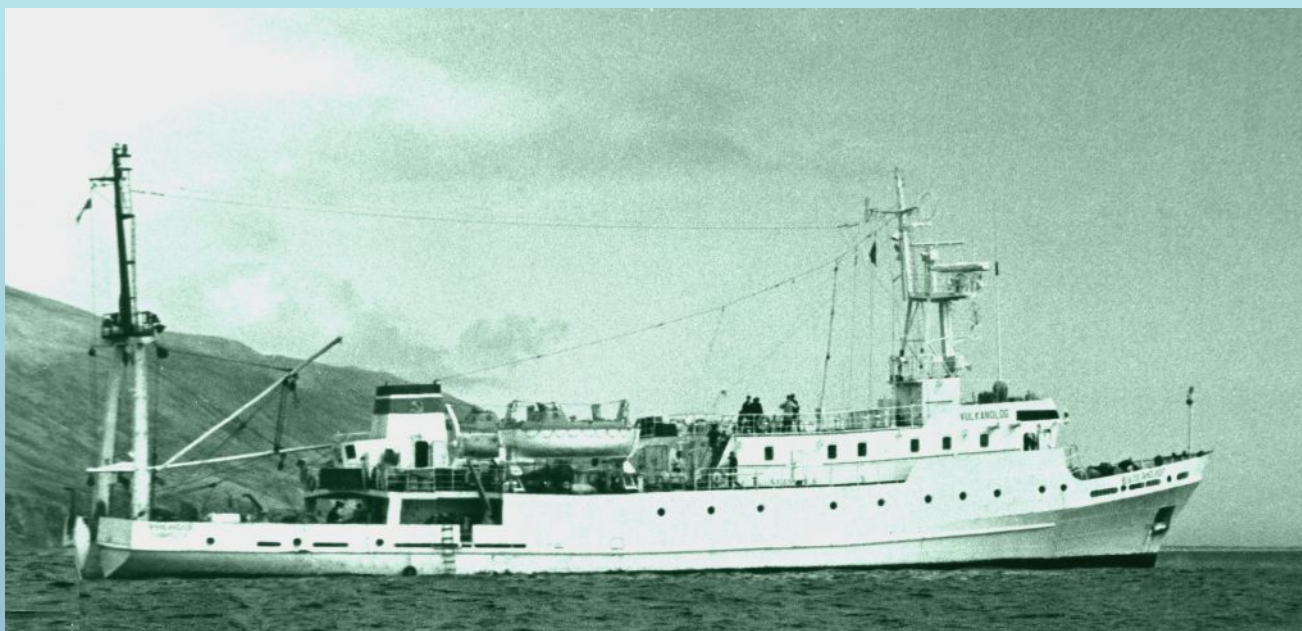


Н.И. Селиверстов

**ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ
ОСТРОВНЫХ ДУГ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ

Н.И. Селиверстов

ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ
ОСТРОВНЫХ ДУГ

ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ

2013

УДК 551.46
ББК 26.38

Селиверстов Н.И.

Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. 162 с.

Представлены материалы исследований методом непрерывного сейсмического профилирования, полученные на акваториях Курило-Камчатской и западного сектора Алеутской островных дуг в рейсах НИС «Вулканолог» в период 1978-1991 гг.

Представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, занимающихся изучением островных дуг и окраинных морей, а также для студентов и аспирантов соответствующих специальностей.

Ил. 97. Библ. 174 назв.

Издано по решению Ученого совета
Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Научный редактор
академик Е.И. Гордеев

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук Г.П. Авдейко
доктор физ.-мат. наук П.П. Фирстов

На 1 стр. обложки помещена фотография научно-исследовательского судна «Вулканолог», на котором получены все представленные в данной монографии материалы.

ISBN 978-5-902424-10-9

ISBN 978-5-902424-10-9



© Н.И.Селиверстов, 2013
© ИВиС ДВО РАН, 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>стр.</i>
ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	9
Глава 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	15
2.1. Непрерывное сейсмическое профилирование	15
2.1.1. Аппаратура	15
2.1.2. Методика наблюдений	18
2.1.3. Основные виды помех	19
2.1.4. Особенности волновой картины	20
2.1.5. Определение глубины залегания отражающих границ	23
2.2. Эхолотный промер	25
2.3. Географическая привязка	26
2.4. Представление разрезов НСП	26
Глава 3. ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ	29
3.1. Командорская котловина	31
3.2. Тыловая зона западного сектора Алеутской дуги	46
3.3. Зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг	57
3.4. Западный сектор Алеутского желоба и его обрамление	68
3.5. Северный участок Камчатской ветви островной дуги	77
3.6. Южный участок Камчатской ветви островной дуги	90

	<i>стр.</i>
Глава 4. ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ	107
4.1. Северный участок Курильской островной дуги	109
4.2. Южный участок Курильской островной дуги	120
Глава 5. ШЕЛЬФ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ	127
5.1. Шельф Камчатского залива и п-ова Камчатский	128
5.2. Шельф Кроноцкого залива	138
5.3. Шельф Южной Камчатки	144
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	149
ЛИТЕРАТУРА	151

ВВЕДЕНИЕ

Подводные морфоструктуры современных островных дуг, сформированные новейшими тектоническими движениями, в отличие от новейших морфоструктур суши, как правило, не подвергались разрушительному воздействию мощной эрозии и сохранились практически в первозданном виде. Поэтому данные о рельефе и особенностях строения верхней части геологического разреза в пределах подводных морфоструктур имеют первостепенное значение для изучения новейшей тектоники и развития представлений о современных геодинамических процессах, контролирующей сейсмичность и островодужный магматизм.

Основными методами при изучении геоморфологии и новейшей тектоники дна морей и океанов являются эхолотный промер и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП). При морских геолого-геофизических исследованиях эти методы в силу их высокой информативности всегда занимали ведущее место в комплексе геофизических методов. В период 60-80-х годов прошлого столетия в пределах Мирового океана различными организациями проведено большое количество морских геолого-геофизических экспедиций и накоплены огромные массивы данных о рельефе дна и структуре осадочного чехла. В том числе, значительный объем работ выполнен в пределах окраинных морей и островных дуг Тихоокеанского «огненного кольца» в рейсах научно исследовательского судна «Вулканолог». В данной работе представлены фактические данные по изучению подводных морфоструктур интереснейшего звена зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану – Курило-Камчатской и западного сектора Алеутской островных дуг.

В морских бассейнах зоны перехода от континента к океану, в том числе и на акваториях Курило-Камчатского региона, формирование эндогенных форм подводного рельефа происходит на фоне и при непосредственном участии интенсивного осадконакопления (*Кеннет, 1987; Каплин, 1973*). В связи с этим, для выделения и классификации новейших структур морского дна большое значение приобретает изучение их соотношения с молодыми осадочными телами, выявление признаков конседиментационности тектонических движений, образовавших эти структуры. Таким образом, для изучения новейшей тектоники дна акваторий, наряду с данными о рельефе, важнейшее значение имеют детальные сведения о структуре осадочного чехла, в первую очередь - детальные сведения о структуре верхней (плиоцен-четвертичной) части осадочного разреза, её соотношения с подстилающими комплексами пород.

Важнейшей особенностью плиоцен-четвертичного отрезка геологической истории Земли является глобальное изменение климатических условий в сторону похолодания, проявившееся в периодических интенсивных оледенениях суши и связанных с ними гляциоэвстатических колебаниях уровня океана. Эти процессы, получившие наибольшее развитие в четвертичное время, привели к существенному изменению условий

осадконакопления, что наиболее ярко проявилось на акваториях, прилегающих к районам мощных горно-долинных оледенений (*Карпей, 1968; Кинг, 1968; Цейнер, 1963*). В ледниковые периоды здесь многократно возрастал терригенный снос, и осадконакопление в этих акваториях определялось, в основном, интенсивным отложением ритмично слоистых толщ обломочного материала, переносимого гравитационными потоками. Эти толщи, получившие название турбидитовых, широко распространены в прибрежных акваториях северной части Тихого океана, где составляют основную часть плиоцен-четвертичного разреза осадков. Турбидитовые толщи, как правило, достаточно уверенно распознаются на разрезах НСП по ряду структурных и морфологических признаков. В связи с этим трудно переоценить роль этого метода при изучении новейшей тектоники дна акваторий, в том числе - и в пределах рассматриваемого региона.

Результаты исследований, проведенных в рейсах НИС «Вулканолог», опубликованы в многочисленных статьях и нескольких монографиях. Но геологическая интерпретация геофизических данных, в том числе и данных непрерывного сейсмического профилирования, всегда содержит некоторую долю неоднозначности, и выводы, сделанные на основе этой интерпретации, часто отражают субъективную точку зрения конкретного исследователя. Поэтому очень важно интерпретацию геофизических данных, в том числе и данных непрерывного сейсмического профилирования, сопровождать полноценными иллюстрациями фактического материала, являвшегося предметом интерпретации. Не исключено, что в процессе дальнейших исследований в отношении ранее полученных материалов могут появиться альтернативные, более обоснованные и интересные варианты интерпретации. При планировании дальнейших исследований в данном регионе полученные ранее материалы также будут представлять большой интерес.

Объектом нашего внимания в данной работе являются подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и западного сектора Алеутской островных дуг. В последние два десятилетия морские геолого-геофизические исследования в пределах этих двух крупнейших и активнейших структур Земли практически не проводились и в ближайшие десятки лет вряд ли будут проводиться в масштабах, сопоставимых с проведенными ранее. Поэтому полученные здесь ранее материалы до настоящего времени не утратили своей актуальности и по-прежнему остаются единственной фактической основой для разработки различных представлений и теоретических построений.

В 60-80-х годах прошлого века цифровая регистрация сейсмических данных при океанологических исследованиях еще не получила широкого распространения, и фактические данные, полученные методом НСП, были представлены исключительно в виде аналоговых записей временных сейсмических разрезов, на бумажном носителе, как правило, на электрохимической бумаге. С течением времени качество изображения на таких носителях существенно снижается и по истечению десятилетий существует реальная угроза необратимой утраты огромного фактического материала, в получение которого было вложено так много сил и средств.

В практике зарубежных исследований материалы, полученные методом НСП, как правило, публиковались в полном объеме, начиная с самых ранних этапов становления

этого метода. Так, например, материалы НСП, полученные японскими исследователями с применением аналоговой аппаратуры NE-20 в северо-западной части Тихого океана в период 1965-1974 гг. были опубликованы в полном объеме в 1977 г. (*Murauchi, Asanuma, 1977*). Отчеты, содержащие практически все полученные первичные материалы НСП, публиковались практически сразу после проведения экспедиционных работ американскими, канадскими, французскими и другими зарубежными исследователями.

Отечественные исследователи после проведения экспедиционных работ в подавляющем большинстве случаев по ряду причин ограничивались фрагментарной публикацией материалов НСП. Остальные материалы после проведенной обработки и геологической интерпретации, как правило, лежали «мертвым грузом» и постепенно приходили в негодность. Исключения из этого правила были редки. Автору известно лишь одно из них - публикация первичных материалов НСП, полученных в 1977 году в 15 рейсе НИС «Пегас» при изучении Курило-Камчатского желоба (*Гнибиденко и др., 1980*).

Развитие компьютерных технологий предоставило возможность в значительной мере исправить сложившуюся ситуацию. Перевод изображений в цифровые форматы не только обеспечивает их «вечное» хранение, но и раскрывает широкие возможности для применения различных способов обработки и преобразования полученных записей: приведение их к единому линейному масштабу в пределах профиля, изменение яркости и контрастности изображений и т.п. Появилась реальная возможность подготовки публикаций и предоставления научной общественности первичных материалов НСП по отдельным регионам практически в полном объеме. Этой возможностью уже воспользовался ряд исследователей. Так в 2006 году были изданы материалы НСП, полученные в период 1969- 1998 гг. в рейсах научно-исследовательских судов Российской академии наук («Витязь», «Дмитрий Менделеев», «Академик Курчатов» и др.) в различных районах Мирового океана (*Береснев, Удинцев, 2006*). Аналогичным образом, в 2009 году изданы материалы НСП и МОВ ОГТ, полученные Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН в пределах Северо-Западного участка Тихоокеанской плиты (*Патрикеев, 2009*). Следует отдать должное авторам упомянутых выше работ за огромный и кропотливый труд, связанный с подготовкой к публикации этих бесценных материалов.

В данной работе представлены материалы, полученные в рейсах НИС «Вулканолог» в период 1977-1991 гг. при изучении подводных морфоструктур Курило-Камчатской и западного сектора Алеутской островных дуг методом одноканального непрерывного сейсмического профилирования (в модификации центрального луча) с применением электроискрового источника. С использованием полученных материалов уже опубликовано 3 монографии (*Селиверстов, 1987; 1998; 2009*). В этих монографиях в качестве иллюстраций приведены фрагменты разрезов НСП, наиболее ярко, с точки зрения автора, характеризующие особенности строения различных морфоструктур. В данной работе полученные материалы впервые представлены практически в полном объеме.

Работа издается в формате, недостаточном для качественной передачи всех деталей волновой картины на приводимых разрезах и картографических материалов. Поэтому все содержащиеся в ней графические материалы подготовлены также в виде электронного приложения на компакт-диске, что позволит читателям воспроизвести интересующие участки разрезов и карт с необходимым увеличением во всех подробностях¹.

В изучение рассматриваемого региона внесли вклад многие исследователи. Поэтому автор не мог не включить в данную работу краткий обзор проведенных исследований, содержащийся в первой главе.

Разрезы НСП в большинстве случаев весьма наглядно отражают особенности строения морского дна и структуру осадочного чехла. Тем не менее, в ряде случаев для правильной интерпретации волновых картин необходимо знать возможности метода, особенности его применения и геологической интерпретации в сложных сейсмогеологических условиях. Этим вопросам посвящена вторая глава. В ней также приведены краткие сведения о применяемой в процессе исследований аппаратуре НСП, технических средствах эхолотного промера и навигации.

Остальные главы содержат фактический материал в виде временных разрезов НСП и схем расположения профилей по различным участкам рассматриваемого региона с необходимыми пояснениями и краткими комментариями.

При выполнении исследований на НИС «Вулканолог» в данном регионе было пройдено более 40 000 миль геофизических профилей, отработаны сотни геологических геотермических и гидрохимических станций. Автор с благодарностью вспоминает участников морских экспедиций, проводивших исследования на акваториях Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, в Беринговом и Охотском морях, а также команду НИС «Вулканолог», самоотверженный труд которой является составной частью проведенных исследований.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Абкадырову И.Ф. и Букатову Ю.Ю., оказавшим неоценимую помощь при сканировании большого объема первичных материалов и создании цифрового банка данных НСП по Курило-Камчатскому региону.

Монография издана при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты 12-II-CO-08-023, 12-III-A-08-176), а также при поддержке Министерства образования и науки в рамках государственного задания № 5.3799.2011 и Программы стратегического развития Камчатского государственного университета имени Витуса Беринга на 2012 – 2016 годы.



¹ Компакт-диск с графическими материалами предоставляется на договорных условиях по заказам организаций и физических лиц.

Глава 1

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Курило-Камчатская и Алеутская островные дуги относятся к крупнейшими структурным элементам Земли и классическим примерам проявлений новейшей тектоники и современных геодинамических процессов. На протяжении многих десятилетий эти уникальные образования Земли были и остаются предметом пристального внимания исследователей. Прежде чем приступить к представлению полученных в этом регионе материалов, необходимо кратко напомнить основные этапы проведенных здесь исследований и отметить научные работы, содержащие важнейшие результаты этих исследований.

Начало планомерных морских геолого-геофизических исследований на рассматриваемых акваториях можно отнести к периоду 1949 - 1955 гг. В это время Институт океанологии АН СССР осуществил широкую программу исследований северо-западной части Тихого океана, Охотского и Берингова морей. В частности, был выполнен значительный объем работ по промеру глубин и отбору проб грунта, что позволило существенно развить представления о морфологии дна этих акваторий и процессах современного осадконакопления (*Удинцев, 1954; 1955а,б; 1957; Удинцев и др., 1959; Безруков, 1955; 1960; Безруков и др., 1958; Канаев, 1959; Ильин, 1957; 1961; Затонский и др., 1961*). К этому же периоду относятся первые измерения гравитационного поля в Курило-Камчатском желобе и прилегающих акваториях (*Гайнанов, 1955*). В 1954 г. в 19 рейсе НИС «Витязь» к юго-востоку от Камчатки были предприняты первые попытки зондирования методом преломленных волн, позволившие получить данные о мощности осадочного слоя и скорости продольных волн в верхней части разреза (*Лисицын и др., 1957*).

Большое значение для изучения геологического строения региона имели геолого-геофизические исследования, выполненные здесь по программе Международного геофизического года (МГГ) в период 1957-1959 гг. По этой программе на акваториях региона впервые выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) земной коры, проведены аэромагнитные и морские гравиметрические исследования. Эти исследования впервые позволили изучить основные закономерности строения земной коры региона, выделить ее основные типы (*Строение ..., 1964*). В период МГГ были выполнены и первые аэромагнитные исследования аномального магнитного поля Курило-Камчатской островной дуги (*Соловьев, 1961*). Исследования выполнялись аэромагнитной партией ВНИИГеофизика МГ СССР. Аэромагнитные профили захватывали акватории океана на удалении до 500 км. Измерения проводились на высоте 2 км. Эти исследования впервые позволили получить представление об основных чертах магнитного поля и о характеристиках региональных аномалий на акваториях Курило-Камчатской островной дуги. В этот же период и последующие годы в пределах Кури-

ло-Камчатской дуги и Берингова моря выполнены измерения силы тяжести маятниковыми гравиметрами на подводных лодках и набортными затушеванными гравиметрами (Гладун и др., 1963; Гайнанов и др., 1970; Гайнанов и др., 1974; Строев и др., 1976; Строев и др., 1980).

В 1956-1959 гг. Западный геофизический трест, осуществляя аэромагнитную съемку территории Камчатки, прокладывает часть профилей над прилегающими акваториями Тихого океана. Всего над акваториями было отработано 29 профилей максимальной протяженностью до 300 км от берега на высоте 500 м (Ривош, 1963; Исаев, Тихонов, 1967). В дальнейшем аэромагнитные исследования в Камчатско-Командорском регионе выполняются силами НПО «Севморгеология» (Андиева и др., 1977; Ржевский и др., 1977; Шимараев, 1975).

В ноябре 1961 г. были начаты детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке и Командорских островах, которые продолжаются до настоящего времени (Федотов и др., 1964; 1974; Зобин и др., 1988; Гордеев и др., 1998). В результате получены более чем 50-летние непрерывные ряды детальных сейсмологических наблюдений, являющиеся важнейшим источником информации при решении широкого круга фундаментальных и прикладных задач геологии и геофизики, в том числе - для изучения современной геодинамики и новейшей тектоники региона.

В 1967 г. ИФЗ АН СССР возобновил исследования по ГСЗ в Авачинском заливе. Между Авачинской бухтой и глубоководным желобом был отработан профиль ГСЗ №34, позволивший детализировать систему наблюдений по профилю 7-ОС в пределах континентального склона Восточной Камчатки. В результате проведенных исследований была обоснована блоково-слоистая структура земной коры и выявлены основные зоны разрывных нарушений, пересекающих линию профиля (Тулина и др., 1972; Тулина, Ярошевская, 1976).

С 1970 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР совместно с Институтом вулканологии проводят исследования по программе глубинного сейсмического зондирования вулканических зон Камчатки, в соответствии с которой была отработана сеть наземных профилей и наземно-морской профиль, морское продолжение которого совпало с отработанным ранее профилем ГСЗ №34 (Аносов и др., 1978; Балеста, Гонтовая, 1985; Красный, 1990). Наблюдения ГСЗ на этом профиле позволили получить более детальные сведения о структуре земной коры непосредственно в пределах шельфа и склона в Авачинском заливе, а также на Восточной Камчатке в пределах вулканического пояса.

Большой вклад в изучение акваторий Курило-Камчатского региона внесли зарубежные исследователи, выполнившие здесь несколько морских исследовательских экспедиций в период 1965-1971 гг. Отметим важнейшие из них. Первые исследования по изучению структуры осадочного чехла региона с применением непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в одноканальной модификации метода отраженных волн в акваториях региона были выполнены в августе-сентябре 1965 г. сотрудниками Ламонтской геологической обсерватории с борта НИС «Вима». Эти исследования были продолжены в рейсах НИС «Роберт Д.Конрад» в 1969 и 1971 гг., НИС «Бартлетт» в

1970 г. Кроме НСП, в этих рейсах проводились гравимагнитные наблюдения, измерения характеристик теплового потока, определение скоростных характеристик осадочного разреза с применением сонобуев и геологическое опробование (*Rabinowits, Cooper, 1977; Ludwig et al., 1971; Hamilton et al., 1974; Nelson et al., 1974; Scholl et al., 1975; Langseth et al., 1980*). Летом 1970 г. в Командорской котловине на НИС «Мелвил» были выполнены исследования ГСЗ по системе различно ориентированных профилей в окрестностях точки, где год спустя пробурена скважина 191 (*Shor, Fornary, 1976*). Перечисленные выше исследования явились хорошей базой для выбора мест глубоководного бурения и завершились 19-м рейсом бурового судна «Гломар Челленджер». В августе 1971 г., в рамках Международного проекта DSDP, с борта этого судна в пределах рассматриваемого региона было пробурено 5 скважин: 189, 190, 191, 192 и 193, из которых две (191 и 192) полностью прошли осадочный чехол и вскрыли подстилающие вулканические породы (*Initial Reports..., 1973*).

В этот же период времени были выполнены гидромагнитные исследования в западном секторе Алеутской дуги (*Воробьев, 1970; 1975*) и в южном секторе Курильской дуги (*Кочергин, 1970*).

Первые отечественные исследования структуры осадочного чехла методом отраженных волн в Курило-Камчатском регионе выполнены Тихоокеанской экспедицией ВМНПО «Союзморгео» и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в период 1969-1972 г. Исследования проводились в комплексе с гравимагнитными наблюдениями и носили рекогносцировочный характер. Были отработаны отдельные профили в западной части Командорской котловины, в Камчатском, Кроноцком и Авачинском заливах. В этот же период времени были проведены первые комплексные геолого-геофизические исследования в Охотском море, в том числе исследования осадочного чехла методом отраженных волн (*Геодекан и др., 1974; Гнибиденко, Туезов, 1976; Красный и др. 1975, Снеговской, 1974; Туезов и др., 1975*) и структуры земной коры методом КМПВ (*Попов и др., 1978*). Несколько геофизических профилей (НСП и гравимагнитные измерения) были выполнены летом 1975 г. на акваториях Олюторского и Карагинского заливов Полярной экспедицией НПО «Севморгео» (*Коган и др., 1977*).

В 1979 г. в акваториях региона были начаты планомерные исследования структуры осадочного чехла с применением метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Исследования выполнялись с борта судна «Спокойный» Камчатской морской геофизической партией в составе Полярной экспедиции НПО «Севморгео», затем (с 1984 г.) в составе Северо-Тихоокеанской геологоразведочной экспедиции ПГО «Дальморгеология» (*Голубев, Устинов, 1981; Устинов и др., 1985а, 1985б; Беляев и др., 1985; Шипилов, 1988; Чехович и др., 1990; Varanov et al., 1991*).

Исследования МОВ-ОГТ продолжались до 1988 г. Однако практически весь объем работ был выполнен в Беринговом море. Исключение составляют лишь 3 профиля, один из которых отработан в 1979 г. в Кроноцком заливе, а два в 1983 г., один из них - вкост Курило-Камчатского желоба к скв.192, другой - вкост Алеутского желоба восточнее Командорских о-вов.

В 1976-1977 гг. в рейсах НИС «Пегас» экспедициями СахКНИИ вкост структур Курило-Камчатского желоба была отработана серия комплексных геофизических профилей (НСП, эхолотный промер и гравимагнитные наблюдения), а также выполнен ряд геологических станций (*Васильев и др., 1979; Воробьев, Ломтев, 1979; Геолого-геофизический ..., 1987; Гнибиденко и др., 1980; Неверов и др., 1980; Ломтев и др., 1980; Гнибиденко, 1987; Гнибиденко и др., 1983*). В 1977 году на акваториях региона экспедицией Института вулканологии при участии сотрудников Геологического института АН СССР во 2-ом рейсе НИС «Вулканолог» были проведены геотермические исследования и выполнено несколько профилей НСП (*Смирнов, Сугробов, 1979; Смирнов, Сугробов, 1980 а, б*). В период с 1978 по 1982 г. Институт вулканологии выполнил еще 4 морские экспедиции (рейсы 6, 9, 12 и 14 НИС «Вулканолог»), в которых было продолжено исследование структуры осадочного чехла, рельефа дна и аномального магнитного поля шельфа и континентального склона Восточной Камчатки, Курило-Камчатского и Алеутского желобов, зоны их сочленения и возвышенности Обручева (*Селиверстов и др., 1980 а,б; 1981; Селиверстов, 1983; 1987*). При этом было отработано несколько станций теплового потока в заливах Восточной Камчатки, на возвышенности Обручева и в Командорской котловине Берингова моря (*Смирнов и др., 1982*), а также проведены драгирования в каньонах Восточной Камчатки (*Высоцкий, 1983*) и отбор проб осадков (*Конюхов, Чечия, 1981*). В этот же период времени проведено несколько морских экспедиций (рейсы 11, 13, 15, 17 НИС «Вулканолог») по комплексному геолого-геофизическому изучению подводных вулканов Курильской гряды (*Авдейко, 1989; 1994; Авдейко и др., 1989; Подводный вулканизм ..., 1992; Avdeiko et al., 1991*).

Несколько профилей НСП и станций драгирования в области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов и на возвышенности Обручева было отработано в 1979 и 1981 гг. в экспедициях Тихоокеанского океанологического института в 11 и 15 рейсах НИС «Каллисто» (*Высоцкий, 1981; Васильев, Удинцев, 1982*). В экспедициях этого же института в 1984 и 1986 гг. на шельфе и склоне Восточной Камчатки и на возвышенности Обручева выполнено несколько точечных зондирований с сейсмическим радиобуем и пневматическим источником по определению скорости продольных волн в верхней части земной коры (*Карп, Медведев, 1989*).

В 1982 г. экспедицией Института океанологии АН СССР в 29 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были проведены геолого-геофизические исследования на подводном хребте Ширшова. Было изучено строение земной коры методом ГСЗ северной части хребта (*Непrouchнов, 1983; Непrouchнов и др., 1984*), получены сведения о составе пород (*Баранов и др., 1984; Силантьев и др., 1985; Савостин и др., 1986*), а также проведены измерения теплового потока в нескольких точках Командорской котловины. Комплексные геолого-геофизические исследования были проведены этим же институтом в северо-западной части Тихого океана (*Строение дна ..., 1984*).

В 1983 и 1984 гг. в 18 и 21 рейсах НИС «Вулканолог» Институт вулканологии продолжил геолого-геофизические и геотермические исследования в южной части

Командорской котловины. Основным результатом этих исследований было обнаружение неизвестной ранее зоны молодого подводного вулканизма в тылу западного сектора Алеутской дуги (*Селиверстов и др., 1985; 1986*). В южной части Командорской котловины были получены дополнительные сведения о существовании здесь зоны аномально высоких значений теплового потока (*Галушкин и др., 1986*).

В период с 1986 по 1988 гг. Институт вулканологии проводит еще 3 морские экспедиции (рейсы 26, 28 и 32 НИС «Вулканолог»), в которых выполнены комплексные геолого-геофизические и геотермические исследования в Командорской котловине и зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг. В результате этих исследований подробно изучены рельеф дна, структура осадочного чехла, аномальное магнитное поле и тепловой поток южной, центральной и западной частей Командорской котловины, изучен состав пород молодых вулканических вершин подводного вулкана Пийпа, установлены признаки современной гидротермальной активности этого вулкана и особенности структурно-тектонического контроля магматических проявлений в южной части котловины (*Селиверстов и др., 1988; 1989 а,б; Богданова и др., 1989; Муравьев и др., 1990; Baranov et al., 1991; Romick et al., 1990*). В этих рейсах были проведены также детальные исследования структуры осадков на шельфе юга Камчатки и в Авачинском заливе, а также на шельфе п-ова Камчатский Мыс и на шельфе Командорских островов. Кроме того, была изучена структура зоны сочленения возвышенности Обручева с Курило-Камчатским желобом.

В 1988 г. в 42 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» экспедицией Института океанологии АН СССР выполнены комплексные геолого-геофизические и геотермические исследования на полигоне в северо-восточной части Командорской котловины. Данные гидромагнитных наблюдений по этому полигону были обработаны совместно с данными Института вулканологии по западной и южной частям котловины. При этом были предприняты попытки идентификации линейных магнитных аномалий Командорской котловины (*Валяшко и др., 1993*).

В 1989 г. в 35 рейсе НИС «Вулканолог» экспедицией Института вулканологии были проведены геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Командорской котловины, а также проведено изучение состава магматических пород, обнажающихся в окрестностях подводного вулкана Пийпа (*Волынец и др., 1992; Yagodzinsky et al., 1994*).

В 1990 г. в 22 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» были проведены исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» на подводном вулкане Пийпа, в грабене Командор (севернее этого вулкана) и в котловине Стеллера (южнее о. Беринга). Основным результатом этих исследований - обнаружение и изучение современных гидротерм на подводном вулкане Пийпа (*Сагалевич и др., 1992; Баранов и др., 1991; Селиверстов и др., 1995 б; Торохов, 1992а,б; Торохов и др., 1991; Taran et al., 1992*).

Весной и осенью 1991 г. Институтом вулканологии проведены 2 морские экспедиции на прибрежных акваториях Восточной Камчатки и в Командорской котловине (рейсы 39 и 41 НИС «Вулканолог»). В этих рейсах выполнены измерения теплового

потока в юго-западной части Командорской котловины, проведены исследования по промеру глубин и геологическому опробованию на вулкане Пийпа, в западной части Командорской котловины и в Камчатском заливе, выполнены детальные исследования структуры осадков на шельфе Кроноцкого, Камчатского, Озерновского и Карагинского заливов с применением высокочастотного излучателя (*Надежный и др., 1993; Селиверстов и др., 1995а,б; Селиверстов, 1998; 2009; Seliverstov et al., 1994*).

С 1991 года количество морских геолого-геофизических экспедиций в рассматриваемом регионе резко сократилось. Исследования, как правило, проводились в рамках международных программ с участием российских ученых, в том числе на зарубежных научно-исследовательских судах, оборудованных современными геофизическими приборами и средствами пробоотбора.

В рамках российско-германского проекта «КОМЕКС» (1998-2004 гг.) были проведены исследования газовых гидратов в донных отложениях Охотского моря в рейсах гидрографического судна «Маршал Геловани» (в августе-октябре 1999 г.) и немецкого научно-исследовательского судна «Sonne» (в июле-сентябре 2004 г.) (*Geomar Report..., 1999; 2002; Dullo et al., 2004; Обжиров, 2006; Обжиров и др., 2007*).

В 2005-2006 гг. на акваториях Средних Курил выполнены 2 комплексные геолого-геофизические экспедиции в 37 и 41 рейсах научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» (*Лаверов и др., 2006; Кулинич и др., 2007*). В результате проведенных исследований существенно уточнены рельеф дна, строение осадочного чехла, структура аномального магнитного и гравитационного полей в районе грабена Бусоль и прилегающих участках Курильской островной дуги.

В мае-октябре 2009 года были проведены три рейса немецкого научно-исследовательского судна «Sonne» (рейсы SO201-1a, -1b, -2) в рамках российско-германского проекта «КАЛЬМАР» (2006-2011 гг.) на акваториях северо-западной части Тихого океана, западного сегмента Алеутской островной дуги и Командорской котловины Берингова моря (*Cruise Report..., 2009а; 2009б; 2009в*). В рейсе SO201-1a были проведены геофизические исследования, в том числе с применением МОВ ОГТ, в пределах северного окончания Императорского хребта. В двух других рейсах (SO201-1b и SO201-2) выполнены геоморфологические, геологические и геотермические исследования в пределах северного окончания Императорского хребта, западного сектора Алеутской гряды, Командорской котловины и возвышенности Обручева.

Несомненно, что этот уникальный регион и в дальнейшем будет объектом пристального внимания исследователей в области наук о Земле и местом проведения комплексных морских геолого-геофизических экспедиций.

Глава 2

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Публикация фактических данных, как правило, всегда сопровождается информацией, дающей четкое представление о методике и технических средствах их получения. При геолого-геофизических исследованиях подводных морфоструктур эхолотный промер и непрерывное сейсмическое профилирование всегда занимали ведущее место в комплексе применяемых методов. Представляемые в данной работе фактические данные получены с применением этих двух методов. Ниже приведена информация о конкретных параметрах технических средств и методов, применявшихся при проведении исследований.

2.1. Непрерывное сейсмическое профилирование

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в модификации центрального луча является упрощенным вариантом сейсмического метода отраженных волн с единственным сейсмическим каналом и невзрывным источником возбуждения упругих колебаний. В силу простоты технической реализации и наглядности материалов, получаемых непосредственно в процессе работ, этот метод завоевал широкое признание морских геологов и геофизиков, занимающихся изучением геологического строения дна Мирового океана.

В этом разделе будут даны краткие сведения об аппаратуре и методике НСП, с применением которых были получены все представленные в данной работе материалы. Будут рассмотрены основные виды помех и особенности волновых картин на записях НСП, возможности перехода от временных разрезов к глубинным, и, наконец, даны пояснения о представлении разрезов НСП в данной работе.

2.1.1. Аппаратура

Аппаратурный комплекс НСП, установленный на НИС «Вулканолог», был разработан и создан в 1977 году в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР (ныне Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН). При его создании были использованы методические и аппаратные разработки Лаборатории сейсмоакустики Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (*Калинин и др., 1974 а, б; 1976 а, б*) и Института океанологии АН СССР (*Коган, Мерклин, 1975; Мерклин, Коношкин, 1973*). Достаточно подробное описание данного аппаратного комплекса приведено в работе (*Баснак и др., 1981*).

Аппаратурный комплекс состоял из электроискрового источника упругих колебаний, приемной системы (пьезокосы), одноканальной сеймостанции и регистратора на базе фототелеграфного аппарата.

Электроискровой источник возбуждения упругих колебаний основан на эффекте передачи с высоким КПД энергии высоковольтного электрического разряда в

воде в энергию упругих колебаний. От других невзрывных источников (пневматических, газо-детонационных, гидродинамических и др.) электроискровой источник выгодно отличается простотой устройства, надежностью работы, возможностью изменения в широких пределах энергии возбуждаемых колебаний и периода излучений, компактностью и стабильностью зондирующего сигнала, определяющих разрешающую способность метода и коррелируемость принимаемых отражений. Серьезным недостатком электроискровых источников является относительно высокочастотный состав возбуждаемого сигнала по сравнению с пневматическими и газо-детонационными источниками, что заметно отражается на глубинности исследований.

Период преобладающей частоты сигнала, возбуждаемого электроискровым источником, определяется экспериментальной зависимостью (Калинин и др., 1974а):

$$T = \frac{1.15 \cdot U^{0.5} \cdot C^{0.36}}{(1 + 0.1h)^{\frac{5}{6}}},$$

где:

T – период преобладающей частоты возбуждаемого сигнала (мс);

C – емкость накопительных конденсаторов (мкФ);

U – напряжение заряда (кВ);

h – глубина погружения заборного разрядного устройства (м);

Установленный на НИС «Вулканолог» электроискровой источник имел максимальную емкость накопительных конденсаторов около 1600 мкФ, что при номинальном напряжении заряда 10 кВ обеспечивало энергию до 80 кДж.

Энергия накопительных емкостей через высоковольтный разрядник передавалась по коаксиальному радиочастотному кабелю на заборное устройство, где делилась между несколькими (от 3 до 10) разрядными электродами. Источник срабатывал в момент сигнала запуска, который подавался с сейсмостанции через систему защиты от высокого напряжения на высоковольтный разрядник. В зависимости от энергии и периодичности разрядов, в качестве разрядного устройства использовался ртутный игнитрон (ИРТ-4), или воздушный разрядник с графитовыми или вольфрамовыми электродами.

Энергия электроискрового источника и периодичность его срабатывания менялись в широких пределах. При работах на больших глубинах энергия источника была близка к максимальной, а период его срабатывания составлял 4-12 секунд. При работах на мелководье энергия источника снижалась до 5- 10 кДж, а период срабатывания - до 0.5-1 секунды. Соответственно, преобладающая частота возбуждаемого сигнала на больших глубинах составляла 70-80 Гц, а при работах на мелководье – 150-200 Гц.

Приемная система (пъезокоса) представляла собой несколько десятков помехозащищенных пьезоприемников типа ПДС-7 или ПДС-21, размещенных в полихлорвиниловом шланге диаметром 38 мм, заполненном трансформаторным маслом. Пьезоприемники соединялись параллельно и размещались по длине косы с шагом 0.4-0.5 м, что обеспечивало прямоугольное распределение чувствительности и получение соответствующей характеристики направленности приемной системы с наиболее узким ос-

новным максимумом. Длина чувствительной части пьезокосы составляла 45-50 м при работах на больших глубинах, и 10-15 м при работах на шельфе. Для обеспечения работ на разных глубинах, на судне имелось несколько пьезокос различной длины. В пьезокосе размещался предварительный усилитель с низким выходным сопротивлением, который эффективно подавлял электрические наводки.

Работы велись при скорости судна 8-9 узлов. Для снижения уровня помех, возникающих при буксировке приемной системы, между пьезокосой и буксировочным кабелем помещался резиновый амортизатор из вакуумной трубки. Длина буксировочного кабеля, в зависимости от характера проводимых исследований, колебалась от 50 до 100 м.

Для ослабления помех, связанных с работой судовых механизмов и «рысканьем» судна, буксировочный кабель крепился к судну посредством резинового амортизатора, а для снижения уровня шумов кильватерной струи приемная система выводилась в сторону от судна на несколько метров с помощью судовой стрелы. Пьезокоса заглублялась на оптимальную величину с помощью свинцовых грузов специальной конструкции, обеспечивающей минимальное гидродинамическое сопротивление при буксировке. Величина заглубления регулировалась массой груза и длиной буксировочного кабеля.

Сейсмостанция была собрана на микросхемах средней интеграции в виде компактного блока и объединяла два функционально различных устройства: устройство управления и устройство обработки сигнала.

Устройство управления совместно с регистратором задавало временной режим работы всего комплекса НСП. На вход устройства управления подавался всего один сигнал – сигнал начала развертки регистратора. По этому сигналу устройство управления вырабатывало импульс запуска электроискрового источника с заданной временной задержкой, импульс запуска программного автоматического регулятора усиления (ПАРУ), импульс стробирования (разрешения) записи строки регистратора, метки вертикального времени (каждую секунду или 0.1 секунды), временные метки по профилю от внутренних часов (каждые 30 или 15 минут).

Устройство обработки сигнала обеспечивало усиление сигнала, поступающего с приемной системы, его фильтрацию полосовыми активными R-C-фильтрами, программную автоматическую регулировку амплитуды и преобразование в формат входного сигнала регистратора.

Регистратор представлял собой стандартный приемный фототелеграфный аппарат ФАК-П с записью строки методом переменной плотности на электрохимическую бумагу шириной 480 мм. Для расширения диапазона разверток к аппарату был изготовлен редуктор с передаточным числом 1:5, допускающий оперативную установку и демонтаж, а также предусмотрена возможность подачи на синхронный двигатель аппарата дополнительной частоты питания. В результате был получен широкий набор разверток регистратора (12 значений) в диапазоне 0.5-6 секунд. Никаких других изменений электронных и механических узлов аппарата не производилось, что обеспечива-

ло возможность оперативной замены регистратора другим стандартным фототелеграфным аппаратом.

2.1.2. Методика наблюдений

Метод НСП предполагает пространственное совмещение источника и приемника упругих колебаний, при котором регистрируются только нормально отраженные от границ раздела упругие волны. Другие типы волн, образующихся при наклонном падении упругой волны на границу раздела (головные, рефрагированные, обменные и т. п.) на записях НСП отсутствуют. По сути, метод НСП напоминает эхолотный промер, при котором источник и приемник действительно не только пространственно совмещены, но и реализованы в виде одного устройства. Различие лишь в преобладающей частоте зондирующего сигнала, которое составляет 2-3 порядка, и соответственно в глубине проникновения этого сигнала под морское дно.

В действительности, источник и приемник (центральная часть пьезокосы) удалены друг от друга на расстояние от нескольких до первых десятков метров. Но это отличие приемно-излучающей системы от «идеальной» становится заметным и его приходится учитывать лишь на небольших глубинах (менее 100 м).

Импульс давления, возникающий при электрическом разряде в воде, состоит из трех основных полупериодов, два из которых положительны и один отрицательный. Первый положительный полупериод обусловлен увеличением давления при ускоренном расширении стенок парогазовой полости, возникающей при электрическом разряде в воде, второй – обусловлен увеличением давления при последующем схлопывании этой полости. Отрицательный полупериод заключен между двумя положительными и соответствует снижению давления на стенки парогазовой полости при ее замедленном расширении и последующем сокращении в результате охлаждения и быстрой конденсации пара.

