frac{\gamma p}{\sqrt{1-\gamma^2 p^2}} \right) \end{aligned} \right\}, \quad (1)$$

где  $p$  — параметр.

Палетка теоретических годографов приведена в статье [4].

Для вычисления  $\gamma$  можно воспользоваться также построением асимптоты обменной волны, которая отсекает на оси ординат отрезок, равный

$$\tilde{t}_0^{PS} = \frac{h}{v_p} \cdot \frac{\sqrt{1+\gamma^2}}{\gamma}, \quad (2)$$

Тогда, зная  $t_0^{PS}$  по годографу, можно вычислить  $\gamma$  по формуле:

$$\gamma = \frac{t_0^2 - \tilde{t}_0^2}{t_0^2 + \tilde{t}_0^2}. \quad (3)$$

При этом глубина в точке взрыва находится из соотношения:

$$h = v_p \cdot \frac{t_0^2 - \tilde{t}_0^2}{2t_0}. \quad (4)$$

В некоторых случаях оказалось возможным с достаточной точностью определить  $\gamma$  по кажущейся скорости ( $v_k$ ) в произвольной точке годографа, если предполагать, что  $v_p$  известно.

$$\gamma = \frac{v_k}{v_p} \sqrt{\frac{v_k^2 - v_p^2}{b^2 v_p^2 + v_k^2 - v_p^2}}, \quad (5)$$

где

$$b = \frac{t}{x} \cdot v_k - 1.$$

Одновременно используется ряд точек на годографе, а затем результаты вычисления  $\gamma$  осредняются.

На тех участках, где оказалось возможным достаточно точно отождествить волны PS и PP, отраженные от одной и той же границы, кроме указанных выше способов, с целью контроля  $\gamma$  определялось по формуле

$$\gamma = \frac{t_{0P}}{t_{0S}}, \quad (6)$$

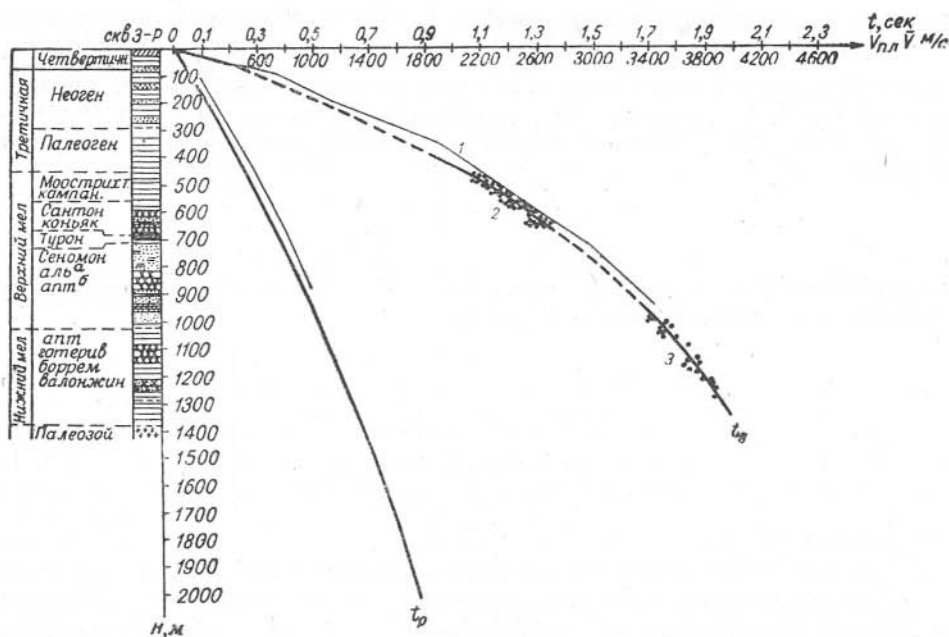


Рис. 6. Вертикальные годографы поперечных волн, полученные различными способами: 1 — по данным скважинных измерений [2]; 2 — по данным головных волн (PPS и PPP); 3 — по данным отраженных обменных волн PS. Верхняя часть — по данным сейсмокаротажа взрывных скважин.

где  $t_{op}$  — время вступления отраженной волны PP в точке  $X=0$ ;  
 $t_{os}$  — время вступления отраженной волны SS в точке  $X=0$ , которое находится из соотношения:  $t_{os} = 2t_{opS} - t_{op}$ .

Наиболее надежно удавалось отождествлять волны PS и PP, отраженные от поверхности фундамента.

Результаты вычисления  $\gamma$  по точным способам в целом удовлетворительно согласуются между собой.

По найденным значениям  $\gamma$  определялись затем скорости распространения поперечных волн  $v_s = \gamma v_p$ . Полученные значения в целом хорошо согласуются с данными, полученными по данным головных обменных волн и скважинных измерений, что можно видеть на рис. 6.

Надежную привязку отражающих границ удалось осуществить только для волны PS, связанной с фундаментом. При этом расхождение в глубинах с данными бурения и головных волн составляет всего лишь 10—20 м. Волны, отраженные от границ в толще терригенных отложений, не удается пока отождествить уверенно с определенными стратиграфическими горизонтами по причине недостаточности экспериментальных данных.

### Заключение

1. На двух участках в южной части Западно-Сибирской низменности при использовании средне- и низкочастотной аппаратуры систематически регистрировались волны, которые по ряду признаков были отнесены к обменным волнам типа PS, отраженным на поверхности палеозойского фундамента (глубины до 1200 м) и от границ, расположенных в толще терригенных отложений третьего структурного этажа.

2. Волны PS удалось зарегистрировать горизонтальными сейсмографами X как на малых, так и на больших расстояниях от источника (3—4 км и более).

3. Показано, что годографы волн PS с успехом могут быть использованы для вычисления скоростей распространения поперечных волн и величины  $\gamma$ .

### ЛИТЕРАТУРА

1. И. Ю. Недашковский, Э. В. Никольский, С. В. Потапьев. Опробование методики обменных головных волн для изучения палеозойского фундамента в южной части Западно-Сибирской низменности. Настоящий сборник.
2. В. В. Жадин. Трехкомпонентные измерения амплитуд и скоростей распространения продольных и поперечных волн в глубокой скважине. Геология и геофизика, № 10, 1960.
3. И. С. Берзон. Некоторые вопросы интерпретации годографов обменных отраженных волн. Тр. Ин-та физики Земли, № 6 (173), М., 1959.
4. Л. Н. Худобина. Опыт регистрации отраженных поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.

*Н. Н. ПУЗЫРЕВ, Т. М. БАХАРЕВСКАЯ*

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ УСЛОВИЙ ВОЗБУЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

### 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ВОЗБУЖДЕНИЮ ВОЛН УДАРАМИ

Ударное воздействие на среду являлось основным способом возбуждения поперечных волн при всех видах работ. В связи с этим возникла необходимость более подробно исследовать факторы, влияющие на эффективность ударного возбуждения как в смысле направленности и регистрации соответствующих типов волн, так и в отношении наилучшей передачи энергии в грунт. Опыты проводились в четырех основных направлениях: 1) исследование направленности ударов; 2) изучение зависимости амплитуд регистрируемых волн от скорости движения и массы ударника; 3) определение оптимальных удельных нагрузок на грунт и выяснение роли подставок; 4) изучение влияния грунтовых условий, а также глубины точки приложения горизонтальной силы на амплитуды поперечных волн.

Исследования проводились как путем постановки специальных опытов, так и путем постепенного накопления фактов и обобщения опыта использования ударных воздействий при работах по регистрации различных типов поперечных волн.

#### Изучение направленности источников ударного возбуждения

В статье [1] были приведены необходимые сведения о теоретических характеристиках направленности основных источников, в том числе горизонтальной силы, приложенной на поверхности земли. А в последнем случае, представляющем для нас наибольший интерес, основные особенности характеристики направленности заключаются в следующем.

1. В плоскости действия силы (удар  $X$ ) будут существовать как продольные, так и поперечные ( $SV$ ) волны; интенсивность которых является функцией угла подхода. Составляющая  $Y$  в этой плоскости тождественно равна нулю. На горизонтальной оси продольная волна имеет максимальную горизонтальную и нулевую вертикальную составляющие. Поперечная волна на этой оси не должна регистрироваться. На вертикальной оси продольная волна имеет нулевые горизонтальные и верти-

кальные составляющие. Поперечная же волна на этой оси должна иметь максимальную горизонтальную и нулевую вертикальную составляющие. Направление вступлений будет изменяться на обратное при обращении воздействия.

2. В плоскости, перпендикулярной действию силы (удар  $Y$ ) будут существовать только поперечные волны SH. Интенсивность их не будет зависеть от угла подхода, и значение, отличное от нуля, должна иметь только составляющая, параллельная направлению действия силы (компонента  $Y$ ). Изменение направления действия силы приведет к обращению вступлений.

В условиях горизонтально-слоистой среды основные качественные закономерности для прямых (проходящих) волн будут оставаться справедливыми так же при регистрации головных и отраженных волн.

Распределение интенсивностей различных типов волн по азимуту должно подчиняться косинусоидальному закону.

Задачей экспериментальных работ являлась проверка справедливости указанных положений в реальных условиях при возбуждении горизонтальным ударом. Основное внимание при этом было обращено на изучение характера волновой картины при возбуждении  $Y$ . Остановимся вначале на наблюдениях над головными волнами в условиях среды, близкой к горизонтально-слоистой (углы наклона обычно не превышают  $5^\circ$ ), а затем изложим результаты специальных опытов с привлечением отдельных материалов по скважинным измерениям.

Представляло значительный интерес убедиться, что при обращении воздействия фазы соответствующих колебаний поперечных волн изменяются на  $180^\circ$ . Эксперименты по схеме  $Y—Y$  были проведены в пунктах при использовании источников различной силы и в различных грунтовых условиях. Во всех случаях убедительно было показано, что на волнах SH наблюдается обращение фаз (рис. 1). Аналогичные опыты были проведены по схеме  $X—X$ , где также было уверенно отмечено обращение фаз.

Рассмотрим характер волновой картины при возбуждении  $Y$  и регистрации волн на трех компонентах. С самого начала работ с достаточно мощными ударными воздействиями было замечено, что при использовании схемы  $Y—Z$  систематически регистрируются продольные головные волны, что противоречит имеющимся теоретическим представлениям. Интенсивность их, как показывает опыт, зависит от грунтовых условий. Замечено, что при ударах в плотных породах с малыми остаточными деформациями относительная интенсивность продольных волн меньше, чем при ударах в пластичных глинах с большими остаточными деформациями. Проведенный в одной точке ПК О(VIII) опыт регистрации составляющих  $A_{PZ}$  и  $A_{SY}$  при различных скоростях удара показывает, что отношение  $A_{PZ}/A_{SY}$  увеличивается по мере возрастания скорости в интервале от 2 до 15 м/сек, причем при малых скоростях оно имеет заметную величину (порядка 0,2). Присутствие волн P в случае касательного возбуждения, по-видимому, следует связывать с двумя основными причинами: 1) наличие искусственной полости, в которой производится удар, приводит к тому, что сжатие в процессе воздействия на среду не сопровождается одновременным растяжением в соседней области, как это предполагается при теоретическом рассмотрении. В результате этого для углов падения, отличных от нуля (считая от вертикали), может появиться вертикальная составляющая. Приближенные расчеты показывают, что в случае большой полости Z-составляющая головных волн будет иметь конечное значение; 2) возникновение продольных волн



при  $\bar{Y}$  воздействии можно связать также с неидеальной упругостью горных пород, которая проявляется в наличии значительных остаточных деформаций. Последние должны возрастать при увеличении скорости удара.

В некоторых пунктах уровень записи продольных волн был настолько велик, что соответствующие составляющие на  $Y$ -приборах, обязанные неточной ориентировке приборов, имели значительный уровень.

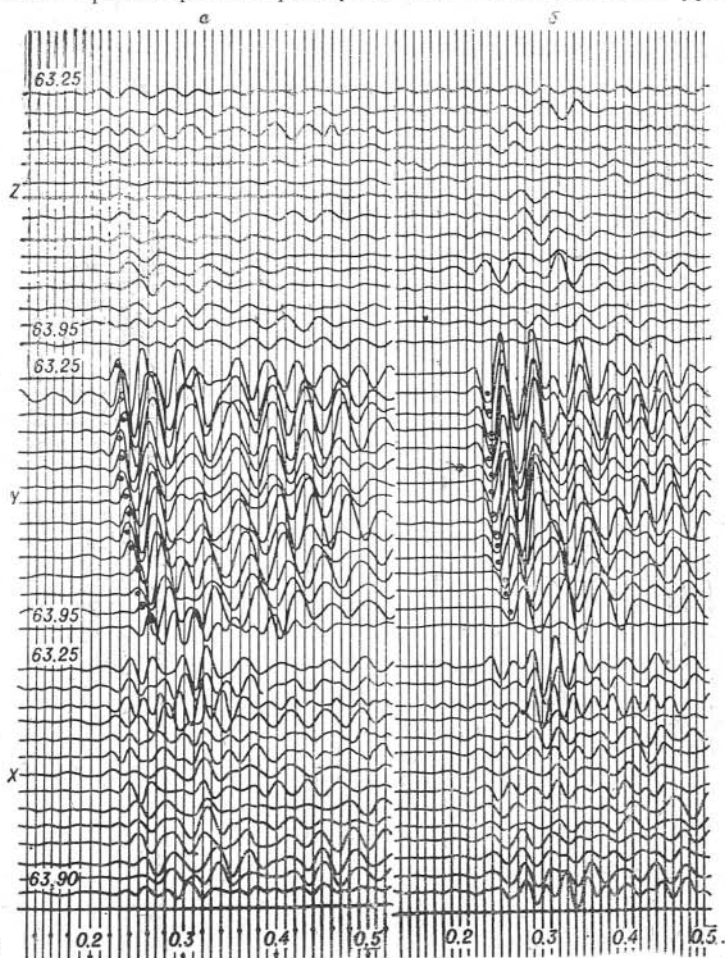


Рис. 1. Изменение характера записи при обращении воздействия.