Вблизи источника (парогазовой полости) находится «идеальная» отражающая границы вода-воздух с отрицательным коэффициентом отражения равным -1. Поэтому в нижнее полупространство уходит сигнал, обусловленный интерференцией двух сигналов практически одинаковой амплитуды, но противоположной полярности: прямого сигнала от источника и, с некоторой задержкой во времени, отраженного от границы вода-воздух. Чтобы при распространении вниз эти сигналы не ослабляли, а усиливали друг друга, источник должен быть заглублен на оптимальную величину, равную $\frac{1}{4}$ преобладающей длины волны возбуждаемого сигнала. Так, при преобладающей частоте возбуждаемого сигнала порядка 75 Герц оптимальная величина заглубления источника составляет около 5 м, а при частоте 150 Герц – 2.5 м. В результате интерференции возбуждаемого и отраженного от границы вода-воздух сигналов, протяженность суммарного импульса увеличивается на один полупериод. Точно такое же влияние оказывает отражающая граница вода-воздух и на принимаемый сигнал. Для оптимального приема отраженных сигналов приемная система должна быть заглублена на такую же величину, что и источник. При этом длительность принимаемого сигнала увеличивается еще на один полупериод.

Таким образом, при оптимальной глубине погружения источника и приемника отраженный сигнал состоит из 5 полупериодов, причем максимальные значения амплитуд имеют полупериоды центральной части сигнала. При прохождении через сейсмический канал в составе сигнала могут появиться дополнительные полупериоды, например, в случае применения полосовых фильтров с чрезмерно высокой крутизной среза их амплитудно-частотных характеристик.

Основная часть представленных в данной работе разрезов НСП получена при оптимальном заглублении приемно-излучающей системы, хотя выдержать эти оптимальные параметры удавалось далеко не всегда, особенно при неблагоприятных метеорологических условиях (волнении моря более 4-5 баллов и сильном ветре).

2.1.3. Основные виды помех

Наличие «идеальной» отражающей границы вода-воздух и морского дна, с относительно высоким значением коэффициента отражения, обуславливают возникновение интенсивных полнократных волн в слое воды, являющихся, пожалуй, основным видом помех в морской сейсморазведке, в том числе и в методе НСП. Приходя одновременно с однократно отраженными волнами, кратные волны искажают полезную запись, затрудняют или делают невозможным выделение отражающих горизонтов. При небольших глубинах и высокой акустической жесткости дна на записях НСП можно насчитать не один десяток полнократных отражений, полностью «забывающих» полезную запись. Поэтому глубинность исследований методом НСП на шельфе, как правило, ограничена приходом первой полнократной волны в слое воды, т.е. определяется глубиной дна исследуемых акваторий.

При работах на океанских глубинах полнократные отражения в слое воды в ряде случаев также могут создавать проблемы. Водная толща отличается крайне низкими значениями коэффициента поглощения упругих колебаний по сравнению с осадочными толщами. Поэтому, при наличии «идеальной» отражающей границы вода-воздух, ослабление полнократных отражений в водном слое по мере возрастания кратности отражений происходит только за счет отражения от дна и геометрического расхождения их фронта. Фактически, даже при максимальных глубинах, на записях НСП вполне возможно появление полнократных отражений второй и даже третьей и четвертой кратности от предшествующих циклов срабатывания источника, которые могут накладываться на полезную запись. В случае наклонного дна, оси синфазности, соответствующие полнократным отражениям, повторяют рельеф дна, но с большими углами наклона (удвоенными, утроенными и т.д. пропорционально кратности волн). Поэтому распознать их довольно несложно, но для выделения полезных волн они также создают серьезные проблемы. На приводимых в данной работе разрезах НСП в большинстве случаев первые вступления полнократных волн в слое воды помечены буквами «Кр».

При срабатывании электроискрового источника в приемной системе возникает мощная электрическая наводка, а вслед за ней регистрируется интенсивная прямая волна. При работах на глубоководных акваториях период срабатывания источника, как правило, гораздо меньше времени прихода поддонных отражений, поэтому запись электрической наводки и прямой волны часто накладывается на полезную запись в ви-

де черной горизонтальной полосы. В этом случае приходилось менять период развертки регистратора и, соответственно, период срабатывания источника. Однако при резких перепадах глубин такие изменения в параметрах регистрации не производились и на многих разрезах этот вид помехи присутствует. Записи электрической наводки и прямой волны на приводимых разрезах помечены буквами «Пр».

2.1.4. Особенности волновой картины

Наглядность записей НСП создает иллюзию простоты их геологической интерпретации. Во многих случаях это соответствует действительности, но далеко не всегда. При анализе волновых картин, полученных методом НСП, необходимо учитывать целый ряд факторов, влияющих на их формирование.

При изучении структур морского дна и подстилающих осадочных толщ методом отраженных волн ярко проявляется несоответствие осей синфазности размерам и форме соответствующих отражающих границ. Это несоответствие в сейсморазведке получило название «сейсмический снос». Наиболее типичные примеры проявления сейсмического сноса проиллюстрированы на рис. 1.

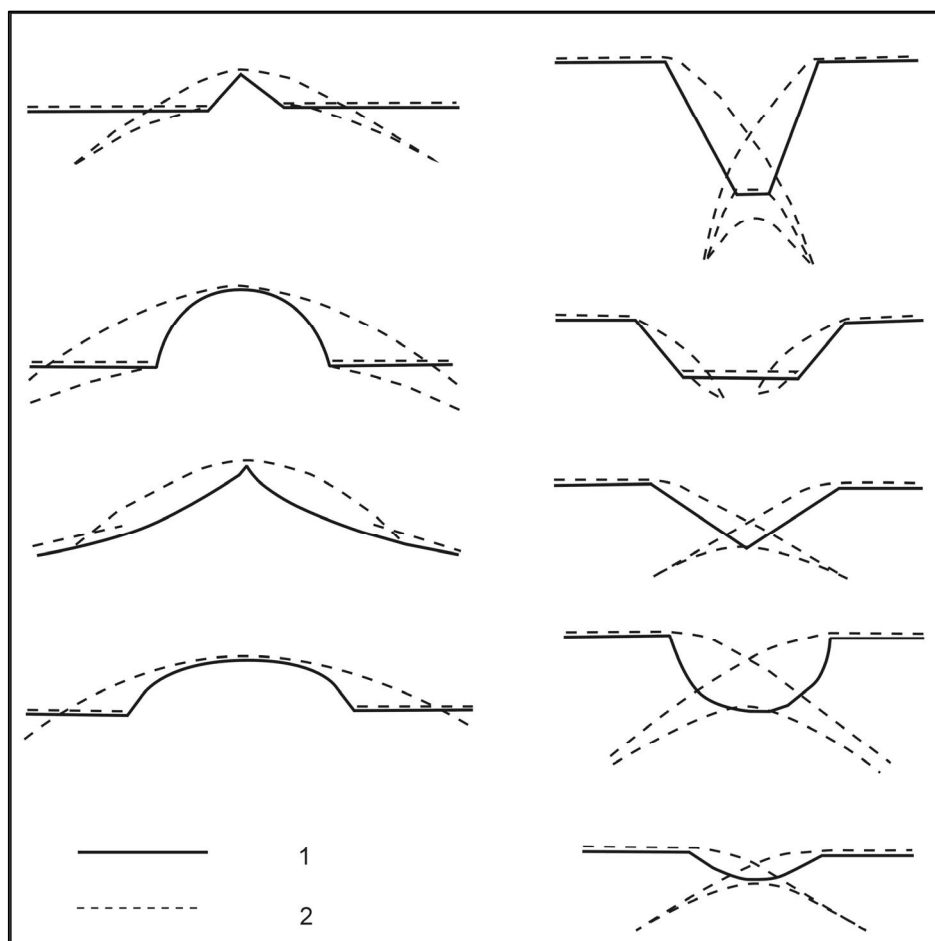


Рис. 1. Иллюстрация искажений осей синфазности за счет сейсмического сноса (Калинин и др., 1983).

1 – отражающая граница; 2 – соответствующая ось синфазности.

За счет сейсмического сноса изображения положительных форм рельефа (антиклинальных структур) на записях НСП растягиваются в горизонтальном направлении. При этом резкие «изломы» отражающих границ ведут к образованию дифрагированных волн. В результате одновременного прихода отраженных и дифрагированных волн от разных участков границы на записях формируются сложные зоны интерференции.

Еще сильнее искажаются размеры и форма отрицательных форм рельефа (синклинальных структур). На соответствующих изображениях волновой картины уменьшаются их размеры, причем не только горизонтальные, но, в ряде случаев, и вертикальные размеры этих структур, вплоть до их полного исчезновения. При этом волновая картина осложняется зонами интерференции, обусловленными одновременным приходом отраженных и дифрагированных волн от различных участков границы.

Искажающее влияние сейсмического сноса возрастает с увеличением расстояния между приемно-излучающей системой и отражающей границей, т.е. с увеличением глубины залегания границы.

Отражения от сейсмически «гладких» границ раздела называются когерентными или зеркальными отражениями. Они формируются участком границы в пределах первой зоны Френеля, радиус (r) которой определяется выражением:

$$r = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \lambda \cdot h + \frac{1}{16} \lambda^2} \approx \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \lambda \cdot h} ,$$

где:

h – глубина залегания отражающей границы;

λ – преобладающая длина волны сейсмического сигнала.

В геометрии осей синфазности не находят адекватного выражения мелкие формы рельефа отражающей границы, размеры которых меньше радиуса первой зоны Френеля. Размер этой зоны определяет предельную горизонтальную разрешающую способность сейсмических методов на отраженных волнах, в том числе и метода НСП. Так, при преобладающей частоте сейсмического сигнала 75 Гц и глубине залегания границы 1000 м, в геометрии осей синфазности не найдут адекватного отображения геометрические неровности отражающей границы размером менее 100 м, а при глубине 4000 м – соответственно менее 200 м.

Геометрические неровности и акустические неоднородности отражающих границ заметно влияют на динамические характеристики отраженных волн. Влиянию неоднородностей границ на динамику отраженных волн посвящено большое количество работ, в том числе применительно к методу НСП эти вопросы рассмотрены в работе (Селиверстов, 1987). В ней, в частности, показано, что деформации отражающих границ, в случае, например, даже незначительной складчатости, проявляются на записях НСП не в искривлении осей синфазности, а в ослаблении амплитуды зеркальных отражений, вплоть до их полного исчезновения, и появлении низкоамплитудных слабо коррелируемых зон интерференции. Таким сейсмическим комплексам соответствует понятие «акустически немые» толщи. Такие толщи широко распространены, например,

на внутренних склонах глубоководных желобов, отличающихся исключительно высокой тектонической активностью.

Если размеры геометрических и акустических неоднородностей отражающих границ сопоставимы с величиной, порядка $1/2$ преобладающей длины волны сейсмического сигнала, такие границы проявляют свойства сейсмически шероховатых. Отражения от сейсмически шероховатых границ формируются участками границы, расположенными не только в первой зоне Френеля, но и далеко за ее пределами. Отражения от таких границ отличаются «неправильной» формой сигнала и представлены протяженными, слабо коррелируемыми зонами интерференции множества дифрагированных волн, образованных на неоднородностях границы, в том числе на неоднородностях, расположенных далеко за пределами первой зоны Френеля и приходящих с заметной временной задержкой. Наиболее ярко свойства сейсмически шероховатых границ проявляют молодые вулканические покровы, слагающие поверхность дна или перекрытые тонким слоем неконсолидированных осадков (*Селиверстов, Бондаренко, 1983; Селиверстов, 1987*). Длительность отражений (интерференционных цугов) от таких границ может многократно превышать длительность зеркальных отражений от сейсмически гладких границ и достигать значений 1-1.5 с.

По мере увеличения мощности осадков, на поверхности вулканических покровов формируется переходный слой, обусловленный вторичными изменениями вулканических пород и диагенезом осадков. При этом снижается отражающая способность вулканических покровов, и, соответственно, уменьшается интенсивность и протяженность интерференционных цугов. В пределах рассматриваемого региона такому типу границ соответствует кровля вулканических пород, вскрытая скважинами глубоководного бурения под осадочным чехлом Тихоокеанской плиты и Командорской котловины.

В условиях расчлененного рельефа на записях НСП часто появляются протяженные оси синфазности гиперболической формы. Как правило, они соответствуют записям дифрагированных и боковых волн, образованных на кромках уступов и крутых склонах. Записи этих волн могут создавать неверные представления о рельефе дна и поддонных отражающих границ.

Для ослабления искажающего влияния сейсмического сноса и дифракции при обработке сейсмических записей применяют процедуры миграции по различным алгоритмам (дифракционного преобразования, конечных разностей и др.). Однако применение этих процедур предполагает цифровую регистрацию и обработку сейсмических данных.

Представленные в данной работе разрезы НСП, получены в аналоговом виде на бумажном носителе. Они не мигрированы, и несут все искажения волновой картины, обусловленные сейсмическим сносом и дифракцией.

2.1.5. Определение глубины залегания отражающих границ

Разрезы НСП представлены во временном масштабе, т.е. вертикальная шкала соответствует удвоенному времени прохождения сейсмического сигнала до отражающих границ. Для определения глубины залегания этих границ, т.е. перехода от временных разрезов к глубинным, необходима информация о скоростях распространения продольных сейсмических волн в вышележащих слоях.

На разрезах НСП первой отражающей границей является морское дно. По данным НСП возможны приблизительные оценки абсолютных значений и относительных перепадов глубин в пределах морфоструктур морского дна с использованием априорных значений скорости звука в водной толще. Обычно, в качестве такого значения принимается 1.5 км/с. Диаграмма для определения глубины морского дна при данном значении скорости звука в воде приведена на рис. 2а.

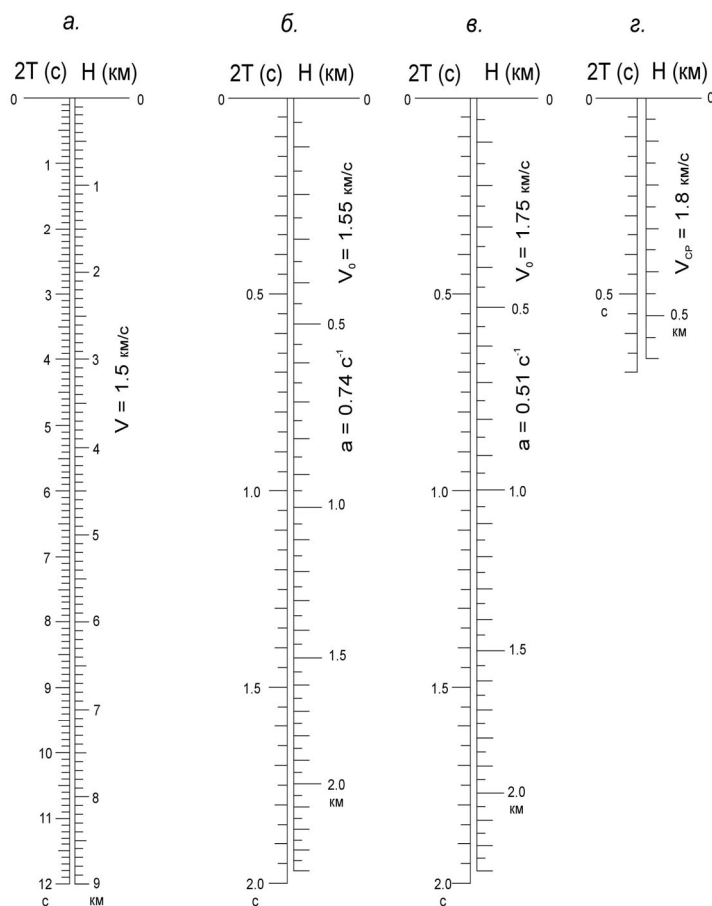


Рис. 2. Диаграммы для определения глубины залегания отражающих границ по временным разрезам НСП:

- а – для морского дна ($V = 1500$ м/с)
- б – в осадочном чехле Тихоокеанской плиты и Командорской котловины;
- в – у подножия континентального склона и в седиментационных впадинах;
- г – для отложений шельфовой зоны.

Необходимо отметить, что данные НСП применимы лишь для приблизительной оценки глубин и только на участках дна со «спокойным» рельефом. В условиях пересеченного рельефа на записях НСП обязательно присутствуют искажения, обусловленные сейсмическим сносом и дифракцией, и надежные данные о глубинах в таких условиях можно получить лишь по данным эхолотного промера. При обработке эхограмм с целью более точного определения глубин используют сведения о скорости звука в воде с учетом гидрологических условий на различных глубинах (температуры, солености и т.п.) для конкретного региона и времени года.

Для определения мощности осадочного чехла и глубины залегания отражающих границ необходима информация о распределении скоростей в осадках. Такую информацию получают, проводя дополнительные исследования с применением сонобуев, или привлекая данные по имеющимся буровым скважинам. На рассматриваемых акваториях в разные годы проведены работы с применением сонобуев (*Карп, Медведев, 1989; Селиверстов и др., 1980б; Селиверстов, 1998; Hamilton et al., 1974*) и пробурено несколько скважин (*Initial Reports..., 1973*). Полученные данные позволяют выделить на акваториях региона по особенностям скоростного разреза 3 основных типа осадочных комплексов.

1. Осадочные комплексы Тихоокеанской плиты и Командорской котловины. По данным глубоководного бурения, здесь в составе осадков преобладает терригенный материал пелитовой и алевропелитовой размерности с заметным участием биогенной составляющей (остатки диатомовых водорослей), при незначительном участии обломков песчаной размерности. Эти осадки накапливались в течение длительного времени: порядка 10 млн. лет в Командорской котловине и нескольких десятков миллионов лет на прилегающем участке Тихоокеанской плиты. В процессе осадконакопления происходило постепенное обезвоживание и уплотнение осадков, развивались процессы диагенеза. В таких осадочных толщах в течение длительного времени сформировались свойства градиентной среды, выражающиеся в постепенном увеличении плотности и скорости упругих волн с глубиной. По данным (*Карп, Медведев, 1989*), полученным с применением сонобуев на возвышенности Обручева, скоростные свойства таких толщ наиболее соответствуют линейной зависимости скорости продольных волн в осадках от их мощности со значениями начальной скорости $V_0 = 1.55$ км/с и линейного градиента $a = 0.74$ с⁻¹. Диаграмма, соответствующая этим параметрам, приведена на рис.2б.

2. Осадочные комплексы подножья континентального склона и седиментационных впадин сформированы, в основном, на протяжении последних 1.5-2 млн. лет при активном участии мутьевых потоков. Состав таких осадков исключительно терригенный, с преобладанием обломков алевроитовой и песчано-алевроитовой размерности. Эти комплексы формировались при высоких скоростях осадконакопления, порядка 1000 мм/тыс. лет и более (лавинная седиментация). Градиентные свойства в них выражены заметно слабее. В котловине Авачинского залива были получены значения вертикального градиента $a = 0.51$ с⁻¹ при начальной скорости $V_0 = 1.75$ (*Карп, Медведев, 1989*). Диаграмма, построенная при этих параметрах, приведена на рис.2в.

3. Шельфовые осадочные комплексы представлены отложениями прodelьт и авандельт, сформированных в ледниковые периоды плейстоцена на протяжении нескольких последних сотен тысяч лет. Они сложены терригенными осадками пестрого состава, от пелитов до псаммитов и псефитов, с преобладанием материала песчано-алевритовой размерности. На рассматриваемых акваториях мощность шельфовых комплексов, как правило, не превышает первых сотен метров. Средние значения скоростей продольных волн в этих отложениях характеризуются значительным разбросом (1.5–1.9 км/с). Градиентные свойства в них не выявлены. На рис.2г представлена диаграмма для определения мощности шельфовых отложений, построенная для средней скорости 1.8 км/с. Близкие значения средней скорости были получены в отложениях на шельфе Кроноцкого залива и юга Камчатки (*Селиверстов и др., 1980б; Селиверстов, 1998*).

Сравнивая диаграммы на рис.2 (б-г) можно сделать вывод о том, что во всех рассмотренных типах отложений отличия скоростных разрезов не приводят к заметным различиям в глубине залегания границ и мощности отложений, составляя не более 5 - 10% для значений удвоенного времени прохождения отраженного сигнала от 0 до 1.5 с.

2.2. Эхолотный промер

В рейсах НИС «Вулканолаг» на акваториях региона выполнен большой объем эхолотного промера, позволивший существенно уточнить сведения о рельефе дна.

Практически все промерные работы в рейсах НИС «Вулканолаг» выполнены с применением глубоководного эхолота WD-110M (фирмы «Kajodenku», Япония), который был установлен на судне в конце 1978 года.

Частота зондирующего импульса этого эхолота составляла 12.5 кГц, максимальная мощность импульса – 10 кВт, период посылок зондирующего импульса – от 0.5 до 15 секунд, раствор основного максимума характеристики направленности - 10^0 . Эхолот имел широкий набор разверток и временных задержек регистратора, позволявший вести промер с необходимой детальностью во всем диапазоне глубин. Он обладал высокой помехозащищенностью, что давало возможность вести промер максимальных глубин даже в самых неблагоприятных метеорологических условиях.

После очередного рейса эхолотные записи предоставлялись во временное пользование Гидрографической службе, где в измеренные значения глубин вносился ряд поправок, в том числе поправки за влияние гидрологических условий на скорость звука в воде. Исправленные значения глубин использовались для уточнения навигационных и батиметрических карт.

Все приводимые в данной работе батиметрические построения на прикамчатские акватории и, частично, на акватории Курильской дуги, получены с учетом данных эхолотного промера, проведенного в рейсах НИС «Вулканолаг».

2.3. Географическая привязка

Серьезной проблемой при проведении морских геолого-геофизических исследований в 60-70-е годы прошлого столетия была проблема географической привязки судна. При небольшом удалении от берега (до 25-30 миль) привязка судна осуществлялась по береговым ориентирам с помощью судовых радиолокаторов, что обеспечивало точность определения места положения порядка 2-3% от дистанции до береговых ориентиров. При работах на больших удалениях от берегов привязка, как правило, осуществлялась с применением радиолокаторов относительно заякоренного буя с угловым отражателем, который выставлялся в районе исследований перед началом работ. На длинных профилях и при переходах место положения судна определялось с использованием системы «Лоран» или с применением астрономических методов (по звездам и Солнцу) с точностью порядка 3-6 миль.

В конце 1978 года на НИС «Вулканолог» была установлена спутниковая система навигации «Furuno-FSN 20B» в комплексе с доплер лагом «Furuno-FORM 200». Эта система позволяла периодически определять координаты судна во время приема сигналов спутников с весьма высокой точностью - 0.05-0.1 мили. В промежутках между наблюдениями по спутникам текущие координаты судна вычислялись с использованием показаний доплер лага и гирокомпаса. Интервал времени между наблюдениями по спутникам составлял, обычно, около 30-40 минут, но иногда возрастал до 1.5-2 часов. За это время между считаемыми координатами и наблюдениями по спутникам накапливалась невязка, которая иногда достигала 2.5-3 миль. Невязка разбрасывалась по рабочим точкам профиля пропорционально показаниям доплер лага. При этом точность определения координат падала, но в любом случае оценивается величиной не хуже 0.5 мили.

Все приводимые в данной работе разрезы НСП были обеспечены привязкой с точностью не хуже 0.5 мили. В открытом море привязка проводилась с применением спутниковой навигационной системы в комплексе с доплер лагом и гирокомпасом, а вблизи берегов – с дополнительным использованием радиолокационных станций «Океан-21» и «Океан-23». Координаты в точках профиля определялись обычно каждые полчаса, а при детальных работах – каждые 15 минут.

2.4. Представление разрезов НСП

Публикации разрезов НСП в данной работе предшествовал этап их предварительной подготовки. Он состоял в сканировании сейсмомент, разбивке изображений по отдельным профилям, приведению к единому вертикальному масштабу фрагментов, полученных при различных развертках и временных задержках регистратора, монтажу отдельных фрагментов по каждому профилю, приведению фрагментов записей НСП в пределах каждого профиля к единому линейному масштабу.

Большая часть представленных материалов была получена более 25-30 лет назад. За прошедшие десятилетия качество изображений заметно пострадало. Благодаря возможностям цифровой обработки, многие записи были буквально «реанимированы».

В данной работе все разрезы НСП, независимо от времени их получения, систематизированы по 11 районам. Каждый район обозначен заглавной буквой русского алфавита:

- А – Командорская котловина Берингова моря;
- Б – тыловая зона западного сектора Алеутской дуги;
- В – зона сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов;
- Г – западный участок Алеутского желоба и его обрамление;
- Д – северный участок Камчатской ветви островной дуги;
- Е – южный участок Камчатской ветви островной дуги;
- Ж – северный участок Курильской дуги;
- З – южный участок Курильской дуги;
- И – шельф Камчатского залива и район п-ова Камчатский;
- К – шельф Кроноцкого залива;
- Л – шельф юга Камчатки.

По первым восьми районам (А-З) представлены разрезы, полученные по «глубоководной» методике, т.е. при энергии источника близкой к максимальной, преобладающих частотах сейсмического сигнала порядка 70-80 Гц и взрывном интервале в несколько секунд.

По трем последним районам (И-Л) представлены разрезы, полученные по «мелководной» методике, т.е. при пониженной энергии источника, на преобладающих частотах сейсмического сигнала порядка 150-200 Гц и взрывном интервале в одну секунду.

По каждому району приведена схема расположения профилей НСП. На схемах выделены и пронумерованы арабскими цифрами участки профилей, по которым далее представлены разрезы НСП. Страницы, содержащие разрезы НСП, обозначены заглавными буквами, соответствующими району, к которому относятся представленные на этих страницах разрезы. Разрезы пронумерованы арабскими цифрами. Нумерация разрезов в пределах каждого района своя. По каждому району номера разрезов соответствуют номерам выделенных на соответствующей схеме фрагментов профилей. Районы в значительной мере перекрываются, но представленные разрезы в работе не повторяются. На каждой странице с разрезами НСП представлены масштабная линейка и угловая диаграмма, дающая представление о величине искажения истинных углов наклона границ на разрезах.

При ссылках на разрезы в тексте, сначала указывается буквенное обозначение района, затем номера разрезов в данном районе.

Ограниченные объем и формат издания обусловили необходимость представления разрезов НСП с их значительным уменьшением (примерно в 10-12 раз). Для возможности более детального просмотра и изучения представленных разрезов и карт вся графическая информация, содержащаяся в последующих разделах данной работы, про-

дублирована на прилагаемом компакт-диске, с использованием которого можно ознакомиться с представленными материалами с необходимым увеличением во всех подробностях.

Схема расположения районов приведена на рис.3. На ней указаны границы районов и их буквенные обозначения, приведены основные изолинии глубины (100 м и далее каждые 1000 м).

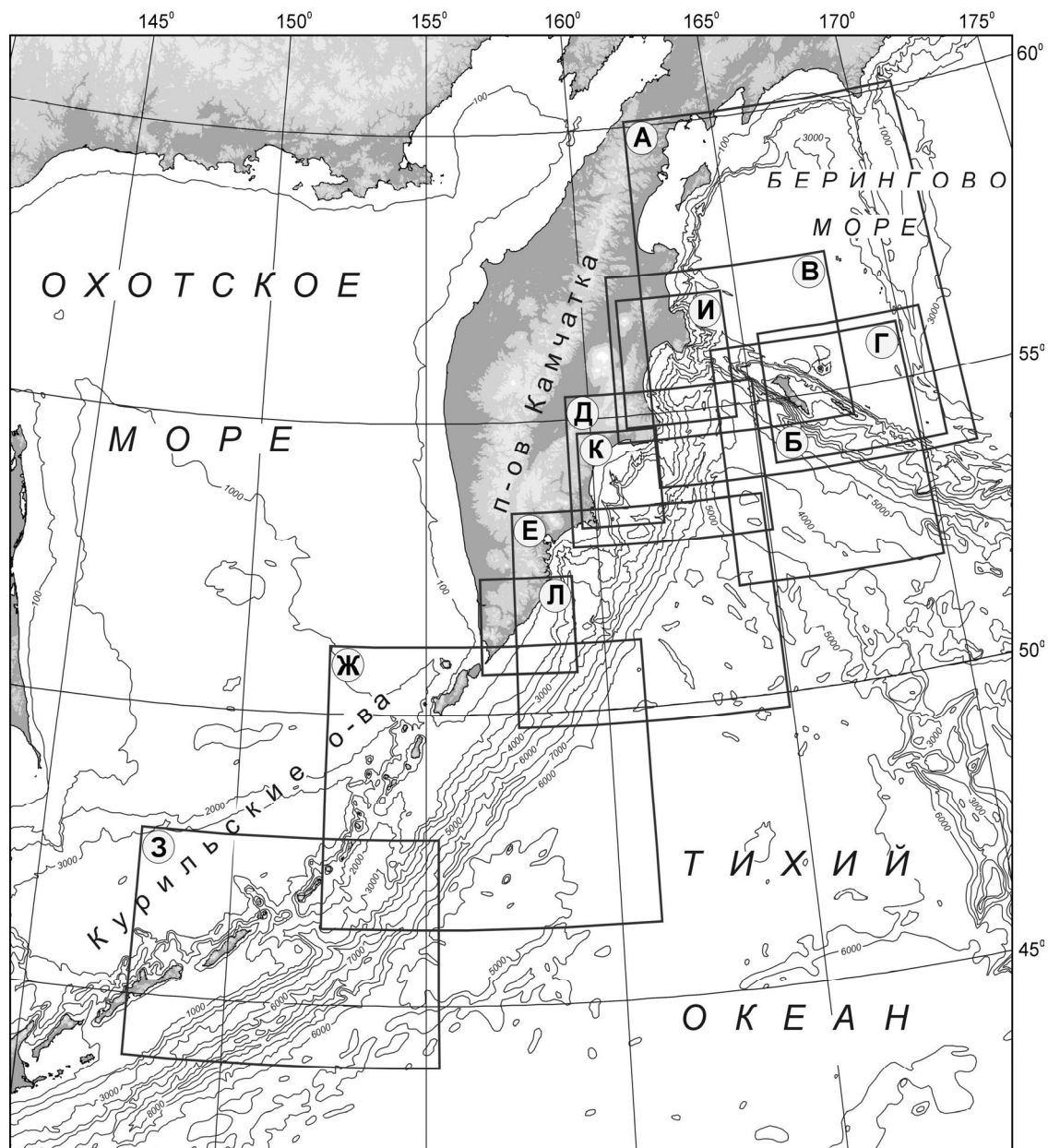


Рис. 3. Схема расположения районов, по которым в данной работе систематизированы материалы НСП.

Глава 3

ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ПРИКАМЧАТСКИХ АКВАТОРИЙ

Прикамчатские акватории характеризуются уникальным разнообразием перво-степенных структурно-геоморфологических элементов зоны перехода от континента к океану. Тихоокеанский шельф и континентальный склон Восточной Камчатки от мыса Лопатка до п-ова Камчатский вместе с прилегающим участком Курило-Камчатского глубоководного желоба по своему геодинамическому режиму относятся к активной континентальной окраине. Северное продолжение шельфа и склона на акватории Берингова моря соответствует, по сути, пассивной окраине континента.

В пределах региона находится западный сектор Алеутской островной дуги, представленный Командорским блоком Алеутского хребта и прилегающим участком Алеутского глубоководного желоба. Алеутская островная дуга сочленяется с континентальной окраиной Восточной Камчатки примерно под углом 70° , при этом зона сочленения этих мегаструктур охватывает обширные участки дна на акваториях Камчатского пролива, Камчатского и Озерновского заливов, а также прилегающие участки суши. В тылу западного сектора Алеутской островной дуги расположена Командорская котловина - наиболее молодая из трех глубоководных котловин Берингова моря. С востока Командорская котловина ограничена горным сооружением субмеридионального простирания - подводным хребтом Ширшова, южное окончание которого меняет свое простирание на юго-восточное и продолжается на восток подводным хребтом Бауэрс. Курило-Камчатский и Алеутский желоба являются северо-западной и северной границами крупнейшей мегаструктуры - Тихоокеанской плиты. В пределах рассматриваемого региона находится ее сравнительно древний участок, в основном - верхнемезозойский, осложненный крупным поднятием - возвышенностью Обручева.

Схема крупнейших подводных морфоструктур, расположенных в пределах прикамчатских акваторий, представлена на рис.4.

В работах (*Селиверстов, 1998; 2009*) подробно изложены результаты комплексных геолого-геофизических исследований этого региона. В этой и последующих главах будут приведены лишь краткие комментарии к полученным здесь разрезам НСП и батиметрическим данным, основанные на результатах проведенных комплексных исследований.

Последовательность представления материалов НСП в этой и последующих главах соответствует последовательности районов, приведенной в разделе 2.4.

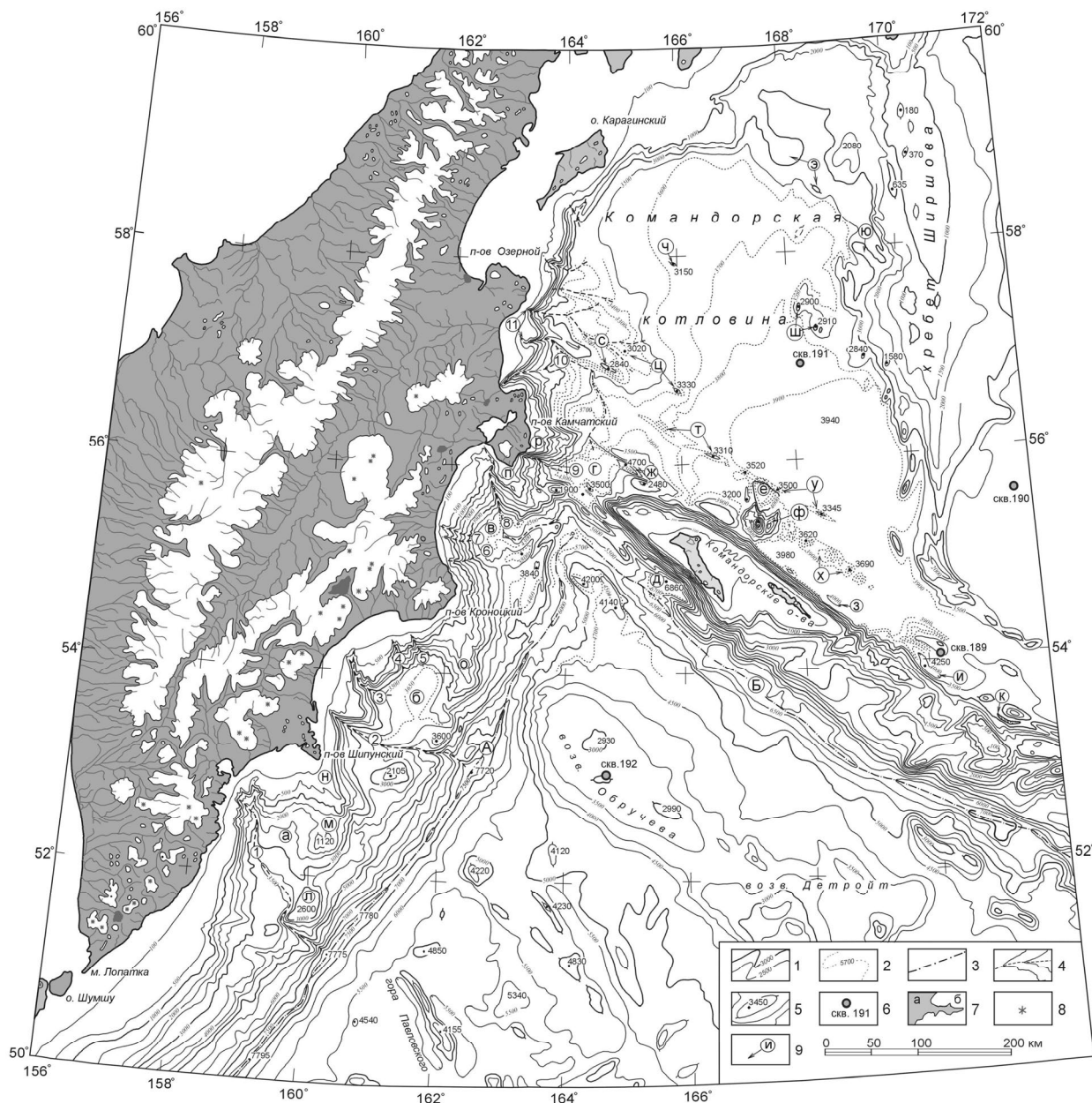


Рис 4. Подводные морфоструктуры прикамчатских акваторий.

1,2 - изобаты (м): 1 - основные (100, 500, далее через 500 м), 2 - дополнительные; 3 - морфологические оси глубоководных желобов; 4 - тальвеги крупнейших каньонов и продолжающих их долин; 5 - экстремальные отметки глубин (м); 6 - скважины глубоководного бурения; 7-9 - элементы рельефа суши: 7 - гипсометрические уровни ниже (а) и выше (б) отметки 500 м относительно уровня моря, 8 - действующие вулканы; 9 - обозначения крупнейших подводных морфоструктур: **А, Б** - глубоководные желоба (**А** - Курило-Камчатский, **Б** - Алеутский); **а - к** - современные прогибы: **а** - котловина Авачинского залива, **б** - котловина Кроноцкого залива, **в** - котловина Камчатского залива, **г** - прогиб Камчатского пролива, **д** - котловина Стеллера, **е** - грабен Командор, **ж - к** - отрицательные формы рельефа (дуплексы растяжения), связанные с разломом Беринга, в т. ч. **и, к** - трог Креста; **л - ю** - современные поднятия: **л, м** - южный и северный блоки подводного хребта Шатского, **н** - подводное продолжение структуры Шипунского п-ва, **о** - подводное продолжение структуры Кроноцкого п-ва (Кроноцкий подводный хребет), **п** - подводное продолжение Камчатского мыса, **р** - подводное продолжение мыса Африка, **с - у** - положительные формы рельефа, связанные с линеаментом Альфа, **ф** - массив Вулканологов, **х** - поднятие Южно-Командорское, **ц** - подводный хребет Бета, **ч - ю** - положительные формы рельефа, связанные с линеаменентами Гамма (**ч, и**) и Дельта (**з, ю**). Цифрами обозначены крупнейшие каньоны: 1 - Авачинский, 2 - Жупановский, 3 - Кроноцкий, 4 - Ольги, 5 - Кубовой, 6 - Чажма, 7 - Сторож, 8 - Камчатский, 9 - Пикежский, 10 - Столбовой, 11 - каньоны Озерновского залива.

3.1. Командорская котловина

Схема профилей НСП по Командорской котловине (район А) представлена на рис.5, разрезы НСП по этому району – на рис. 6 – 17.

Командорская котловина - одна из трех глубоководных котловин Берингова моря. От двух других котловин (Алеутской и Бауэрс) она отличается рядом геолого-геофизических характеристик, свидетельствующих о ее более молодом возрасте. С северо-запада Командорская котловина ограничена континентальным склоном Восточной Камчатки, с юго-запада - морфоструктурами западного окончания Алеутской дуги, с востока - подводным хребтом Ширшова. Форма котловины напоминает треугольник с размером основания (юго-западной границы) около 500 км и такой же протяженностью с юга на север (Гнибиденко, 1980;).

Большая часть дна Командорской котловины представлена поверхностью аккумулятивной равнины, сформированной отложениями дистальных турбидитов. Поверхность равнины полого наклонена от склона Восточной Камчатки в сторону южной части хребта Ширшова, где достигает глубин 3940-3950 м (см., например, разрезы А 07, 24).

Граница между Командорским блоком Алеутского хребта и Командорской котловиной проходит по линеamentу (разлому) Беринга. Этот разлом отчетливо выражен в рельефе дна на всем своем протяжении. На юго-востоке он начинается глубоким тектоническим трогом Креста, затем прослеживается в СЗ направлении вдоль основания Командорского блока. На акватории Камчатского пролива разлом Беринга представлен глубоким трогом и линейным уступом СЗ простираения, ограничивающим с СВ котловину Камчатского пролива. Разлом завершается на континентальном склоне Восточной Камчатки, расчленяя его серией уступов субширотного простираения в районе подводного продолжения мыса Африка.

Командорская котловина характеризуется «океанической» структурой земной коры. Этот вывод был сделан по результатам ГСЗ, проведенного в юго-восточной части котловины в период Международного Геофизического Года (*Строение ...*, 1964) и подтвержден более поздними исследованиями ГСЗ по системе различно ориентированных профилей в центральной части котловины (*Shor, Fornari, 1976*). Мощность земной коры в центральной части котловины составляет около 7 км. При этом земная кора Командорской котловины несколько отличается от «типичной океанической» увеличенной мощностью 2-го слоя со скоростью продольных волн 5.5 км/с (более 3 км), и сокращенной мощностью (около 2.5 км) «базальтового» слоя, со скоростями продольных волн 6.8 км/с.