а — удар  $+Y$ ; б — удар  $-Y$ .

Что касается волновой картины в плоскости  $XOY$ , то чаще всего волны SH на  $X$ -приборах не отмечаются. На рис. 2 приведены типичные диаграммы поляризации, полученные на различных участках, из которых видно, что поляризация обычно близка к линейной, и ось максимальной чувствительности мало отклоняется от направления действия силы. Однако в некоторых случаях обращает на себя внимание сложный ход диаграмм поляризации, что, возможно, связано с отклонением удара от заданного направления, а также с наложением мешающих волн. Что касается последних, то чаще всего уровень их невысок (см. рис. 9), но иногда как на  $X$ , так и  $Y$ -приборах регистрируется достаточно высокий фон регулярных и нерегулярных колебаний.

Некоторые отклонения наблюдаемых соотношений между отдельными компонентами записи от теоретических побудили изучить характеристики направленности путем наблюдений над прямыми волнами вблизи источника колебаний. Такие исследования были проведены в нескольких пунктах на Ириновском участке (Саратовская обл.). Большая часть измерений сделана при расположении приемников ( $X, Y, Z$ ) типа СПМ-16 на поверхности земли по дугам окружностей на расстоянии от 5 до 30 м от источника. Замеры в скважинах осуществлены в небольшом количестве в связи с трудностями обеспечения надлежащей ориентировки приемников на глубине, разнотипностью вертикальных и гори-

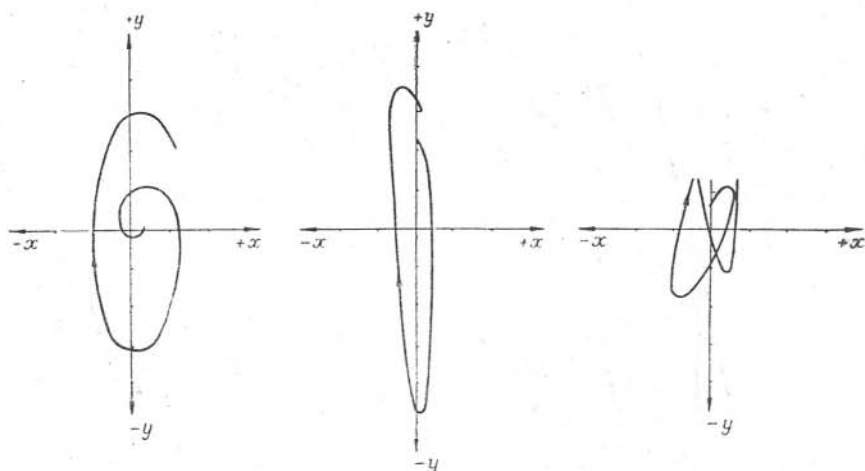


Рис. 2. Типичные диаграммы поляризации при ударном воздействии  $Y$ .

зонтальных сейсмографов и другими причинами. Регистрация колебаний осуществлялась путем непосредственной подачи колебаний от сейсмографа на гальванометр, минуя усилитель. На указанных расстояниях от источника зарегистрированы прямые продольные и поперечные волны со средними значениями скоростей  $v_p \approx 300-500$  м/сек,  $v_s \approx 150-250$  м/сек. На рис. 3 представлены в сравнении с теоретическими кривыми некоторые из экспериментально полученных характеристик направленности для продольных и поперечных волн при расположении приемников на поверхности. Обращает на себя внимание довольно сложный вид экспериментальных кривых, что можно объяснить недостаточной точностью замеров, в частности, по причине отсутствия строгого контроля за условиями установки сейсмографов, а также влиянием интерференции волн при наблюдениях на малых базах. Сказалось также и то, что наблюдения проведены не по полной окружности, а только в одном или в двух квадратах. Несмотря на наличие искажений, полученные материалы дают возможность установить некоторые общие закономерности: 1) составляющая  $Z$  в направлении, перпендикулярном горизонтальному удару, для продольной волны отлична от нуля. Амплитуды записей в этом направлении составляют 30—60% от максимальной; 2) отчетливо проявляется наличие обращения фаз поперечной волны при  $Y$ -наблюдениях по схеме  $Y-Y$ . На радиальной составляющей ( $X$ ) обращения фаз не зафиксировано вследствие недостаточного диапазона изменения азимутов, в которых велись наблюдения.

При наблюдениях в скважинах также получены некоторые отклонения характеристик направленности от теоретических. Это проявляется

прежде всего в том, что при возбуждении  $Y$  вблизи устья скважины систематически регистрируются продольные волны на  $Z$ -компоненте [2]. В некоторых пунктах отмечается регистрация поперечных волн вертикальными приборами. При возбуждении типа  $Z$  (вертикальный удар) вблизи устья скважины ( $X=5$  м) вертикальным скважинным прибором часто регистрируются устойчивые поперечные волны до глубин порядка 100 м. На горизонтальных каналах в этом случае коррелирующихся волн не отмечается.

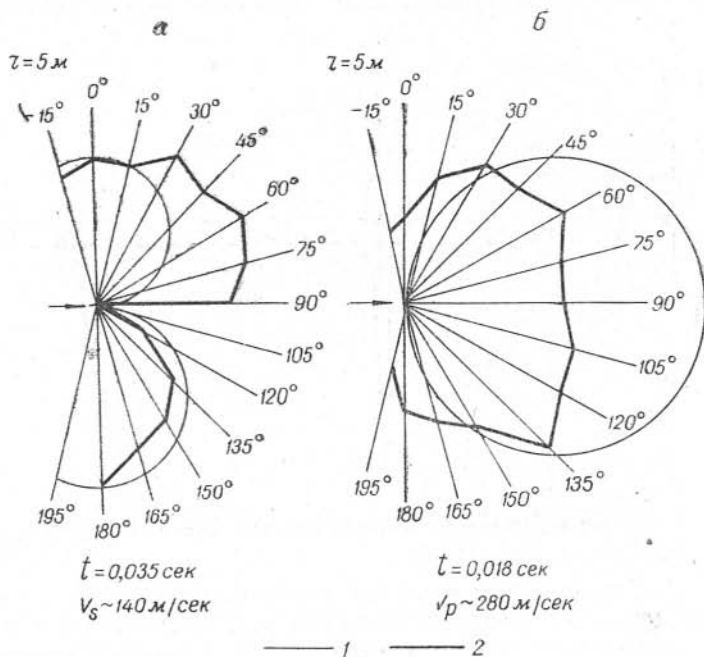


Рис. 3. Экспериментальные характеристики направленности: а —  $Y$ -составляющая поперечной волны; б —  $Z$ -составляющая продольной волны. 1 — теоретические кривые; 2 — экспериментальные кривые.

На некоторых скважинах поперечные волны при схеме  $Y - Y$  не регистрируются.

Основной причиной указанных систематических отклонений в характеристиках направленности при каротаже следует, по-видимому, считать наличие неоднородностей, негоризонтальности границ раздела, а также существование анизотропии сред.

#### Изучение зависимости амплитуд регистрируемых волн от скорости движения и массы ударника

Все эксперименты по изучению величины скорости удара и веса ударника проведены на головных волнах, при использовании стандартной среднечастотной аппаратуры.

Опыты по влиянию скорости проведены с ударниками различной массы (малый и большой копры, тележка). Величины скоростей изме-

рялись при помощи специальных контактных приспособлений. Для копров скорости оказались близкими к значениям, вычисленным по формуле

$$u = \sqrt{2gh},$$

где  $h$  — высота подъема груза.

На рис. 4 приведены в качестве примера кривые зависимости амплитуд продольных и поперечных (SH) головных волн от скоростей горизонтального удара для ударников различной массы. Для продольных волн даются амплитуды Z-составляющей, для поперечных — Y-составляющей. Из рассмотрения кривых  $A(u)$  следует, что градиент  $dA/du$  для малых весов ударника значительно больше, чем для больших. В настоящее время этому факту трудно дать достоверное объяснение. Возможно, что в какой-то степени это связано с различием грунтовых условий, так как опыты проводились на различных участках. Одновременно отмечается, что амплитуды продольных волн возрастают быстрее, чем поперечных. Что касается отклонения графиков от линейности, то оно проявляется при данном небольшом диапазоне изменения скоростей не очень отчетливо, хотя на большинстве кривых, особенно при больших весах ударника, можно видеть некоторое уменьшение градиента с увеличением скорости.

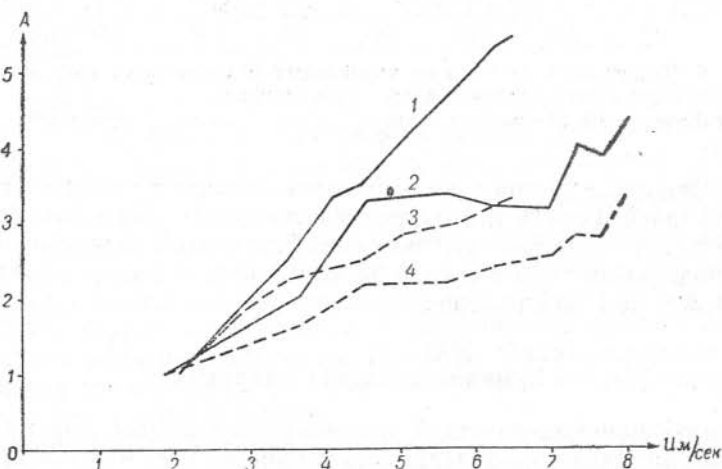


Рис. 4. Зависимость амплитуды волн P и S от скорости движения груза в момент удара для ударников различного веса ( $Q$ ): 1 —  $Q=130$  кг, Z-составляющая волны P; 2 —  $Q=800$  кг, Z-составляющая волны P; 3 —  $Q=130$  кг, Y-составляющая волны S; 4 —  $Q=800$  кг, Y-составляющая волны S.

Были получены также графики зависимости амплитуд от веса ударника для фиксированных значений скоростей. Наблюдения, проведенные только с малым копром, показали, что при изменении веса ударника от 10 до 130 кг амплитуды поперечных волн возрастают примерно в 6, продольных в 4 раза. Характер зависимости  $A(Q)$  близок к линейному.

Известно, что при силах, действующих в течение малого промежутка времени, движение системы будет определяться величиной импульса кратковременной силы, причем величина смещений линейно зависит от импульса: Но, согласно теореме количества движения, величина импульса будет характеризоваться количеством движения ( $mu$ ). Таким образом, для упругих сред можно было ожидать линейной зависимости амплитуд колебаний от количества движения. Представляет интерес определить характер зависимости  $A(mu)$  для грунтов. Аналогичные за-

зависимости для малых значений веса ударника были получены ранее [3], но они ограничивались небольшими значениями  $mi$ , причем изменялись только скорости удара.

На рис. 5 представлены зависимости  $A(mi)$  при  $m = \text{const}$  или

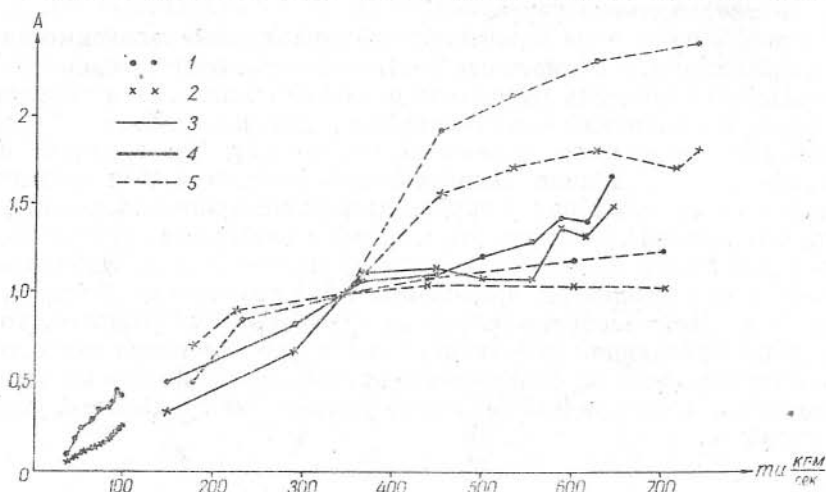


Рис. 5. Зависимость амплитуды продольных и поперечных волн от количества движения ударника:

1 — Z-составляющая продольной волны; 2 — Y-составляющая поперечной волны; 3 —  $Q=800$  кг; 4 —  $Q=130$  кг; 5 —  $Q=1000$  кг.

$u = \text{const}$ . Основные выводы по этим исследованиям сводятся к следующему: а) зависимость  $A(mi)$  близка к линейной. На некоторых участках отмечается заметное уменьшение градиента с увеличением  $mi$ ; б) для продольных волн амплитуды, как правило, быстрее растут с увеличением  $mi$ , чем для поперечных волн.

### Влияние площади ударника

Изучение влияния площади ударника проводилось для малого копра с весом ударника 130 кг. Площадь варьировалась от 0,030 до 0,152  $\text{м}^2$  путем перемены местами пластин разного размера, из которых был составлен груз копра. Таким образом, удавалось, сохраняя постоянным вес груза, изменять площадь, на которую распределялось воздействие. Наблюдения проводились в 160—190 м от пункта удара.

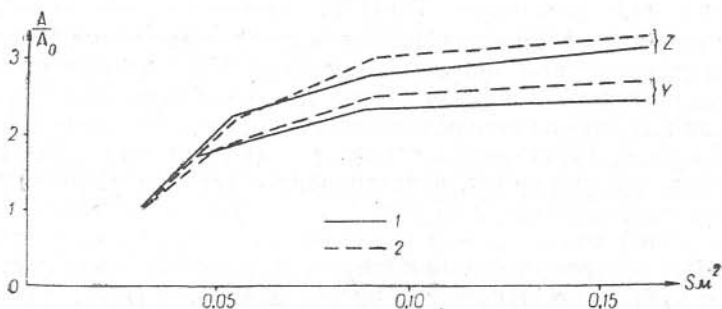


Рис. 6. Зависимость амплитуд головных продольных (Z-компонента) и поперечных (Y-компонента) волн от площади ударника  $Q=130$  кг; 1 —  $v=5,8$  м/сек; 2 —  $v=7,4$  м/сек.

На рис. 6 приведены графики  $A(S_{уд})$  для поперечной и продольной головных волн, соответствующих кровле палеозоя. Интенсивность записи обеих волн возрастает неравномерно с увеличением площади. При малых значениях площади нарастание амплитуд идет быстро, а затем резко замедляется, приближаясь к линейной зависимости  $A(S_{уд})$ . Причем для поперечной волны это насыщение наступает при меньшей величине площади, чем для продольной.

Так, для частного случая, приведенного на графике, при постоянной высоте подъема груза  $h_{гр} = 2,75$  м была составлена таблица, где отношение  $\frac{A_{sn}}{A_{sn-1}}$  показывает, во сколько раз изменяется амплитуда волн Р и S при увеличении площади на каждые  $0,02$  м<sup>2</sup>.

Таблица

$S_{уд}$ м <sup>2</sup>	0,03	0,05	0,07	0,09	0,11	0,13	0,15
$A_{sn}$	Р	1,95	1,30	1,20	1,03	1,03	1,03
$A_{sn-1}$	S	1,80	1,20	1,18	1,02	1,02	1,02

Из таблицы видно, что резкое изменение характера кривых  $A(S_{уд})$  происходит при величине площади  $0,09—0,10$  м<sup>2</sup>. Величина предельной динамической нагрузки в данном случае равна  $700—1000 \frac{кг}{мсек}$ .

Форма записи на сейсмограммах остается стабильной при разной площади ударника. Возможно, это связано со сравнительно небольшим диапазоном изменения площади при опыте, так как в другом случае, при сравнении записи от ударов малого ( $S_{уд} = 0,030$  м<sup>2</sup>) и большого ( $S_{уд} = 0,610$  м<sup>2</sup>) копров, когда площади различаются почти в 20 раз, видимая частота волн понижается на  $15—18\%$ . Однако целиком относить эти изменения за счет площади нельзя вследствие влияния разницы в весе груза копров (почти в 6 раз).

Аналогичные исследования проводились группой сотрудников ЛГУ в 1956 г. [3] с той лишь разницей, что изменялась не площадь ударника, а площадь промежуточных подставок ( $S_{под} = 0; 0,08$  и  $0,16$  м<sup>2</sup>). При работах использовался маломощный копер, наблюдения велись в  $25—100$  м от него. Было выявлено, что в области малых нагрузок амплитуды сигналов, зарегистрированных при разной площади подставки, совпадают. По мере того, как нагрузка на единицу площади (называемая динамической нагрузкой) начинает превышать некоторую предельную для каждой подставки величину, линейная зависимость  $A$  от  $mi$  нарушается, и кривые начинают существенно расходиться.

Провести количественную увязку наших результатов с приведенными данными трудно, так как они получены в разных районах и при существенно разных нагрузках. Качественное сравнение материалов показывает, что они не противоречат друг другу. Действительно, в области больших нагрузок, где проводились опыты 1959 г., графики  $A(mi)$ , полученные при разной площади ударника, расходятся. Они имеют разный наклон, а абсолютные значения амплитуд растут с увеличением площади.

Приведенные работы позволяют сделать выводы о том, что для каждого ударного устройства, обладающего определенным количеством

движения, существует некоторая оптимальная величина площади ударника, дальнейшее увеличение которой нецелесообразно, так как оно повлечет непропорционально малый прирост интенсивности волн, а возможно, и совсем не даст его. Определяется эта оптимальная площадь ударника каждый раз экспериментально в конкретных грунтовых условиях. Так, в приведенных выше работах с малым копром ( $P=130$  кг) оптимальной является площадь размером  $0,09-0,10$  м<sup>2</sup>.

### Влияние глубины удара и уплотнения забоя

В 1959 г. опыты с изменением глубины удара проводились на четырех участках с различными грунтовыми условиями на расстоянии  $170$  м от пункта возбуждения. Ударником служил груз малого копра весом  $81,5$  и  $130$  кг.

На всех графиках  $A(S_{уд})$  (рис. 7) отчетливо видно, что при увеличении глубины удара от  $0,25$  до  $1,70$  м интенсивность головных волн возрастает (в среднем в  $1,5$  раза). По характеру изменения амплитуд на графиках можно выделить две зоны. В интервале глубин  $0,70-1,20$  м интенсивность волн изменяется крайне медленно, обычно отмечаются минимальные значения амплитуд. Эта область соответствует переходу от верхней рыхлой части разреза к более плотным горизонтам. При увеличении глубины удара амплитуды всех волн начинают резко возрастать. Аналогичные графики были получены при работах 1958 г., когда наблюдения велись в  $70$  м от пункта возбуждения, а вес груза равнялся  $40$  кг. Разница заключается лишь в том, что на графиках  $A(h_{уд})$  зона перехода от малых градиентов к большим, приуроченная к подошве рыхлого слоя, расположена на глубине  $0,70$  м.

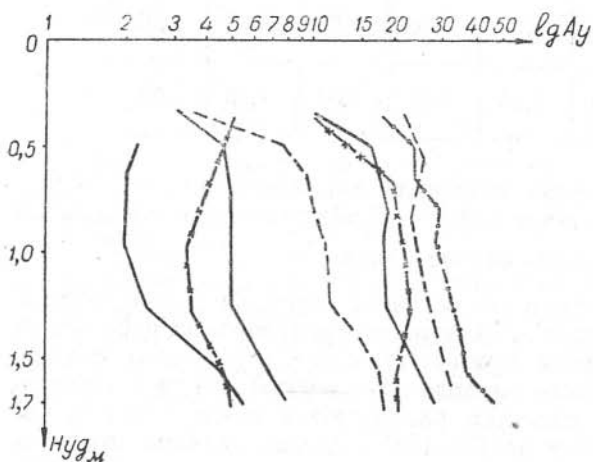


Рис. 7. Зависимость амплитуд головных поперечных волн ( $Y$ -составляющая) от глубины удара.

Здесь же была зарегистрирована четкая поверхностная волна Лява. При этом оказалось, что в отличие от головных волн интенсивность поверхностных волн уменьшается с глубиной удара. Подобные же сведения об интенсивности поверхностных поперечных волн были получены Д. Д. Барканом [4] при изучении зависимости колебаний грунта от глубины заложения источника удара.

В одном из опытов удалось провести частотный анализ головных поперечных волн. Сравнение спектров показывает, что с увеличением глубины удара максимум спектра заметно смещается в сторону более высоких частот. Причем на малых глубинах спектр имеет более пологую форму и захватывает весьма широкую полосу частот. Подобное изменение частотного состава спектра можно объяснить обилием низкочастотных поверхностных волн-помех при возбуждении удара вблизи поверхности и постепенным «очищением» записи от них с глубиной. Это хорошо согласуется с поведением амплитудных графиков, по которым интенсив-

ность поверхностных волн падает с переходом в более плотную часть разреза, а головных — возрастает.

На основании проведенных опытов можно сделать важный практический вывод о том, что глубину удара целесообразно выбирать ниже зоны перехода от рыхлого почвенного слоя к более плотным породам. Вероятно, достигнутая глубина удара  $h_{уд} = 1,7$  м, при которой получена наиболее интенсивная запись, не является оптимальной, но при имевшихся технических средствах ее можно считать наилучшей.

Какова природа минимума на графиках  $A(h_{уд})$ , сказать пока трудно. Возможно, здесь сказываются сложные интерференционные явления, связанные как с наличием свободной поверхности земли, так и с наличием полости, где производится удар. Для решения этого вопроса нужны специальные исследования.

Были проведены также опыты по влиянию уплотнения забоя на амплитуды волн в трех пунктах. На ПК 82,40 профиль I, где в забое обнажаются пластичные глины с удельным весом  $1,77$  г/см<sup>3</sup> и влажностью 18%, регистрировались колебания от 13 последовательных ударов на расстоянии 5 м от источника. Отмечено, что к концу опыта амплитуды поперечных волн возросли в 1,7 раза, продольных — в 2,3 раза. При этом забой продвинулся на 16 см. На ПК 62 того же профиля опыт проводился на головных волнах в суглинках с удельным весом  $2,09$  г/см<sup>3</sup> и влажностью 10%, на расстоянии 150 м от источника. После 12 ударов амплитуды волн заметно не изменились. Углубление забоя не превышает 7 см. Аналогичные результаты получены на I опытном участке в 1958 г. Таким образом, стабильность условий возбуждения существенно зависит от грунтовых условий. Наименее благоприятными в этом отношении являются пластичные глины.

## 2. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ВОЗБУЖДЕНИЮ ВОЛН ВЗРЫВАМИ

Ударные воздействия наряду с необходимой «чистотой» регистрируемой волновой картины обладают следующими недостатками: 1) мощность существующих конструкций ударных механизмов сравнительно невелика; 2) возбуждение производится вблизи поверхности земли в условиях сильной изменчивости отложений; 3) существующие конструкции установок громоздки и не всегда надежны в работе.

Основной предпосылкой для применения взрывных воздействий являлось известное из теории взрыва положение, что в условиях неоднородной среды, в частности при наличии пустых полостей и свободных границ раздела, усилия распределяются несимметрично. Некоторым стимулом при постановке экспериментов по взрывным воздействиям являлось и то, что ранее при обычных взрывах в шурфах в ряде случаев регистрировались волны, которые относились к типу поперечных [5].

Основной объем экспериментов выполнен по взрывам вблизи естественных и искусственных полостей (воздушные взрывы, взрывы в шурфах и скважинах). Значительное место было отведено взрывным воздействиям для целей сейсмокаротажа на поперечных волнах.

### Опыты по воздушным взрывам в открытых полостях

Схема опыта состояла в том, что вблизи вертикальной стенки взрывались заряды различной формы и веса. Высота стенки в различных пунктах изменялась от 1,5 до 4—5 м. Использовались как естественные (берега оврагов), так и искусственные полости. Всего за два полевых сезона опыты по взрывам в открытых полостях проведены в 6 пунктах.



Первый опыт с воздушными взрывами был поставлен в 1958 г. на ПК0 профиля IV. Вертикальная плоскость высотой около 3,5 м была создана в одном из берегов оврага в плотном песчано-глинистом грунте. Здесь же располагался пункт ударного возбуждения. Использовались дисковые заряды гексогена, а также стандартные толовые шашки. Наряду с одиночными применялись группированные заряды на малых базах. Расстояние от заряда до уступа изменялось в пределах от 0 до 2 м.

Эффективность того или иного типа воздействия оценивалась по записи головной волны  $S_{II}$ , соответствующей поверхности палеозоя. На рис. 8 приведены сейсмограммы, иллюстрирующие записи на всех трех компонентах. При ударном возбуждении в направлении  $Y$  на  $Y$ -приборах регистрируется отчетливая волна  $S_{II}$  на малом фоне помех. На  $X$ -приборах отмечается несколько слабых волн и небольшой фон низкочастотных колебаний. В случае накладного заряда на вертикальной стенке заметно возрастает интенсивность колебаний на  $Z$ - и  $X$ -составляющих и повышается фон труднокоррелируемых волн на  $Y$ -приборах. Последний, однако, не очень велик, и основная волна выделяется вполне уверенно. По мере увеличения расстояния от вертикальной стенки интенсивность  $X$ - и  $Z$ -колебаний значительно возрастает. На  $Y$ -приборах перед волной  $S_{II}$  появляются регулярные интенсивные волны с кажущимися скоростями, близкими по величине к значению скорости основной волны  $S_{II}$ . Выделение волны  $S_{II}$  затруднено, так как отношение амплитуды полезного импульса к амплитуде помех приближается к единице. При взрыве в шурфе на значительном удалении от полости (34 м) рассматриваемую волну  $S_{II}$  выделить нельзя.

Диаграммы направленности в плоскости  $XOY$  показывают, что при ударах и взрывах на этом пункте характер поляризации вполне сопоставим и соответствует заданному направлению воздействия. Отклонения не превышают  $5^\circ$ .

Таким образом, первый опыт с применением взрывных воздействий для возбуждения поперечных волн типа SH оказался вполне удачным.

Второй опыт поставлен на ПК0 профиль VIII/58, где вертикальный уступ также был создан в овраге, в нижней части которого залегают пластичные глины. Волновая картина при накладных взрывах оказалась здесь значительно более сложной; поперечные волны с большим трудом выделяются на сейсмограммах. Однако на этом пункте при ударном возбуждении так же отмечается наличие мешающих волн и потому условия проведения опытов со взрывными воздействиями нельзя считать благоприятными.

В 1959 г. объем работ по взрывным воздействиям рассматриваемого типа был значительно увеличен. Из 8 пунктов, где опробованы воздушные взрывы в полостях, только в трех случаях зарегистрированы достаточно отчетливые поперечные волны, хорошо увязывающиеся с таковыми, возбуждаемыми ударными воздействиями. По характеру волновой картины испытанные взрывные воздействия можно разделить на три основных типа: 1) при взрывах в полостях волновая картина в части регистрации поперечных волн практически не отличается от таковой при ударах; 2) при взрывах на сейсмограммах присутствуют поперечные волны, отмечаемые при ударном возбуждении, но выделение их затруднено наложением помех. Наряду с поперечными на горизонтальных приборах регистрируются другие волны, относящиеся, по-видимому, к типу обменных; 3) при взрывах не удается выделить волны, которые бы уверенно можно было отнести к типу поперечных.