Породы вулканического фундамента Командорской котловины вскрыты скважиной 191 (*Initial Reports ...*, 1973). Эти породы представлены толеитовыми базальтами. Первоначально их возраст был определен как среднеолигоценый (*Stewart et al., 1973*), однако более поздние исследования позволили отнести их к породам верхнего миоцена с возрастом около 9.3 млн. лет (*Rubinstone, 1985; Scholl et al., 1986*). Скважиной 191 вскрыт осадочный разрез мощностью около 900 м. Нижние 400 м осадочного разреза представлены литифицированными алевролитовыми глинами, переслаивающихся с песками. Выше залегает толща переслаивающихся диатомовых и илистых глин и глинистых песков мощностью около 200 м.

Верхняя часть разреза представлена 300-метровой толщиной классических турбидитов песчано-алевритовой размерности. Нижние 500 м разреза осадков имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст, верхние 400 м - верхнеплиоцен-плейстоценовый, причем самая верхняя 300-метровая толща турбидитов образована, по-видимому, за последний миллион лет при наиболее высоких скоростях осадконакопления - порядка 300-400 мм/тыс. лет (Точилина, 1980).

Севернее разлома Беринга, на расстоянии 60-70 км от него в рельефе дна отчетливо проявлен еще один линеамент - Альфа. Этот линеамент простирается субпараллельно разлому Беринга от п-ова Озерной на Камчатке до южного окончания хребта Ширшова. Наиболее ярко в рельефе дна выражена СЗ часть этого линеамента, отвечающая от п-ова Озерной в виде узкого поднятия протяженностью около 100 км (разрезы А 31, 32). Далее в юго-восточном направлении линеамент прерывисто прослеживается узкими, кулисно надстраивающими друг друга поднятиями, высотой от первых до нескольких сот метров (разрезы А 38, 12). Юго-восточное окончание линеамента Альфа в рельефе дна не выражено. В западной части Командорской котловины, к северу от западного участка линеамента Альфа, в рельефе дна выражена еще одна структура СЗ простирания - поднятие Бета (разрезы А 31, 32, 32а, 33, 34,36). Поднятие Бета прослеживается в ЮВ направлении на расстояние около 180 км от континентального склона Восточной Камчатки.

В центральной и северной частях Командорской котловины по геофизическим данным выявлены признаки существования еще двух линеаментов СЗ простирания. Это линеаменты Гамма и Дельта, ориентированные субпараллельно линеаментам Беринга и Альфа и удаленные от последнего на расстояния около 150 и 270 км, соответственно. Линеамент Гамма прослеживается в геофизических полях в виде отдельных фрагментов от склона Восточной Камчатки у южной части о. Карагинский до привершинной части хребта Ширшова. В рельефе дна и структуре осадков он прослеживается лишь эпизодически (разрезы А 34, 35, 36, 11). Линеамент Дельта трассируется в рельефе дна выступом континентального склона северо-восточнее о. Карагинский (А 11,12) и уступами СЗ простирания, расчленяющими западный склон хребта Ширшова на широте 58°. Уступы СЗ простирания расчленяют и восточный склон хребта Ширшова на продолжении линеамента Дельта в юго-восточном направлении, причем в очертаниях западного и восточного склонов хребта различимы признаки правостороннего смещения хр. Ширшова по линеаменту Дельта на величину порядка 50 км. Вершина центральной части хр. Ширшова отличается плоским рельефом (А 16,17), сформированным, вероятно, при участии абразионных процессов.

Осадочные прогибы Командорской котловины с мощностью осадков более 1.5 – 2.0 км приурочены к подножию континентального склона Восточной Камчатки, а также прослеживаются вдоль линеаментов Беринга, Альфа, Гамма и Дельта и западного склона хр. Ширшова. Увеличение мощности осадков в прогибах обусловлено, в основном, разрастанием мощностей верхних толщ, имеющих, судя по скв.191, верхнеплиоцен-четвертичный возраст.

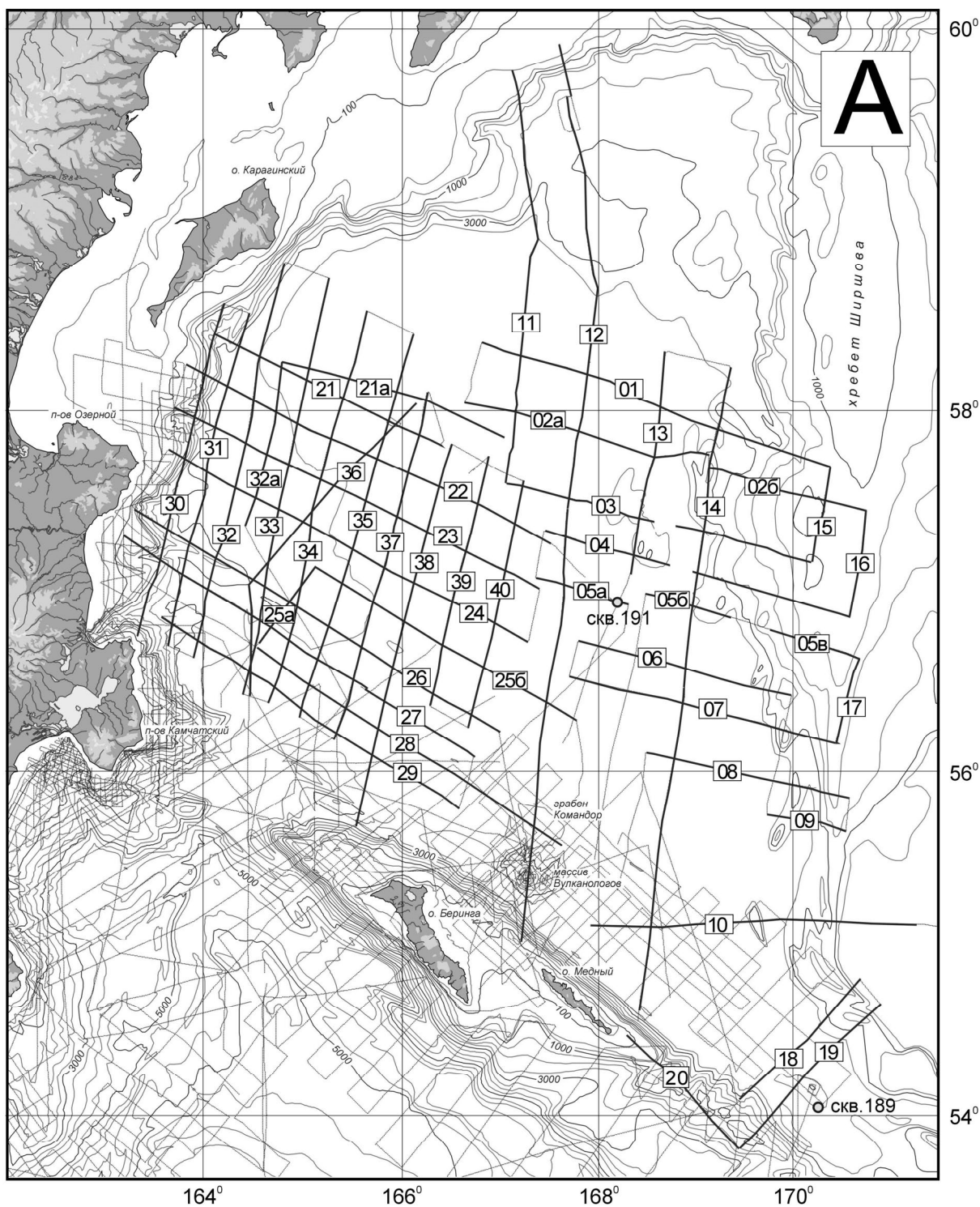
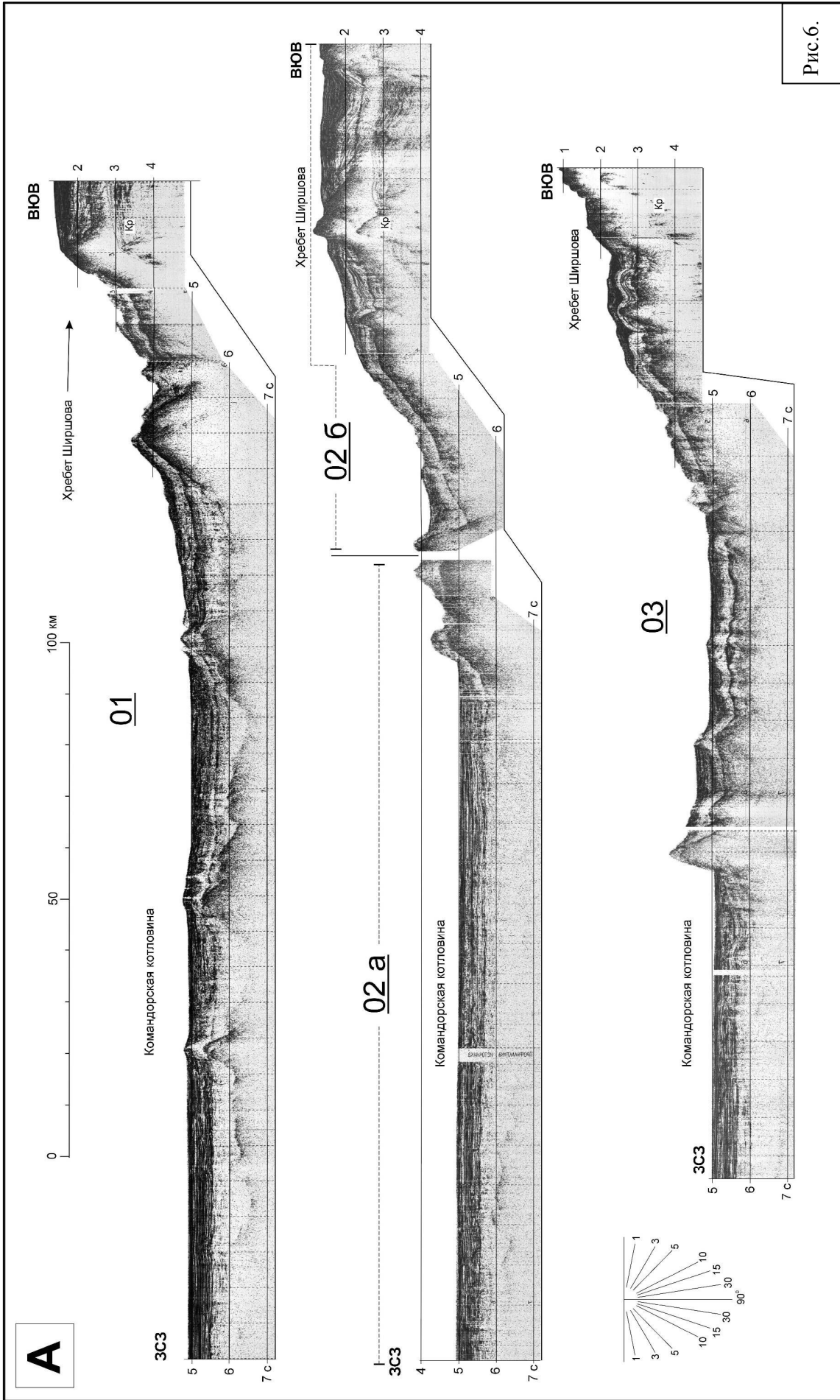
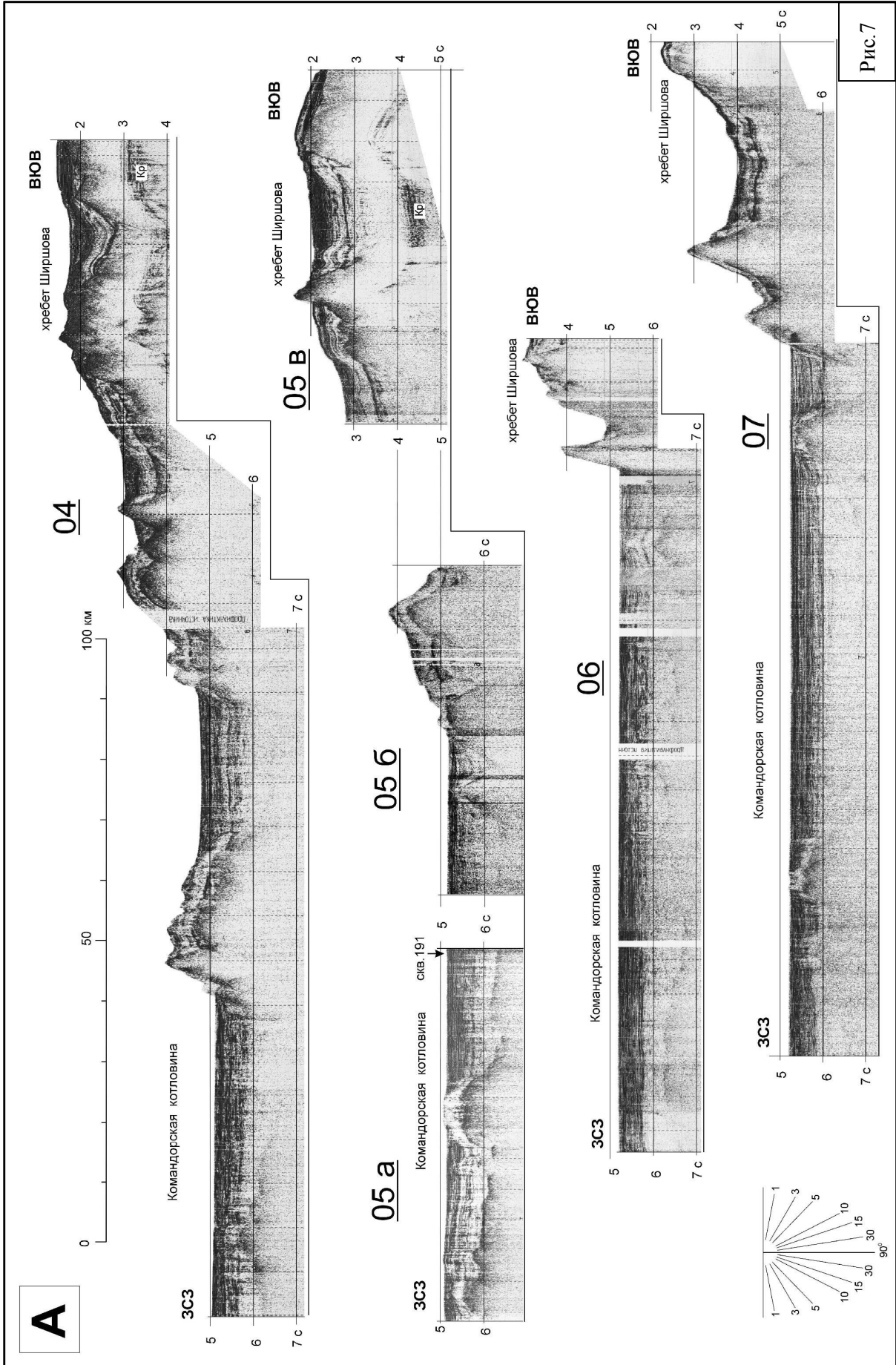
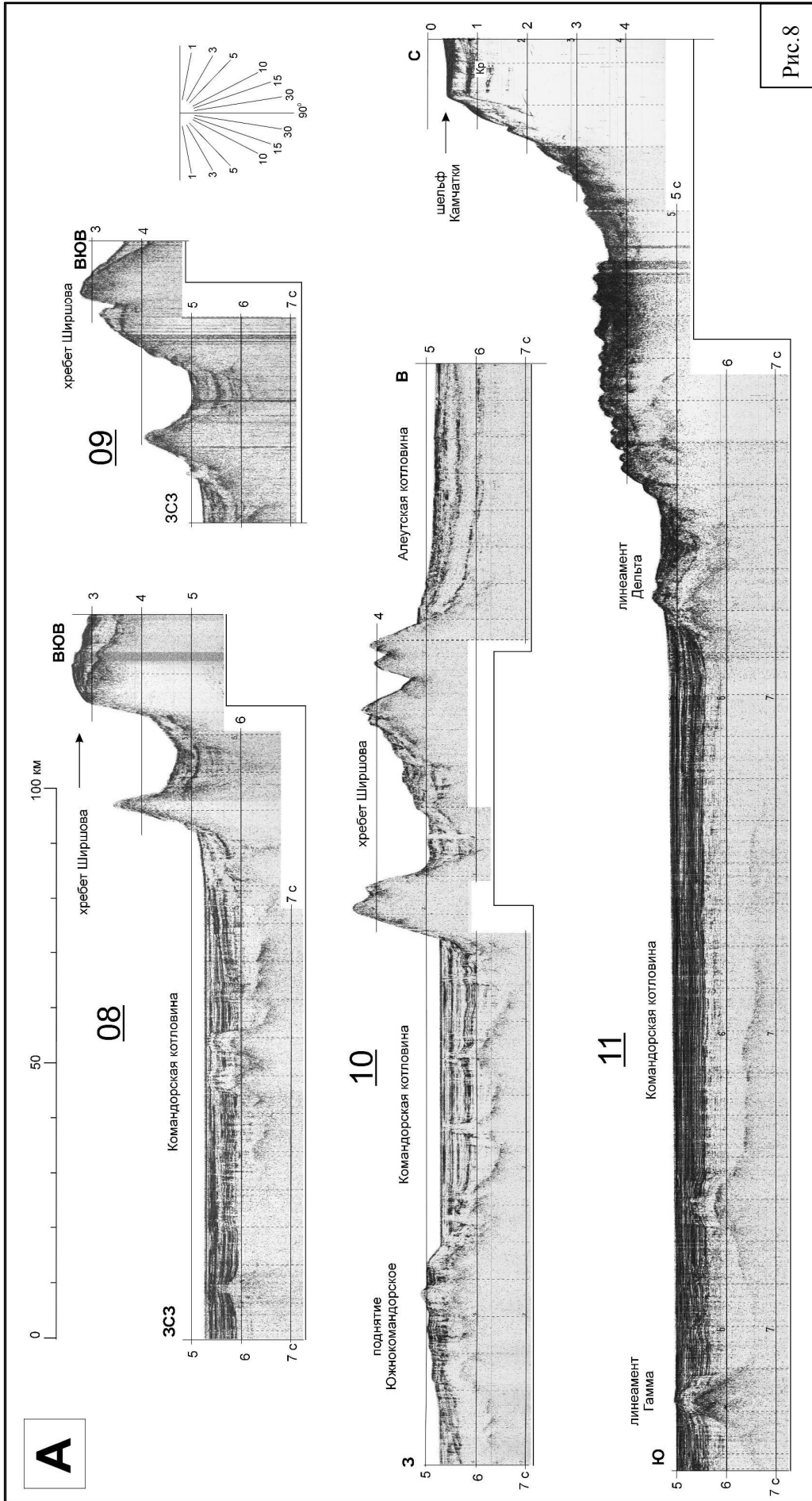
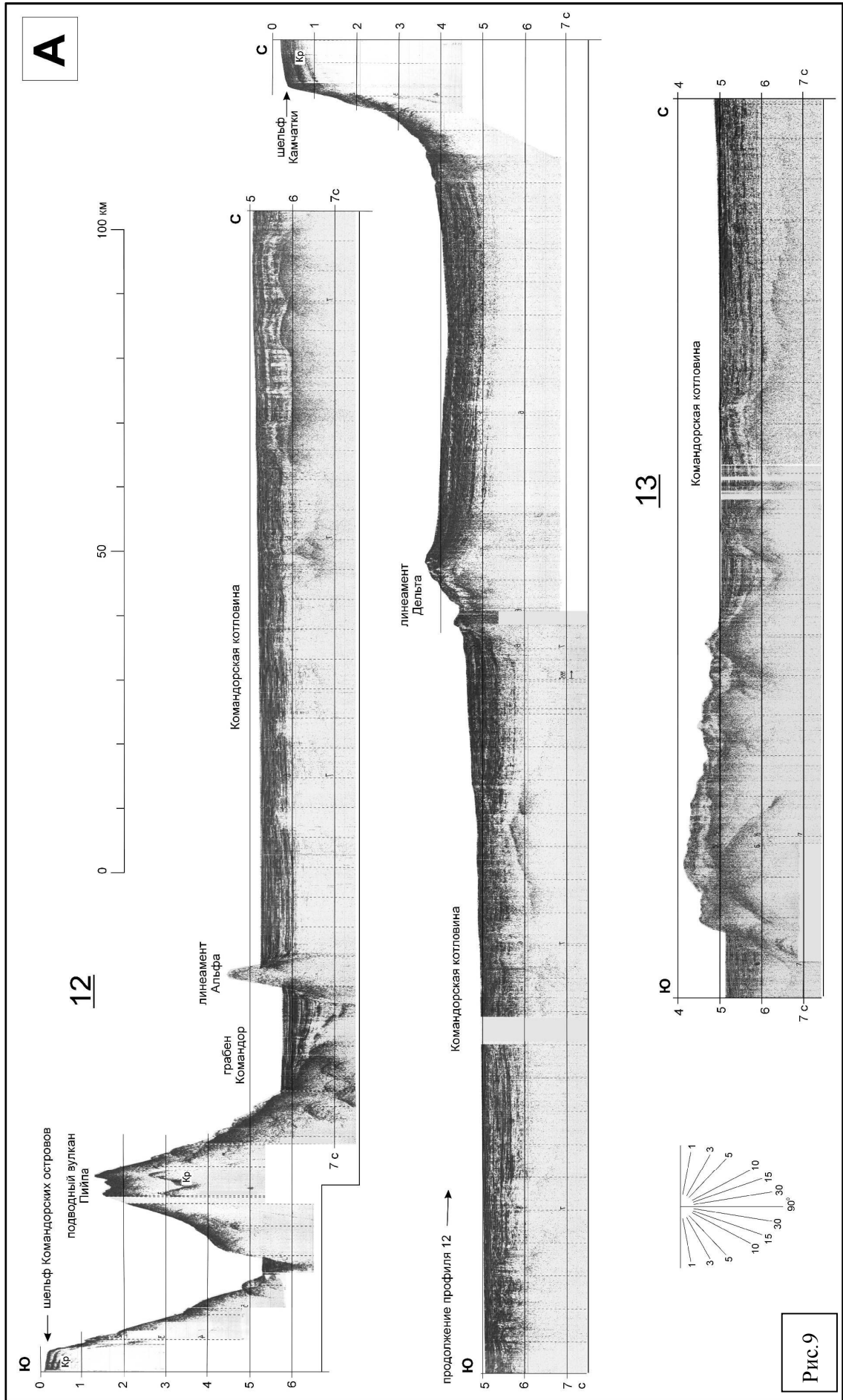


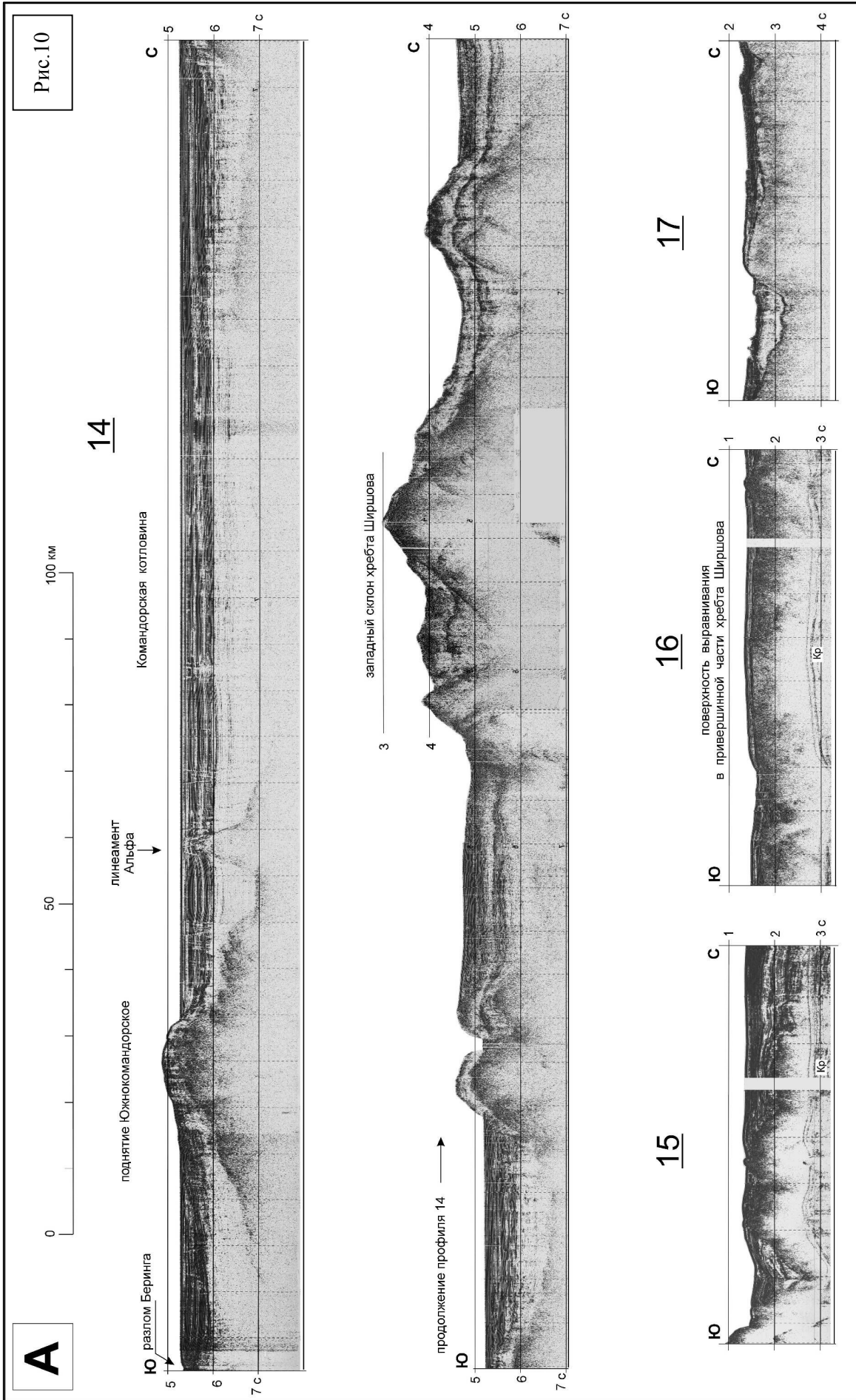
Рис. 5. Схема профилей НСП, отработанных в Командорской котловине в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 6 – 17. Номера выделенных участков соответствуют номерам представленных разрезов.

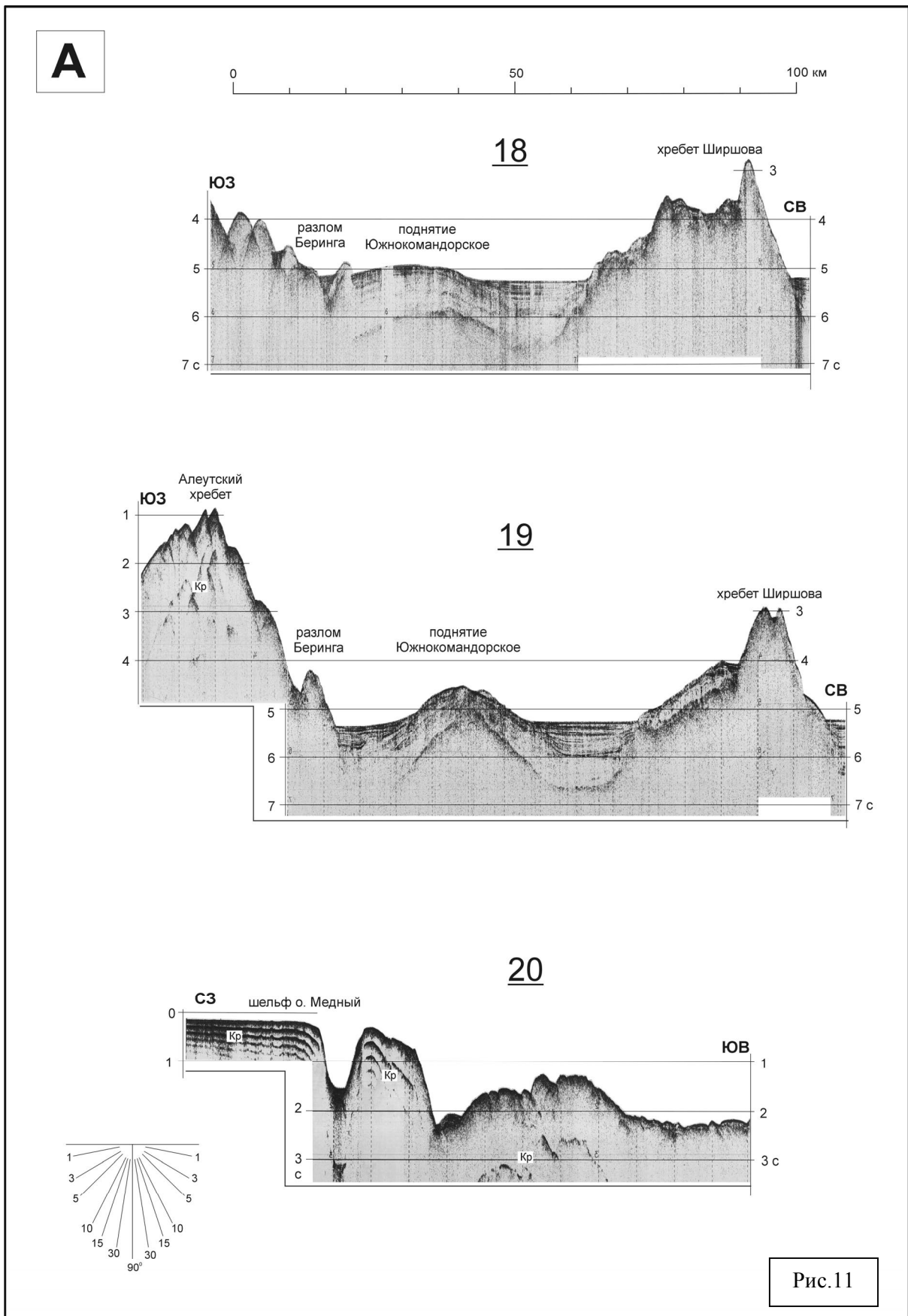


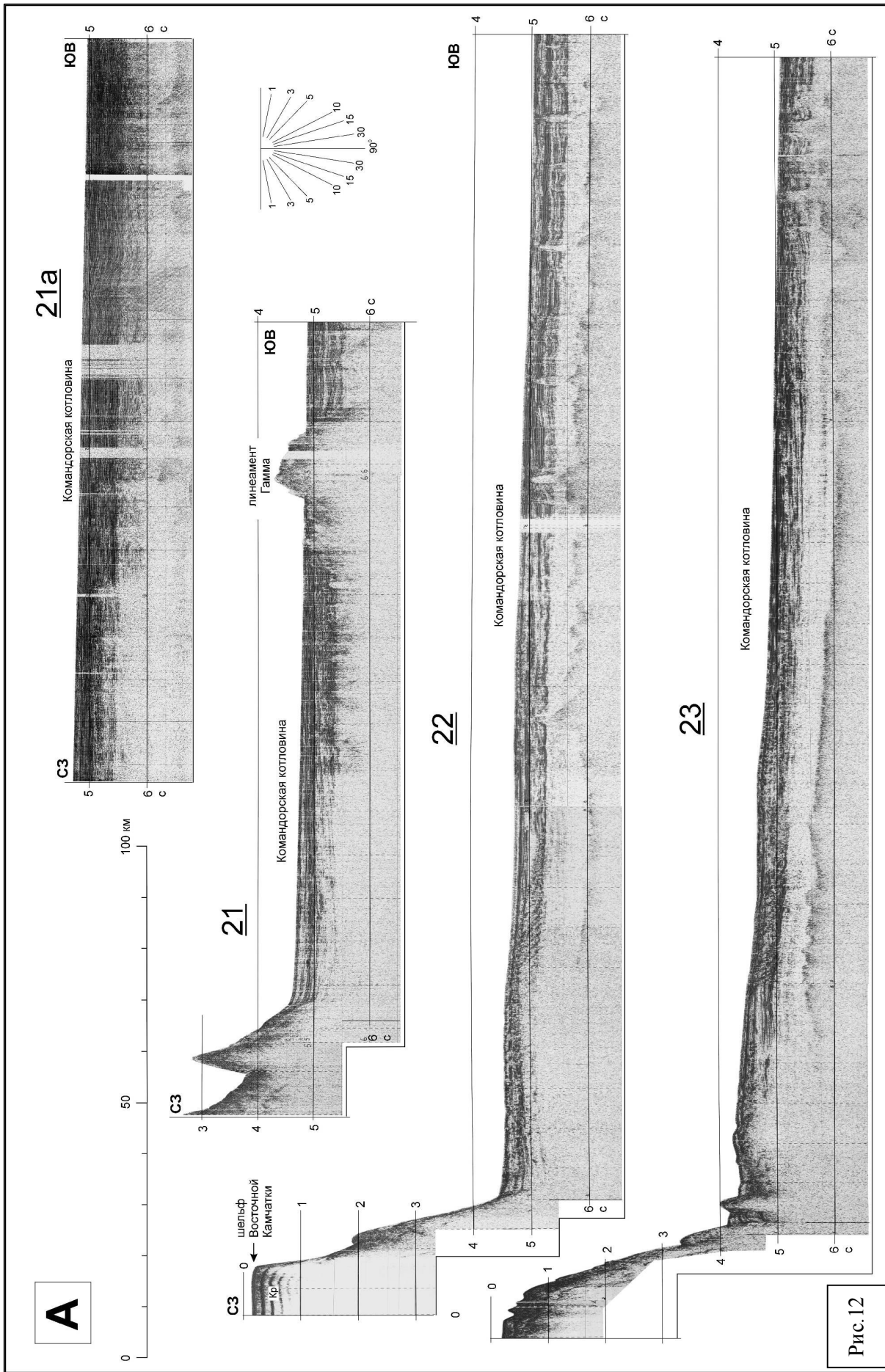


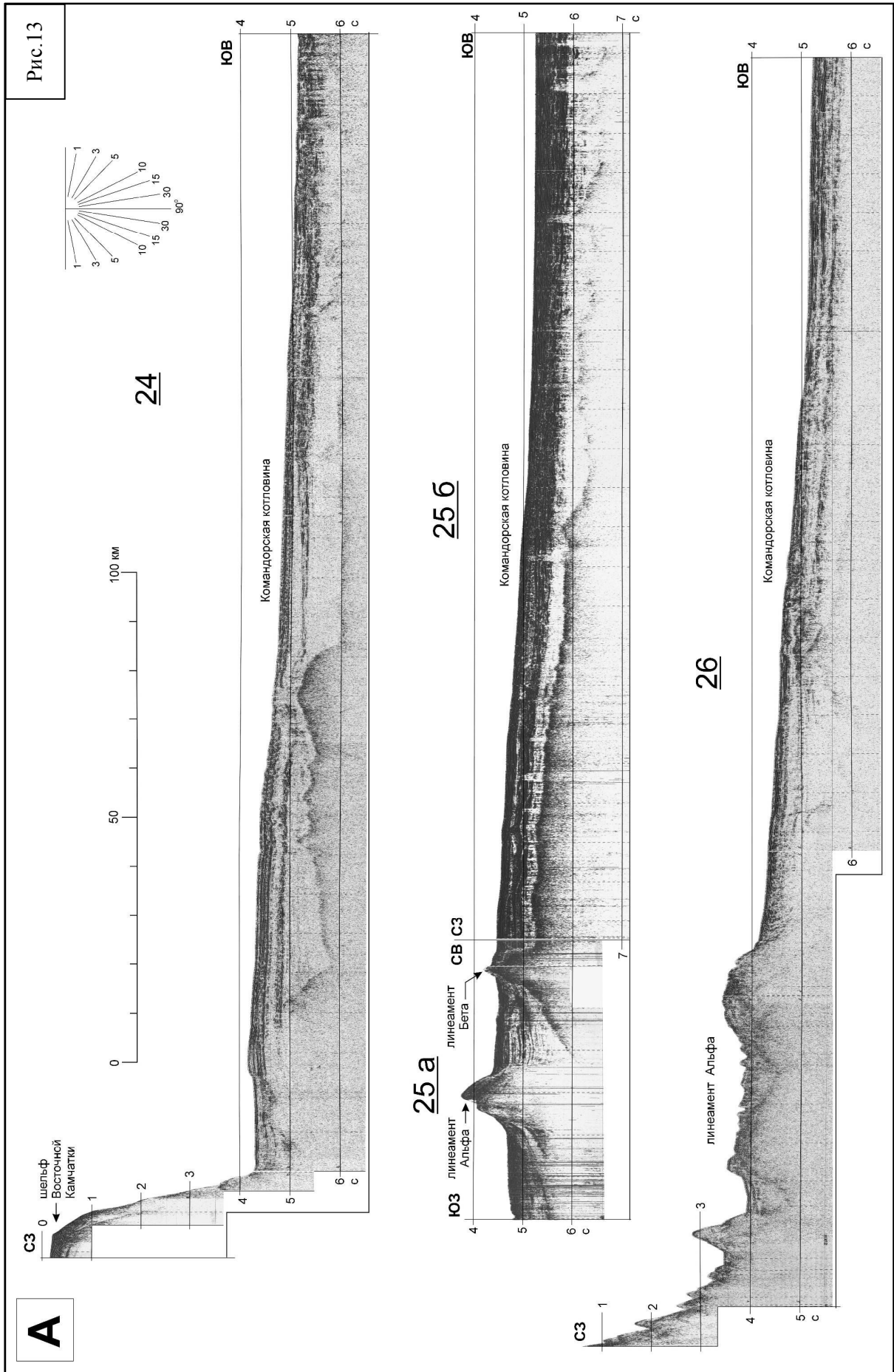


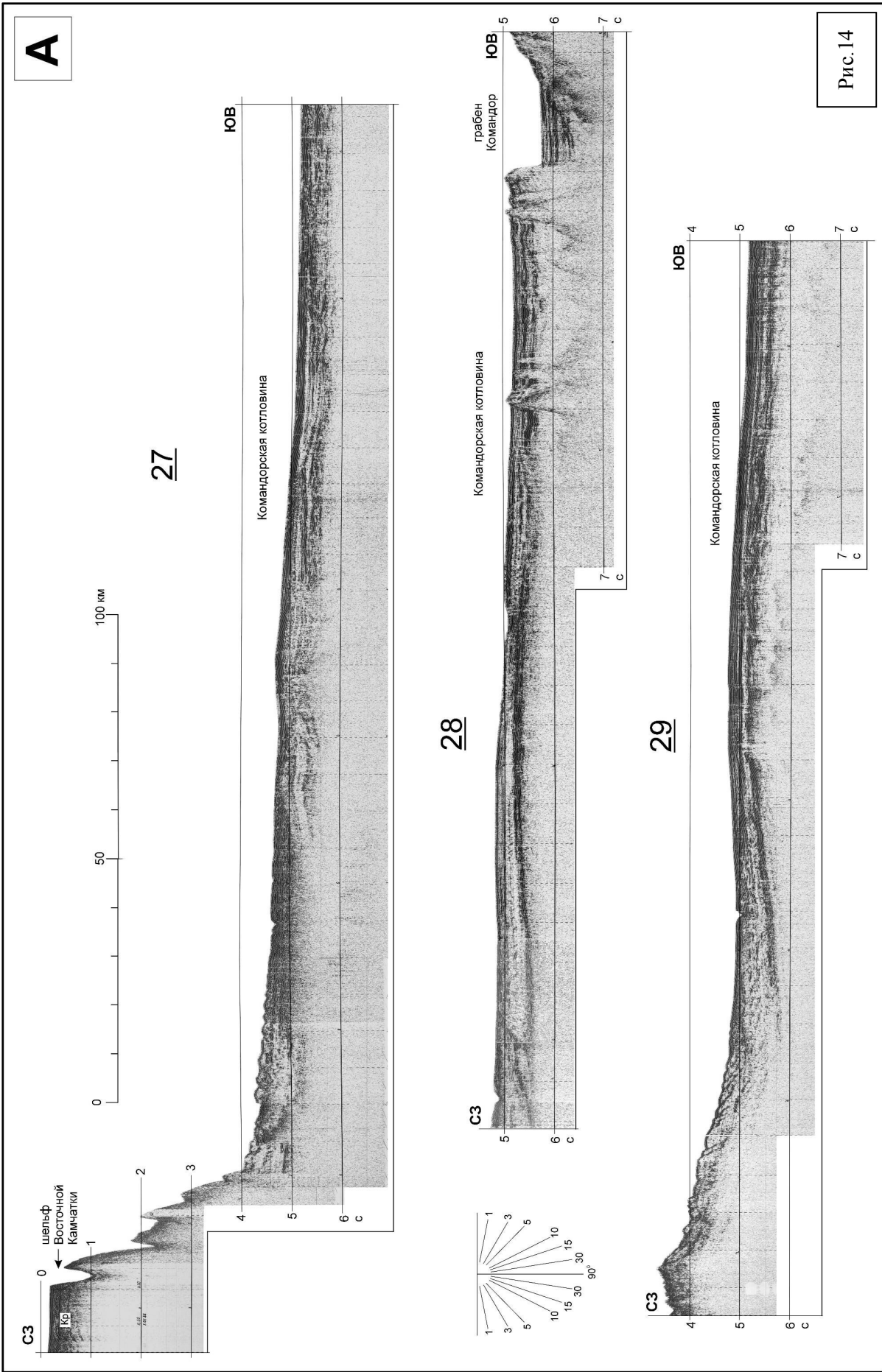


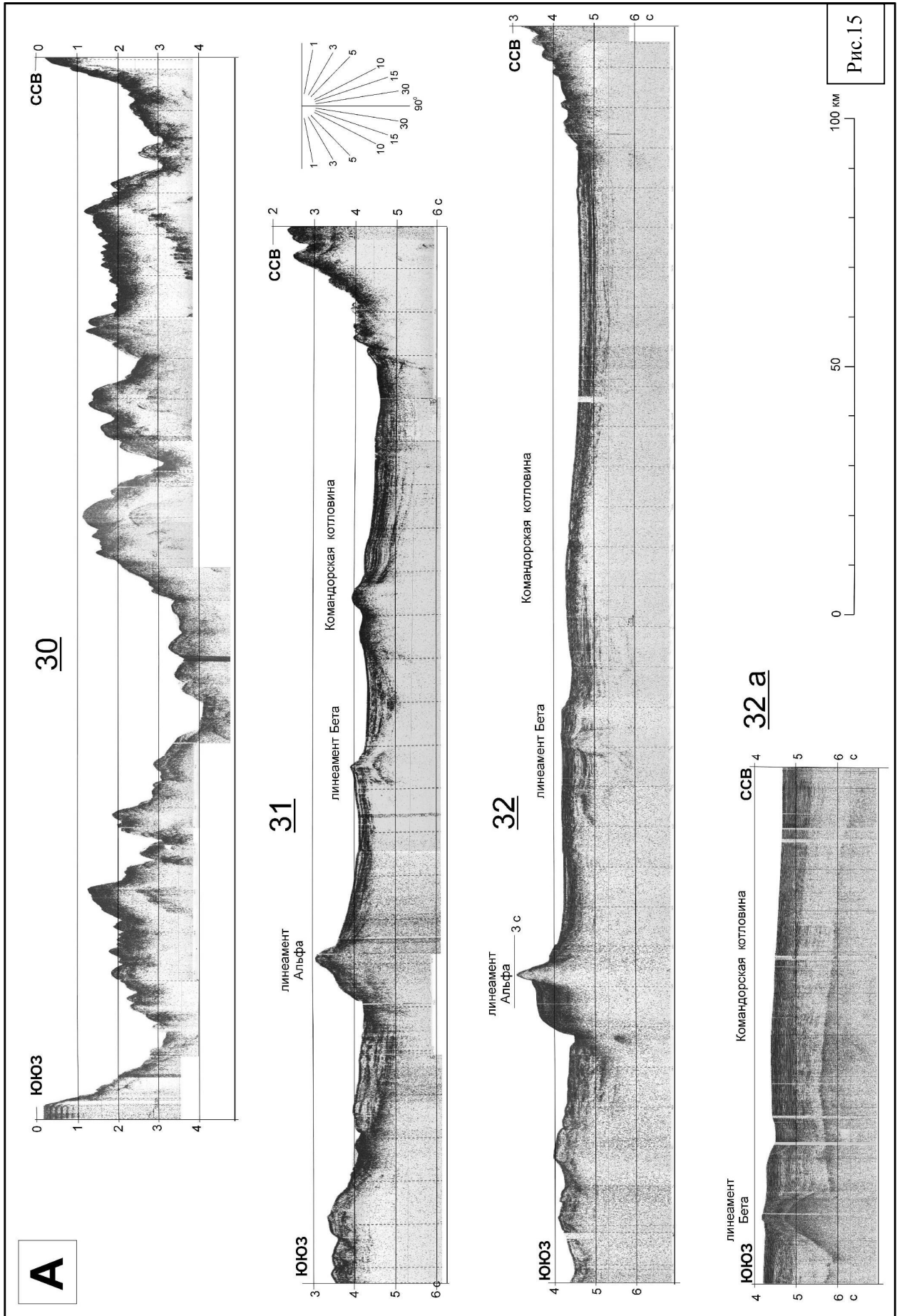


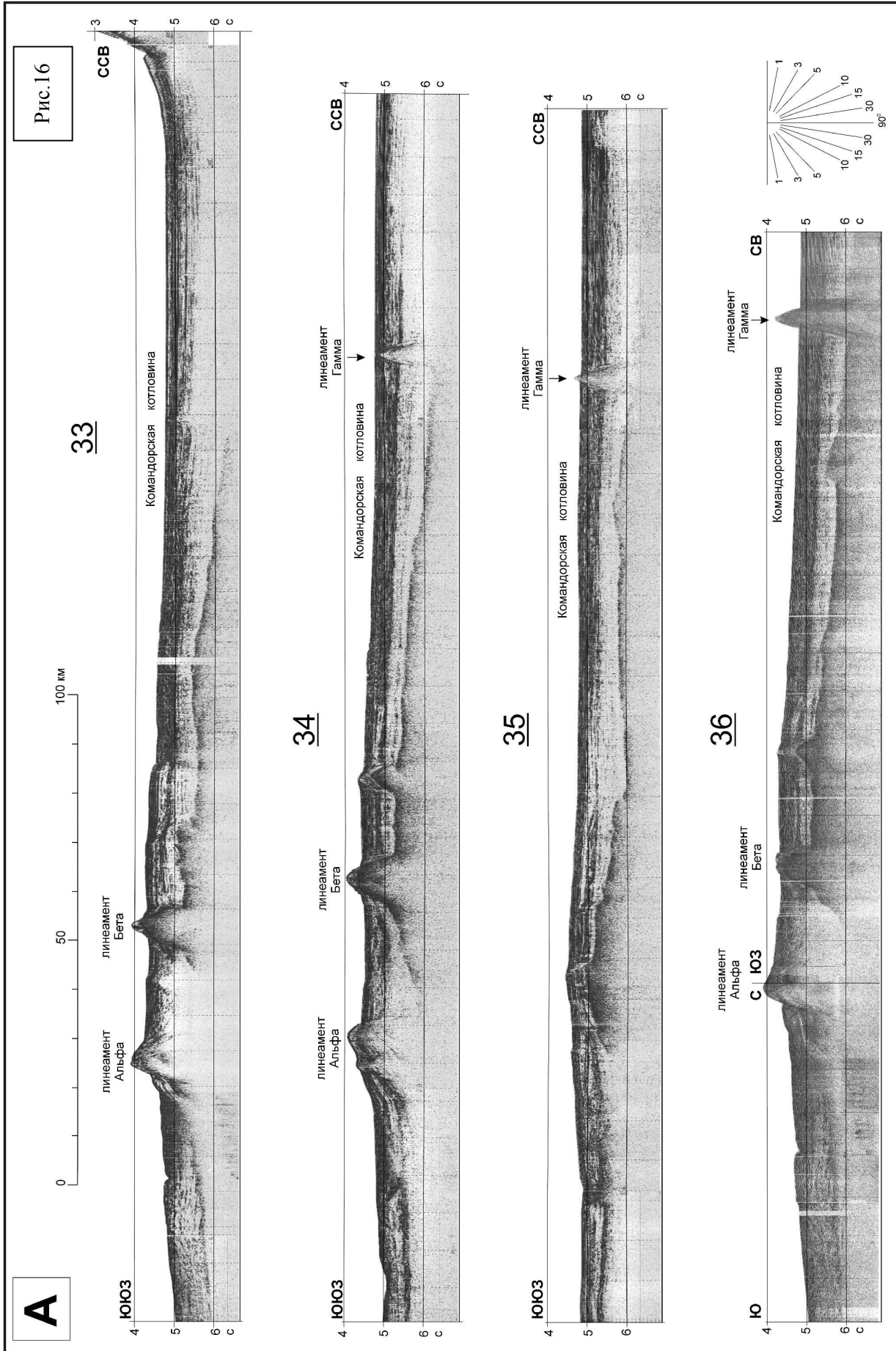


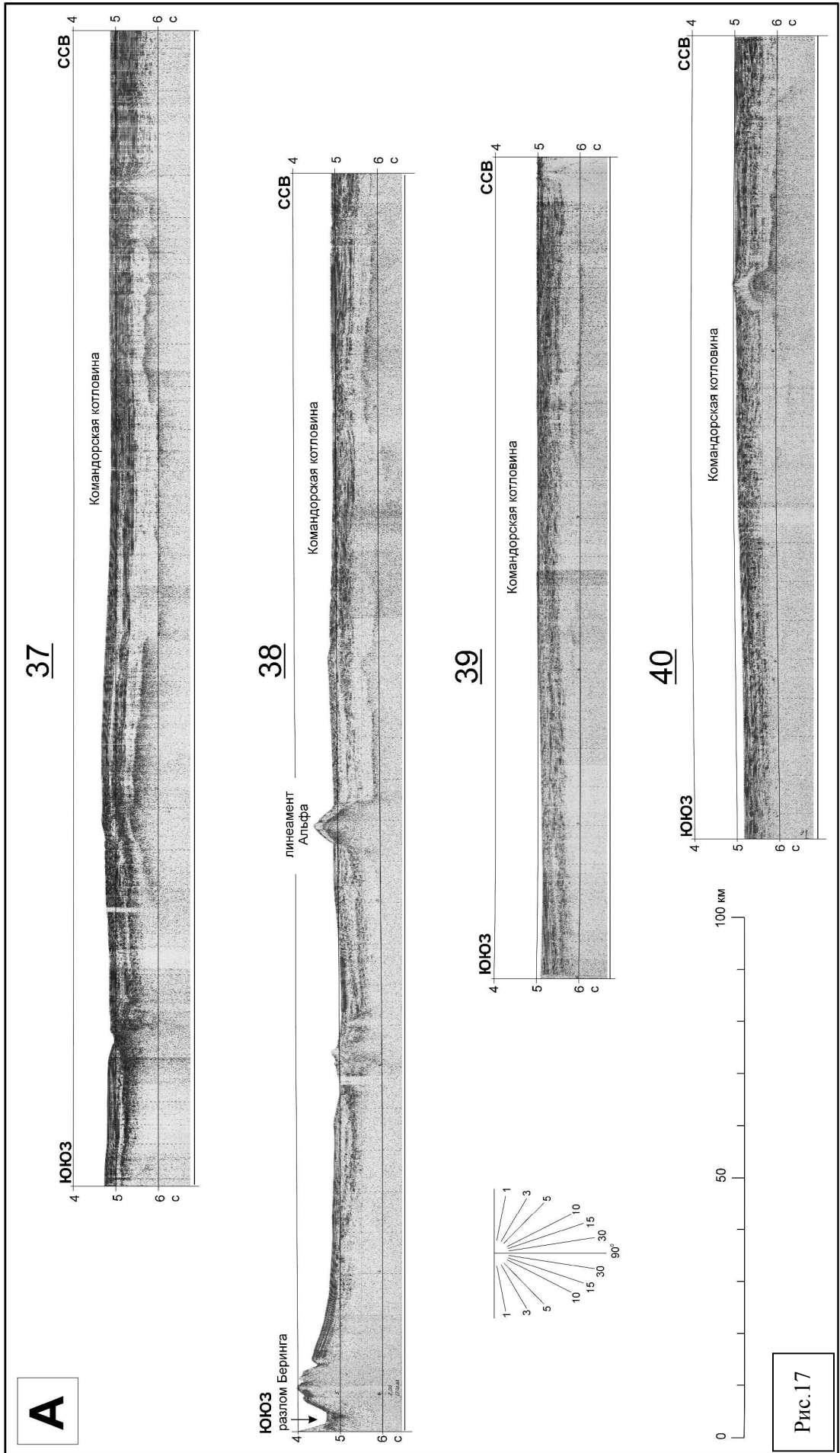












3.2. Тыловая зона западного сектора Алеутской дуги

Схема профилей НСП по тыловой зоне западного сектора Алеутской дуги (район Б) представлена на рис.18, а разрезы НСП по этому району – на рис. 19 – 26. Основной объем исследований методом НСП в этом районе выполнен в 21 (1984 г), 26 (1986 г) и 28 (1987 г) рейсах НИС «Вулканолог».

В тыловой зоне Командорского сектора Алеутской дуги, заключенной между линеаментами Беринга и Альфа, находятся весьма примечательные морфоструктуры. В тылу Командорского блока Алеутской дуги, северо-восточнее о. Беринга в рельефе дна отчетливо различимы признаки крупной вулcano-тектонической структуры, представленной раскрывающимся к северу грабенообразным прогибом (грабен Командор) и сопряженным с этим грабеном поднятием (массив Вулканологов), образованным приподнятыми кромками крыльев грабена и наложенными постройками вулкана Пийпа (Б 04, 05а,б, 06б, 07, 16, 27, 29 и др). На разрезах, пересекающих грабен Командор, видно, что различие гипсометрических уровней аккумулятивных равнин в грабене и на прилегающих участках котловины превышает 400 м. Грабен Командор, как и другие структуры растяжения южной части Командорской котловины, контролируется сбросами субмеридионального - ССВ простираний.

Вулкан Пийпа является единственным в рассматриваемом регионе подводным вулканом, проявляющим признаки современной активности (*Селиверстов и др., 1989а*). Вершины этого вулкана возвышаются над поверхностью аккумулятивных равнин прилегающих участков Командорской котловины на величину более 3500 м. Минимальная отметка глубин наиболее высокой вершины вулкана составляет 345 м. Вершины вулкана Пийпа сложены кислыми породами (андезито-дациты, дациты и дацитовые пемзы). Гипсометрически ниже обнажаются более основные разности пород (андезиты и андезитобазальты). Состав пород соответствует островодужным комплексам. Вместе с тем, целый ряд геохимических особенностей указывают на «бонинитовую» тенденцию состава магматических проявлений (*Волынец и др., 1992*). Это даёт основания предполагать существование в тылу западного сектора Алеутской дуги геодинамической обстановки, приводящей к одновременному проявлению двух различных типов магматизма: островодужного (субдукционного) и бассейнов растяжения. Последний связывается с новейшими и современными процессами разрастания дна южной части Командорской котловины вследствие длительного существования геодинамических условий правостороннего сдвига между Тихоокеанской плитой, западным сектором Алеутской дуги и Командорской котловиной.

В юго-восточном направлении от массива Вулканологов в рельефе дна прослеживается поднятие, ориентированное параллельно берингоморскому склону Командорского блока Алеутского хребта – поднятие Южнокомандорское (Б 9-15, 18-23). Куполообразные вершины этого поднятия возвышаются на величину до 350 м относительно гипсометрического уровня прилегающих аккумулятивных равнин.

Южнокомандорское поднятие ярко выражено в рельефе акустического фундамента. Оно вытянуто в северо-западном направлении вдоль западного сектора Алеутской дуги более чем на 400 км. На разрезах, пересекающих это поднятие, видно, что поперечный профиль поднятия асимметричен. Более крутой склон обращен к Командорско-Алеутскому хребту, а пологий прослеживается в северо-восточном направле-

нии до небольшого хребта, являющегося фрагментом «транскомандорского» линейного Альфа. На северо-восточном склоне поднятия в структуре осадочного чехла различимы признаки дислокаций, в том числе - признаки структур, напоминающих диапировые купола.

Для Южнокомандорского поднятия характерна раздробленность акустического фундамента на последовательность асимметричных блоков, ограниченных системой сбросовых уступов амплитудой до нескольких сотен метров. Установлено, что эти блоки имеют простирания от субмеридиональных до северо-северо-восточных, а ограничивающие их сбросовые уступы обращены на ЗСЗ. Осадочный чехол поднятия также повсеместно нарушен многочисленными сбросами амплитудой до нескольких десятков метров, проникающими в самые верхние горизонты осадочного чехла. На разрезах иногда различимо характерное для сбросов падение сместителей под опущенное крыло. Там, где удалось прокоррелировать эти сбросы по двум и более профилям, установлено, что они ориентированы субмеридионально и характеризуются углами падения сместителей порядка 50-70°.

В осадочном чехле поднятия проявлен еще один тип дислокаций. Это упоминавшиеся выше «диапировые» структуры. Они приурочены, как правило, к сбросовым уступам фундамента, хотя некоторые из этих структур обнаружены и там, где рельеф фундамента не осложнен уступами. Упомянутые «диапировые» структуры фиксируются на разрезах «куполообразными» зонами потери корреляции отраженного сигнала, антиклинальными изгибами осадочных слоёв и развитием небольших грабенов и сбросов над этими «куполообразными» зонами (Б 24, 25, 26 и др.). Подобные структурные признаки характерны для зон развития диапиров и, в данном случае, могут рассматриваться как результат внедрения по разрывам фундамента восходящих потоков вещества.

Поскольку с грабеном Командор генетически связана зона новейших и современных проявлений подводного вулканизма, есть основания полагать, что рассмотренные выше «диапировые» структуры над сбросовыми уступами южной части Командорской котловины могут быть обусловлены новейшими и современными магматическими процессами (внедрением в осадочный чехол магматических тел). В пользу такого предположения свидетельствует пространственная приуроченность к зоне развития структур растяжения в южной части Командорской котловины области аномально высоких значений теплового потока (*Смирнов, Сугробов, 1980б; Селиверстов, 1998*)..

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о том, что южная часть Командорской котловины, прилегающая к западному сектору Алеутской дуги, в новейшее время была (и остаётся) ареной развития субмеридионально ориентированных структур растяжения. Пространственное соотношение этих структур с разломом Беринга и западной частью линейного Альфа свидетельствуют об их парагенетической связи, соответствующей условиям правосторонней сдвиговой зоны, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги.

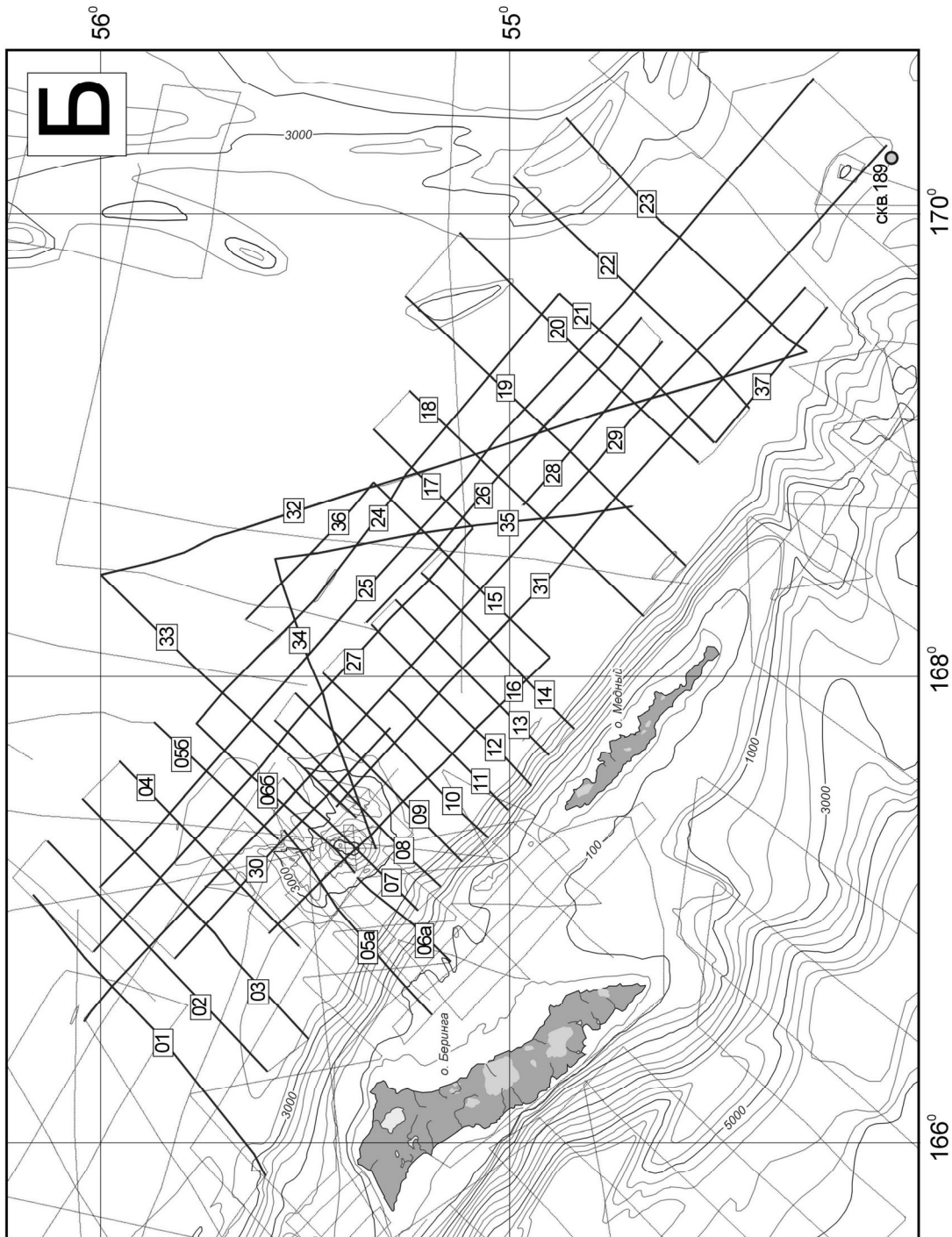
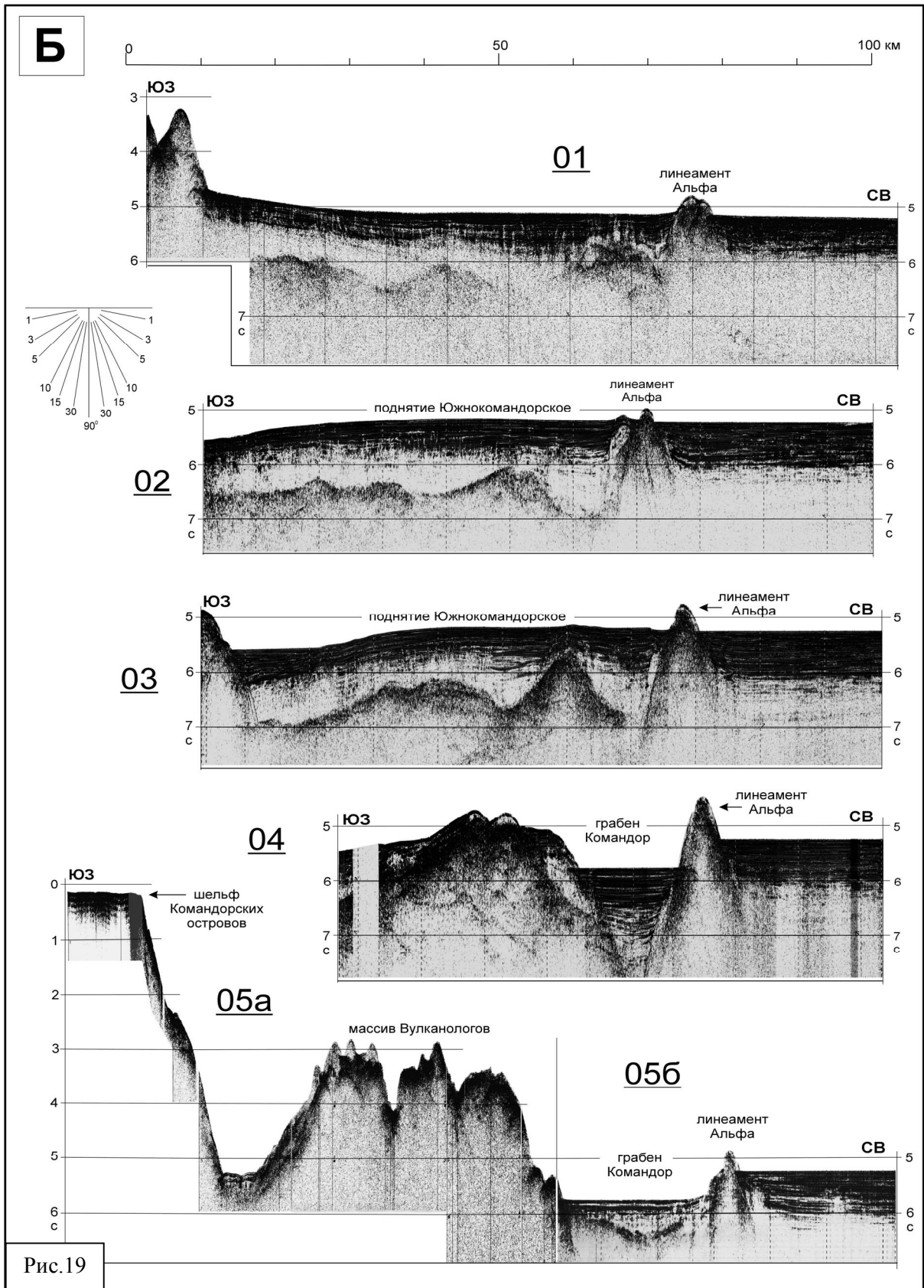
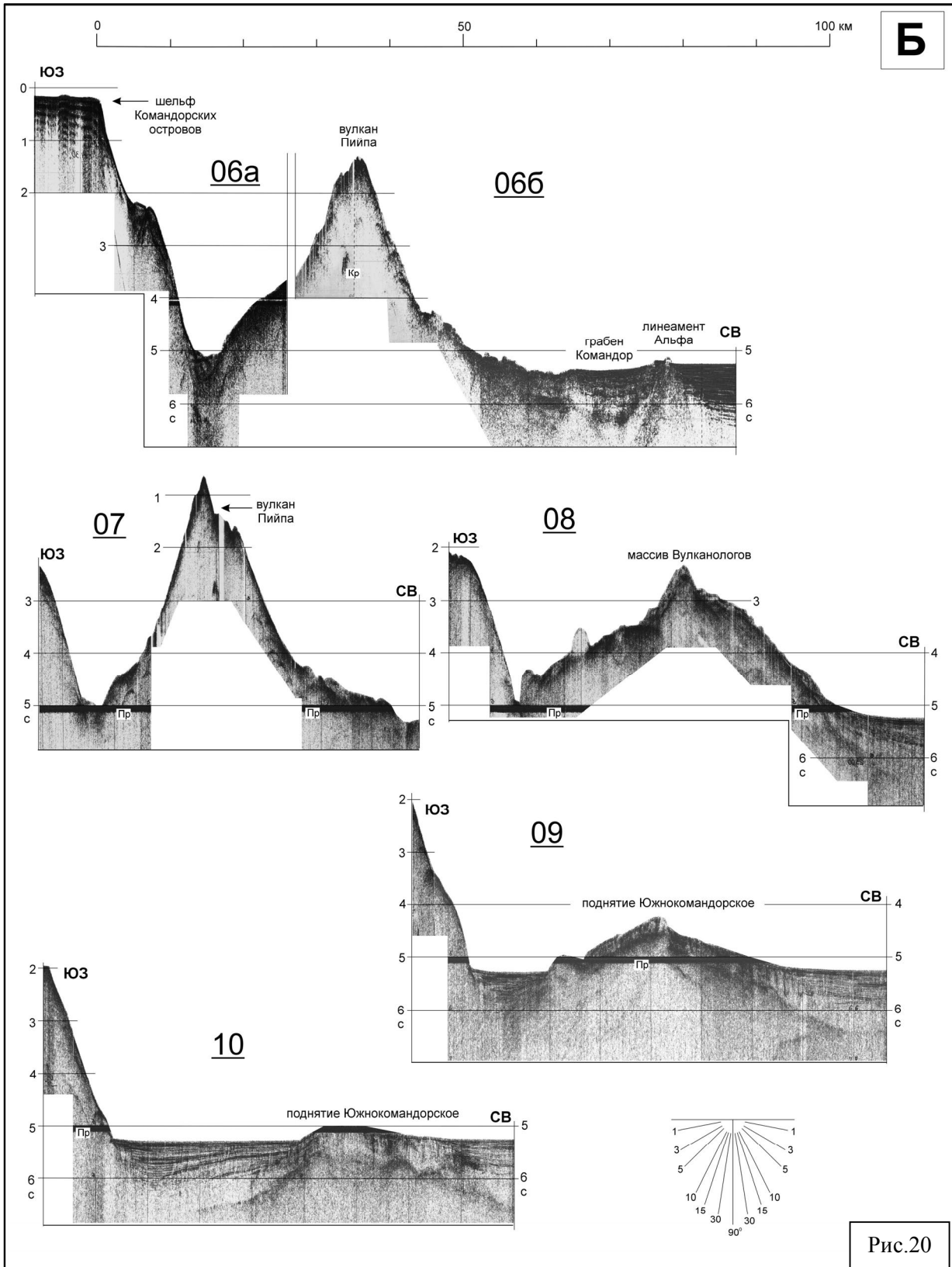
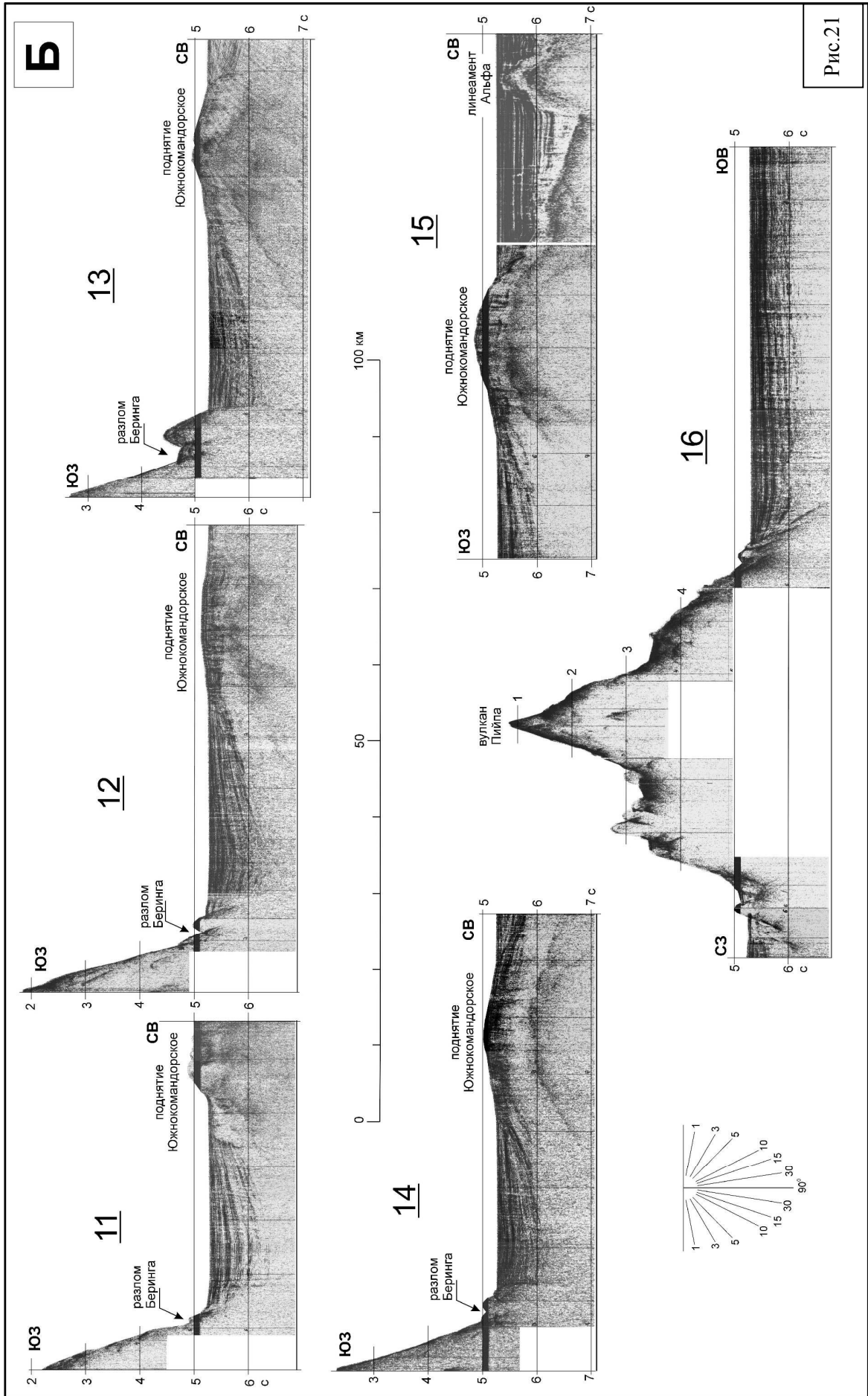
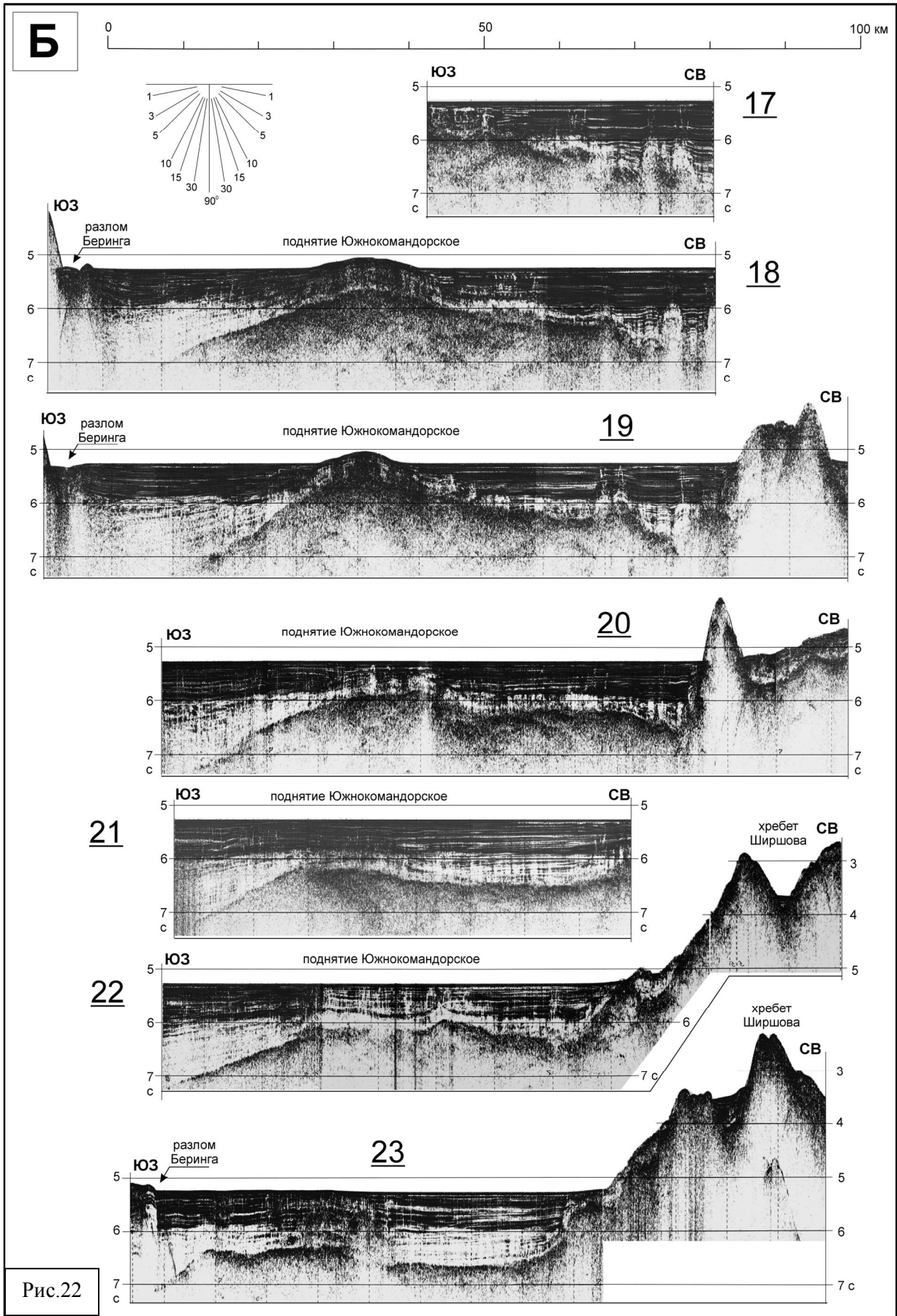


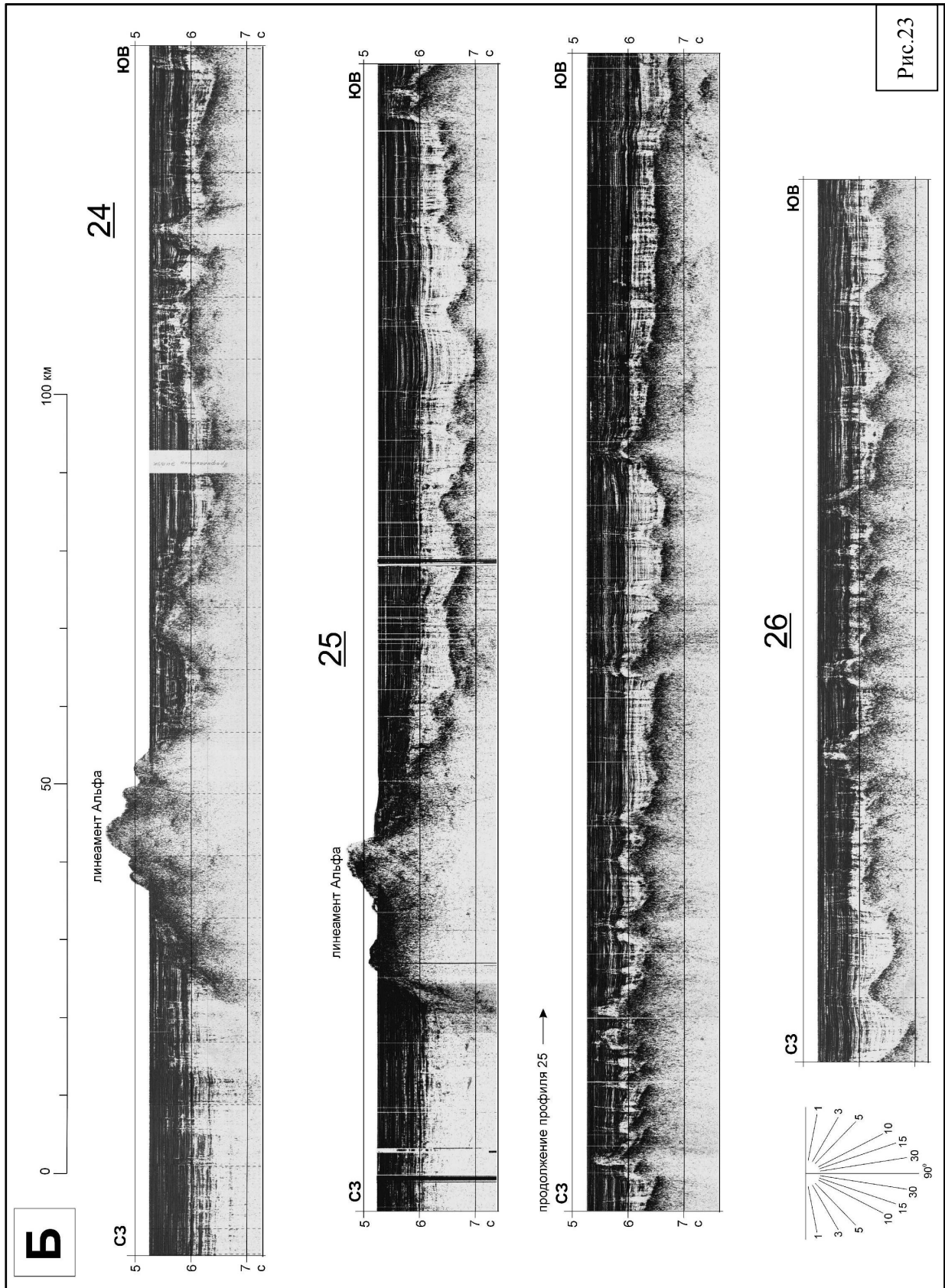
Рис. 18. Схема профилей НСП, отработанных в тыловой зоне западного сектора Алеутской дуги в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 19 – 26. Номера выделенных участков соответствуют номерам разрезов.