В связи с неудачными результатами по применению взрывных воздействий в ряде пунктов в 1959 г. был проведен цикл опытов по выяснению

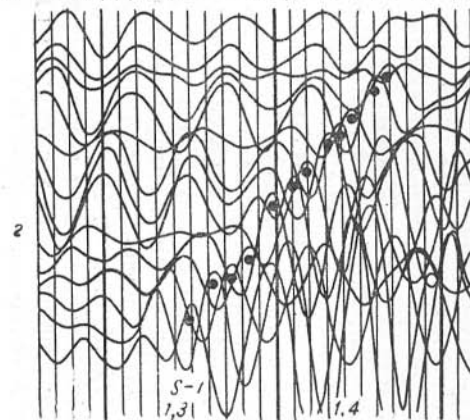
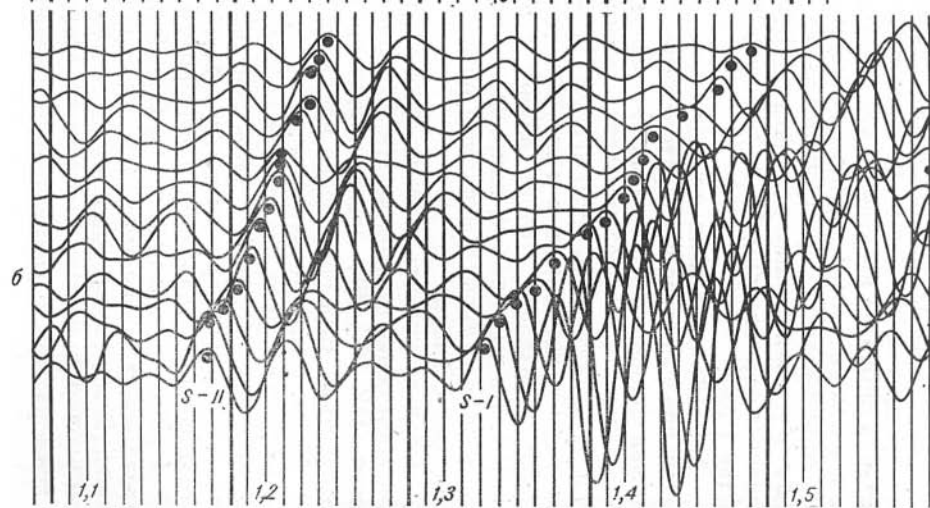
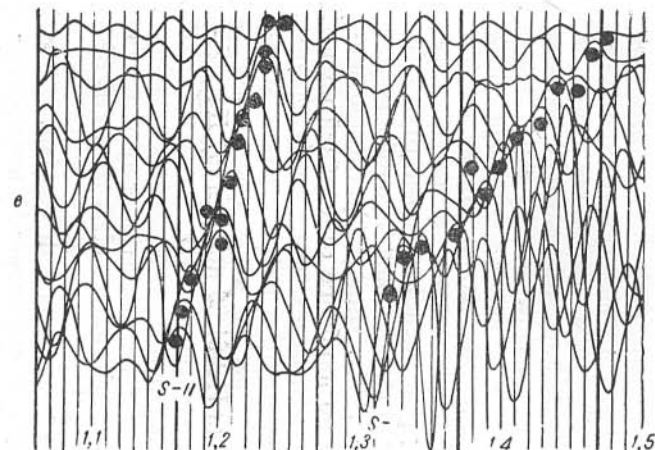
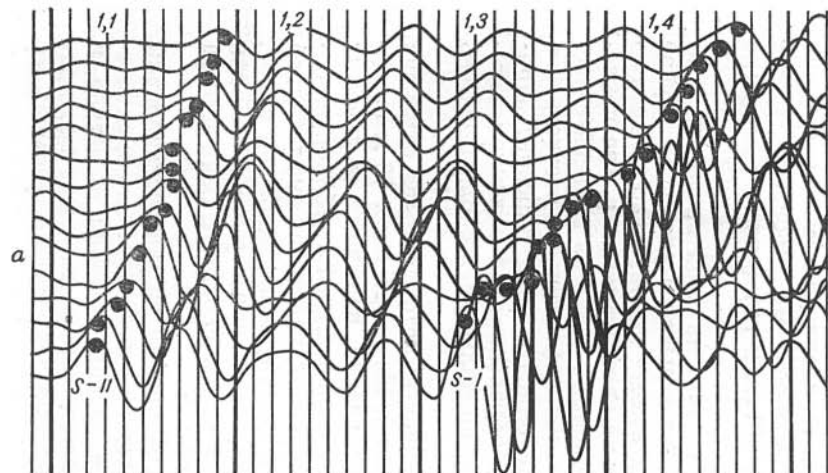


Рис. 8. Сопоставление записей головных поперечных волн, полученных при горизонтальном ударном воздействии и различных направленных взрывах, ПВ О; ПК 680—820:

а — удар — У, горизонтальный копёр; б — взрыв накладного заряда, высота подвеса 0,9 м; в — воздушный взрыв в 2 м от уступа, высота подвеса 0,9 м; г — взрыв на шурфе в 34 м от края оврага.

основных факторов, влияющих на характер волновой картины при взрывах. Прежде всего была сделана попытка проверить наличие обращения фаз, которое должно выполняться при направленном горизонтальном воздействии. Как указывалось выше, ударные воздействия во всех случаях давали обращение фаз и потому отнесение волн к типу SH не вызывало сомнений (см. рис. 1). Опыты по обращению в случае взрывных воздействий были проведены на нескольких участках в районе профиля I (Ириновская площадь). Схема опыта состояла в следующем. В выбранном пункте открывались две близко расположенные открытые полости, вертикальные плоскости которых по отношению к профилю находились с разных сторон (повернуты на  $180^\circ$ ). Вначале регистрировались волны при ударном возбуждении, и по наиболее отчетливой волне устанавливалось наличие обращения фаз при переходе от возбуждения  $+Y$  к возбуждению  $-Y$ . После этого на соответствующих стенках полостей производились взрывы накладных зарядов.

На рис. 9 приведены сейсмограммы для ПВ 61,85 профиля I. Детальное сопоставление полученных записей показывает, что обращения фаз при взрывах накладных зарядов на стенках, ориентированных различным образом, не отмечается. Аналогичные результаты получены на ПВ 0-<sup>55</sup> профиля II-а, а также при взрывах в канавах (ПВ 70 и ПВ 82, профиль I).

Неудавшаяся попытка получить обращение фаз при взрывном воздействии заставила предположить, что на возникновение поперечных волн при взрывах, кроме асимметрии воздействия, при наличии полости влияют другие факторы. Это предположение было проверено путем повторения опыта по выяснению влияния расстояния между зарядом и уступом, а также формы заряда на характер записи. Опыты проводились на ПВ 70 профиля I с двумя типами зарядов: стандартными толовыми шашками и детонирующим шнуром (ДШ), который монтировался в виде плоского заряда длиной 1 м, высотой 30—40 см и толщиной в 1 слой (не более 1 см).

На сейсмограммах прежде всего обращает на себя внимание значительное различие в характере записи при взрывах и ударах. В случае взрыва поперечная волна на  $Y$ -приборах имеет значительно меньшую интенсивность и прослеживается только на части интервала, где проводилось сопоставление. Что касается изменения характера записей с расстоянием между зарядом и уступом, то таковые фактически отсутствуют. Причем оказалось, что не влияет даже ориентировка плоского заряда ДШ. Таким образом, направленность, обусловленная наличием полости и формой заряда, в данном опыте не проявляется в сколько-нибудь заметной степени.

Следует указать еще на одну особенность, которая была отмечена при постановке опытов на ПК 70 профиля I. На расстоянии 40 м от полости (ПК 70-40), где проводилось сравнение взрывных и ударных воздействий, был произведен накладной взрыв в шурфе глубиной не более 60 см. Соответствующая запись поперечной волны по амплитудной выразительности не отличается от сейсмограммы, полученной при ударе, но имеет мало общего с записями, полученными при взрыве в полости. Этот результат свидетельствует о быстрой изменчивости условий взрыва в отношении образования поперечных волн.

При взрывах в полости на ПК 62 профиля I были зарегистрированы отчетливые поперечные волны, но характер волновой картины практически остается неизменным при различном удалении заряда от уступа, в том числе при взрыве вне полости. Соответствующие сейсмограммы приведены на рис. 9. Характерной особенностью записей при взрывах на

этом пункте по сравнению с ударами является резкое увеличение амплитуд и появление новых волн на  $X$ -приборах.

Сравнение времен соответствующих фаз при взрывах и ударах показывает, что в большинстве случаев при взрывах отмечается некоторое увеличение времен по сравнению с ударами, хотя такое соотношение не всегда имеет место.

На ПК 62 профиля I была предпринята попытка установить характер изменения формы записи поперечной волны при взрывах в различных точках вдоль линии, перпендикулярной профилю. Оказалось, что с изменением положения пункта взрыва амплитуды коррелируемость поперечных волн не остается постоянной, наблюдается перераспределение интенсивностей на  $X$ - и  $Y$ -компонентах. Это находит свое отражение также на диаграммах поляризации в плоскости  $XOY$ . Ось максимальной чувствительности на диаграммах повернута на углы от 30 до 60°.

Наряду с шурфами для возбуждения волн были использованы скважины относительно небольшой глубины. На ПК 62 профиля I волна S регистрируется при взрывах на всех глубинах до 8 м. При этом времена уменьшаются по мере увеличения глубины погружения заряда по тому же закону, как это отмечается при каротаже на поперечных волнах в данном пункте. На пикете 0—20 профиля II характер волновой картины резко изменяется по мере увеличения глубины погружения заряда. При глубине взрыва 12 м и больше выделить основную волну становится практически невозможно (рис. 10).

#### Опыты по взрывам в скважинах и шурфах вблизи полостей

Цель работ по опробованию взрывов в скважинах и шурфах вблизи полостей — выяснение возможности создания направленного источника возбуждения поперечных волн на глубине. Первый опыт был осуществлен в 1958 г. на пикете 0 профиля IV. На рис. 9 дается сравнение сейсмограмм, полученных при ударе, взрыве в шурфе вблизи полости ( $d=2$  м) и взрыве в шурфе на удалении от полости ( $d=34$  м). Как видно из приведенных сейсмограмм, преломленная волна  $S_{II}$  при взрыве вблизи полости регистрируется достаточно отчетливо, но ее трудно выделить при взрыве на удалении 34 м от полости. Таким образом, в этом опыте достаточно отчетливо проявляется направленность взрывного воздействия, обусловленная наличием полости, что имело место на этом пункте и при взрывах в воздухе.

Впоследствии взрывы вблизи естественных и искусственных полостей производились в неглубоких скважинах (до 3 м) с заливкой водой. Удаление от полости составляло 2—4 м. Полученные при взрывах записи, обычно на компонентах  $Y$  и  $Z$ , сравнивались с соответствующими записями при ударах.

Опыты рассматриваемого типа были проведены на 5 участках, в том числе на двух в Западной Сибири. Примеры эффективности такого рода взрывных воздействий приведены в статье [6] при регистрации отраженных волн.

Вполне удовлетворительные результаты по взрывам в неглубоких скважинах вблизи полостей получены на Успенском участке в Западной Сибири и на Ново-Алексеевском участке в Саратовской области (искусственные и естественные полости). Менее отчетливые результаты получены на профиле VIII/58 (Саратовская область). На некоторых участках заметить направленность взрывных воздействий рассматриваемого

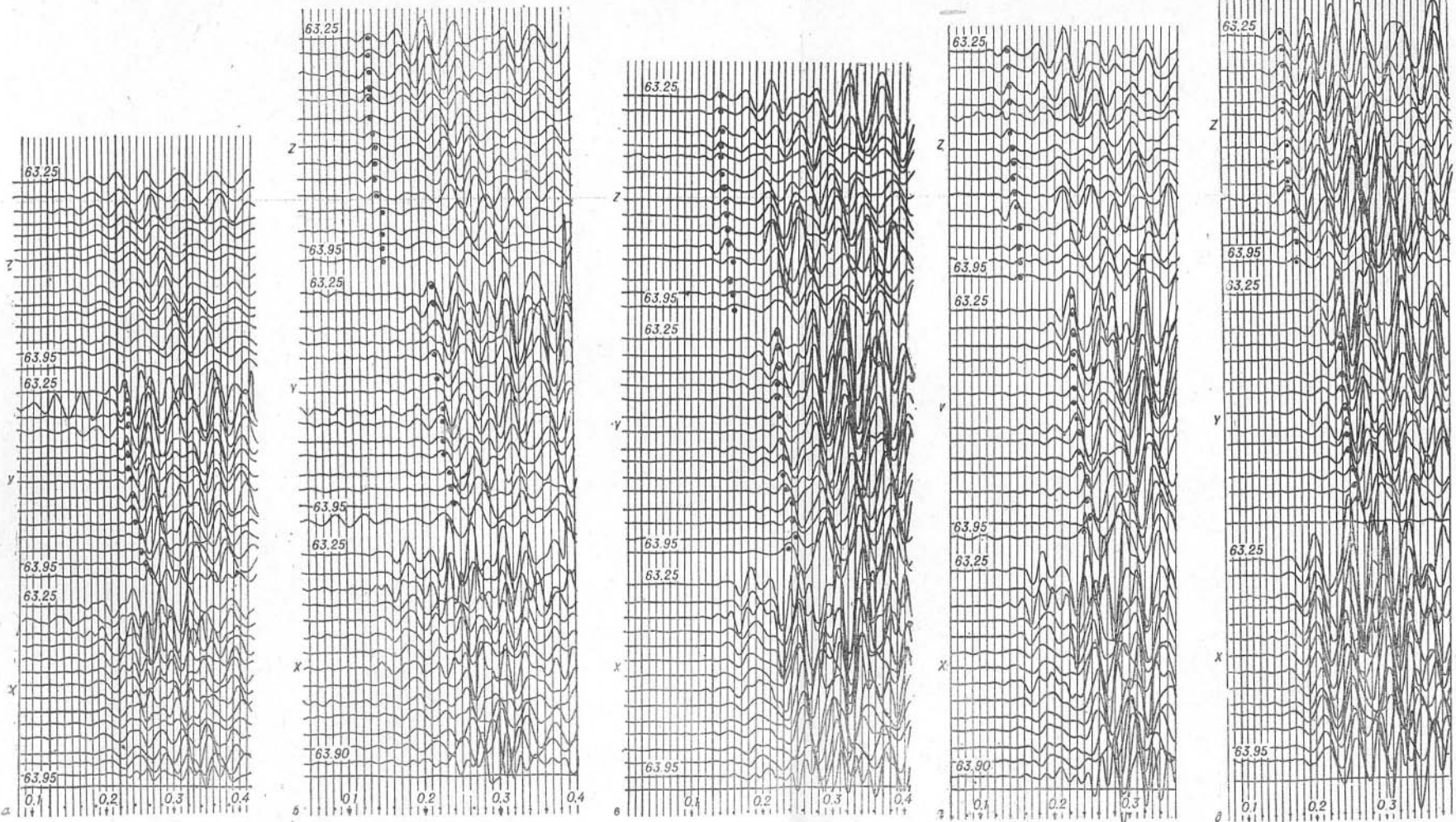


Рис. 9. Сопоставление записей при взрывных воздействиях различного типа.

а — взрыв накладной на забое «+Y»; б — взрыв накладной на забое «-Y»; в — взрыв на расстоянии 1 м от забоя «-Y»; г — взрыв на расстоянии 3 м от забоя «-Y»; д — взрыв воздушный на расстоянии 7,7 м от забоя «-Y».

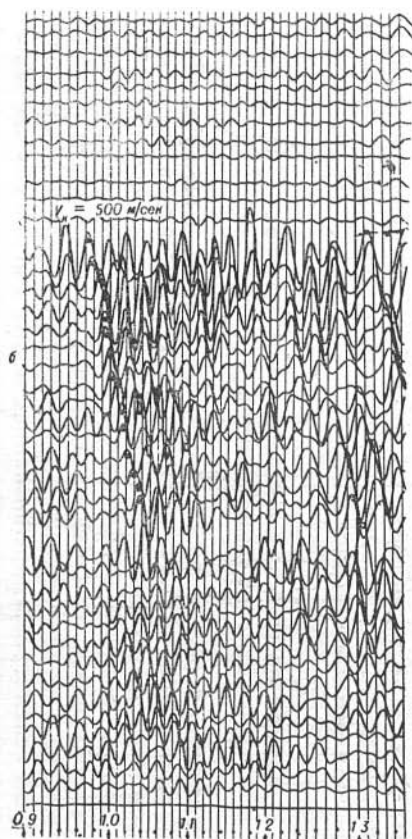


Рис. 10. Изменение характера записи поперечной головной волны с увеличением глубины взрыва:

а — взрыв на поверхности; б — взрыв в скважине на глубине 6 м; в — взрыва в скважине на глубине 12 м.



типа не удалось. Возможно, это объясняется малыми размерами полости (узкая канава).

Кроме указанных опытов по взрывам в скважинах небольшой глубины, были сделаны попытки зарегистрировать поперечные волны типа SV при взрывах малых зарядов в группе скважин без полости, а также при взрывах в колодцах. Положительные результаты не получены. Небольшой объем экспериментов не позволяет сделать достаточно определенные выводы по этим опытам.

### Применение взрывов при сейсмокаротаже

Как отмечалось [2], поперечные волны могут быть зарегистрированы при взрывах малых зарядов (обычно 1—2 детонатора) в скважинах и расположении сейсмографов на поверхности земли. Времена пробега их практически совпадают с таковыми при возбуждении направленными ударами на поверхности и расположении приемников на глубине.

Механизм образования поперечных волн при взрывах в скважинах сравнительно большой глубины (до 140 м) недостаточно ясен, и в связи с этим были проведены специальные эксперименты по выяснению основных факторов, влияющих на интенсивность и поляризацию указанных волн.

Можно было предполагать, что возникновение поперечных волн объяснено наличием неоднородности, обусловленной стволом скважины. Влияние этой неоднородности должно сказываться по-разному для взрывов различной силы, так как при большом заряде область действия взрыва будет значительно превышать диаметр скважины, и неоднородность, вызванная наличием ствола, не будет играть существенной роли. Для проверки этого предположения было проведено сравнение записей при взрывах зарядов различного веса, начиная от одного детонатора в скважине диаметром 140—150 мм.

В результате этого опыта подтверждено, что при увеличении количества ВВ, интенсивность поперечных волн значительно медленнее возрастает по сравнению с продольными волнами и уровнем мешающих волн. При зарядах весом 100 г и более выделение и прослеживание поперечных волн становится затруднительным. На рис. 11 приводится график зависимости относительной интенсивности продольных и поперечных волн от величины заряда, из которого видно, что при малых зарядах отношение  $A_s/A_p$  примерно в 20 раз больше, чем при больших зарядах.

Обычно торпедирование проводилось на сравнительно небольших глубинах, при этом заметного уменьшения интенсивностей с увеличением глубины не отмечалось. Опытами на ПК 18-75 профиля IV/58 в глубокой скважине было установлено, что при взрывах малых зарядов (1—2 детонатора) на глубинах более 150 м поперечные волны не регистрируются. Пока не установлено — будет ли эта закономерность иметь достаточно общий характер.

Опыт показывает, что условия регистрации проходящих поперечных волн при взрывах малых зарядов, по-видимому, существенно зависят от состояния скважины. Специальных опытов в этом направлении не проводилось, но об этом косвенно можно судить при сравнении результатов прямого и обращенного каротажа на ряде скважин. В некоторых скважинах при торпедировании поперечные волны не были зарегистрированы. Обычно это сопровождалось наличием глинистых пробок в скважине.

Значительный интерес представляли зависимость характера записи поперечных волн от положения детонатора в скважине относительно ее

стенок и направление коммулятивной выемки детонатора. Проведенные в различных районах опыты показали, что ориентация детонаторов и их положения относительно стенок скважины не оказывает заметного влияния на запись поперечных волн. Характеристики направленности во всех случаях имеют симметричный вид относительно ствола скважины и по форме близки к окружности.

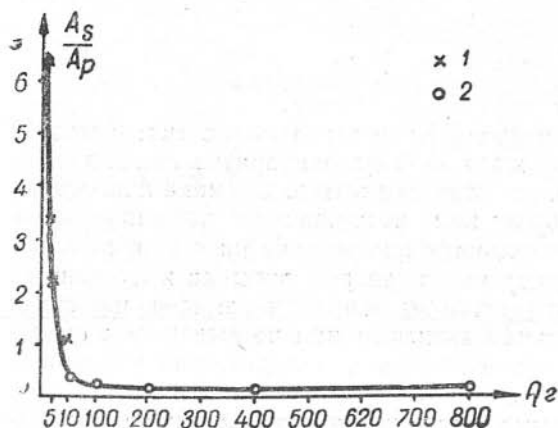


Рис. 11. Зависимость относительной интенсивности продольных и поперечных проходящих волн от величины заряда.

1 — взрывы детонаторов, 2 — взрывы тротила.

расстояниях от устья в пределах до 100 м. Сравнение интенсивностей показывает, что амплитуда поперечной волны, после введения поправок за расхождение по закону  $r^{-1}$ , уменьшается по мере увеличения горизонтального расстояния. По имеющимся наблюдениям закон убывания амплитуды установить трудно, так как точность измерений недостаточна из-за отсутствия строгого контроля чувствительности каналов.

### Некоторые выводы по взрывным воздействиям

Проведенные опыты со взрывными воздействиями с целью возбуждения поперечных волн нельзя считать достаточными для того, чтобы делать окончательные выводы как в части объяснения природы наблюдаемых явлений, так и в части практических рекомендаций. Однако полученный материал дает возможность высказать некоторые, в определенной степени предположительные, суждения, которые могут помочь правильнее сформулировать направление дальнейших исследований.

Как следует из сказанного выше, особенно из опытов по воздушным взрывам в полостях и вне их, эффект направленности при взрыве определяется двумя основными факторами: направленностью, обусловленной наличием свободных границ раздела, и свойствами грунта. По-видимому, эти два фактора почти всегда присутствуют одновременно и в различных условиях наиболее сильно может проявиться один из них. Так, например, в опытах на ПВ 62 профиля I, очевидно, преобладающее влияние оказывают свойства грунта вблизи области взрыва, так как в противном случае трудно было бы объяснить наличие отчетливых поперечных волн на Y-приборах при взрывах в шурфах и скважинах, т. е. при отсутствии полостей. В пользу высказанного предположения о роли грунтовых

При поляризации волн в подавляющем большинстве случаев ось максимальной чувствительности имеет радиальное направление (X-компонента), хотя на отдельных записях поперечные волны регистрируются и касательными составляющими (Y-компонента). Вертикальными приборами (Z) волна S обычно отмечается большим и меньшим разрастанием амплитуд, но устойчивых импульсов не отмечается.

На некоторых скважинах наблюдения по схеме обращенного сейсмокаротажа проведены на различных



условий, «естественной направленности», говорит также факт отсутствия обращения фаз при взрывах в противоположно ориентированных полостях. По поводу механизма образования поперечных волн при симметричном взрывном воздействии можно высказать несколько предположений. Прежде всего возникает мысль — не относятся ли регистрируемые волны к типу обменных с границей обмена на небольшой глубине. Однако от такого предположения пришлось отказаться, так как в этом случае времена прихода волн должны быть меньше, чем при ударном возбуждении. В действительности имеет место либо обратное соотношение, либо равенство времен. Можно объяснить некоторое завышение времен существованием кратных волн в совокупности с явлением обмена, но это противоречит наблюдаемым закономерностям изменения времен с изменением глубины заложения заряда  $A(h)$ , не говоря уже о том, что при одновременном наличии кратности и обмена должна была проявиться заметная потеря энергии. Анализ зависимости  $A(h)$  и сопоставление с аналогичными кривыми, полученными при скважинных измерениях, показывают, что наиболее вероятное предположение — возникновение поперечных волн непосредственно в точке взрыва. Наблюдаемое некоторое завышение времени скорее всего объясняется различием глубин приложения воздействий, поскольку скорости в верхней части разреза малы.

В настоящее время трудно дать однозначный ответ о причинах возникновения поперечной волны типа SH при симметричном воздействии. По-видимому, основную роль здесь играют анизотропия среды, которая в верхней части разреза может проявляться особенно резко, а также существование локальных неоднородностей в слое малой скорости. По мере увеличения глубины заложения источника влияние обоих факторов — неоднородностей и анизотропии — должно ослабевать. Это в какой-то степени подтверждается приведенными выше данными по профилю скважины на ПК 0—20 профиля IIa (см. рис. 10).

Приведенные опыты по взрывам вблизи свободных границ указывают на то, что в ряде случаев удается таким способом обеспечить требуемую направленность возбуждения и получить волновую картину на Y-составляющих, близкую к той, которая возникает при ударах (ПК 0 профиль IV). Однако в ряде случаев удовлетворительных результатов получить не удалось. Возможно, это связано с малыми размерами полостей.

По результатам регистрации проходящих волн при взрывах малых зарядов в скважинах основной вывод состоит в том, что наличие ствола как ориентированной неоднородности дает возможность возбудить в точке взрыва поперечные волны типа SV с радиальной поляризацией. Скорее всего в точке воздействия, когда величина области действия взрыва сравнима с диаметром скважины, мы имеем воздействие типа радиально-распределенных в горизонтальной плоскости сил. Физически наличие такого рода воздействия можно, по-видимому, связывать с тем, что силы, действующие вверх и вниз, идут на образование волн сжатия по столбу жидкости, а возникновение волн в грунте обуславливается действием радиальных сил в сравнительно узком секторе, в направлениях, близких к горизонтальному.

В дальнейшем работы по взрывным воздействиям необходимо продолжить. Они должны быть направлены прежде всего на выяснение оптимальных условий, обеспечивающих наилучшую направленность при возбуждении вблизи поверхности земли с последующим переходом на большие глубины заложения источника. Является весьма важным детально изучить «естественную» направленность в различных грунтовых

условиях с целью использования ее на практике. Одним из перспективных направлений является создание вертикальных и плоских радиальных усилий с целью возбуждения поперечных волн типа SV.

### Выводы

По ударным воздействиям.

1. Характеристики направленности при воздействии типа горизонтальной силы не вполне совпадают с теоретическими. В частности, во многих случаях систематически регистрируется при ударе  $Y$  составляющая  $Z$  продольной волны, что противоречит теоретическим представлениям для модели упругой среды.

2. При ударе  $Y$  поперечная волна в большинстве случаев имеет поляризацию, близкую к линейной.

3. Амплитуды продольных и поперечных волн возрастают с увеличением количества движения ( $mi$ ) ударника. При этом градиент нарастания амплитуды в среднем уменьшается по мере возрастания  $mi$ .

4. При заданном количестве движения эффект передачи энергии в грунт существенно зависит от удельной нагрузки или площади ударника. Для данного грунта существует оптимальная удельная нагрузка, дальнейшее уменьшение которой не влияет существенно на амплитуды колебаний.

5. Амплитуды колебаний существенно зависят от глубины удара. Во многих случаях эффект существенно возрастает при глубинах больше 1 м.

По взрывным воздействиям.

1. Для возбуждения поперечных волн во многих случаях были эффективно использованы взрывы накладных зарядов в искусственных полостях и в шурфах на близких расстояниях от полости.

2. Установлено, что эффект направленного действия взрыва зависит не только от геометрии полости, но также от свойств грунта («естественная направленность»). Естественная направленность существенно зависит от глубины заложения заряда.

3. На большом материале, полученном в различных районах, показано что при взрывах малых зарядов в скважине непосредственно в источнике возникают поперечные волны типа SV.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Пузырев, Л. Н. Худобина. Обзор экспериментальных исследований и некоторые положения по изучению поперечных и обменных волн. Настоящий сборник.
2. Н. И. Берденникова, Т. Н. Куличихина. Изучение кинематических и динамических характеристик поперечных и продольных волн в скважинах. Настоящий сборник.
3. А. Г. Рудаков, Г. М. Цымбал. О некоторых экспериментальных исследованиях динамических характеристик ударного импульсного воздействия. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Сб. II, Изд. ЛГУ, 1959.
4. Д. Д. Баркан. Динамика оснований и фундаментов. Военморстрсйиздат, 1948.
5. Д. П. Қирнос, Е. А. Каридолин, С. Н. Массарский, Н. В. Райко. Работы Сейсмологического института АН СССР по сейсмической разведке. Тр. Сейсмол. ин-та, № 47, 1934.
6. Л. Л. Худобина. Опыт регистрации поперечных и обменных отраженных волн. Настоящий сборник.