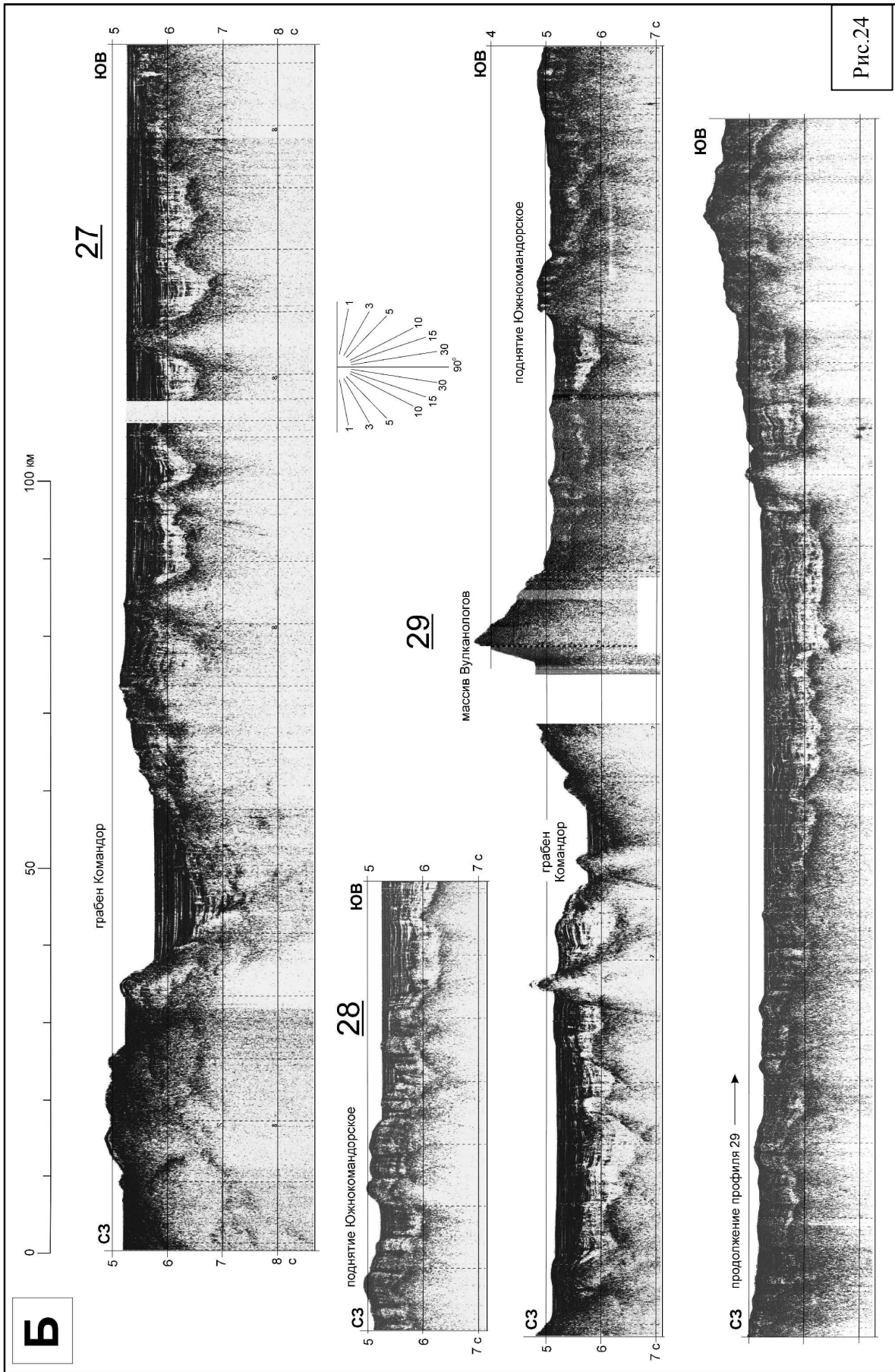


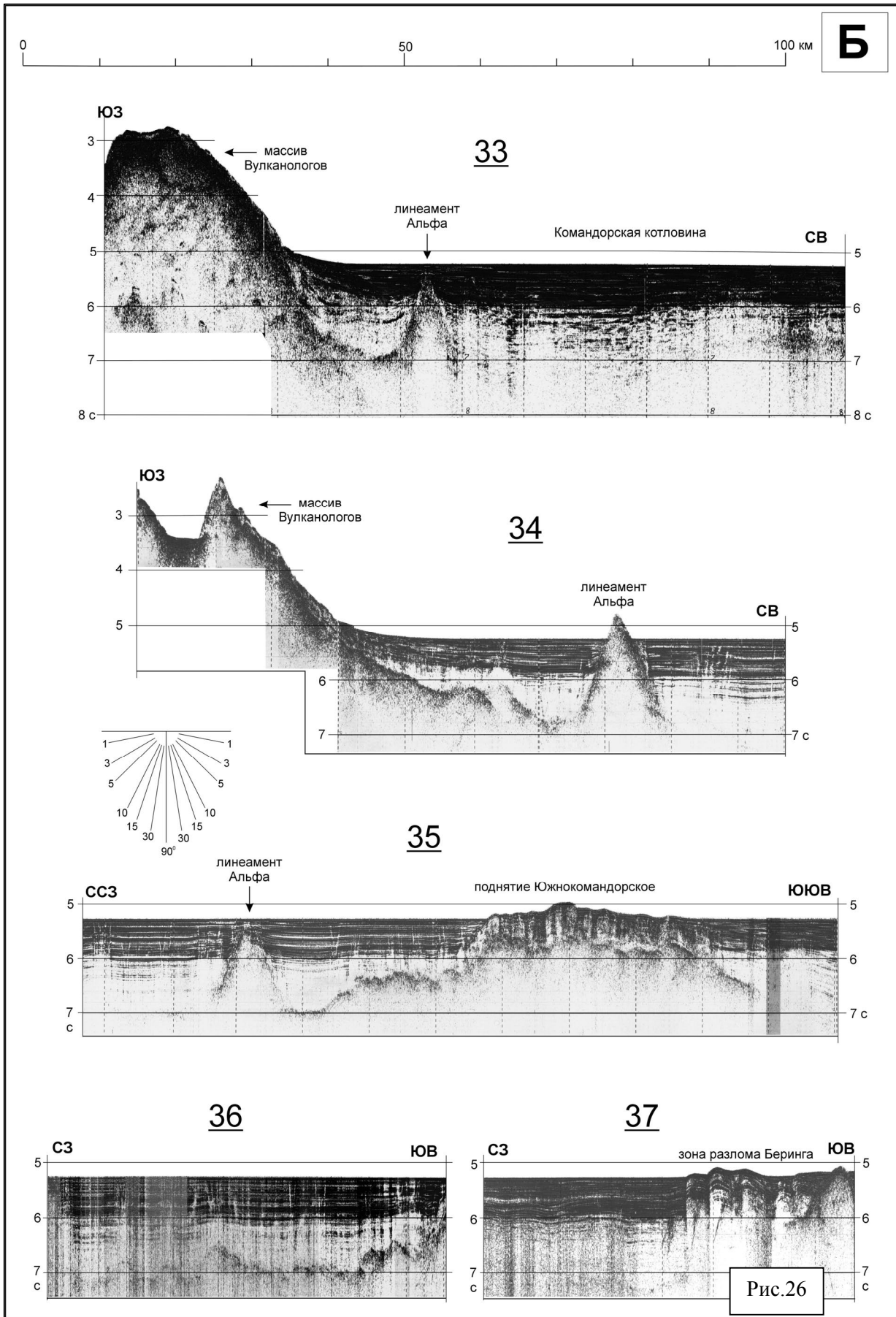












3.3. Зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг

Схема профилей НСП по зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг (район В) представлена на рис.27, а разрезы НСП по этому району – на рис. 28 – 34.

Камчатская ветвь Курило-Камчатского глубоководного желоба прослеживается в северном направлении до широты $55^{\circ}27'$, где резко обрывается структурами западного окончания Алеутской дуги. Особенности подводного рельефа в зоне сочленения западного окончания Алеутской островной дуги с континентальным склоном Восточной Камчатки свидетельствуют о преобладающем развитии здесь в новейшее время «алеутских» структур по отношению к «камчатским», т.е. о наложенном характере структур западного окончания Алеутской островной дуги на структуры континентального склона Восточной Камчатки.

У основания тихоокеанского склона Командорского блока западнее котловины Стеллера в рельефе дна отчетливо выделяется узкое, линейное поднятие с асимметричным поперечным профилем, которое прослеживается в СЗ направлении до склона п-ова Камчатский и ограничивает с севера Курило-Камчатский желоб (В 11, 12-14, 22,24, 25). Юго-западный склон этого поднятия меняет свою крутизну от $5-6^{\circ}$ на юго-востоке до $15-17^{\circ}$ на северо-западе, а северо-восточный склон, обращенный в сторону Берингова моря, на всем протяжении представлен крутым прямолинейным уступом (разломом Стеллера). Это поднятие отгораживает зону сочленения желобов от котловины Камчатского пролива и препятствует перемещению осадков придонными гравитационными потоками из Берингова моря в Алеутский и Курило-Камчатский желоба. При этом различие гипсометрических уровней аккумулятивных равнин в котловине Камчатского пролива и зоне сочленения желобов превышает 1.5 км.

Дно котловины Камчатского пролива представлено плоской аккумулятивной равниной с глубинами 4300-4400 м, что на 700-900 м ниже гипсометрического уровня современной аккумулятивной равнины на прилегающих участках Командорской котловины. Со стороны Берингова моря котловина ограничена крутым линейным уступом СЗ простирания (разлом Беринга), возвышающимся над дном котловины Камчатского пролива иногда более чем на 1000 м (В 08, 10). Котловина Камчатского пролива имеет сообщение с каньонами Восточной Камчатки. Кроме Пикежского каньона, непосредственно прилегающего к котловине, ее северный борт прорезает подводный канал, являющийся продолжением долин конуса выноса двух крупных каньонов Озерновского залива.

В восточной части котловины Камчатского пролива выделяется современный прогиб, напоминающий своей ромбовидной формой котловину Стеллера, но меньших размеров. Максимальная глубина в этом прогибе достигает 4700 м, т.е. на 400-500 м превышает гипсометрический уровень прилегающей аккумулятивной равнины (В19). Необходимо отметить, что подобные ромбовидные прогибы являются характерной чертой подводного рельефа в пределах западного сектора Алеутской островной дуги. Эти прогибы определенным образом соотносятся с магистральными структурами СЗ простирания (разломы Беринга, Стеллера и Алеутского желоба), что свидетельствует об их парагенетической связи. По морфологическим и структурным признакам эти прогибы являются типичными «дуплексами растяжения» зон сдвиговых дислокаций

(Woodcock, Fischer, 1986), при этом форма прогибов и соотношение с магистральными структурами свидетельствуют об их принадлежности к правосторонней сдвиговой зоне, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской островной дуги.

Котловина Камчатского пролива является районом сочленения структур Алеутского хребта с континентальным склоном Восточной Камчатки. Отроги Командорско-Алеутского хребта здесь погружаются в СЗ направлении под поверхность аккумулятивной равнины, однако в рельефе фундамента и структуре осадочного чехла непрерывно прослеживаются до подводного склона п-ва Камчатский, где сочленяются с континентальным склоном Восточной Камчатки в районе мыса Африка. Этот район будет рассмотрен более подробно в разделе 5.1.

Реликтовый осадочный чехол раздробленного края Тихоокеанской плиты в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов перекрыт мощными линзами молодых осадков, характеризующихся на сейсмических разрезах выдержанной субгоризонтальной слоистостью, типичной для отложений дистальных турбидитов (В 13, 14, 16). Эти линзы, получившие название турбидитовых клиньев, приурочены к местам, где глубоководные желоба имеют сообщение с системой каньонов и эрозионных долин Восточной Камчатки и Командорских островов.

Уже первые данные по глубоководному бурению в Алеутском и Вашингтонско-Орегонском желобах показали, что мощный турбидитовый клин в осевой части этих желобов образован в течение последнего миллиона лет. Причем скорости осадконакопления в периоды низких уровней океана, т.е. в периоды ледниковий, резко возрастали, достигая 2-3 м/тыс. лет, и уменьшались более чем на порядок в периоды межледниковий (Фон Хюне, 1978; Шолл, 1978).

К западу от зоны сочленения глубоководных желобов расположена котловина Камчатского залива, ограниченная с востока подводным хребтом – подводным продолжением Камчатского мыса (В 06, 08, 26). Котловина Камчатского залива отличается от других котловин заливов Восточной Камчатки (Авачинского и Кроноцкого) своей большей глубиной и меньшим объемом осадочного заполнения, что создает впечатление о более позднем ее образовании.

Важнейшей транспортной артерией по поставке обломочного материала в котловину Камчатского залива является Камчатский каньон (В 01-06, 08, 26). Это один из немногих каньонов Восточной Камчатки, верховья которого достигают глубин 20-30 м и могут питаться обломочным материалом даже в периоды высокого уровня океана. По Камчатскому каньону обломочный материал выносится не только в котловину залива, но и в зону сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов, где мощность турбидитовых отложений достигает 1 км. Положение Камчатского каньона и его притоков контролируется тектоническими нарушениями субмеридионального и субширотного простираний.

Важно отметить, что к верховьям Камчатского каньона поступает твердый сток реки Камчатка, площадь водосбора которой составляет более 50 тыс. км² и превышает площади водосбора всех вместе взятых рек и ручьев более южных районов Восточной Камчатки. Тем не менее, степень турбидитового заполнения котловины Камчатского залива сравнительно невелика и заметно уступает заполнению котловин Кроноцкого и Авачинского заливов. Подобное несоответствие свидетельствует о том, что твердый

сток реки Камчатка стал поступать в котловину Камчатского залива сравнительно недавно, по-видимому, в среднем плейстоцене, что, вероятнее всего, было связано с крупным этапом в тектоническом развитии котловины Камчатского залива, возможно с ее заложением.

В западной, сравнительно мелководной части залива слоистые толщи осадков подстилаются поверхностью выравнивания, которая является характерной чертой строения верхней части разреза и в двух других заливах Восточной Камчатки (Кроноцкого и Авачинского), а также на юге Камчатки. Достоверные сведения о составе и возрасте пород, срезаемых поверхностью выравнивания, для Камчатского залива отсутствуют. Есть основания предполагать, что она сложена консолидированными (вулканогенно-осадочными или вулканическими) породами. Об этом косвенно свидетельствуют трогообразные поперечные профили подводных каньонов Сторож: донная эрозия в этих каньонах приостановилась, достигнув поверхности выравнивания (В 08а). В рельефе поверхности выравнивания и структуре перекрывающих её слоистых толщ здесь хорошо различимы разрывные нарушения. Наиболее крупные из них, со смещениями по вертикали в первые сотни метров, имеют субширотное простирание.

При драгировании тальвега и бортов каньонов Сторож были подняты песчанистые глины предположительно плейстоценового возраста с включениями щебня и гальки. Эти отложения, по-видимому, соответствуют слоистым осадочным комплексам, залегающим выше поверхности выравнивания.

В северной части Камчатского залива прослеживаются признаки строения верхней части разреза, аналогичные таковым западной части залива. На сейсмоакустических разрезах, ориентированных вкrest подводного хребта Камчатского мыса и северной части залива, различимы признаки слоистого осадочного комплекса и подстилающей поверхности выравнивания на западном склоне подводного хребта Камчатского мыса и в северной части Камчатского залива (В 01-04).

По-видимому, в плиоцене здесь существовала обширная поверхность выравнивания, на которой в процессе ее погружения (в верхнем плиоцене-плейстоцене) формировался аккумулятивный шельф. Затем, вероятно в конце нижнего плейстоцена, здесь проявились интенсивные тектонические движения, которые привели к опусканию внешних участков шельфа на величину до 1.5 км. При этом опускания внешнего шельфа сопровождалось воздыманием в районе Камчатского полуострова и подводного хребта Камчатского мыса, а также прогибанием дна котловины. Подобные процессы, но на несколько более ранних этапах позднего кайнозоя, предполагаются также для Кроноцкого и Авачинского заливов Восточной Камчатки.

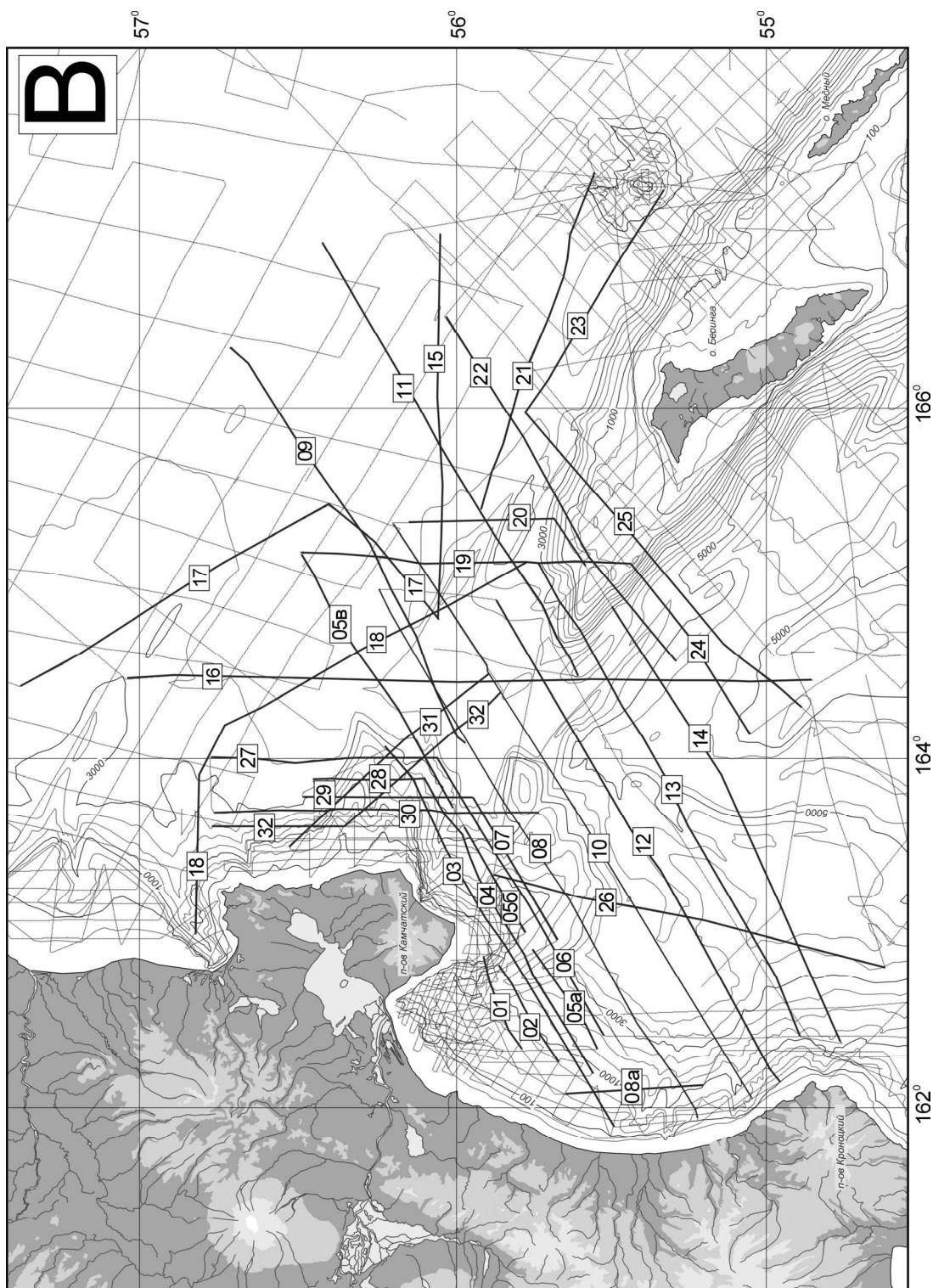
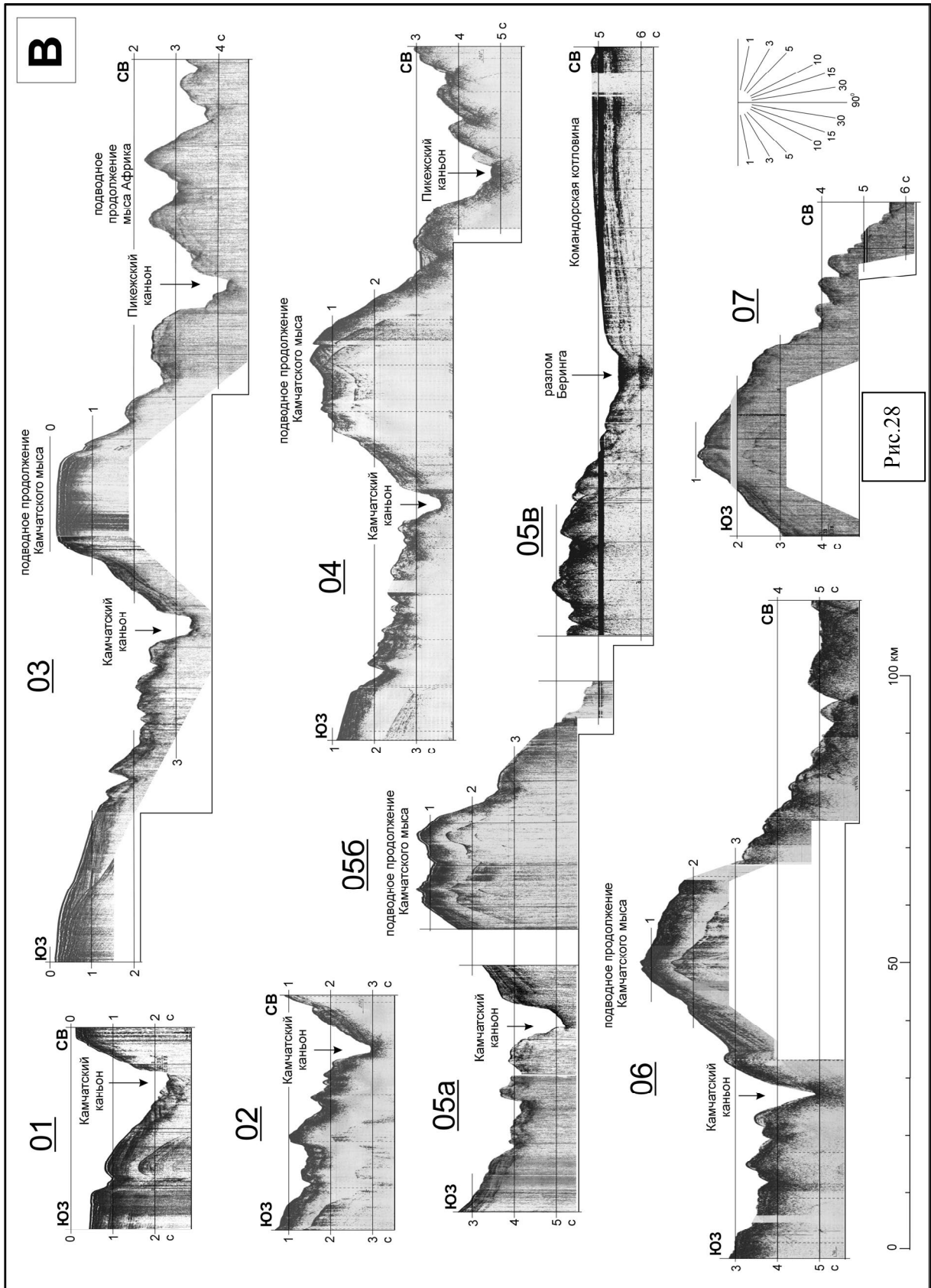


Рис. 27. Схема профилей НСП, отработанных в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 28 – 34. Номера выделенных участков соответствуют номерам разрезов.



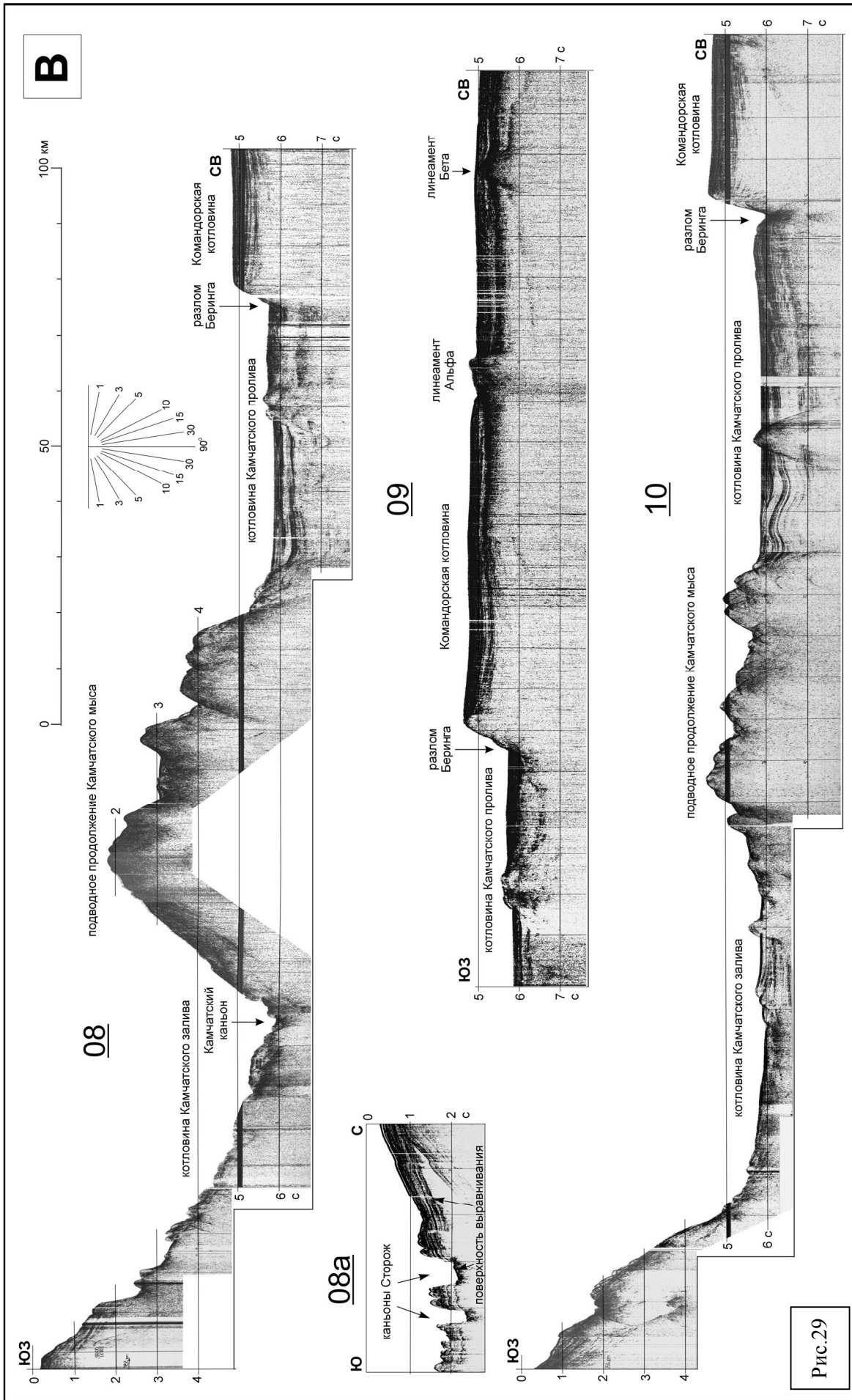
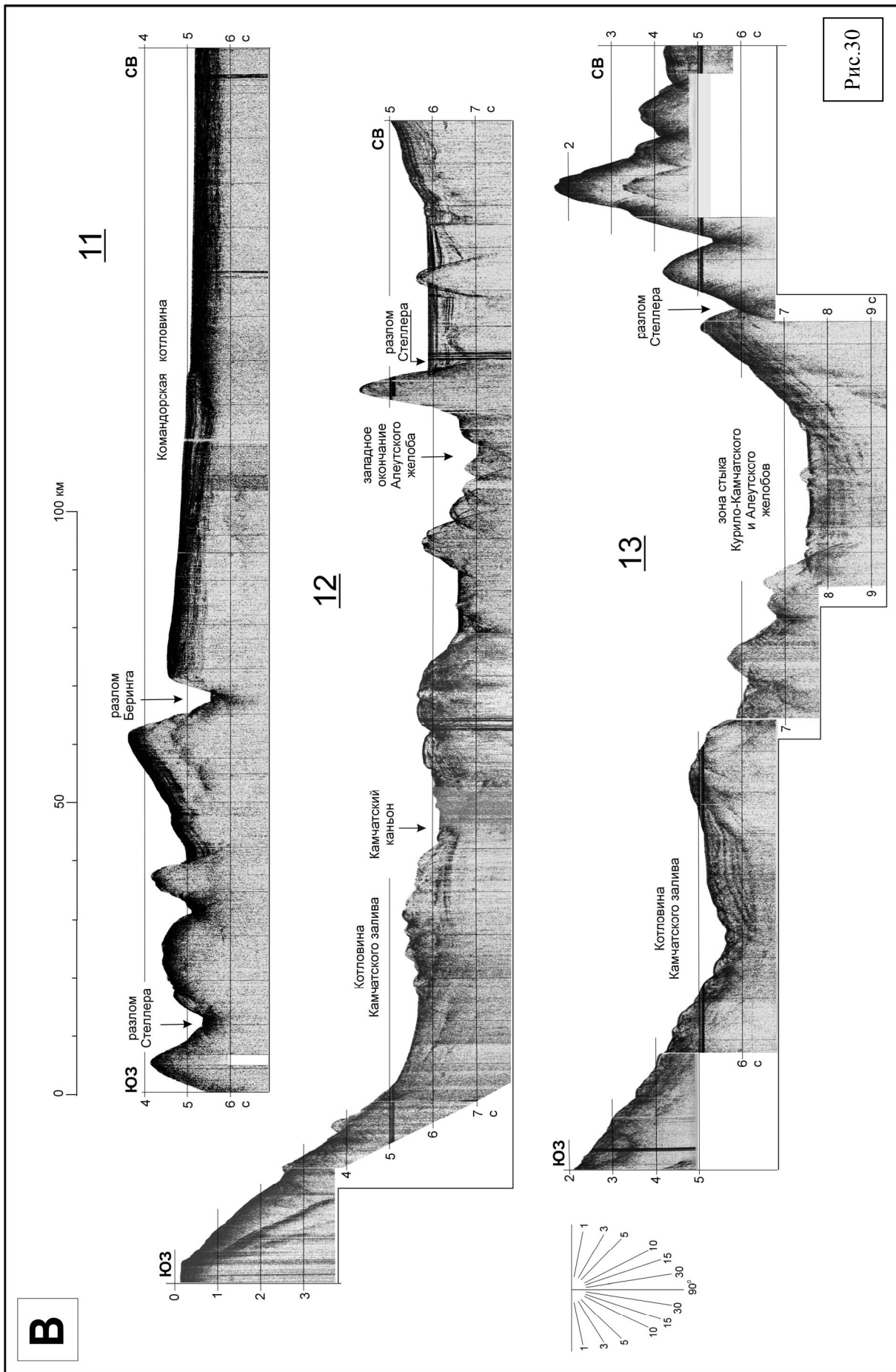
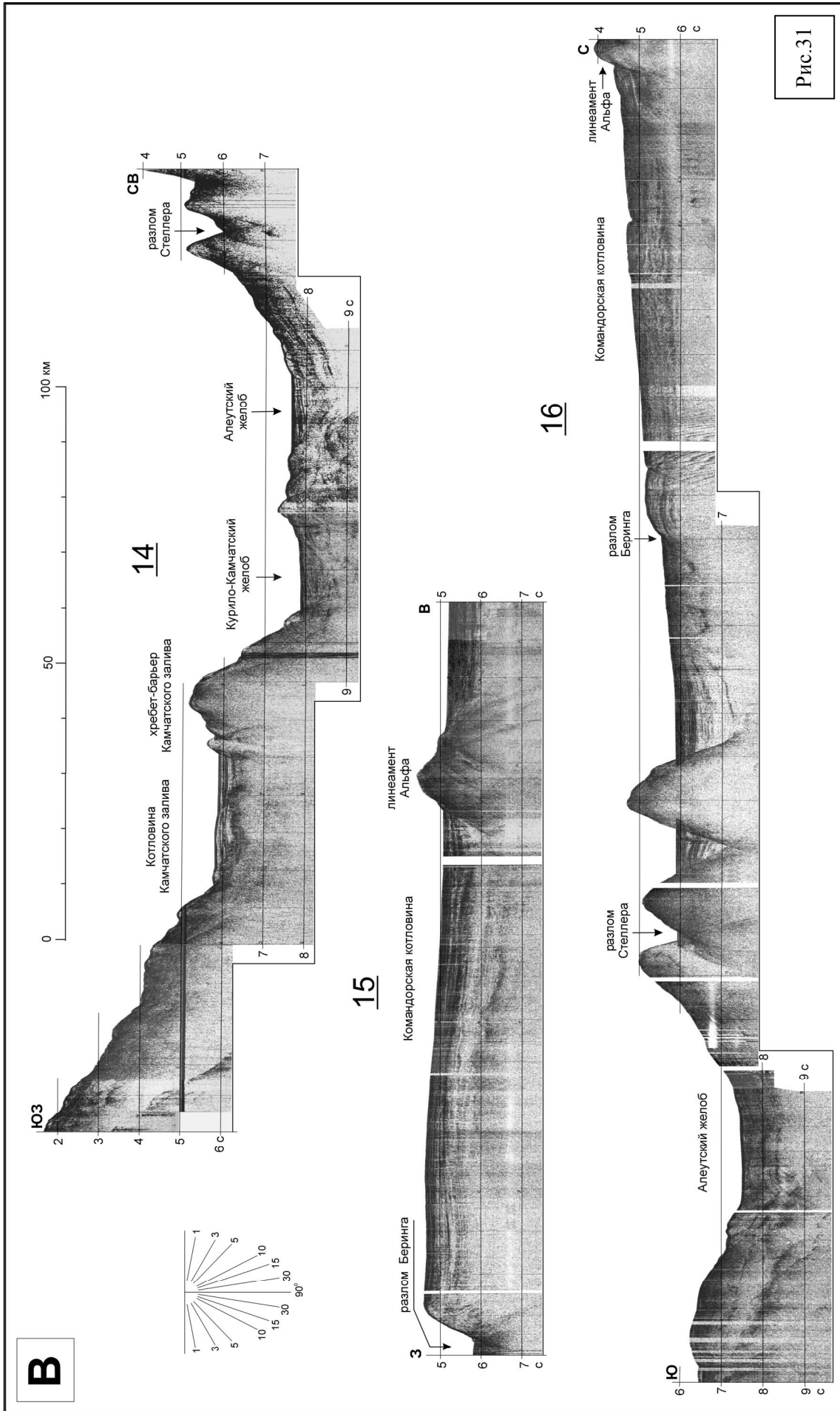


Рис.29





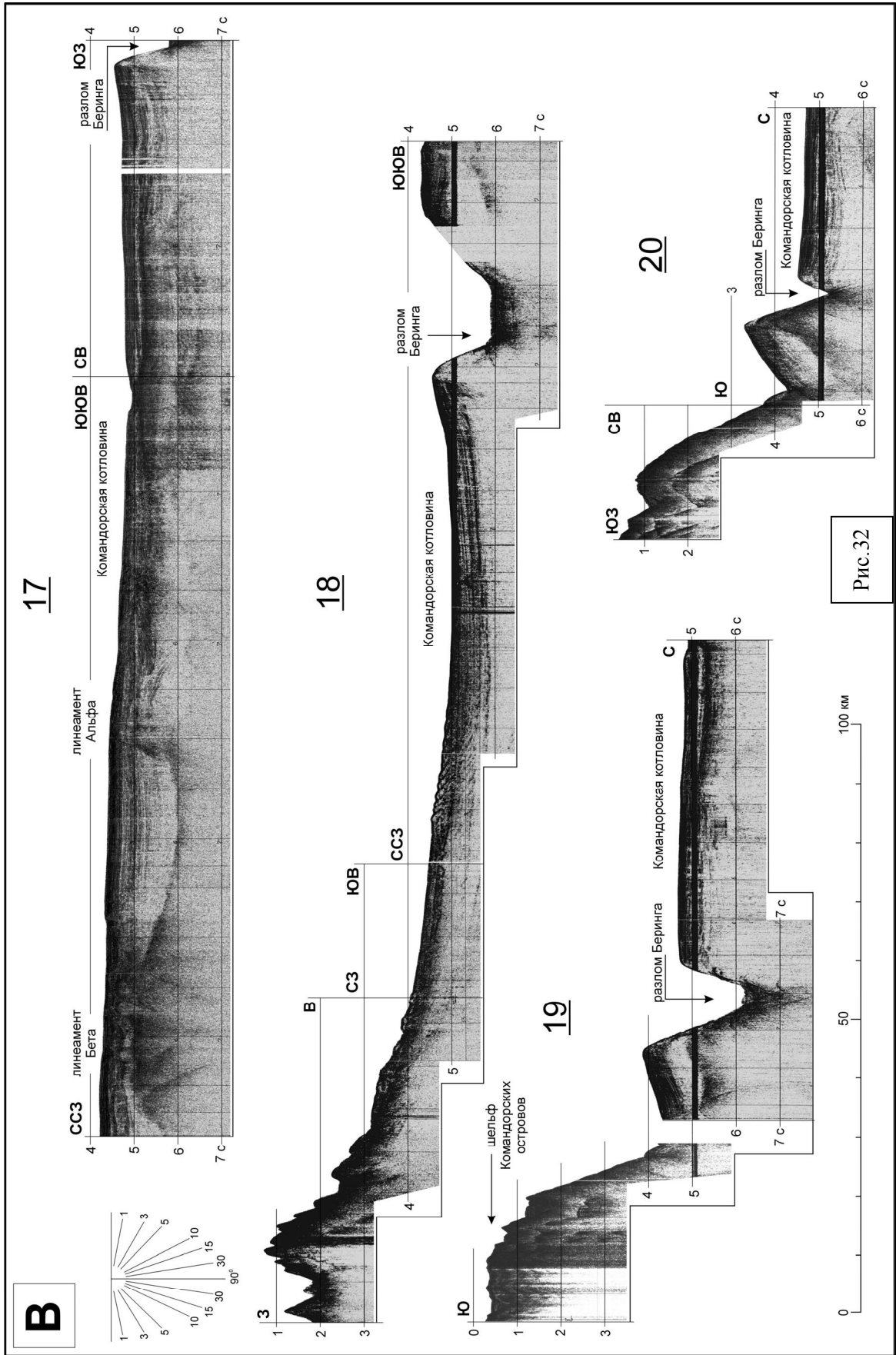
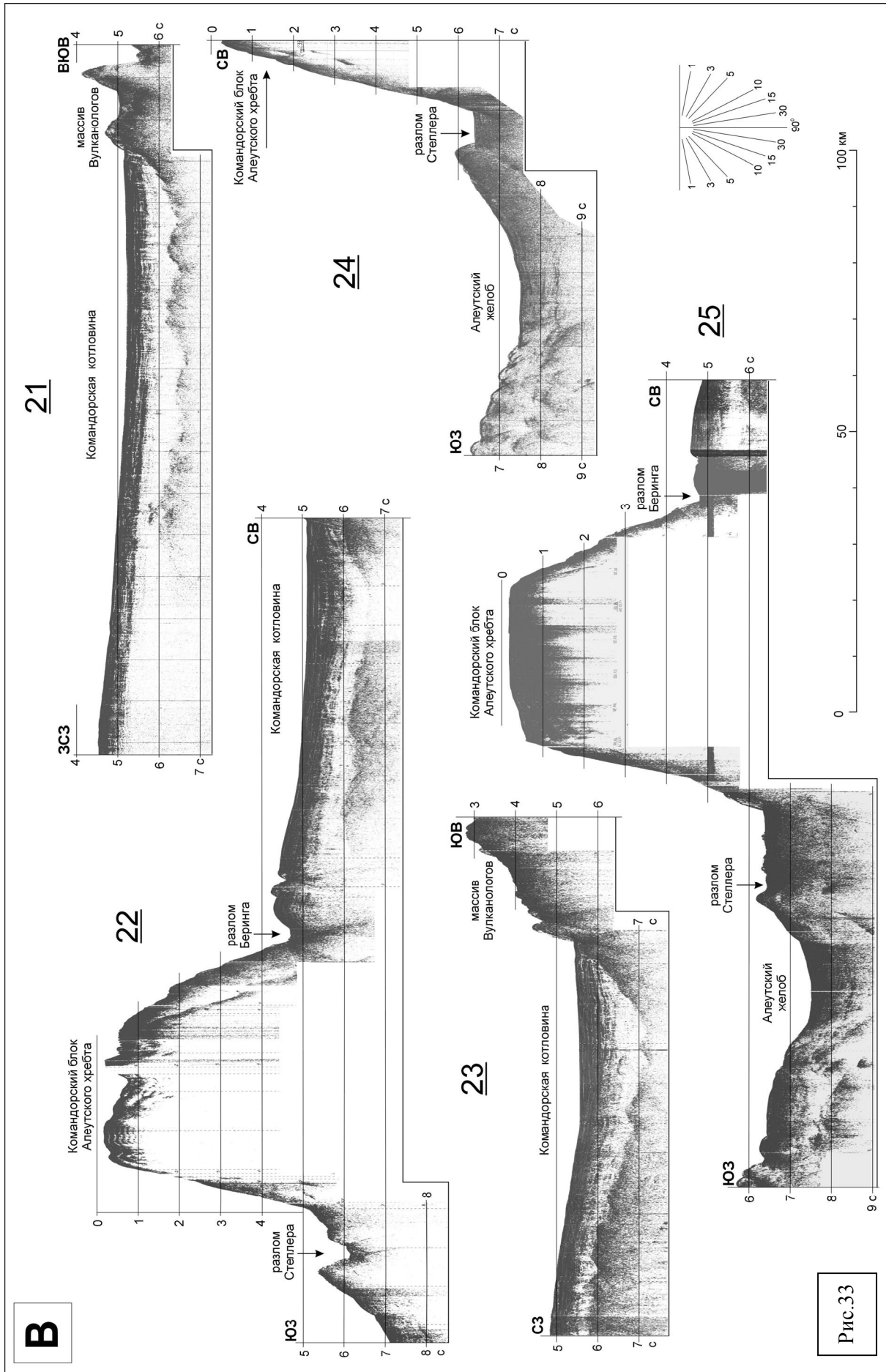
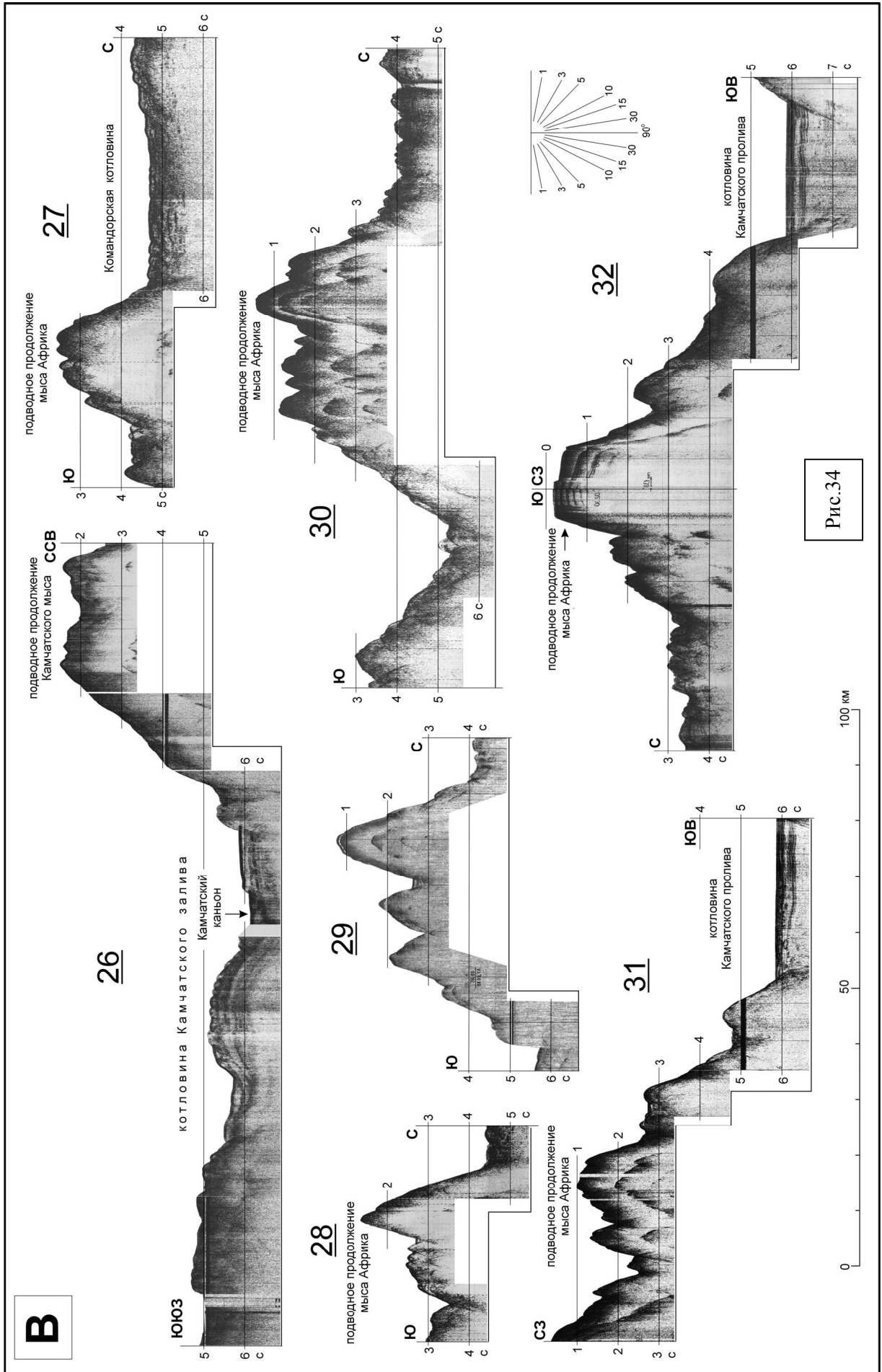


Рис.32





3.4. Западный сектор Алеутского желоба и его обрамление

Схема профилей НСП на западный сектор Алеутского желоба и его обрамление (район Г) представлена на рис.35, а разрезы НСП по этому району – на рис. 36 – 40.