Н. Н. ПУЗЫРЕВ

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

### 1. О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В процессе экспериментальных работ 1958—1960 гг. были получены многочисленные данные о скоростях распространения продольных и поперечных волн и соотношении между ними в осадочных породах. Большинство фактических данных вошло в таблицы, приведенные в статье [1].

Остановимся прежде всего на закономерностях в распределении величины отношения скоростей поперечных и продольных волн:  $\left(\gamma = \frac{v_s}{v_p}\right)$

Измерения показывают, что  $\gamma$  изменяется в очень широких пределах и зависит от многих факторов: литологии пород, глубины залегания, водонасыщенности. Наименьшие значения  $\gamma$ , равные 0,15—0,20, отмечаются для водонасыщенных пластичных глин, залегающих на сравнительно небольшой глубине и имеющих величины скоростей продольных волн порядка 1300—1600 м/сек. Для плотных карбонатных пород при величинах скоростей продольных волн больше 3500 м/сек значения  $\gamma$  становятся близкими  $1/\sqrt{3}$ .

Таким образом, наблюдается некоторая связь между величиной  $\gamma$  и значением скорости распространения продольных волн. Для установления вида этой зависимости все определения  $\gamma$  были нанесены на график, по горизонтальной оси которого откладывались значения  $v_p$  (рис. 1). При построении графика, кроме скважинных измерений, были использованы также данные, полученные по наблюдениям преломленных и отраженных волн.

Несмотря на то, что на графике наблюдается значительный разброс точек, обусловленный как ошибками наблюдений, так и влиянием на величину  $\gamma$  факторов, не связанных непосредственно со скоростью продольных волн, можно вместе с тем видеть достаточно хорошо отмечающуюся корреляционную связь между величинами  $v_p$  и  $\gamma$ , причем зависимость  $\gamma(v_p)$  явно отличается от линейной. Для установления последней было

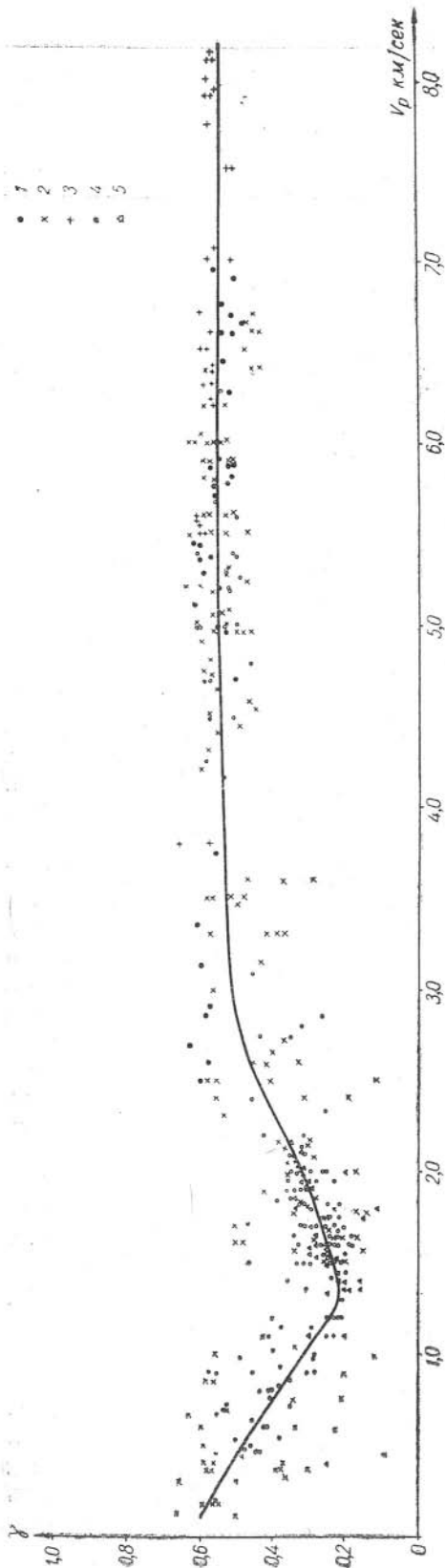


Рис. 1. Зависимость между величиной  $\gamma = v_s/v_p$  и значением скорости распространения продольных волн: 1 — лабораторные исследования; 2 — данные исследования; 3 — данные сейсмологии; 4 — районы Поволжья; 5 — районы Сибири.

произведено поинтервальное осреднение значений на графике, причем в целях более точного проведения осредняющей кривой интервалы при определении средних значений перекрывались.

Прежде всего обращает на себя внимание наличие отчетливого минимума на кривой  $\gamma(v_p)$  при значениях  $v_p = 1300$ — $1600$  м/сек. В интервале  $1700$ — $3000$  м/сек величина  $\gamma$  возрастает со средним градиентом  $\sim 0,2$  км/сек, а затем плавно стремится к значениям  $0,50$ — $0,55$ , которых она достигает при  $v_p \geq 4,0$ — $4,5$  км/сек. Более неожиданным явилось резкое увеличение  $\gamma$  для значений  $v_p \leq 1300$  м/сек, характеризующих зоны малых и пониженных скоростей по продольным волнам. Многочисленные скважинные измерения, подтвержденные позиционными наблюдениями на поверхности, убедительно говорят о том, что в верхней части разреза при  $v_p \leq 1000$  м/сек величина  $\gamma$  имеет примерно такие же значения, что и для плотных пород скального типа.

Полученные сведения о величинах  $\gamma$  в значительной степени дополняют и уточняют данные, приведенные в статье [2].

Выявленные закономерности в поведении величины  $\gamma$  определяют основные закономерности в распределении скоростей распространения поперечных волн по глубине для пород терригенного происхождения. Прежде всего из полученных материалов следует, что вблизи поверхности земли, в зоне малых и промежуточных скоростей  $v_p$ , резкость границ раздела по поперечным волнам будет значительно меньше, чем по продольным. Во многих случаях это проявляется настолько сильно, что фактически по по-

перечным волнам нет необходимости выделять зону малых скоростей, так как скорости  $v_s$  плавно увеличиваются с глубиной, начиная со значе- ний примерно 200 м/сек. В связи с этим средние скорости, измеренные от поверхности земли для поперечных волн, как правило, будут иметь более устойчивый характер, чем для продольных волн. Поэтому поправки за верхние неоднородности в методе поперечных волн, по-видимому, необ- ходимо будет вводить только за влияние очень малого по мощности слоя, где скорости имеют значения, меньшие 100—150 м/сек.

Для интервала скоростей  $v_p \geq 1600$  м/сек отмечается более дробная дифференциация пород по скоростям поперечных волн, чем это наблю- дается по скоростям продольных волн.

Так, например, по скважине 8П/58 [1] в интервале глубин 40—125 м по продольным волнам скорость возрастает от 1750 до 2000 м/сек, т. е. всего лишь на 14%, тогда как по поперечным волнам скорости в том же интервале изменяются от 310 до 700 м/сек, т. е. более чем в два раза. При этом, если по продольным волнам разрез можно не очень уверенно пред- ставить в виде двух слоев с указанными выше величинами скоростей, то по поперечным волнам весьма отчетливо выделяется три слоя со скоростя- ми 310, 490 и 700 м/сек. На основании установленной средней зависимо- сти  $\gamma(v_p)$  представляется возможным дать некоторые количественные оценки различия в перепадах скоростей. Пусть перепад скоростей на не- котором интервале характеризуется коэффициентом преломления по про- дольным волнам

$$n_p = \frac{v_{1p}}{v_{2p}} < 1.$$

Соответственно по поперечным волнам

$$n_s = \frac{v_{1s}}{v_{2s}}.$$

Допустим, что  $\gamma$  линейно увеличивается с возрастанием  $v_p$  ( $\gamma = \gamma_0 + k v_p$ ). Тогда

$$n_s = n_p \frac{\gamma_0 + k v_{1p}}{\gamma_0 + k v_{2p}} = n_p \frac{\gamma_1}{\gamma_2}. \quad (1)$$

Поскольку отношение  $\gamma_1/\gamma_2$  в данном случае меньше единицы, то перепад скоростей по поперечным волнам будет больше, чем по про- дольным. Для интервала  $1300$  м/сек  $\leq v_p \leq 3500$  м/сек в соответствии с рис. 1 вполне допустимо приближенно принять

$$\gamma = k v_p.$$

В этом случае связь между  $n_s$  и  $n_p$  является особенно простой, а именно:

$$n_s = n_p^2.$$

Поскольку по условию  $n_p < 1$ , то, следовательно,  $n_s < n_p$ .

В интервале скоростей  $v_p < 1300$  м/сек, где градиент  $\gamma(v_p)$  отрица- тельный, в формуле (1)  $\gamma_1 > \gamma_2$  и, следовательно,  $n_s > n_p$ .

Следует иметь в виду, что установленной величине  $\gamma(v_p)$  не следует придавать смысл функциональной однозначной зависимости. Об этом, в частности, говорит тот факт, что на графике  $\gamma(v_p)$  отмечается сравни-

тельно большая дисперсия значений  $\gamma$ , которую нельзя объяснить полностью ошибками измерений. Свидетельством последнего является то, что на графике  $\gamma(v_p)$  разброс значений не только не увеличивается с повышением скорости, но даже несколько уменьшается. Вместе с тем известно, что действие случайных погрешностей измерений проявляется в увеличении величины разброса с возрастанием скоростей по квадратичному закону [3].

Можно предположить, что такой фактор, как водонасыщенность, по-разному влияет на скорости поперечных и продольных волн. Замечено, что одни и те же породы могут характеризоваться различными значениями  $\gamma$ . Так, например, в глинах (проф. IV, ПК 0, скважины 2 и 4) с разной степенью водонасыщенности при одинаковых скоростях продольных волн ( $v_p = 1500$  м/сек) скорости поперечных волн различаются. При увеличении степени увлажненности глин скорости поперечных волн уменьшаются с 280 до 150 м/сек и соответственно величины  $\gamma$  — от 0,2 до 0,1. Косвенным доказательством этого может быть аномально малая величина  $\gamma$  (порядка 0,07 при  $v_p = 450$  м/сек,  $v_s = 32$  м/сек) в болотном слое [4] (район Западной Сибири). Нельзя исключать также влияния на величину соотношения скоростей поперечных и продольных волн фактора литологии, плотности и структуры пород. Величина  $\gamma$  возрастает с увеличением плотности пород, в среднем для глин она составляет 0,2—0,4, для скальных пород — 0,5—0,6.

В большинстве случаев при скважинных измерениях и исследованиях на головных волнах границы раздела являются общими для обоих типов волн, хотя резкость их неодинакова. Часто границы по продольным волнам не отмечаются при наличии отчетливого перепада скоростей по поперечным волнам. В большинстве случаев это объясняется недостаточной точностью измерений времени в методе продольных волн, но, по-видимому, не всегда эта причина является единственной и нельзя исключать случаев, когда перепад скоростей по поперечным волнам не будет сопровождаться перепадом по продольным волнам. В качестве примера можно привести разрез по скважине 10 [1], где в интервале до 170 м по продольным волнам выделяется единый пласт со скоростью 4000 м/сек. На глубине 150 м по поперечным волнам отчетливо проявляется граница, соответствующая перепаду скорости 2600—1000 м/сек.

## 2. ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГОДОГРАФОВ ОБМЕННЫХ ВОЛН

Остановимся вначале на головных обменных волнах, особенности регистрации которых в случае границ с достаточно большим перепадом скоростей можно считать хорошо изученными.

Основы интерпретации данных сейсморазведки по методу головных обменных волн впервые были изложены в книге Г. А. Гамбурцева [5]. Им были даны, в частности, формулы, позволяющие вычислять глубину до преломляющей границы в точке наблюдения по разности вступлений обменных волн типа PPS и однородных продольных волн PPP. Впоследствии в работах [6, 7] показана возможность нахождения элементов залегания из данных наблюдений волн типа PSP и PPP.

В указанных работах рассматриваются способы интерпретации, в которых требуется знать скорости как продольных, так и поперечных волн в покрывающей среде, что не позволяет рассчитывать на высокую точность построений. Обеспечение последней требует, чтобы при построении использовалась только скорость поперечной волны. Можно полагать, что при использовании соответствующих схем наблюдений (наличие

встречных и нагоняющих годографов) систематическое наблюдение двух типов головных волн, соответствующих одной и той же границе (например, продольных типа PPP и обменных типа PPS и др.), дает возможность свести в отношении интерпретации метод обменных волн к методу поперечных волн.

Допустим, что удалось систематически проследить по профилю и правильно отождествить волны PPS и PPP и построить встречные годографы обоих типов. На рис. 2 показаны интервалы прослеживания волн PPS по прямому и встречному годографам, изображены поля времен, построенные, исходя из заданного распределения скоростей  $v_s$  в покрыв-

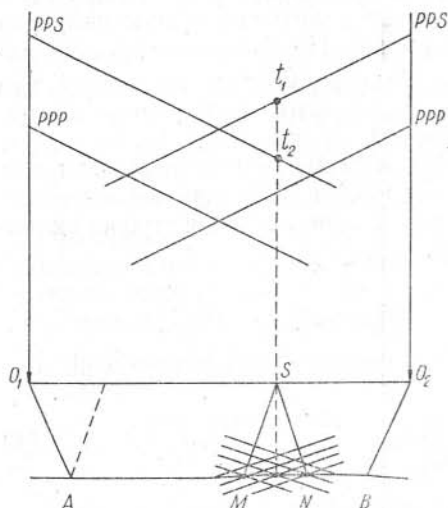


Рис. 2. Годографы и лучевая схема для волн PPP и PPS.

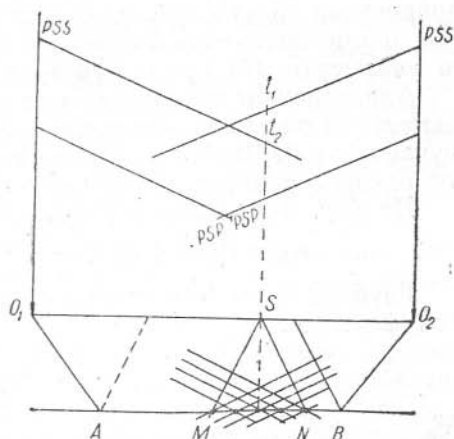


Рис. 3. Годографы и лучевая схема для волн PPS и PSS.