Западный сектор Алеутского глубоководного желоба отличается своеобразным рельефом. Значительные по протяженности участки желоба представлены аккумулятивными равнинами и отличаются плоским рельефом дна. Субгоризонтальные поверхности равнин часто осложнены слабо наклоненными участками и небольшими уступами, ориентированными под углом к оси желоба. Максимальные глубины желоба отмечаются на юго-востоке рассматриваемого района, южнее банки Стелмейт (более 7000 м). В СЗ направлении желоб становится более мелководным, и в районе его сочленения с Курило-Камчатским желобом глубины уменьшаются до 5700-5800 м.

Островной и океанический борта западного сектора Алеутского желоба осложнены многочисленными поперечными, продольными и диагональными уступами, ограничивающими грабенообразные прогибы и сопряженные с ними выступы. Крупнейшей из таких морфоструктур является ромбовидная котловина Стеллера, прилегающая к тихоокеанскому склону о. Беринга (Г 04, 05, 07). Поверхность аккумулятивной равнины в этой котловине находится гипсометрически ниже (на первые сотни метров), чем на прилегающем участке глубоководного желоба, что указывает на принадлежность этой морфоструктуры к современному грабену.

На участке Тихоокеанской плиты, прилегающем к западному окончанию Алеутского желоба, отсутствуют морфологические признаки краевого океанического вала. Переход к океаническому борту желоба фиксируется разрозненной цепочкой небольших поднятий, наиболее крупные из которых расположены на флангах рассматриваемого участка: напротив банки Стелмейт (поднятие Бартлетт) и непосредственно в районе сочленения желобов (поднятие Угловое). Такое строение не характерно для желобов субдукционного типа, но вполне соответствует представлениям о сдвиговой природе западного сектора Алеутского желоба.

В пределах региона находится крайний северо-западный участок Тихоокеанской плиты, ограниченный с севера и северо-запада сочленяющимися глубоководными желобами. К зоне сочленения желобов прилегает своим северным окончанием одна из крупнейших морфоструктур Тихого океана - Гавайско-Императорский хребет. На прикамчатских акваториях расположены два крайних звена этого хребта - возвышенности Детройт и Обручева (в некоторых работах возвышенностью Обручева называют оба эти звена). В отличие от более южных участков Гавайско-Императорского хребта, выстраивающихся в субмеридиональном направлении по 170° в.д., возвышенности Детройт и Обручева надстраивают хребет с отклонением к западу. Это особенно заметно для возвышенности Обручева, вытянутой в СЗ направлении примерно на 250 км и прилегающей своим СЗ окончанием к Курило-Камчатскому желобу напротив подводного продолжения Кроноцкого п-ова (рис.4).

Возвышенности Обручева и Детройт обособлены по изобате 3500 м и имеют общий цоколь, очерчиваемый изобатами 4000 и 4500 м, который объединяет их с более южными участками Гавайско-Императорского хребта. Возвышенность Детройт осложнена подводными вершинами с глубинами менее 2500 м и имеет более расчленен-

ный рельеф, чем возвышенность Обручева, плоская вершина которой незначительно осложнена пологими прогибами и поднятиями. Последние лишь в отдельных местах достигают глубин менее 3000 м.

Поперечный профиль дна возвышенности Обручева в целом асимметричен. Ее плоская вершина обрывается на запад и юго-запад серией крутых уступов, а северо-восточный склон представлен слабо наклоненной ($<1^{\circ}$) поверхностью аккумулятивной равнины, сформированной отложениями контурных течений (Г 16). В рельефе этой равнины все же различимы пологие грабенообразные прогибы СВ простирания, раскрывающиеся в сторону Алеутского желоба. Аналогичные прогибы более резких очертаний и меньших размеров осложняют северо-западный склон возвышенности со стороны Курило-Камчатского желоба.

Осадочный чехол рассматриваемого участка Тихоокеанской плиты различается по строению с юга на север. Южнее возвышенности Обручева мощность осадков невелика (0.3-0.6 км) и их структура свидетельствует о пелагическом характере осадконакопления. Подобная структура осадков характерна для абиссальных равнин северо-западной части Тихого океана, удаленных от источников сноса терригенного материала и характеризующихся сравнительно малыми скоростями осадконакопления (3-5 мм/тыс.лет).

Несколько иная структура характерна для осадочного чехла возвышенности Обручева. Мощность осадков здесь заметно увеличивается. Причем увеличение мощности происходит за счет разрастания верхних горизонтов, проявляющих на сейсмических разрезах признаки выдержанной градиационной слоистости, характерные для осадочных толщ, сформированных при участии терригенного материала алевритопелитовой размерности. Действительно, в скв.192, пробуренной на плоской вершине возвышенности Обручева, разрез осадков километровой мощности представлен в верхней части чередованием диатомовых илов и алевритистых глин, мощностью около 150 м, образованных в течение верхнего плиоцена-плейстоцена (за 3.5 млн. лет), т.е. средняя скорость осадконакопления при этом составляла около 40 мм/тыс.лет. Эта часть разреза осадков отображается на сейсмоакустическом разрезе в виде слоистой толщи.

В северо-западном и северо-восточном направлениях от скважины мощность слоистых толщ увеличивается. Именно за счет разрастания слоистых толщ на СВ склоне возвышенности Обручева образовано крупное осадочное тело Мейджи мощностью до 1.5-2 км, причем скорость осадконакопления в плиоцен-четвертичное время здесь была значительно выше, чем на вершине поднятия и достигала, вероятно, 150-200 мм/тыс. лет.

Образование осадочного тела Мейджи, вероятнее всего, было обусловлено приближением возвышенности Обручева к Алеутской дуге. Расстояние между ними, в соответствии с реконструкцией движения Тихоокеанской плиты, стремительно сокращалось в доверхнемиоценовое время и, достигнув около 10 млн. лет назад величины 150-200 км, в дальнейшем оставалось практически неизменным (относительное перемещение происходило вдоль дуги). Особенности минерального состава глинистых минералов по скв.192 также свидетельствует о том, что источником обломочного материала при формировании верхней толщи осадков являлся Командорско-Алеутский хребет (Курносов и др., 1981).

Рельеф и особенности строения осадочного чехла возвышенности Обручева свидетельствуют о том, что эта древняя верхнемезозойско-раннекайнозойская структура была существенно преобразована новейшими тектоническими движениями. Ее западный склон «срезается» структурой Курило-Камчатского желоба с образованием серии «нормальных» ступеней, амплитудой от первых до нескольких сот метров. Крупные сбросовые ступени осложняют фундамент возвышенности в пределах ее северо-восточного склона вплоть до Алеутского желоба, причем движения по сбросовым уступам здесь развивались конседиментационно верхним горизонтам осадочного тела Мейджи, т.е. в плиоцен-четвертичное время. Из-за слабой изученности этого района точное простираие сбросовых уступов не установлено. Имеющиеся данные все же позволяют предположить северо-северо-восточные простираия для наиболее крупных из них.

Поперечный профиль дна возвышенности Обручева асимметричен. Действительно, ЮЗ склон возвышенности образован серией крутых уступов, а линейные очертания этого склона на всём его протяжении свидетельствуют о том, что с юго-запада возвышенность Обручева ограничена крупной зоной тектонических нарушений СЗ простираия, морфологически выраженной перепадом глубин более 1 км. По своему пространственному положению эта зона тектонических нарушений, по-видимому, является непосредственным продолжением на СЗ зоны Императорского разлома - одного из крупнейших тихоокеанских линеаментов. Здесь же обратим внимание на одну важную особенность в строении привершинной части возвышенности Обручева - наличие крупной симметричной грабенообразной структуры (Г 18). Ширина осевой части этой структуры превышает 10 км при видимой глубине погружения осевого блока - более 400 м по поверхности дна и более 1 км по фундаменту. Протяженность этого грабена пока не установлена, но по имеющимся данным можно достаточно уверенно говорить о его субширотном простираии и предполагать его парагенетическую связь с упомянутой ранее зоной тектонических нарушений СЗ простираия (Императорским разломом), ограничивающей с юго-запада возвышенность Обручева. Важно подчеркнуть, что наблюдаемое пространственное соотношение этих структур (грабена на вершине возвышенности Обручева и зоны тектонических нарушений вдоль её юго-западного склона), можно рассматривать как свидетельство левосторонних сдвиговых смещений вдоль юго-западного склона возвышенности и, соответственно, по Императорскому разлому, которые, вероятно, происходили в раннем кайнозое.

Следует отметить, что участок Тихоокеанской плиты, заключенный между Алеутским желобом и возвышенностями Детройт и Обручева, изучен недостаточно подробно, и батиметрические построения здесь слабо отражают морфологические особенности, выделяемые на эхолотных записях и разрезах НСП по отдельным профилям.

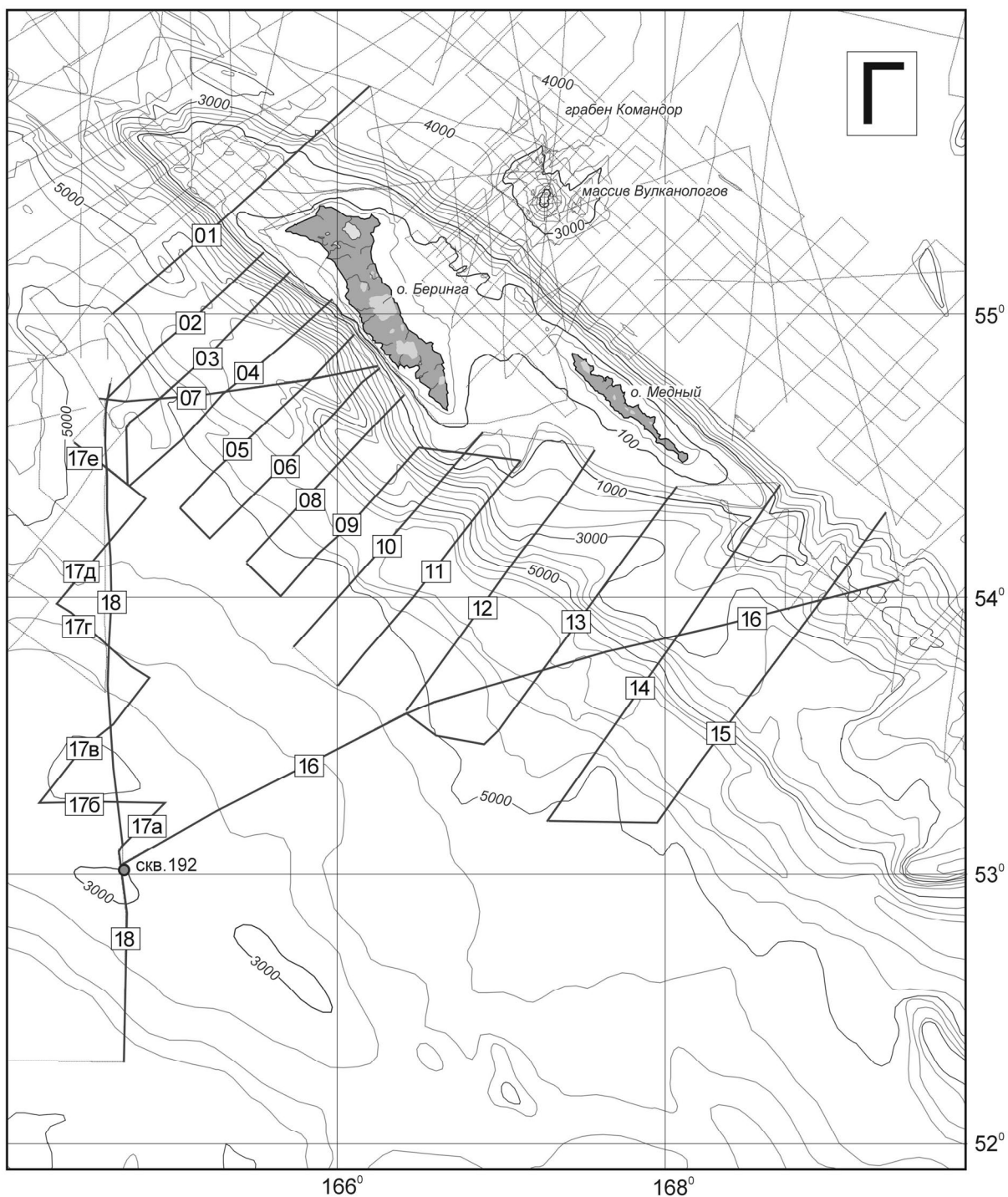


Рис. 35. Схема профилей НСП, отработанных в районе западного сектора Алеутского желоба и его обрамления в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 36 – 40. Номера выделенных участков соответствуют номерам разрезов.

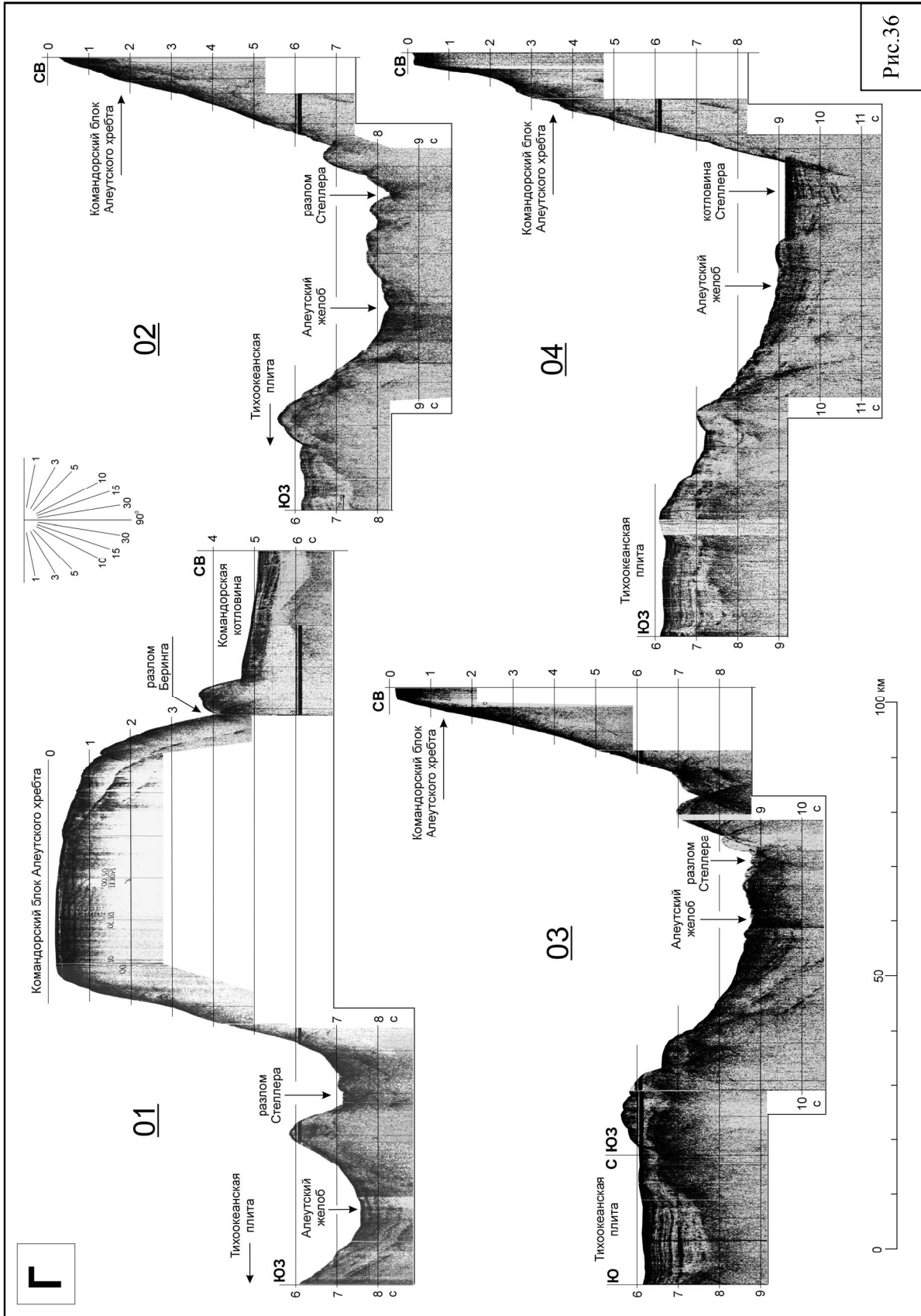
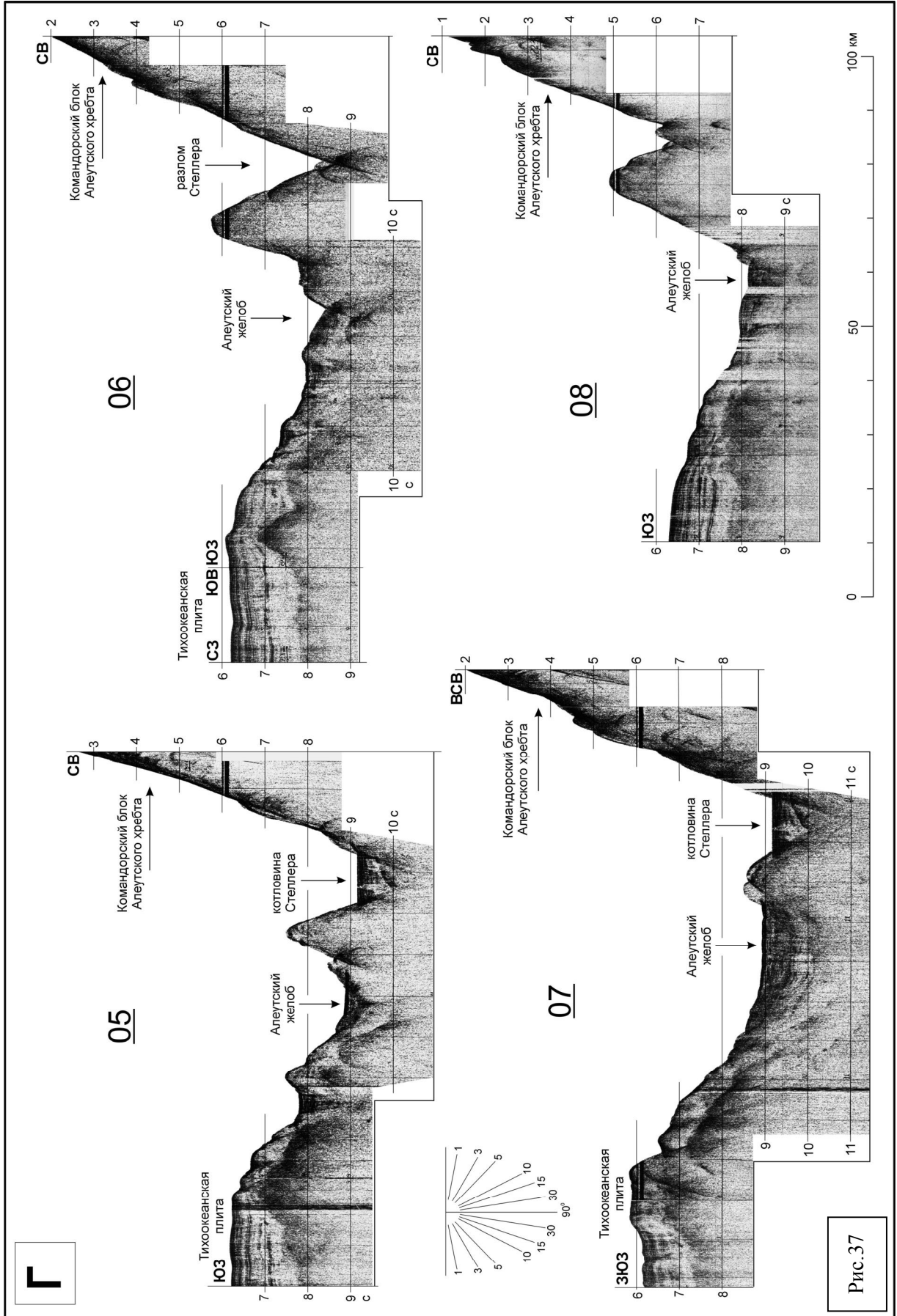
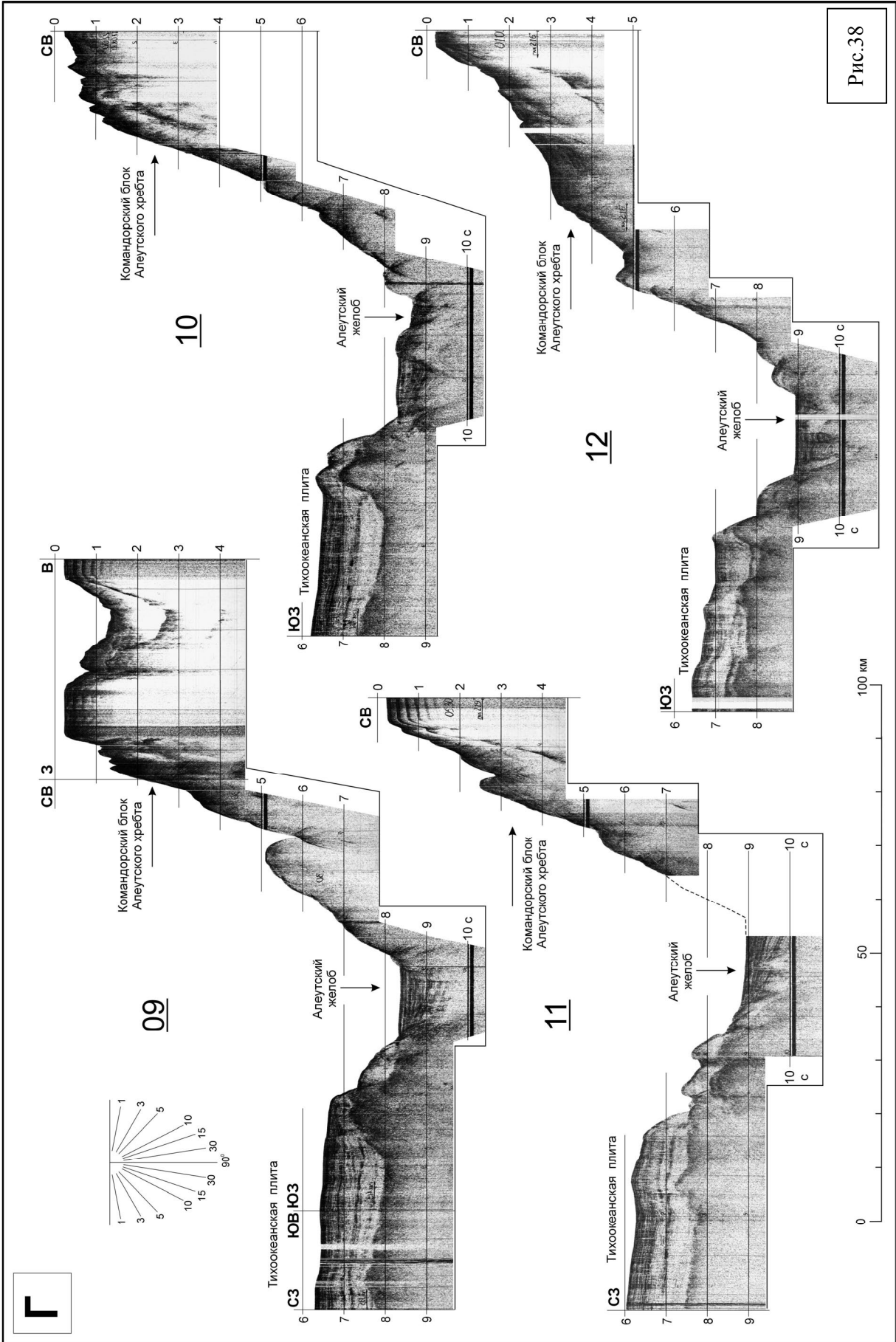


Рис.36





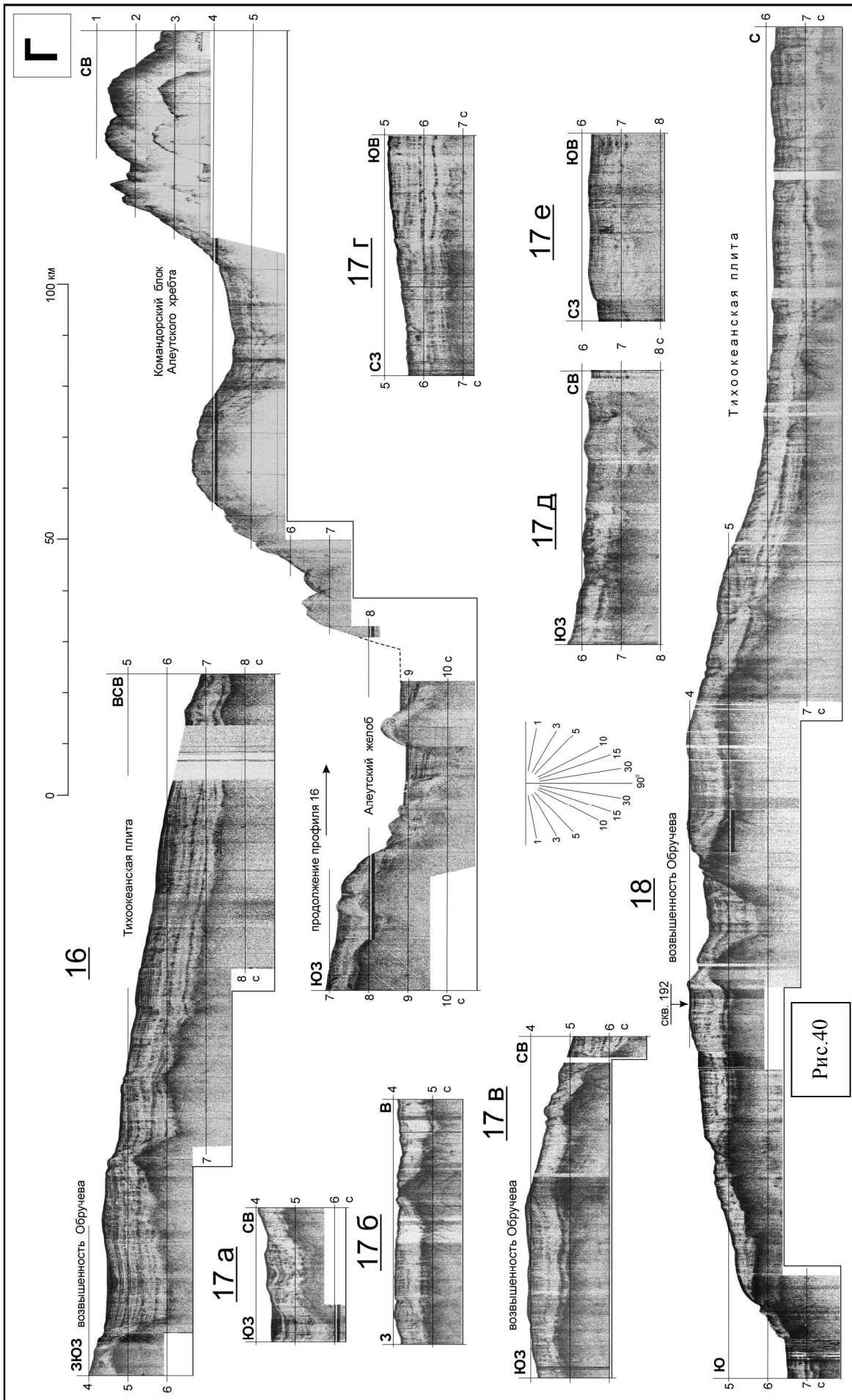


Рис.40

3.5. Северный участок Камчатской ветви островной дуги

Схема профилей НСП на северный участок Камчатской ветви Курило-Камчатской островной дуги (район Д) представлена на рис.41, а разрезы НСП по этому району – на рис. 42 – 49. Данный район охватывает северное окончание Курило-Камчатского желоба, прилегающий участок Тихоокеанской плиты и котловину Кроноцкого залива с сопряженными участками шельфа и хребтом-барьером.

Неотъемлемой чертой глубоководных желобов является их ступенчатый поперечный профиль, т.е. сравнительно пологие участки склона (террасы) чередуются с более крутыми участками (уступами). Курило-Камчатский желоб не исключение. Ступени самых разных размеров и формы осложняют его внутренний и внешний склоны. Практически на любом пересечении желоба в пределах каждого его борта можно выделить от 3 до 6 и более ступеней. Среди исследователей бытует мнение о корреляции этих морфологических элементов на значительные расстояния вдоль желоба. По-видимому, такая интерпретация является следствием редкой сети наблюдений. Анализ материалов более детальных съёмок не даёт оснований для подобных корреляций. Ступени как внешнего, так и внутреннего склонов желоба не прослеживаются на большие расстояния. Их размеры, форма, и количество резко меняются по простиранию склона уже на расстояниях в первые десятки километров. Даже наиболее крупные из ступеней редко удаётся проследить на 40-50 км. При этом ориентация ступеней далеко не всегда соответствует простиранию желоба.

Северный участок Курило-Камчатского желоба наиболее мелководный, по сравнению с его более южными участками. Минимальная глубина в осевой части желоба (около 5850 м) наблюдается на участке, заключенном между возвышенностью Обручева и подводным продолжением структуры Кроноцкого п-ова (Д 10). Примечательной чертой этого участка желоба является наличие «вброшенных» блоков внешнего склона в его осевой части (Д 13-15), что указывает на обстановку горизонтального сжатия. Здесь резко преобладают «нормальные» ступени, т.е. обращенные уступами к желобу (Д 09-18), что также может свидетельствовать об обстановке значительного по величине горизонтального сжатия вкрест желоба (*Селиверстов, 1998; 2001a*).

Своеобразное строение имеет материковый борт северного окончания глубоководного желоба, севернее возвышенности Обручева. Собственно материковый борт в обычном его понимании (как нижняя часть континентального склона) здесь отсутствует. Его место занимает сравнительно узкое поднятие субмеридионального простирания с минимальной отметкой 3840 м, в тылу которого прослеживается глубокая депрессия (Д 01, 02, 05). Северное и южное окончания этой депрессии отклоняются к востоку и соединяются с глубоководным желобом. Южнее, в структуре материкового борта появляются крупные ступени (Д 09, 10), в пределах которых различимы признаки осадочного чехла. Далее к югу, размеры ступеней материкового борта становятся меньше и сложены они «акустически немymi» комплексами (Д 21, 22). Примечательной чертой в структуре материкового борта являются положительные морфоструктуры у его основания и даже в осевой части желоба (Д 09-11, 15-19, 21, 22, 24, 25 и др.). Вероятно, многие из них, особенно у основания склона и в осевой части желоба, связаны с процессами формирования аккреционной призмы (*Сили, 1978*).

На юге рассматриваемого района глубина желоба возрастает до 7700 м. Здесь в осевой части желоба залегает «турбидитовый клин», сформированный терригенным материалом, выносимым по каньонам Кроноцкого залива (Д 25).

Важно отметить, что расстояние от осевой зоны глубоководного желоба до вулканического пояса Восточной Камчатки составляет в среднем 200-210 км на всем протяжении Курило-Камчатской островной дуги, за исключением её северного окончания. Здесь расстояние от оси желоба до Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч составляет около 250 км, т.е. на 40-50 км больше, чем для более южных участков. Этот факт свидетельствует о существенном отличии современных геодинамических условий в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги по сравнению с более южными её участками.

К северному окончанию желоба вплотную прилегает возвышенность Обручева, северо-западное окончание которой «срезается» структурой глубоководного желоба. К этому же участку желоба направлена одна из лопастей осадочного тела Мейджи. На представленных сейсмоакустических разрезах (Д 20, Г 16, 18) в этом осадочном теле отчетливо различимы признаки существования «термобарической» отражающей границы (типа «BSR»), которая отличается своим «секущим» положением по отношению к другим границам раздела и субпараллельностью по отношению к поверхности морского дна.

К настоящему времени известно, что границы типа «BSR» могут иметь различную природу. Некоторые из них имеют «газгидратное» происхождение и соответствуют нижней границе зоны образования в осадочном чехле гидратов метана. Их положение в разрезе контролируется P-T условиями фазового перехода растворённого в воде метана в кристаллы газового гидрата. Границы такого происхождения известны, например, на внутреннем склоне Мексиканского желоба, где наличие газовых гидратов в соответствующей части осадочного разреза установлено глубоководным бурением (*Shipley, Didyk, 1982*).

Однако известна и другая разновидность такого типа границ, не имеющая отношения к газовым гидратам. Они распространены в осадочном чехле, формирование которого определялось накоплением мощных толщ диатомовых глин. Происхождение таких границ в этих толщах обусловлено контролируемым P-T условиями диагенезом осадков: преобразованием диатомовых глин в аргиллит за счет частичного растворения раковин диатомовых микроорганизмов. Границы такого типа вскрыты в Беринговом море на плато Умнак и хребте Бауэрс скважинами глубоководного бурения 184 и 188 (*Scholl, Creager, 1973*). Для разложения раковин диатомовых необходимы более высокие значения давлений и температур, чем для разложения газовых гидратов. Поэтому «диагенетические» границы типа «BSR» залегают значительно глубже «газгидратных». В данном случае, есть все основания считать, что «термобарические» отражающие границы в осадочном теле Мейджи на возвышенности Обручева обусловлены диагенетическими процессами в осадочном чехле – преобразованием диатомовых глин в аргиллиты.

В западной части рассматриваемого района находится котловина Кроноцкого залива, отгороженная со стороны Тихого океана хребтом-барьером. Котловина интенсивно заполняется терригенным материалом, выносимым мутьевыми потоками по крупнейшим каньонам Кроноцкого залива: Жупановскому, Кроноцкому и Ольги.

Верхняя часть осадочного разреза котловины представлена ритмично слоистыми толщами с субгоризонтальными границами раздела и признаками гравитационного перемещения осадков при формировании слоев, что указывает на их принадлежность к турбидитам. Образование этих толщ связано, вероятнее всего, с резким увеличением сноса терригенного материала в ледниковые периоды верхнего плиоцена-плейстоцена. Эти толщи составляют основную часть осадочного заполнения котловины. Их мощность достигает максимальных значений в южной части котловины (1.5 - 2 км). Первичное залегание осадков часто нарушено тектоническими движениями, а у основания склонов - гравитационно-оползневыми процессами и эрозией. Долины, продолжающие каньоны Кроноцкого залива, прослеживаются через всю котловину и в южной ее части «прорезают» хребет-барьер. Т.е. обломочный материал, выносимый по каньонам Кроноцкого залива, поступает не только в котловину залива, но и на материковый борт и в осевую зону глубоководного желоба.

Хребет-барьер Кроноцкого залива ограничивает котловину залива с востока (Д 21-30). На севере он примыкает к подводному продолжению Кроноцкого п-ова. Хребет представлен серией блоков, образующих субмеридиональное поднятие. Южное окончание этого хребта примыкает к структуре глубоководного желоба и срезается глубоким эрозионно-тектоническим трогом субширотного простирания, продолжающим долину Жупановского каньона (Д 29). Хребет-барьер Кроноцкого залива надстраивается с юго-запада еще одним блоком с минимальной отметкой глубин 2105 м (Д 25, 37). Этот блок, имеющий субширотное простирание, ограничивает с юга котловину Кроноцкого залива, примыкая к подводному продолжению Шипунского п-ова.

Толщи турбидитов в котловине Кроноцкого залива подстилаются акустически прозрачным осадочным комплексом. По границе их раздела отмечается угловое несогласие. Это несогласие наиболее ярко выражено в периферийных частях котловины, где носит характер подошвенного налегания (Д 23, 25 и др.). Акустически прозрачный осадочный комплекс можно проследить как в пределах западного склона Кроноцкого залива, так и на внутреннем склоне Кроноцкого хребта-барьера. Этот комплекс залегает согласно с поверхностью акустического фундамента и сравнительно выдержан по мощности. В привершинной части хребта-барьера акустически прозрачный комплекс иногда срезается поверхностью абразионно-аккумулятивной террасы, погруженной в настоящее время на глубину более 2.5 км (Д 30). В направлении шельфа акустический фундамент и конформный акустически прозрачный осадочный комплекс воздымаются и срезаются поверхностью абразионной террасы (поверхностью выравнивания), внешняя кромка которой прослеживается до глубин около 1 км (Д 34, 35). На плоской поверхности этой террасы залегает комплекс шельфовых отложений, мощность которого возрастает по направлению к внутренней бровке шельфа. В структуре шельфовых отложений различимы признаки многочисленных несогласий, которые будут более подробно рассмотрены в главе 5.

Шельф и склон Кроноцкого залива расчленены глубокими каньонами и эрозионными врезами. Масштабы эрозионного расчленения шельфа и склона в северо-западной части залива можно видеть на приводимых разрезах. Так, на разрезе Д 36 (левая половина) видно, что эрозионные врезы (каньон Ольги и его многочисленные притоки) полностью расчленяют осадочные комплексы и глубоко врезаются в акусти-

ческий фундамент. При этом бортами каньонов и эрозионных врезов срезаются породы обоих осадочных комплексов и акустического фундамента.