вающей среде. Очевидно, в области, где имеются оба семейства изохрон, точки, принадлежащие преломляющей границе, будут удовлетворять условию, сумма отметки изохрон равна времени вступления волны PPP на взаимных точках. Таким образом, способ полей времен оказывается вполне применимым для построения границы раздела произвольной формы по годографам волн PPS, причем в качестве дополнительных данных необходимо располагать лишь временем на взаимных точках для волны PPP. Но даже при отсутствии последнего представляет значительный интерес более точное определение формы преломляющей границы.

Аналогичным образом обосновывается способ  $t_0$  (среднеарифметических), если предположить, что на отрезке MN (рис. 2) границу раздела можно считать прямолинейной.

Составим выражение  $\tau_{SP} = t_1^{(PPS)} + t_2^{(PPS)} - T^{(PPP)}$  (рис. 1), которое представляет собой сумму времен по трем отрезкам:

$$\tau_{SP} = t_{(MS)}^{(S)} + t_{(SN)}^{(S)} - t_{(MN)}^{(P)}. \quad (2)$$

Откуда получим выражение для глубины залегания в точке S:

$$h = \frac{v_s \cdot \tau_{SP}}{2 \cos i_{SP}}, \quad (3)$$

где

$$i_{SP} = \arcsin \frac{v_s}{v_{gp}}.$$

Следует заметить, что в большинстве случаев угол  $i_{SP}$  невелик и в связи с этим выражение (3) можно приближенно представить в виде

$$h \approx \frac{1}{2} v_s \tau_{SP}. \quad (3')$$

Так, например, для условий Западно-Сибирской низменности  $v_s \approx 500$  м/сек;  $v_{rP} \approx 5500$  м/сек;  $\cos i_{SP} = 0,995$  и, следовательно, величину  $\tau_{SP}$  в данном случае с точностью до 0,5% можно считать равной времени отраженной волны типа SS в точке взрыва ( $X=0$ ).

Таким образом, располагая одновременно годографами волн PPS и PPP, представляется возможным дважды вычислить граничную скорость  $v_{rP}$  и дважды построить сейсмический разрез. Но при этом точность интерпретации по каждому из указанных типов волн будет различной, что необходимо принимать во внимание при осреднении. Особенно необходимо учитывать это при построении разреза.

Аналогичным образом можно прийти к схеме поперечных волн при совместном рассмотрении обменных волн PSS и PSP, причем в данном случае как в верхней, так и в нижней средах используются только скорости распространения поперечных волн.

Из рис. 3 можно получить:

$$\tau_{SS} = t_1^{(PSS)} + t_2^{(PSS)} - T^{(PSP)} = t_{(MS)}^{(S)} + t_{(SN)}^{(S)} - t_{(MN)}^{(S)}.$$

Глубина залегания в заданной точке профиля определяется по простой формуле:

$$h = \frac{v_s \cdot \tau_{SS}}{2 \cos i_{SS}}, \quad (4)$$

где

$$i_{SS} = \arcsin \frac{v_s}{v_{rS}}.$$

Очевидна также возможность применения в данном случае способа полей времен при известном распределении скоростей поперечных волн в первой среде. Сумма отметок изохрон, построенных по волнам PSS, на границе должна равняться времени на взаимных точках для волны PSP.

Если граница является достаточно резкой и удастся одновременно регистрировать при взрывных воздействиях все возможные типы головных волн, обменявшихся на основной преломляющей границе (PPP, PPS, PSS, PSP), как это, например, наблюдается во многих районах Западно-Сибирской низменности, то при заданной функции  $v_s(X, Z)$  в покрывающей среде поверхность раздела может быть построена дважды примерно с одинаковой степенью точности по независимым наблюдаемым данным. Это дает возможность существенно повысить точность разведки.

Существенно отметить, что сведение задачи к интерпретации по схеме поперечных волн позволяет избежать необходимости согласования данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн в покрывающей среде, что во многих случаях является, как известно, трудной задачей из-за отсутствия строгого соответствия между значениями  $V_P$  и  $V_S$ . Если же имеются достаточно надежные данные о скоростях обоих типов волн, то целесообразнее использовать их для получения независимых сведений о положении границы раздела с целью повышения достоверности структурных построений. Отметим, что волны PSP, для которых соблюдается принцип взаимности, могут быть использованы также без комбинирования с другими типами волн, причем получаемые результаты о поведении границы также в принципе должны согласовываться



ваться с обычными данными для продольных волн типа PPP. Так, в случае использования способа среднеарифметических ( $t_0$ ), получим формулу обычного вида:

$$h = \frac{v_p \cdot \tau_{PS}}{2 \cos i_{PS}}, \quad (5)$$

где

$$\tau_{PS} = t_1^{(PSS)} + t_2^{(PSS)} - T^{(PSP)},$$

$$\sin i_{PS} = \frac{v_p}{v_{rS}}.$$

Следует отметить, что граничные скорости  $v_{rP}$  и  $v_{rS}$  вычисляются из данных наблюдений известными способами. Как известно, данные о распределении граничных скоростей дают возможность судить о наличии вертикальных границ раздела либо в целом составить представления об изменении упругих свойств пород в нашей среде. Располагая одновременно данными о двух граничных скоростях ( $v_{rP}$  и  $v_{rS}$ ), возможно значительно повысить достоверность сведений о характере неоднородности нижней среды. При этом следует отметить, что при одновременной регистрации нескольких типов волн каждая из скоростей  $v_{rP}$  и  $v_{rS}$  может быть определена с контролем, что также повышает достоверность интерпретации (например,  $v_{rS}$  может быть определена независимо по волнам PSS и PSP).

На обменных волнах, возникающих на промежуточных границах раздела (например, типа PPPS и др.), а также на волнах, являющихся поперечными в начале пути, мы здесь не останавливаемся.

На практике нередко приходится решать задачу нахождения величины скорости  $v_s$  в покрывающей среде либо соответственно значения

$\gamma = \frac{v_s}{v_p}$  по данным наблюдений обменных и продольных волн. Свя-

зано это с тем, что характер распределения скоростей  $v_p$  в геологических средах в настоящее время изучен значительно полнее, чем для поперечных волн ( $v_s$ ). В работе [2] приведено несколько способов вычисления  $\gamma$  по данным обменных головных волн. Недостатком их, на наш взгляд, является то, что при нахождении величины  $K = \frac{1}{\gamma}$  используются разности вступлений волн, что не всегда может обеспечить достаточно высокую точность. Наличие линий  $\tau$  для различных волн позволяет обеспечить устойчивое нахождение  $K$ . Так, например, располагая линиями  $\tau_{PP}$  и  $\tau_{SP}$ , можно построить линию средних значений  $K$  по профилю, используя формулу:

$$K = \frac{1}{\gamma} = \sqrt{\sin^2 i_{PP} + \left(\frac{\tau_{SP}}{\tau_{PP}}\right)^2 \cos^2 i_{PP}}. \quad (6)$$

Аналогично при наличии линий  $\tau_{SS}$  и  $\tau_{PP}$

$$K = \frac{1}{\gamma} = \sqrt{K_r^2 \sin^2 i_{PP} + \left(\frac{\tau_{SS}}{\tau_{PP}}\right)^2 \cos^2 i_{PP}}, \quad (6')$$

где

$$K_r = \frac{v_{rP}}{v_{rS}}.$$

Если граница раздела криволинейна и способ среднеарифметических неприменим, то при заданном распределении  $v_p$  путем приближений можно найти, используя способы полей времен либо сопряженных точек, соответствующее значение  $v_s$ , исходя из условия совпадения границ раздела, полученных по продольным и поперечным волнам.

При интерпретации отраженных обменных волн типа PS наиболее важной задачей является определение эффективной скорости  $v_s$  в предположении, что  $v_p$  известно из годографов продольных волн PP либо по данным скважинных измерений. Одним из путей решения этой задачи является предварительное вычисление так называемой эффективной скорости обменных волн PS [8], которая при малых расстояниях от источника колебаний связана со скоростями  $v_p$  и  $v_s$  простой зависимостью

$$v_{эф} = \sqrt{v_p \cdot v_s}.$$

Однако расчеты показывают, что написанное соотношение справедливо только для весьма малых расстояний от пункта взрыва, на которых обменные волны часто не регистрируются. При более длинных годографах эффективная скорость волн PS быстро изменяется с расстоянием и становится неустойчивой. В связи с этим необходимо искать новые возможности определения скорости  $v_s$  по годографам волн PS. Одной из таких возможностей является пересчет годографов волн PS и PP, которые предварительно однозначно отождествлены в годограф волны SS. Наиболее просто это можно осуществить при залегании, близком к горизонтальному.

При произвольном залегании границы раздела для точки взрыва можно написать:

$$t_{SS} = 2t_{PS} - t_{PP}.$$

Если принять это равенство приближенно справедливым для любых значений  $X$ , то в результате получим кривую, обозначенную нами  $\Theta_{SS}$ , которая будет отличаться от истинного годографа волн SS на некоторую величину  $\Delta t(X)$ . Для расстояний  $X \ll h$ , как показывают проведенные расчеты<sup>1</sup>, величины  $\Delta t$  относительно малы и их можно вычислить по формуле, полученной путем разложения годографов PP, SS и PS в ряд по степеням  $X$ . Приближенно можно написать:

$$\frac{\Delta t}{t_{0PP}} \approx K_1(\gamma) \xi^2 + K_2(\gamma) \xi^4 + K_3(\gamma) \xi^6, \quad (7)$$

где

$$K_1(\gamma) = \frac{(1-\gamma)^2}{2\gamma(1+\gamma)};$$

$$K_2(\gamma) = \frac{16\gamma(1-\gamma+\gamma^2) - (1+\gamma)^4}{8\gamma(1+\gamma)^3};$$

$$K_3(\gamma) = \frac{1}{16} \left( 1 + \frac{1}{\gamma} \right) - \frac{4(1+\gamma^3)^2}{(1+\gamma)^7};$$

$$\xi = \frac{x}{v_p t_{0PP}};$$

$$\gamma = \frac{v_s}{v_p}.$$

<sup>1</sup> Расчеты проведены инж. И. Р. Оболенцевой.

Приведенная формула легко может быть номографирована.

Ввиду того, что величина  $\gamma$  заранее неизвестна, годограф  $t_{SS}$  строится методом последовательных приближений, а именно:

1. Строится годограф  $\Theta_{SS}$ , по которому вычисляется любым способом, в том числе с использованием встречных годографов, величина  $v_S^{(1)}$ , а затем  $\gamma_1 = \frac{v_S^{(1)}}{v_P}$ .

2. Найденное значение  $\gamma$  используется для вычисления поправок  $\Delta t$ , и после этого строится исправленный годограф  $\Theta_{SS}$  (рис. 4), по которому корректируется значение  $\gamma$ .

Процесс продолжается до тех пор, пока годограф  $\Theta_{SS}^n$  не совпадет с наблюдаемым годографом  $t_{SS}$ .

Заметим, что поправки  $\Delta t$  могут быть вычислены также для больших значений  $x$  ( $x \gg \sim 2h$ ) по формуле:

$$\frac{\Delta t}{t_{opp}} = \left(1 + \frac{1}{\gamma}\right) \sqrt{1 + \xi^2} - \left\{ \sqrt{1 + \left[ 2\xi - \frac{\gamma\xi}{\sqrt{\frac{1}{4} + \xi^2(1 - \gamma^2)}} \right]^2} + \frac{1}{\gamma} \sqrt{1 + \frac{\gamma^2\xi^2}{\frac{1}{4} + \xi^2(1 - \gamma^2)}} \right\} \quad (8)$$

### 3. О СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТОЧНОСТИ МЕТОДОВ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Остановимся вначале на оценке точности элементов залегания, исходя из предположения, что в исходных данных содержится только ошибка во временах вступлений волн.

В случае однородных головных волн, считая границу раздела близкой к прямолинейной, можно написать для глубины залегания по продольным и поперечным волнам:

$$h = \frac{v_P t_{0P}}{2 \cos i_P} = \frac{v_S \cdot t_{0S}}{2 \cos i_S} \quad (9)$$

Отношение ошибок в глубинах:

$$\frac{\Delta h_S}{\Delta h_P} = \frac{v_S}{v_P} \cdot \frac{\cos i_P}{\cos i_S} \cdot \frac{\Delta t_{0S}}{\Delta t_{0P}} \quad (10)$$

При этом отношение ошибок времен  $t_0$  можно заменить отношением ошибок измеренных времен.

Можно показать, что такая же зависимость будет справедливой для отношения ошибок в углах наклона. Дифференцируя равенство

$$t_0 = \frac{2h \cos i}{v_1}$$

по  $x$  и принимая во внимание, что  $dh/dx = \sin \varphi$ , можно написать следующее выражение для угла наклона:

$$\sin \varphi = \frac{v_P}{2 \cos i_P} \cdot \frac{dt_{0P}}{dx} = \frac{v_S}{2 \cos i_S} \cdot \frac{dt_{0S}}{dx} \quad (11)$$

Как известно, ошибку в производной можно при равных промежутках между точками наблюдений представить в виде

$$\Delta \left( \frac{dt_0}{dx} \right) = \frac{q(n)}{L} \cdot \Delta t_0,$$

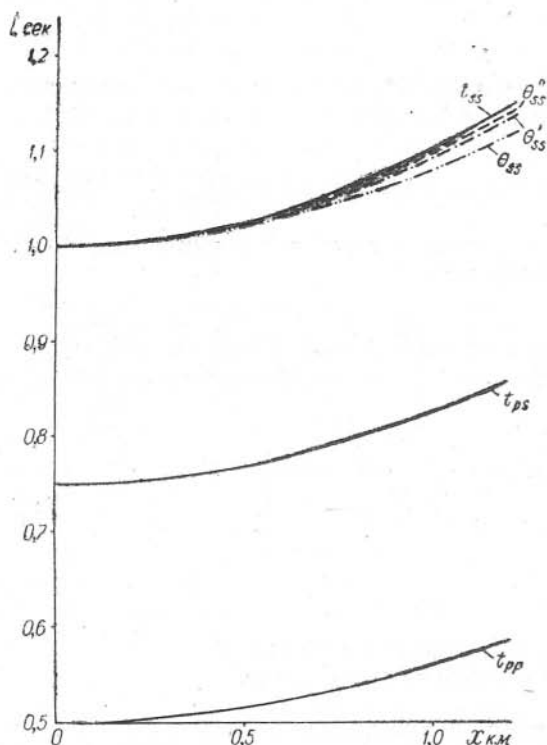


Рис. 4. Годографы отраженных волн различных типов.