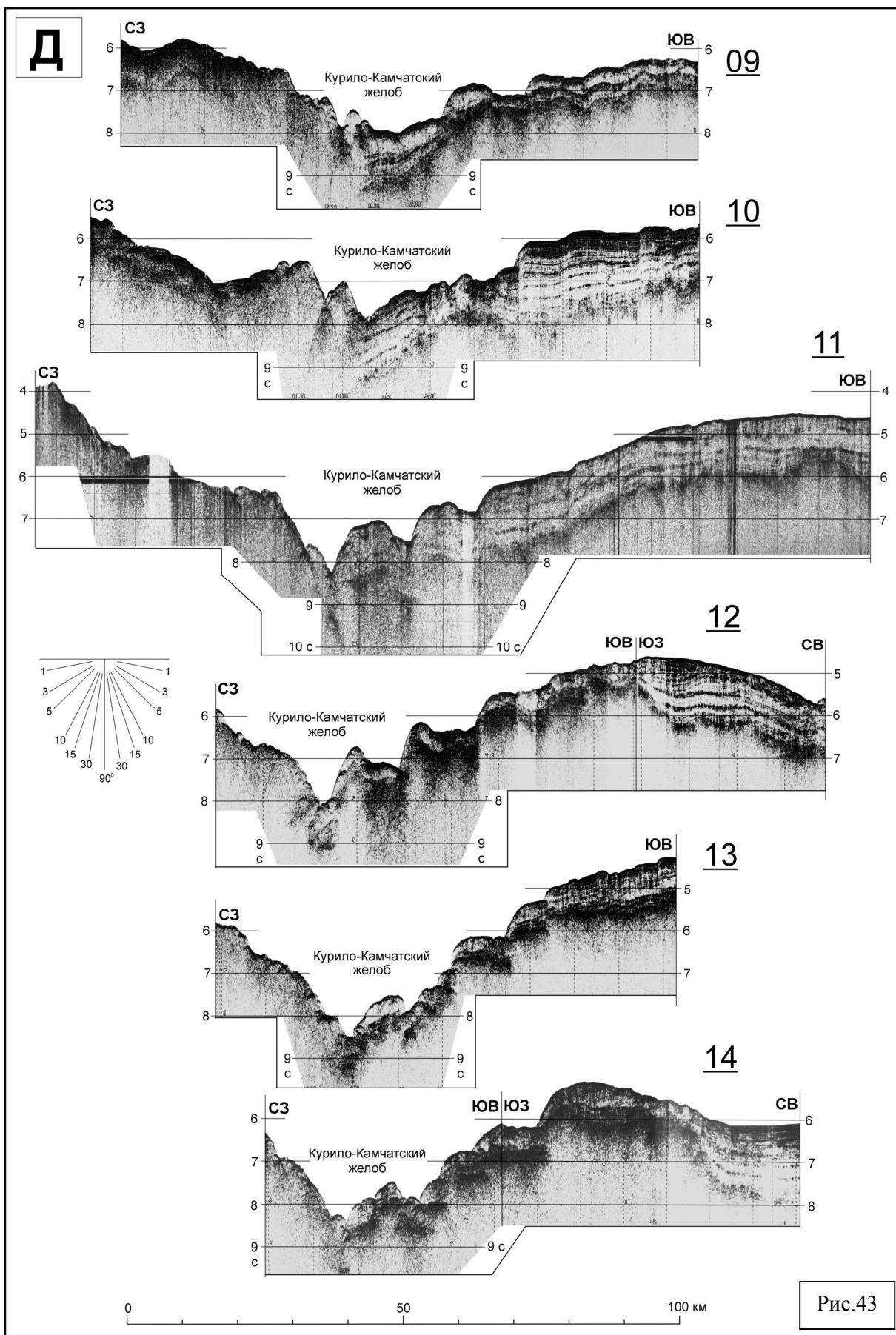
Аналогичная картина наблюдается и для более южных участков шельфа и склона Кроноцкого залива, где расположены ещё более впечатляющие по размерам каньоны - Жупановский и Кроноцкий (Д 38, 39, 41-43). Так, глубина вреза Кроноцкого каньона на разрезе Д 39 превышает 1.5 км, причем основная часть русла врезана в породы акустического фундамента. На представленном разрезе можно проследить ещё одну важную черту многих каньонов Восточной Камчатки: их приуроченность к зонам тектонических нарушений. Действительно, на разрезе отчетливо видна «нестыковка» поверхности абразионного среза при переходе с одного борта каньона к противоположному, причем величина «нестыковки» измеряется первыми сотнями метров. Очевидно, что тектонические движения, обусловившие наблюдаемое на разрезе относительное смещение поверхности террасы, могли проявиться лишь после её формирования, т.е. в данном случае мы наблюдаем проявление сравнительно недавних, по-видимому, четвертичных тектонических движений. Однако, обратив внимание на относительное расположение выходов акустического фундамента на противоположных бортах каньона (более существенное, чем для террас, различие гипсометрических уровней), можно сделать вывод о том, что эти движения проявились унаследовано, по существовавшей ранее зоне тектонических нарушений, при этом было унаследовано и направление относительных смещений.

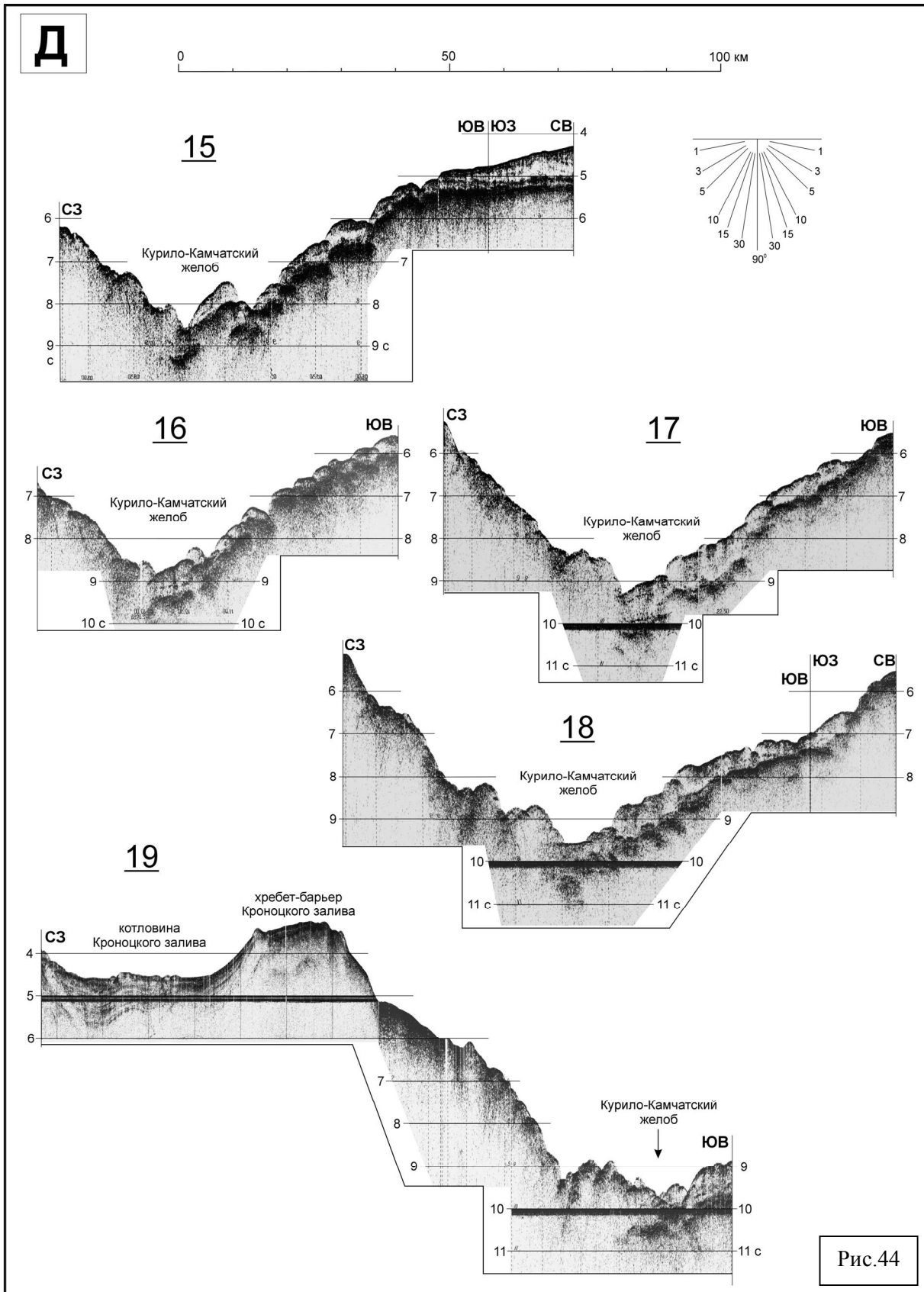
Каньоны Кроноцкого залива – одно из немногих мест на акваториях Восточной Камчатки и Курил, где обнажаются породы, подстилающие четвертичные отложения. Поэтому они являются весьма привлекательными объектами для изучения геологического строения дна акваторий. В 12 рейсе НИС «Вулканолог» (1981 г.) в каньонах Кроноцкого залива было выполнено 13 результативных драгирований. Драгирования выполнялись поинтервально, по отработанным ранее профилям НСП. В результате был изучен разрез, характеризующийся следующей последовательностью пород. Нижняя часть разреза, соответствующая акустическому фундаменту, представлена низкокальциевыми высокоглиноземистыми плагиобазальтами и андезитобазальтами, предположительно палеоцен-эоценового возраста (*Хубуная, 1981; Высоцкий, 1983*). Выше по разрезу (вероятно в кровле акустического фундамента) залегают вулканокластические породы (туфы, гиалокластиты), а также конгломераты и гравелиты, содержащие гальку залегающих ниже вулканических пород. Выше залегают осадочные породы «акустически-прозрачного слоя», среди которых преобладают диатомиты, сформированные в течение весьма продолжительного отрезка времени: средний эоцен – миоцен (*Цой, 2003; 2011; Цой, Шастина, 2005*).

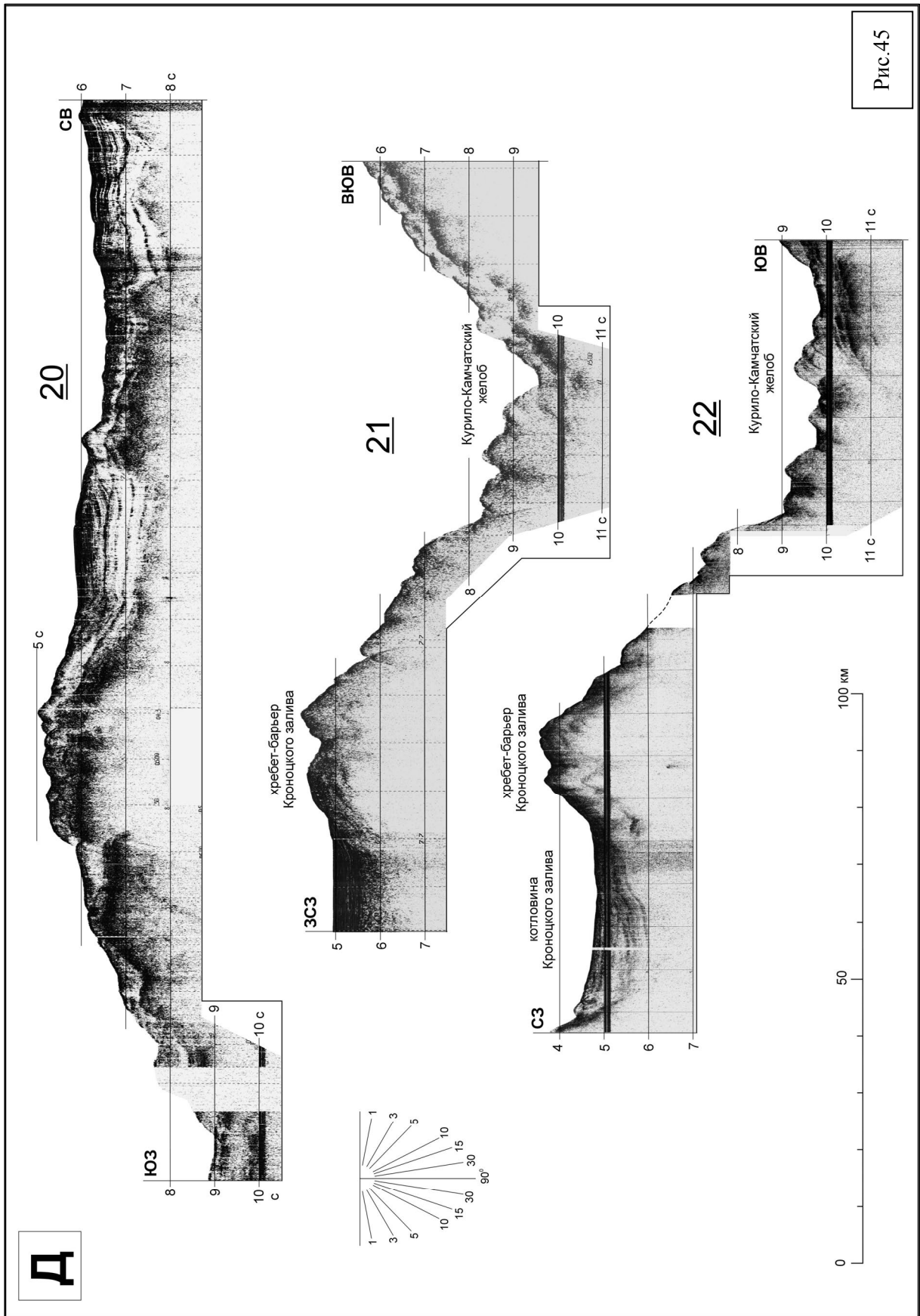
Особенности геологического строения акватории Кроноцкого залива, установленные по геофизическим данным и составу драгированных пород, свидетельствуют о том, что его новейшие морфоструктуры наложены на реликты островной дуги эоценового, или более древнего (эоцен-палеоэоценового) возраста.

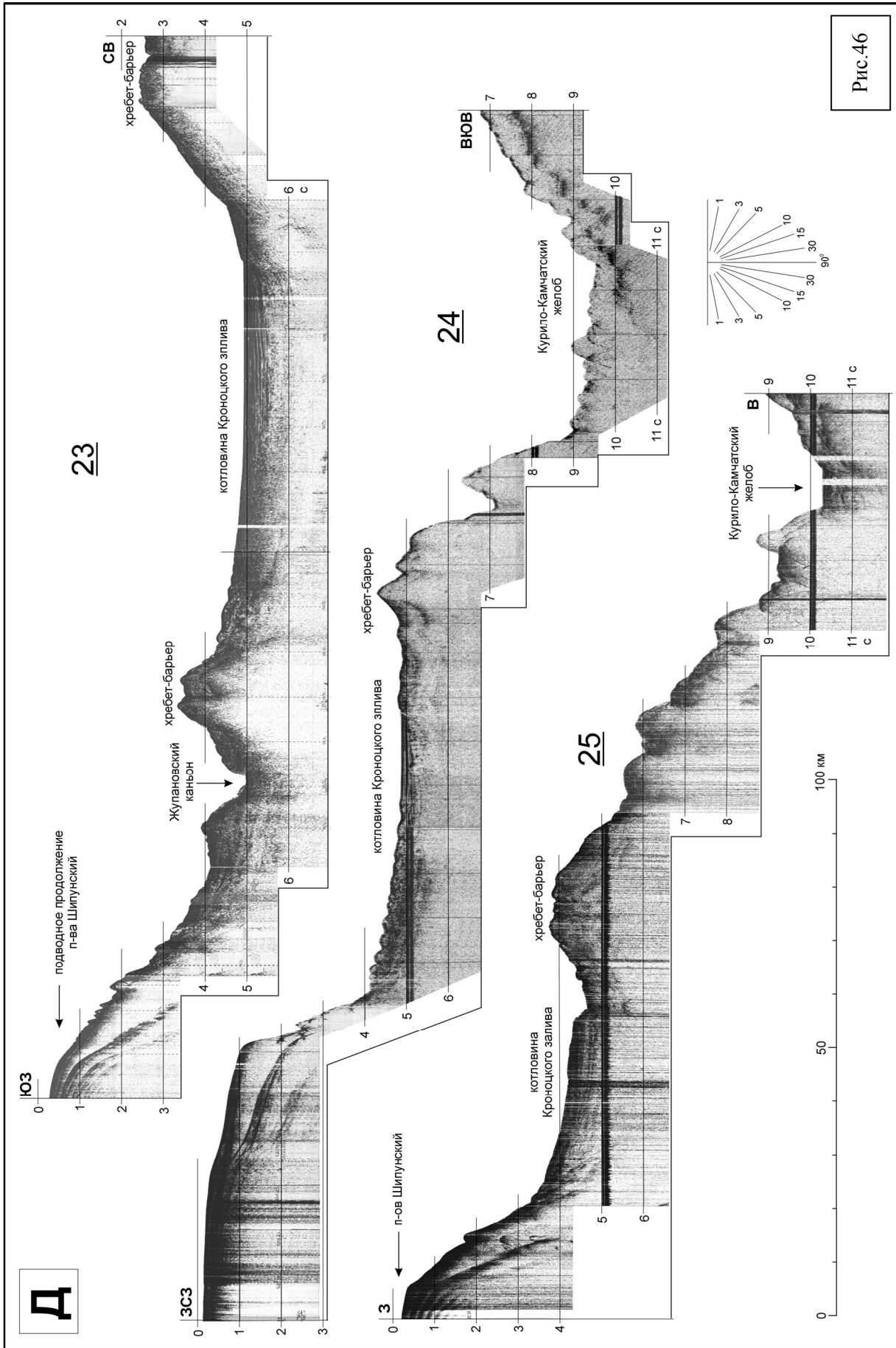


Рис. 41. Схема профилей НСП, отработанных в пределах северного участка Камчатской ветви островной дуги в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 42–49.









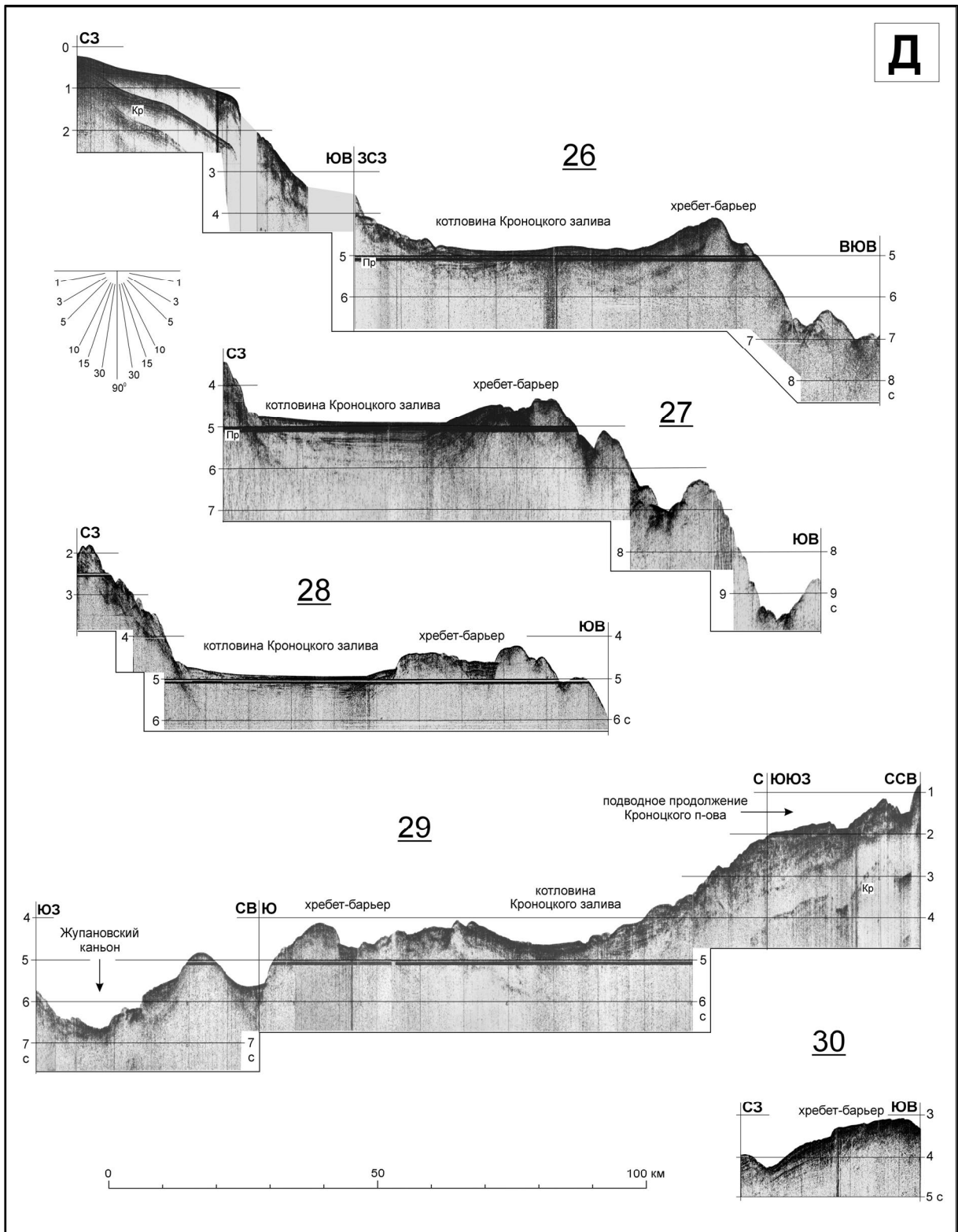


Рис.47

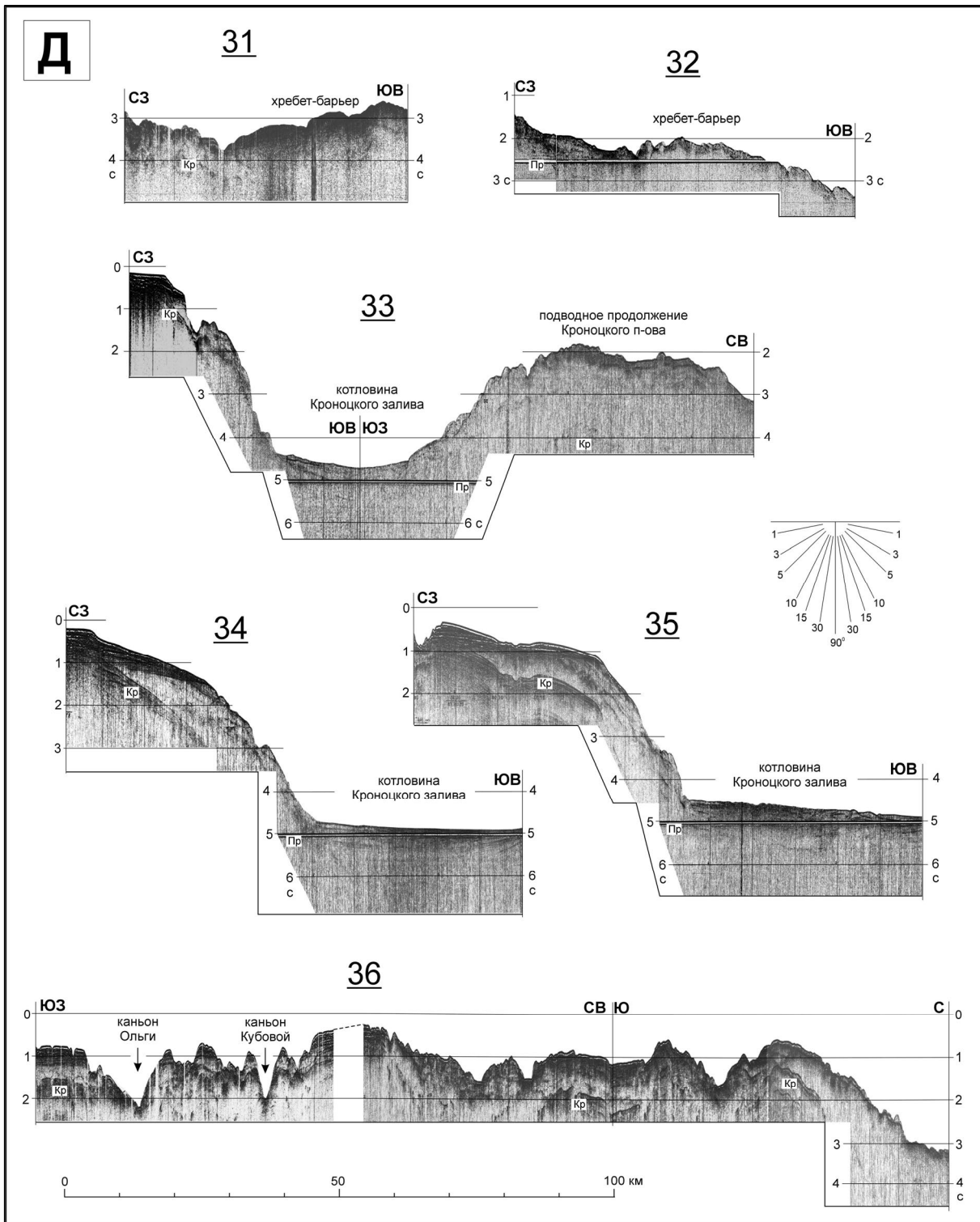
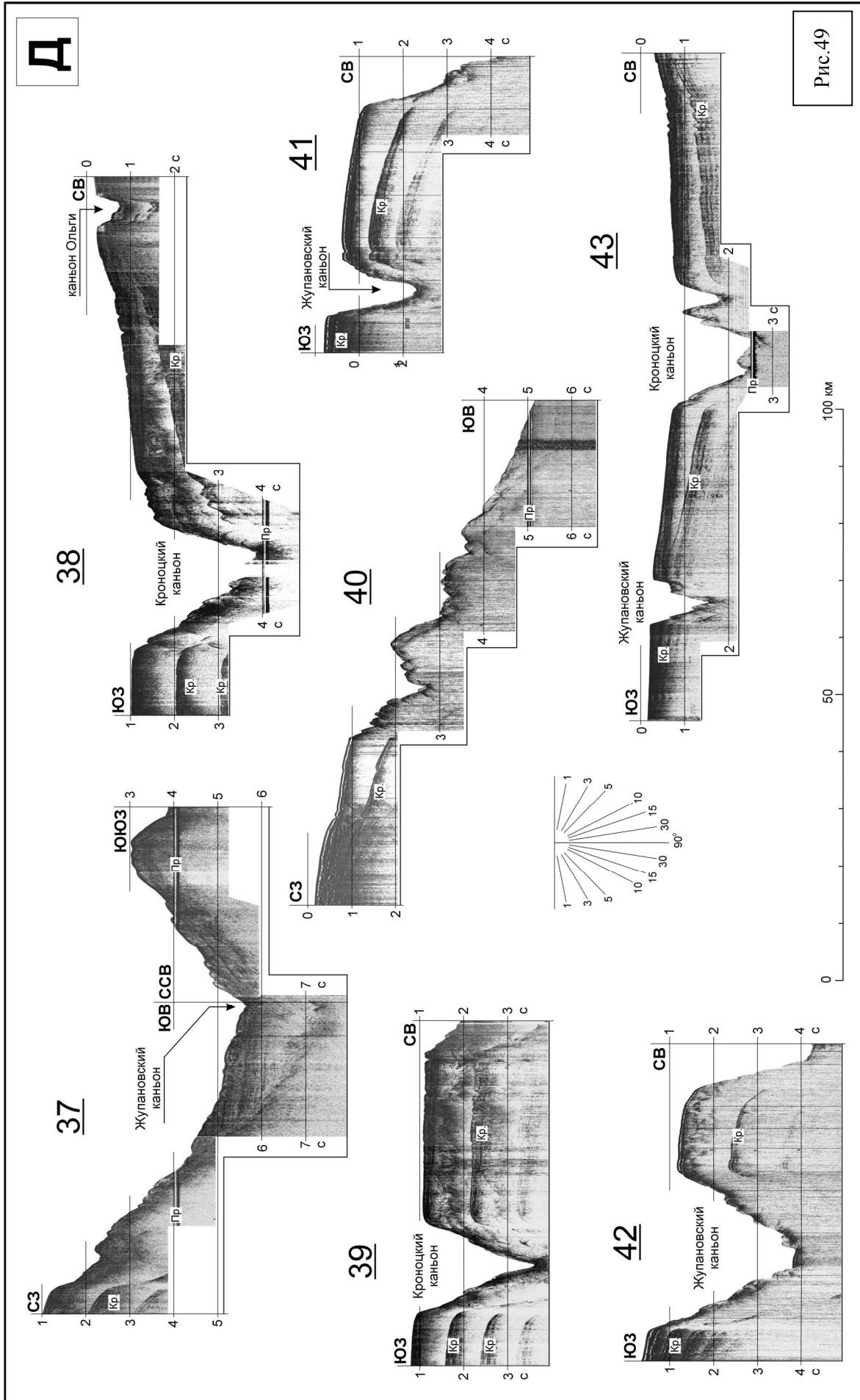


Рис.48



3.6. Южный участок Камчатской ветви островной дуги

Схема профилей НСП на южный участок Камчатской ветви Курило-Камчатской островной дуги (район Е) представлена на рис.50, разрезы НСП по этому району – на рис. 51 – 62. На прилегающем участке Тихоокеанской плиты отсутствуют линейные магнитные аномалии. Судя по идентифицированным магнитным аномалиям, расположенным восточнее, этот участок плиты соответствует «эпохе спокойного магнитного поля» (85-110 млн.лет), причем второй ее половине, т.е. имеет, по-видимому, турон-сеноманский возраст (90-95 млн.лет) (*Селиверстов, 1998*).

Юго-западнее возвышенности Обручева в рельефе дна прослеживается серия линейных поднятий и сопряженных с ними прогибов, ориентированных в СЗ направлении, субпараллельно юго-западному склону возвышенности. Наиболее крупное из этих поднятий - гора Павловского. Его вершины возвышаются над прилегающими участками дна более чем на 1000 м. Мощность осадков на прилегающем участке Тихоокеанской плиты невелика (0.3-0.7 км) и их структура свидетельствует о пелагическом характере осадконакопления (Е 04, 05, 14, 22 и др.). Подобная структура осадков характерна для абиссальных равнин северо-западной части Тихого океана, удаленных от источников сноса терригенного материала и характеризующихся сравнительно малыми скоростями осадконакопления (3-5 мм/тыс. лет).

На данном участке дуги глубина Курило-Камчатского желоба возрастает до величины 7800 м. В пределах глубоководного желоба по морфологическим признакам различаются два типа внешнего (океанического) склона, которые можно условно назвать «склоны растяжения» и «склоны сжатия». Первый тип склона («склон растяжения») характеризуется сравнительно небольшими углами наклона и развитием «обратных» ступеней (обращенных уступами вверх по склону). Второй тип склона («склон сжатия») характеризуется значительным ($4-5^{\circ}$) наклоном и развитием «нормальных» ступеней (обращенных уступами к желобу). Происхождение ступеней внешнего склона, по мнению автора, связано с заложением в верхней части литосферной плиты системы раздвигов при её изгибе, и последующей деформацией (изгибом) призматических литосферных блоков под действием собственного веса в направлении к желобу на «склонах растяжения», или под действием значительного по величине горизонтального сжатия в направлении от желоба на «склонах сжатия» (*Селиверстов 1998; 2001a*). Необходимо отметить, что наличие «склонов растяжения» автор не связывает с отсутствием обстановки горизонтального сжатия вкrest соответствующих участков дуги. Просто этого сжатия не достаточно, что бы обеспечить изгиб «каменной лестницы» литосферных блоков в обратном направлении, как это предполагается для «склонов сжатия».

На рассматриваемом участке и к югу от него в Курило-Камчатском желобе преобладает первый тип внешнего склона - «склон растяжения» (Е 08, 10, 13, 16, 18 и др.). «Склон сжатия» наблюдается лишь в районе сочленения структуры глубоководного желоба с возвышенностью Обручева. Он был рассмотрен в предыдущем разделе.

Материковый борт Курило-Камчатского желоба также осложнен ступенями, но более крупными, с перепадами глубин между отдельными ступенями до 1000-1500 м. Отдельные ступени представляют собой довольно протяженные (первые десятки километров) террасы. Ступени, как правило, сложены «акустически немymi» комплексами, которые часто перекрыты горизонтально слоистыми осадками различной мощности. Ступени разделены крутыми (порядка 10-15 и более градусов) участками дна - уступами. Морфологически наиболее выражены уступы верхней части склона, ограничивающие с востока хребет-барьер Авачинского залива – хребет Шатского (Е 11-14 и др.). В основании склона прослеживаются более мелкие ступени (Е 13, 21), соответствующие, вероятно, тектоническим чешуям аккреционной призмы (Сили и др., 1978).

Хребет Шатского граничит с котловиной Авачинского залива по разлому субмеридионального простирания, хорошо выраженному в рельефе дна и структуре осадков (Е 09, 09б, 10, 11 и др.). Морфологическая выраженность этого разлома возрастает на юге и уменьшается в северном направлении. Отметим, что с этим разломом пространственно связана значительная часть эпицентров сильных мелкофокусных землетрясений, регистрируемых в Авачинском заливе (Селивёрстов, 1987).

Хребет Шатского состоит из трех блоков. Северный блок, имеющий минимальную отметку глубин 1120 м, непосредственно прилегает к подводному продолжению Шипунского п-ова. Место их сочленения отмечено крупными тектоническими уступами и долинами. К северному блоку примыкает южный, имеющий минимальную отметку глубин 2600 м и отделенный от северного пологой депрессией. Эти два блока образуют субмеридиональное поднятие - хребет Шатского, южное окончание которого примыкает к структуре глубоководного желоба. С юга хребет Шатского ограничен глубоким эрозионно-тектоническим трогом, продолжающим долину Авачинского каньона в пределах материкового борта глубоководного желоба. С юго-запада хребет Шатского надстраивается еще одним блоком, вытянутым в субширотном направлении, имеющим минимальную отметку 2775 м. Этот блок отгораживает с юга седиментационную впадину Авачинского залива и является отрогом крупной субширотной горст-антиклинальной структуры, осложняющей склон и шельф юга Камчатки.

Плоская вершина хребта Шатского покрыта чехлом субгоризонтально залегающих осадков, которые в восточном направлении теряют признаки слоистости и переходят в «акустически немые» комплексы внешнего склона хребта и материкового борта желоба. Хребет Шатского и котловина Авачинского залива на севере ограничены крупным разломом СЗ простирания, отделяющего эти морфоструктуры от подводного продолжения Шипунского п-ова (Е 39).

В северной части Авачинского залива осадки подстилаются поверхностью выравнивания (Е 24, 25 и др.), которая прослеживается до глубин порядка 2.5-3 км. Эта же поверхность прослеживается и в районе сочленения хребта Шатского с подводным продолжением структуры Шипунского п-ова. Ее смещение по упомянутому выше разлому СЗ простирания достигает величины более 1 км (Е 39). Наблюдаемое на разрезах закономерное разрастание мощности слоистых осадочных комплексов в направлении к

тектоническому уступу, свидетельствует о том, что движения по этому разлому проявлялись конседиментационно. Значительные смещения поверхности выравнивания отмечаются и по зоне субмеридионального простираания между котловиной залива в северной ее части и хребтом Шатского.

Главной транспортной артерией обломочного материала в Авачинском заливе является Авачинский каньон с его многочисленными притоками, интенсивно расчлененными склоны и шельф залива. Двигаясь по этой системе долин, обломочный материал поступал не только в котловину залива, но выносился также по глубокому эрозионно-тектоническому трогу, ограничивающему с юга хребет Шатского (Е 41, 43 и др.), на материковый борт и в осевую часть глубоководного желоба, где сформировал турбидитовый клин мощностью до нескольких сот метров и протяженностью около 100 км вдоль оси желоба (Е 14, 15, 45).

Основная часть каньонов Авачинского залива не достигает современной зоны шельфовой седиментации (исключение составляют лишь отдельные притоки Авачинского каньона). Это означает, что в голоцене резко сократилось количество обломочного материала, поставляемого по системе каньонов из береговой зоны в котловину залива и более глубоководные районы. Данное явление, связанное с позднеплейстоцен-голоценовым повышением уровня океана, носило глобальный характер и является главной причиной низких скоростей голоценового осадконакопления в бассейнах лавинной седиментации (*Лисицын, 1974; Чистяков и др., 1983; Щербаков, 1983*). Интенсивное заполнение таких бассейнов обломочным материалом, переносимым гравитационными потоками, происходило лишь в периоды низкого уровня океана, т.е. в периоды ледниковий. В это время верховья каньонов непосредственно питались вдольбереговыми потоками обломочного материала и твердым стоком рек. Кроме того, перигляциальные области с горным рельефом (как Камчатка) в ледниковые периоды плейстоцена подвергались мощной ледниковой эрозии, в результате которой многократно возрастал сток обломочного материала (*Шумм, 1968*), поступавшего в береговую зону и питавшего каньоны. В ледниковые периоды плейстоцена резко возрастала и эксплозивная активность вулканов (*Селиверстов, 2001б*), также поставлявшая в прилегающие акватории значительное количество вулканогенно-обломочного материала.

При гляциоэвстатических повышениях уровня океана питание каньонов обломочным материалом практически приостанавливалось и осадконакопление в прилегающих седиментационных бассейнах носило в основном нефелоидный характер (*Щербаков, 1983*), т.е. определялось осаднением биогенного и тонкого обломочного материала, переносимого течениями, и отличалось сравнительно невысокими скоростями. Поэтому можно полагать, что основная часть мощного осадочного заполнения седиментационных впадин у основания континентального склона Восточной Камчатки, в том числе и в котловине Авачинского залива, представлена отложениями ледниковий, т.е. сформирована в основном в периоды плейстоценовых гляциоэвстатических понижений уровня океана.

Структура осадков на склонах и в котловине Авачинского залива на разрезах НСП часто характеризуется ритмично-слоистым строением, что обусловлено, вероятно, гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана (Е 02, 09а, 11 и др.). Последовательность этих ритмов образована, по-видимому, чередованием мощных «ледниковых» слоев турбидитовых отложений и маломощных прослоев «нефелоидных» осадков, образованных в периоды межледниковий. В местах разрастания мощности осадков наблюдается весьма удовлетворительная сопоставимость количества слоев ритмично-слоистых толщ и числа четных «ледниковых» стадий плейстоцена на изотопно-кислородной диаграмме Шеклтона-Опдайка (*Shacleton, Opdyke, 1973; 1976*). Однако такая картина наблюдается не всегда. Обломочный материал, перемещаемый гравитационными потоками, заполняет, прежде всего, наиболее пониженные участки дна в пределах склона и его подножья, поэтому наиболее полные разрезы «ритмитов» в условиях дифференцированных тектонических движений образуются, в основном, лишь в местах устойчивого прогибания. Кроме того, первичная структура осадков часто может нарушаться тектоническими и гравитационно-оползевыми деформациями, что приводит к невозможности расшифровки их ритмично-слоистого строения по данным НСП.

Для Авачинского залива, как и для Камчатского, достоверные данные о составе и возрасте пород акустического фундамента и осадочного чехла отсутствуют. Проведенные здесь единичные драгирования пока не дали убедительного ответа на этот вопрос. Так, в 13 и 15 рейсах НИС «Пегас» в пределах континентального склона Восточной Камчатки было выполнено 6 станций драгирования: 2 станции - на внешнем склоне хребта Шатского, и 4 станции - южнее и юго-восточнее п-ова Камчатский (*Неверов и др., 1980*). На пяти станциях были подняты глинистые илы с включениями гальки и щебня пестрого состава, и лишь на одной станции на хребте Шатского были подняты, судя по описанию, условно-коренные обломки разнообразных магматических и осадочных пород. Однако весьма пестрый состав обломков (только магматических пород более 10 разновидностей от базальтов и габбро до гранитов и граносиенитов) свидетельствует скорее о мощном влиянии здесь ледового разноса, чем о составе коренных обнажений. Подобные попытки драгирований в этих районах с аналогичными результатами неоднократно предпринимались здесь и в рейсах НИС «Вулканолог». Несомненно, что в тектонических уступах и, особенно, в бортах молодых, эрозионных врезов этих акваторий должны встречаться обнажения коренных пород, но их достоверное выявление и изучение, по-видимому, требует применения принципиально иных, более современных средств пробоотбора (визуально контролируемых пробоотборников или обитаемых аппаратов).