где  $q(n)$  — коэффициент, зависящий от количества точек наблюдений;

$L$  — интервал наблюдений.

Учитывая это и считая, что  $\Delta(\sin \varphi) = \Delta \varphi \cdot \cos \varphi$ , получим искомое выражение для сравнительной точности определения углов наклона.

$$\frac{\Delta \varphi_S}{\Delta \varphi_P} = \frac{v_S}{v_P} \cdot \frac{\cos i_P}{\cos i_S} \cdot \frac{\Delta t_{0S}}{\Delta t_{0P}} \quad (12)$$

Эту формулу можно получить также другим путем, исходя из закона Бенндорфа.

Таким образом, сравнительная точность вычисления глубин залегания и углов наклона в методах продольных и поперечных волн определяется тремя величинами: отношением скорости  $v_S$  и  $v_P$  в покрывающей среде, соотношением между критическими углами и сравнительной точностью измерения времен.

Влияние  $\gamma = v_S/v_P$  является определяющим, так как при прочих равных условиях позволяет снизить ошибки в элементах залегания при использовании поперечных волн примерно в 2—5 раз.

Отношение косинусов представим в виде

$$\frac{\cos i_P}{\cos i_S} = \frac{\sqrt{1 - \left( \frac{v_P}{v_{rP}} \right)^2}}{\sqrt{1 - \left( \frac{\gamma}{\gamma_r} \right)^2 \left( \frac{v_P}{v_{rP}} \right)^2}},$$

где  $\gamma_r = \frac{v_{rS}}{v_{rP}}$  — отношение граничных скоростей поперечных и продольных волн.

Исходя из установленных общих закономерностей, в подавляющей части разреза  $\gamma < \gamma_r$  и, следовательно,  $\frac{\cos i_P}{\cos i_S} < 1$ . Если, например,

рассматривается интервал скоростей  $v_p = 1500—3500$  м/сек, для которого в среднем приближенно справедливо соотношение  $\gamma = K \cdot v_p$ , то

$$\frac{\cos i_p}{\cos i_s} = \frac{1}{\sqrt{1 + \sin^2 i_p}} \quad (14)$$

независимо от коэффициента пропорциональности  $K$ . В этом случае для границ со слабой скоростной дифференциацией отношение косинусов стремится к величине  $\sim 0,7$ .

Что касается ошибок измерения времен, то для поперечных волн имеется мало данных. Имеющиеся сведения [9] говорят о том, что если не принимать во внимание искажений, вызванных неоднородностью верхней части разреза, то точность измерения времен в методах продольных и поперечных волн примерно одинакова. Этот вывод, по-видимому, можно получить также из анализа погрешностей измерения времен в методе продольных волн при различных частотах колебаний, так как наиболее важной особенностью поперечных волн является их несколько пониженная частота (в среднем на 30—50%). Статистическая обработка многочисленных данных измерений времен в методе отраженных волн при наблюдениях среднечастотной аппаратурой (40—50 гц) показывает, что среднеквадратичная погрешность  $m_t$  равняется примерно  $\pm 0,003—0,004$  сек. Такие же величины ( $\pm 0,0035$  сек) получены по измерениям времен на частотах 70 гц<sup>1</sup>. Сравнение ошибок на средних и относительно высоких частотах в данном случае свидетельствует о том, что при измерении времен частота не является главным фактором и, следовательно, ошибка определяется прежде всего причинами, не связанными с процессом отсчета времени на сейсмограмме. Расчеты, а также опыт показывают, что при надлежащем выборе развертки и амплитуды записи среднеквадратичная ошибка отсчета времени по экстремумам на частотах более 40—50 гц не будет превышать 0,001 сек, а на более низких частотах — будет увеличиваться примерно пропорционально периодам колебаний.

Поэтому при измерении времени для волн в последующих вступлениях главными будут такие причины, как интерференция с другими волнами, недостаточная точность фиксации момента воздействия, нестабильность условий возбуждения и приема. Эти факторы будут слабо зависеть от частоты.

Влияние относительных ошибок в скоростях будет, очевидно, проявляться одинаково в методах продольных и поперечных волн. Однако точность вычисления скоростей в методе поперечных волн всегда будет выше. Частное относительных погрешностей в скоростях ( $\delta v$ ) при использовании поперечных и продольных волн при различных методах определения скоростей будет выражаться следующими зависимостями:

1. При измерении в скважинах (сейсмокаротаж)

$$\frac{\delta v_s}{\delta v_p} = \frac{v_s}{v_p} \cdot \frac{\Delta t_s}{\Delta t_p} \quad (15)$$

2. При определении граничных скоростей ( $\delta v_r$ ) по разностным годографам головных волн

$$\frac{\delta v_{rS}}{\delta v_{rP}} = \frac{v_{rS}}{v_{rP}} \cdot \frac{\Delta t_{\Delta S}}{\Delta t_{\Delta P}} \quad (16)$$

<sup>1</sup> По данным Л. В. Мироновой.

где  $t\Delta_{\Delta}$  — ошибка во времени, определяемая по разбросу значений на разностном годографе.

3. При определении эффективных скоростей ( $\delta v_{\text{эф}}$ ) по годографам отраженных волн

$$\frac{\delta v_{\text{эф}S}}{\delta v_{\text{эф}P}} = \frac{v_S^2}{v_P^2} \cdot \frac{\Delta t_S}{\Delta t_P}. \quad (17)$$

Как следует из формулы (17), особенно большие выгоды в части повышения точности можно ожидать при использовании поперечных отраженных волн. Что касается обменных волн, то здесь повышение точности по сравнению с продольными волнами в сильной степени зависит от типов регистрируемых волн и возможности одновременного прослеживания двух волн при условии правильного их отождествления.

Остановимся вначале на головных обменных волнах. Пусть например, при наблюдениях систематически регистрируются волны PPP и PPS от одной и той же границы, которые правильно отождествлены. Возможную ошибку во времени при отождествлении будем считать постоянной и не принимать во внимание. Если  $\Delta t_{01}$  и  $\Delta h_1$  — ошибки во времени  $t_0$  и соответственно в глубине залегания при использовании только волн PPP, а  $\Delta t_{02}$  и  $\Delta h_2$  ошибки при совместном использовании взаимно увязанных волн PPS и PPP, то для отношения ошибок можно написать формулу, аналогичную (10):

$$\frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} = \frac{v_S}{v_P} \cdot \frac{\cos i_{PP}}{\cos i_{SP}} \cdot \frac{\Delta t_{02}}{\Delta t_{01}}. \quad (18)$$

Первые две дроби в правой части всегда меньше единицы, что определяет преимущества совместного использования поперечных и обменных волн по сравнению с продольными. Так, например, для районов Западной Сибири при исследовании фундамента  $v_S/v_P \approx 0,3$   $\cos i_{PP}/\cos i_{SP} \approx 0,92$ . Что касается отношения ошибок времен  $t_0$ , то в среднем его можно считать близким к единице, если не принимать в расчет систематических ошибок, связанных с отождествлением волн.

Аналогичные зависимости будут иметь место при совместном использовании волн PSS и PSP.

Таким образом, при систематическом и надежном прослеживании обменных головных волн представляется возможным повысить точность построения разреза примерно в  $v_P/v_S$  раз по сравнению с разведкой на продольных волнах. Из обменных отраженных волн в настоящее время имеет смысл рассматривать только волны типа PS. Для них следует подчеркнуть возможность повышения точности определения угла наклона по заданному экспериментальному годографу. Известно [5], что между углом наклона, глубиной залегания и смещением минимума годографа в направлении восстания существуют следующие зависимости:

$$\left. \begin{aligned} x_m^{(PP)} &= 2h \sin \varphi \\ x_m^{(PS)} &= h \sin \varphi \left( 1 + \frac{\cos \varphi}{\sqrt{\gamma^2 - \sin^2 \varphi}} \right) \end{aligned} \right\}. \quad (19)$$

Соотношение между  $x_m^{(PS)}$  и  $x_m^{(PP)}$  будет в среднем характеризовать относительную точность определения наклонов по волнам PP и PS. Так, например, при  $\gamma = 0,3$  указанное отношение при угле наклона  $5^\circ$  будет равно 2,24 и при угле  $10^\circ$  — 2,51.

Важное значение при оценке точности имеет учет поверхностных неоднородностей. Имеющийся к настоящему времени материал свидетельствует о том, что вблизи поверхности земли распределение скоростей поперечных волн более простое, чем продольных. Это обстоятельство может обеспечить существенное преимущество метода поперечных и обменных волн по сравнению с методом продольных волн. Вместе с тем следует отметить, что закономерности распределения скоростей поперечных волн в реальных средах, в том числе вблизи поверхности земли, изучены еще совершенно недостаточно и в дальнейшем этому вопросу необходимо уделить большее внимание.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Н. И. Берденникова, Т. Н. Куличихина. Изучение кинематических и динамических характеристик волн при наблюдениях в скважинах. Настоящий сборник.
2. Л. В. Молотова, Ю. А. Васильев. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах I, II. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 7—8, 1960.
3. Н. Н. Пузырев. Измерение сейсмических скоростей в скважинах. Гостоптехиздат, 1957.
4. П. Н. Бобровник, А. Я. Ищенко. Особенности регистрации поперечных волн на болотах. Настоящий сборник.
5. Г. А. Гамбурцев. Основы сейсморазведки. Гостоптехиздат, 1959.
6. Е. Г. Коровниченко. Об одном из типов обменных волн, зарегистрированных при сейсмических исследованиях корреляционным методом преломленных волн. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. геофиз., вып. 1, 1956.
7. И. С. Берзон. Экспериментальные данные об обменных преломленных волнах типа PSP. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 6, 1958.
8. И. С. Берзон. Некоторые вопросы интерпретации годографов обменных отраженных волн. Тр. Ин-та физики Земли, № 6 (173), 1959.
9. Л. В. Каржева, Н. Н. Пузырев. Экспериментальные исследования головных поперечных волн. Настоящий сборник.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие . . . . .	3
Н. Н. Пузырев, Л. Н. Худобина. Обзор экспериментальных исследований и некоторые теоретические положения по изучению поперечных и обменных волн	7
Сейсмогеологическая характеристика районов экспериментальных исследований	24
Н. И. Берденникова, Т. Н. Куличихина. Изучение кинематических и динамических характеристик поперечных и продольных волн в скважинах	31
Л. В. Каржева, Н. Н. Пузырев. Экспериментальное изучение головных поперечных волн	64
Б. Е. Щербакова. Опыт применения метода обменных головных волн в юго-западной части Западно-Сибирской низменности	95
И. Ю. Недашковский, Э. В. Никольский, С. В. Потапьев. Опробование методики обменных головных волн для изучения палеозойского фундамента в южной части Западно-Сибирской низменности	113
И. И. Бобровник, А. Я. Ищенко. Особенности регистрации поперечных волн на болотах	135
Л. Н. Худобина. Опыт регистрации отраженных, поперечных и обменных волн	140
И. Ю. Недашковский, Э. В. Никольский, С. В. Потапьев. О регистрации обменных отраженных волн типа PS в южной части Западно-Сибирской низменности	172
Н. Н. Пузырев, Т. М. Бахаревская. Некоторые данные по изучению условий возбуждения поперечных волн	182
Н. Н. Пузырев. Некоторые вопросы интерпретации поперечных и обменных волн . . . . .	201



ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

Редактор Л. С. Кравченко

Художественный редактор В. И. Желнин

Технический редактор А. М. Вялых, А. Ф. Ма-  
зурова

Корректор А. С. Симонова.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
85 105 123	4 сверху 9 снизу Рис. 10	$dt_0 dx$ явление $a$ — теоретические графики волн группы Б; $b, z$ — теоретиче- ские графики волн группы А; $v$ — экспе- риментальные графи- ки:	$dt_0/dx$ явлением Экспериментальные ( $a, v$ ) и теоретические ( $b, z$ ) графики волн группы А. — волны $PP_{\Phi}P$ ; — вол- ны $PP_{\Phi}S(z)$ ; — вол- ны $PSP(b)$ ; . . . волны $PSS$ .
124 125	10 сверху 8 снизу	(см. рис. 13, $b, z$ ). (см. рис. 12, 13).	(см. рис. 10). (см. рис. 9, 10).

„Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн“.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА СО АН СССР

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ  
И ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

- Тектоника Сибири, том I. 25 л., цена 2 р. 42 к.  
Передача электроэнергии на расстояния 2000—3000 км по настроенным линиям. 16,1 л., цена 1 р. 23 к.  
В. С. Корниенко. О сущности эстетического познания. 10,6 л., цена 79 к.  
Г. А. Захаров. Особенности и перспективы развития металлообрабатывающей промышленности Магаданской и Камчатской областей. 6 л., цена 36 к.  
Механизация открытых горных работ. Вып. 7. 10,75 л., цена 98 к.  
Коммунистическое воспитание школьников, выпуск IV. 9,2 л., цена 75 к.  
Е. Н. Исаев. Статистические группировки в анализе резерва роста производительности труда. 6 л., цена 36 к.  
Некоторые вопросы патологии легких. 31 л., цена 2 р. 35 к.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заявки на издания направляйте по адресу:

г. Новосибирск, ул. Советская, 20, комн. 403, Издательство СО АН СССР,  
или: Новосибирск — 5, Красный проспект, 51, магазин «Академкнига».