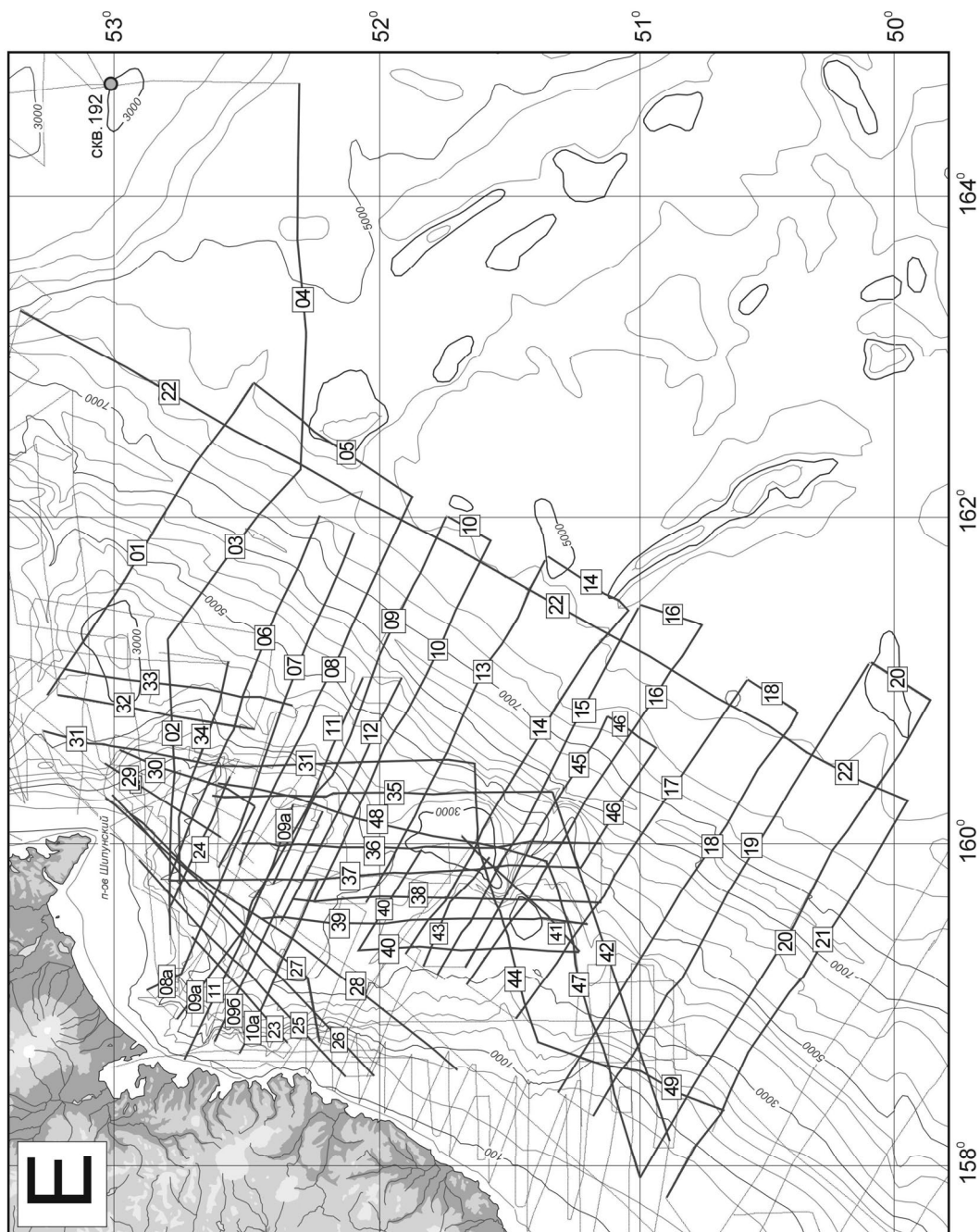


Рис. 50. Схема профилей НСП, отработанных в пределах южного участка Камчатской ветви островной дуги в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 51–62. Номера выделенных участков соответствуют номерам разрезов.

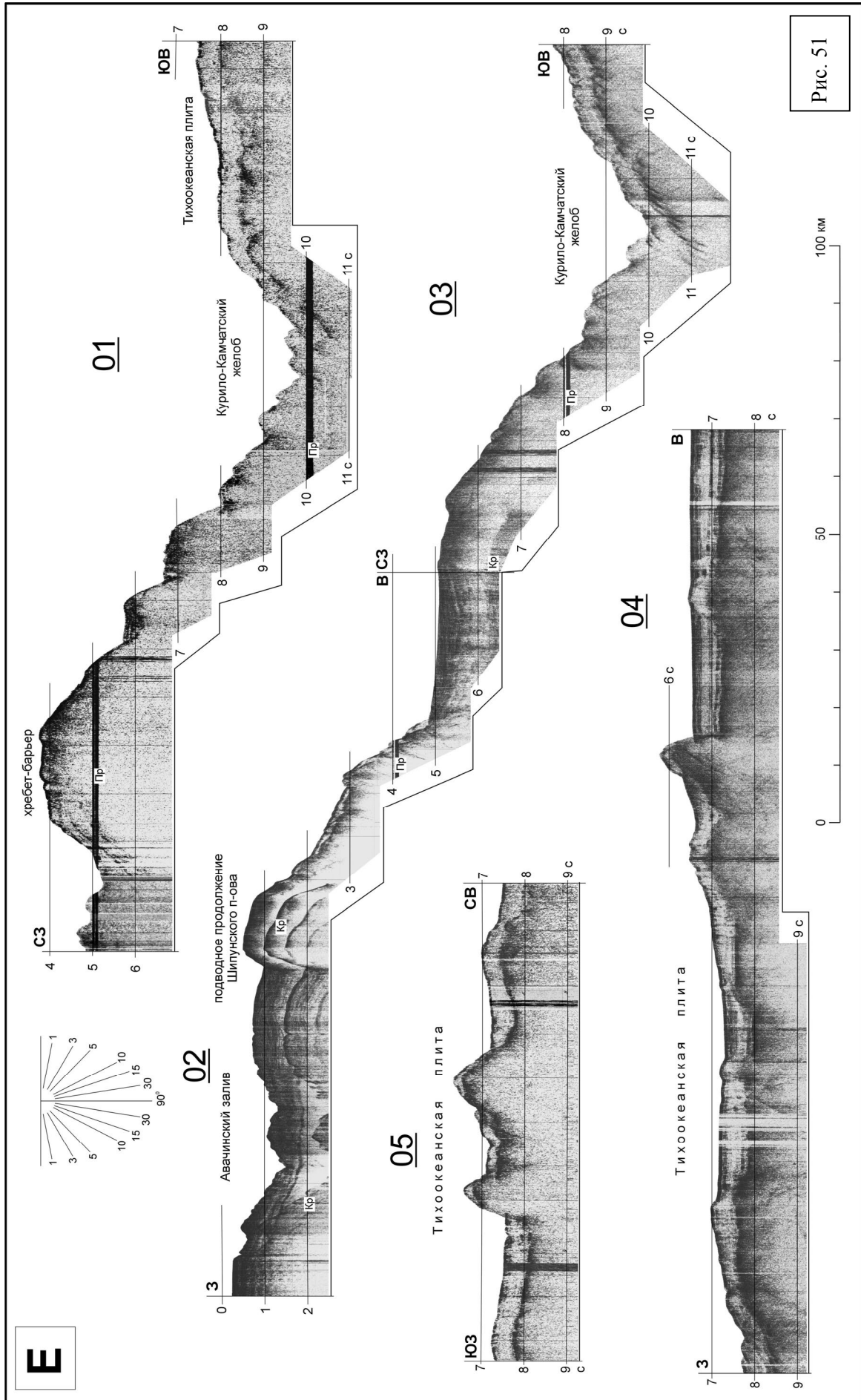


Рис. 51

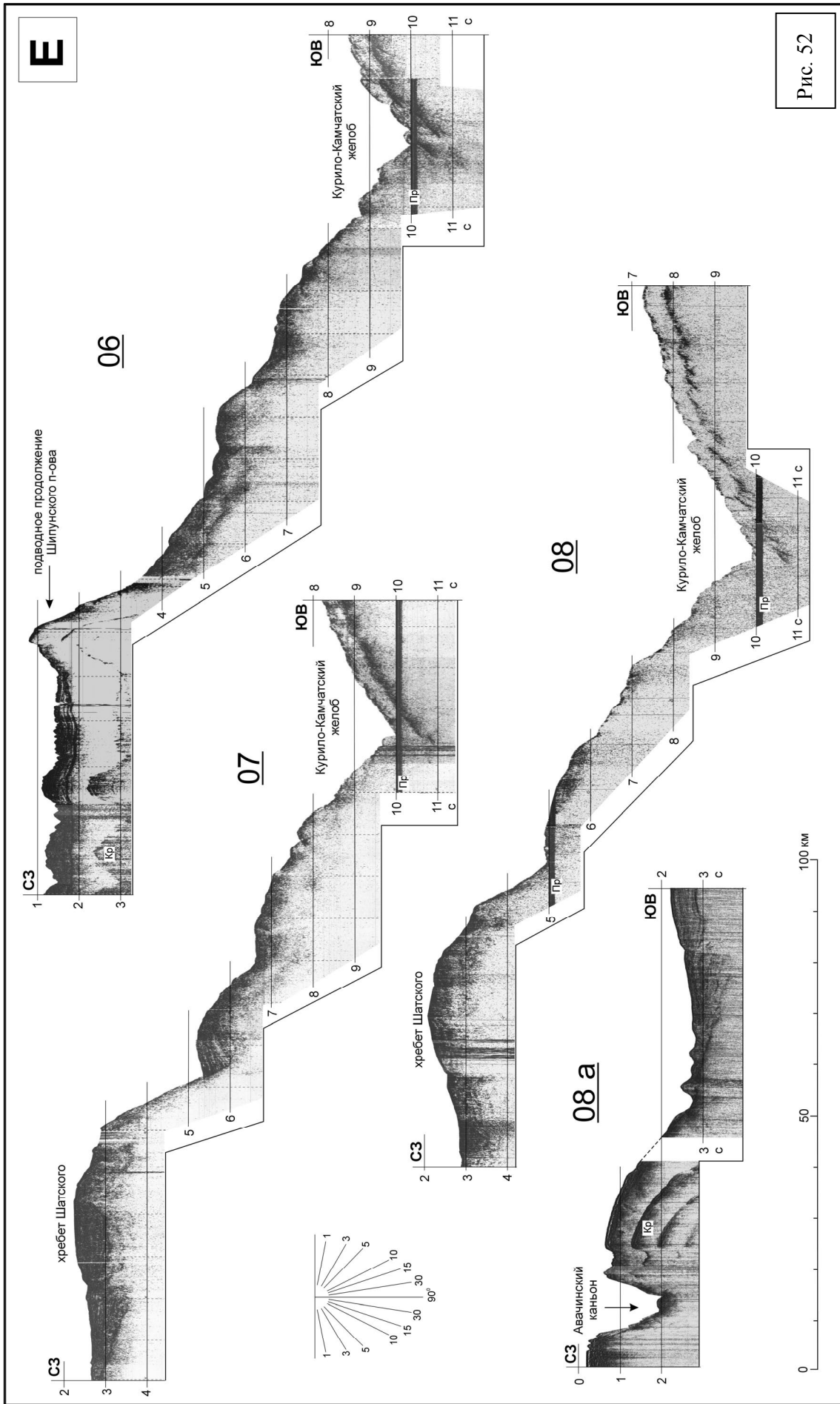
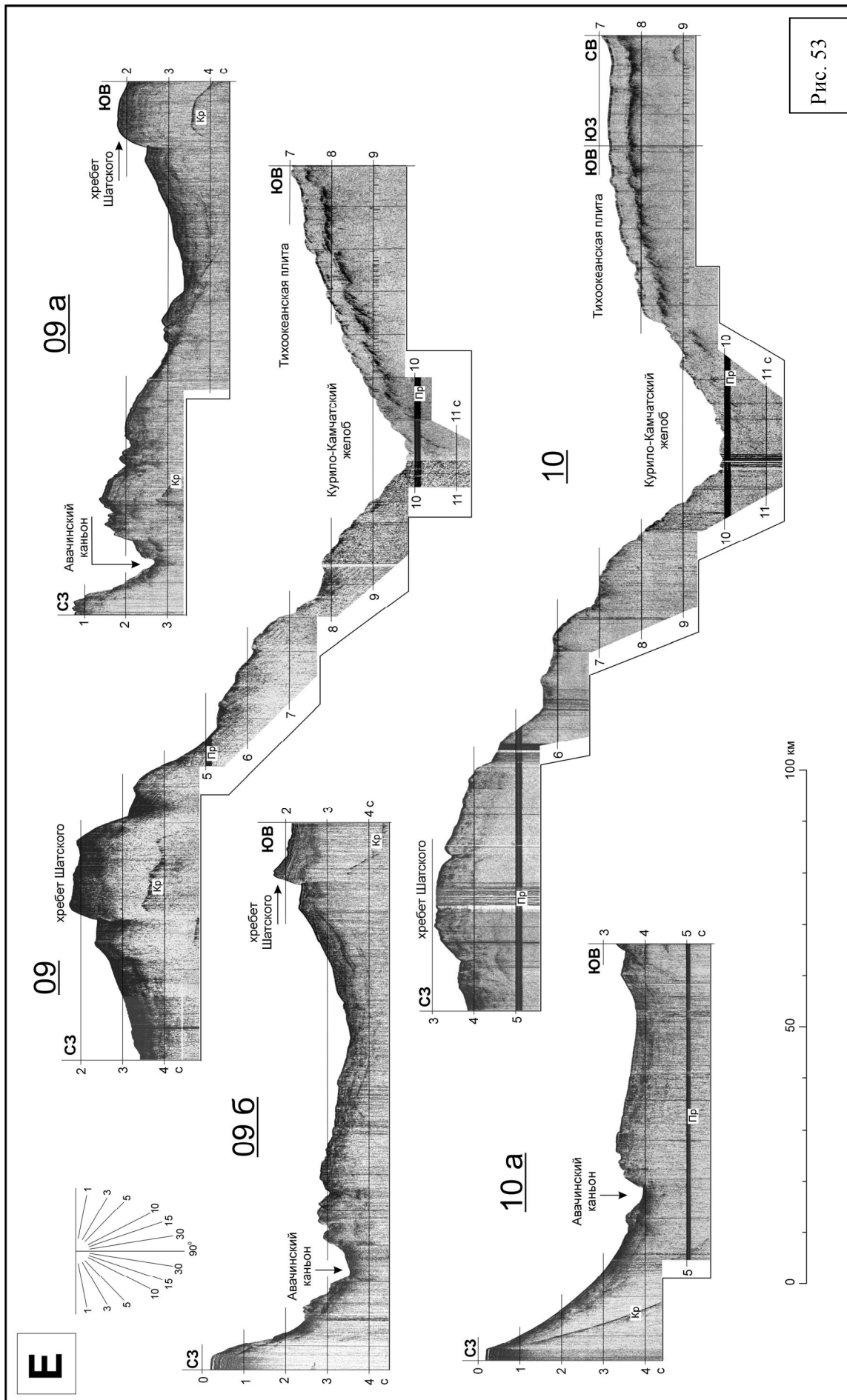
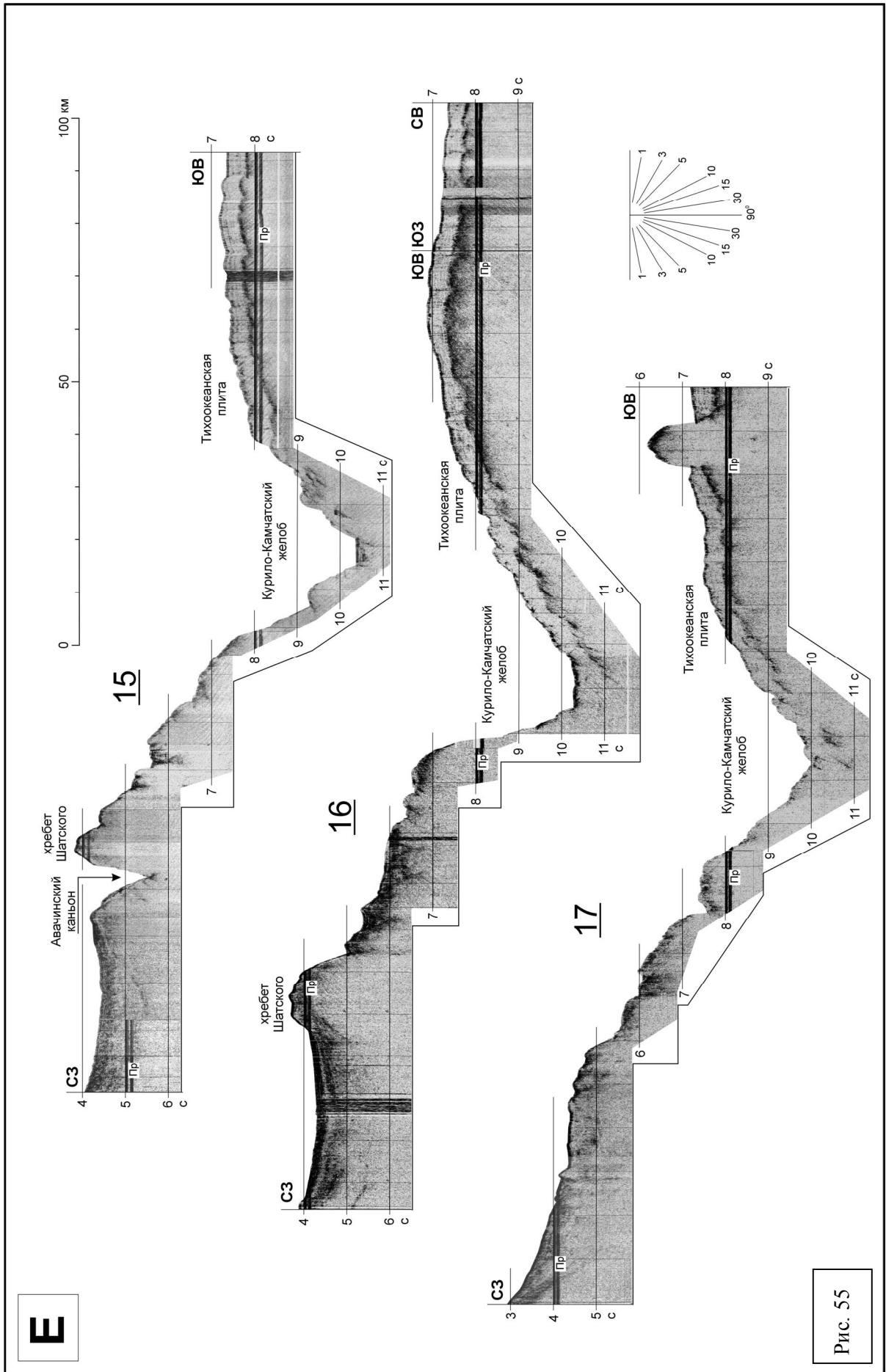


Рис. 52





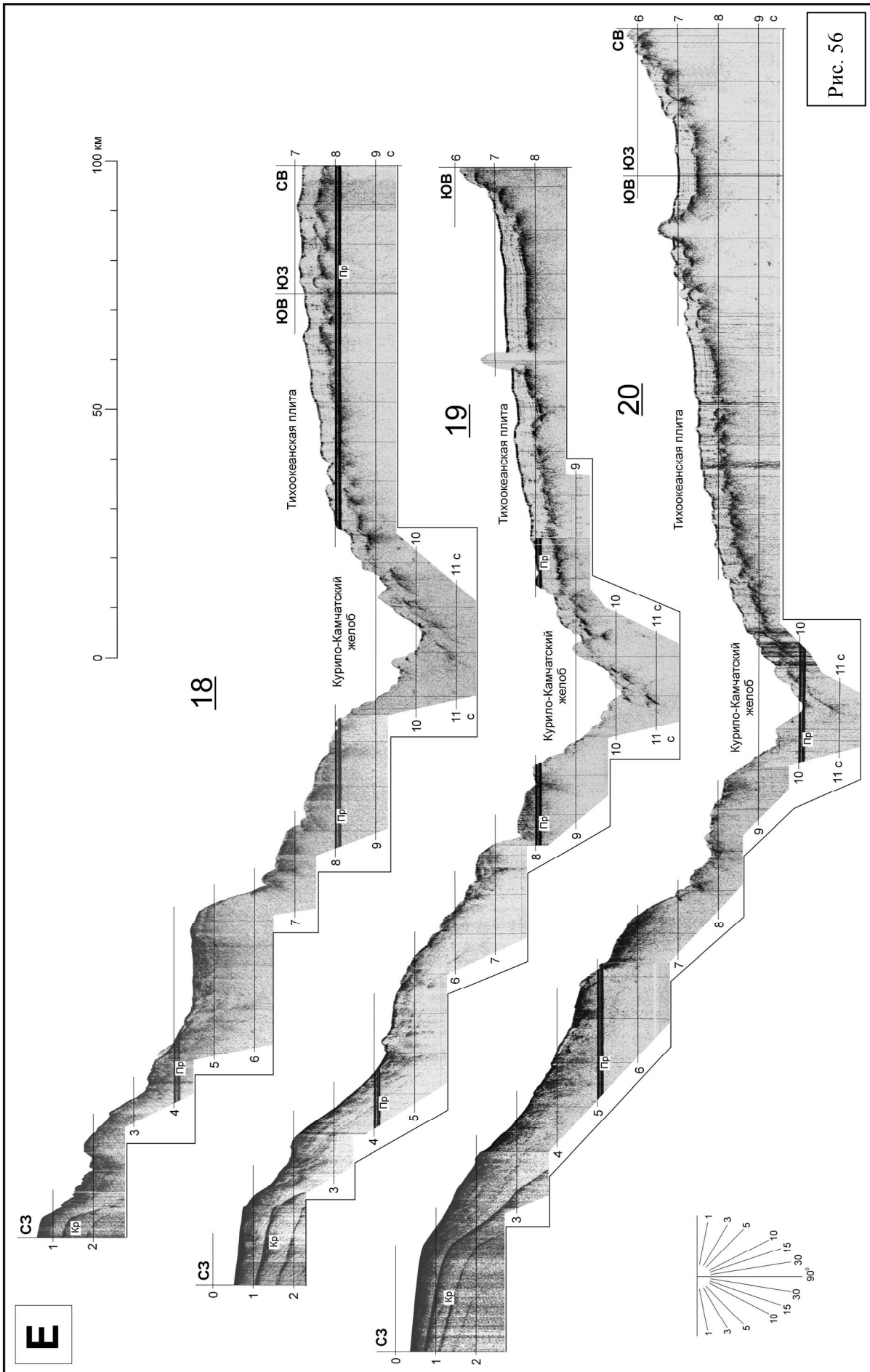
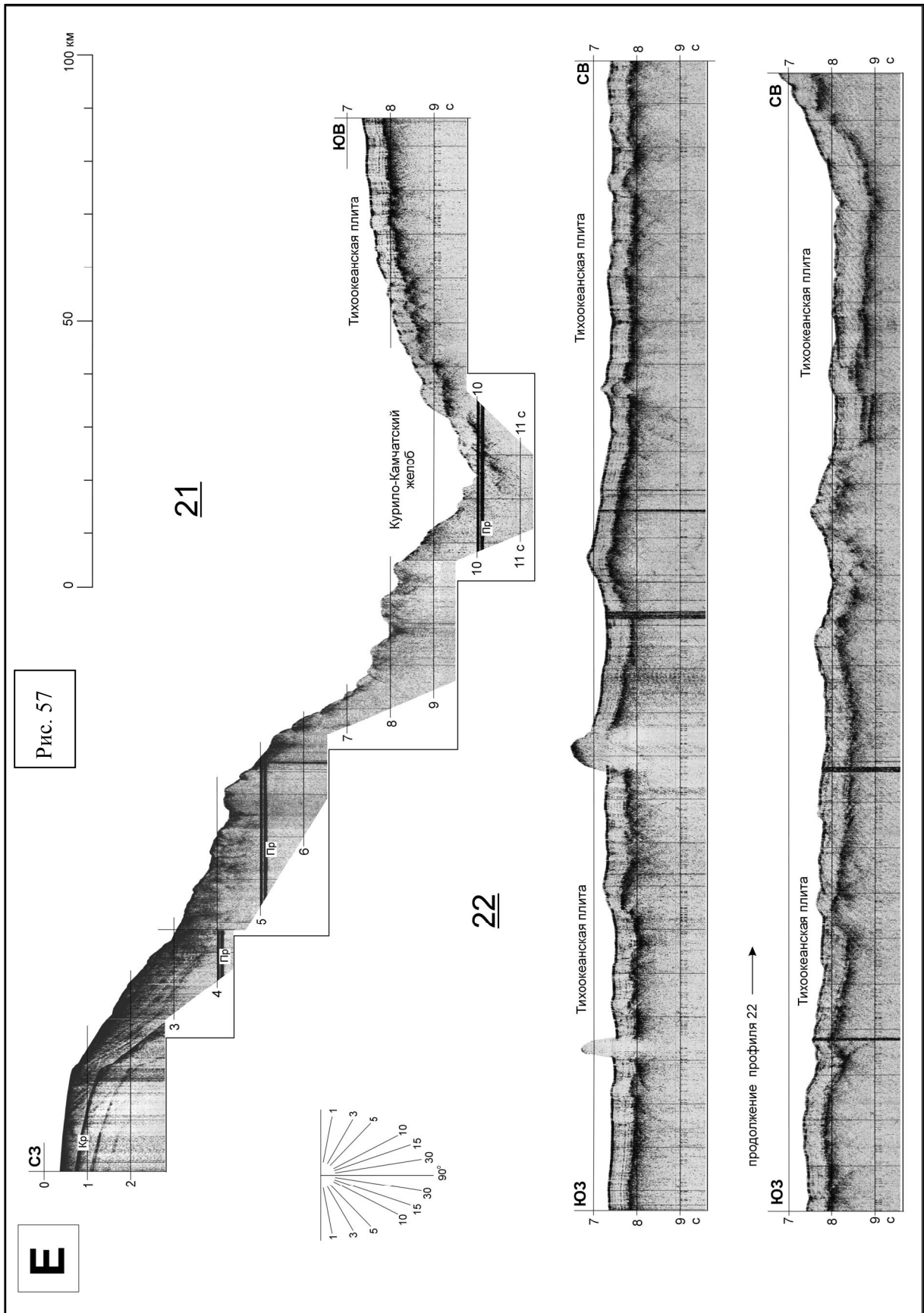
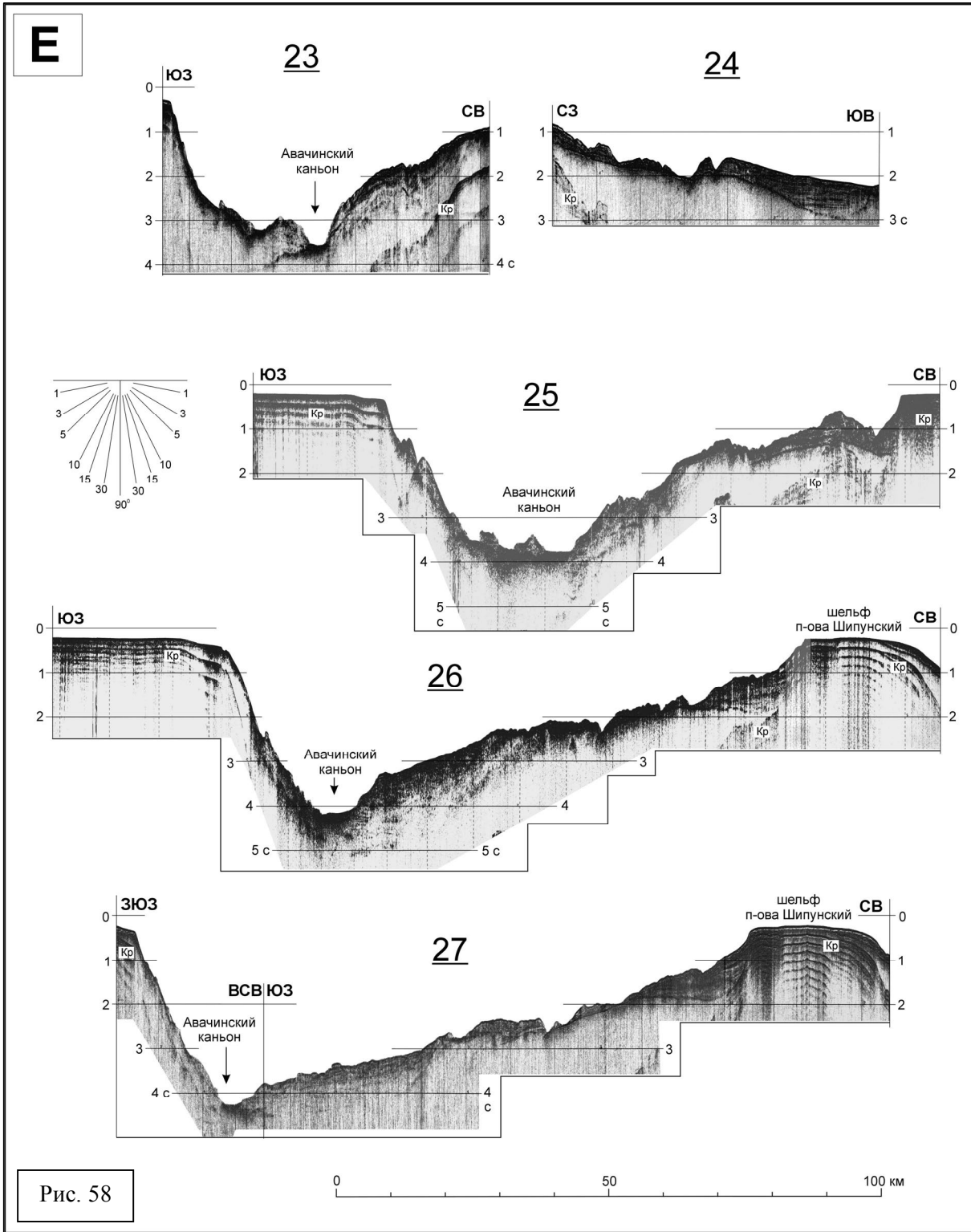
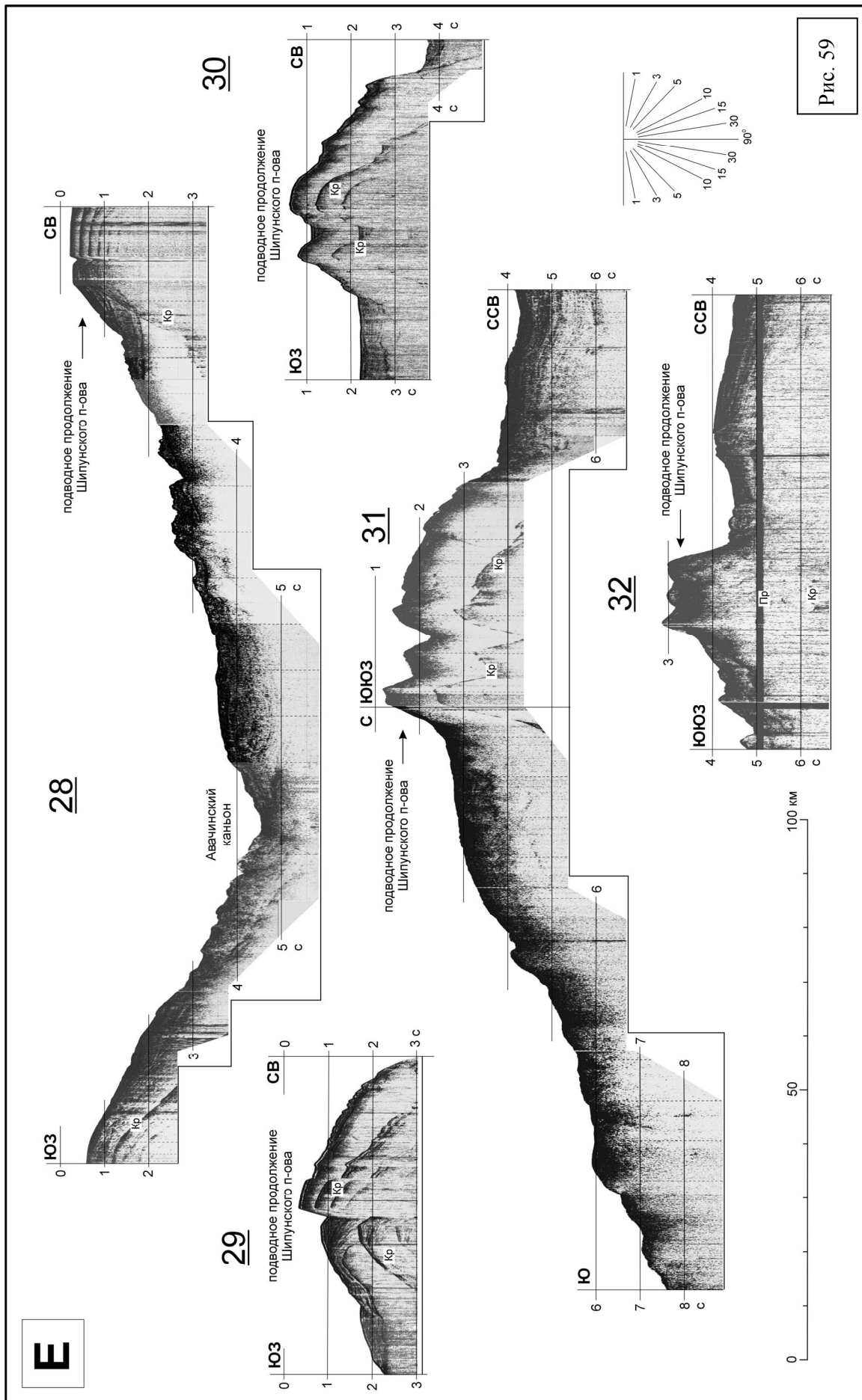


Рис. 56







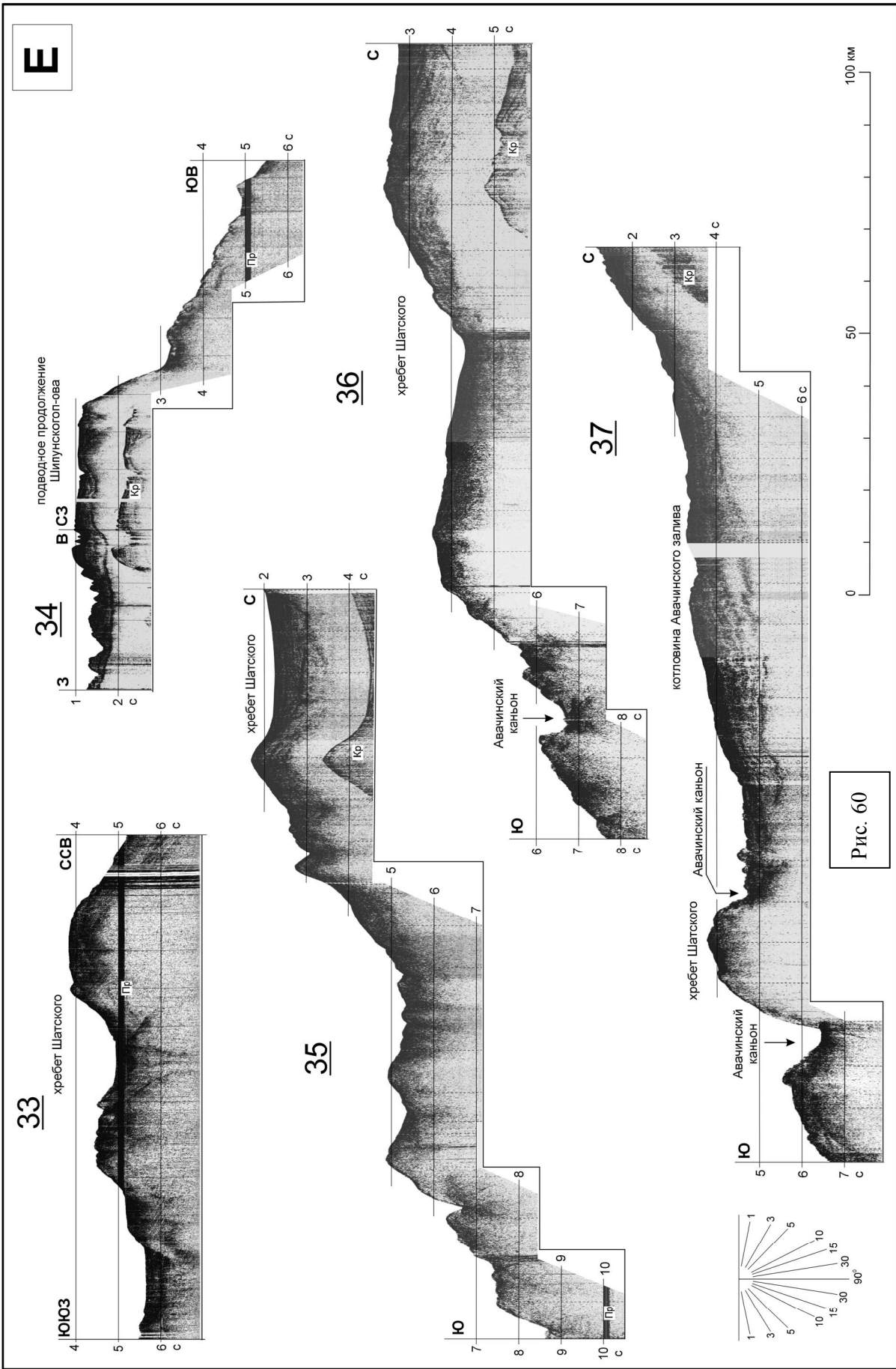
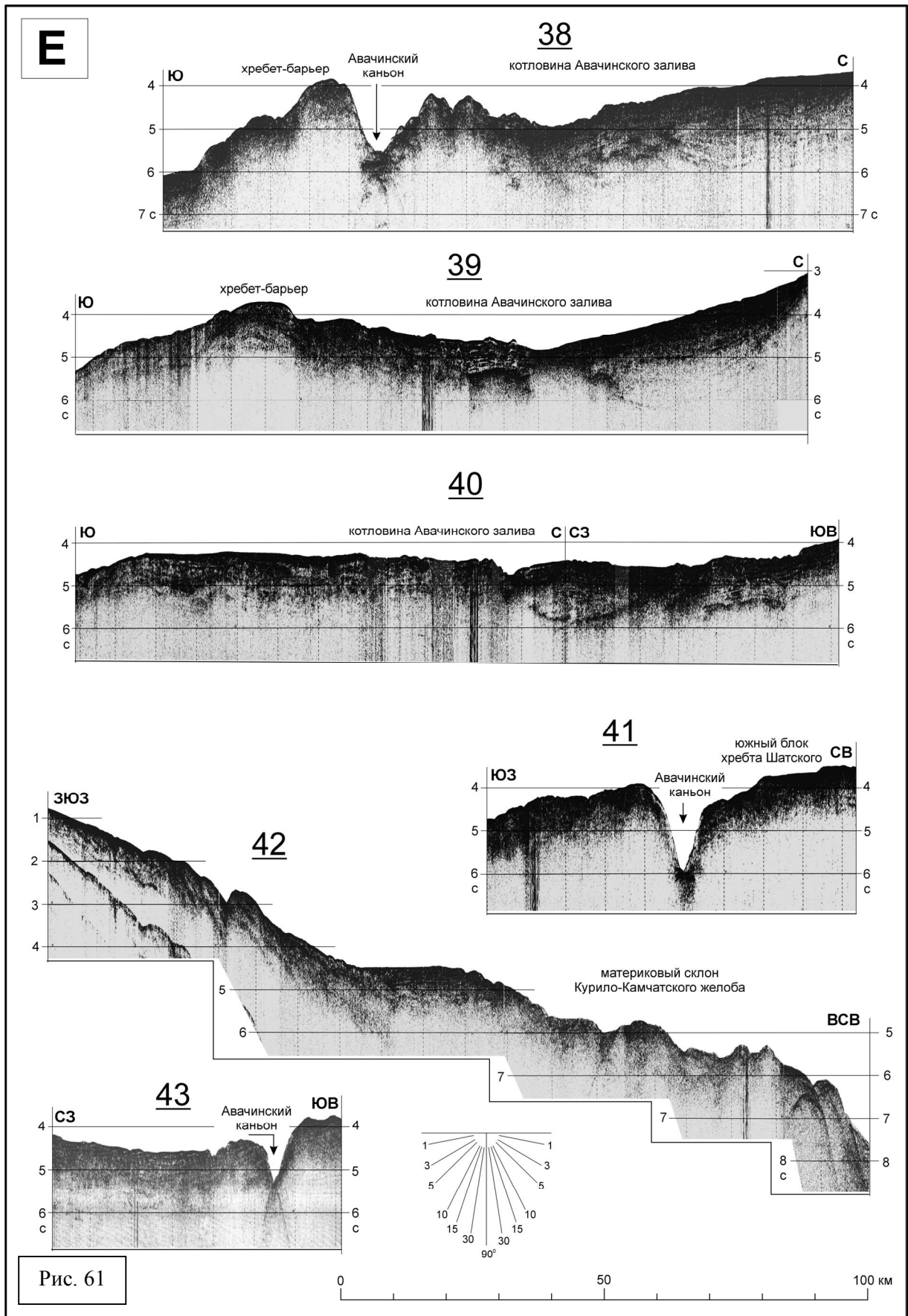


Рис. 60



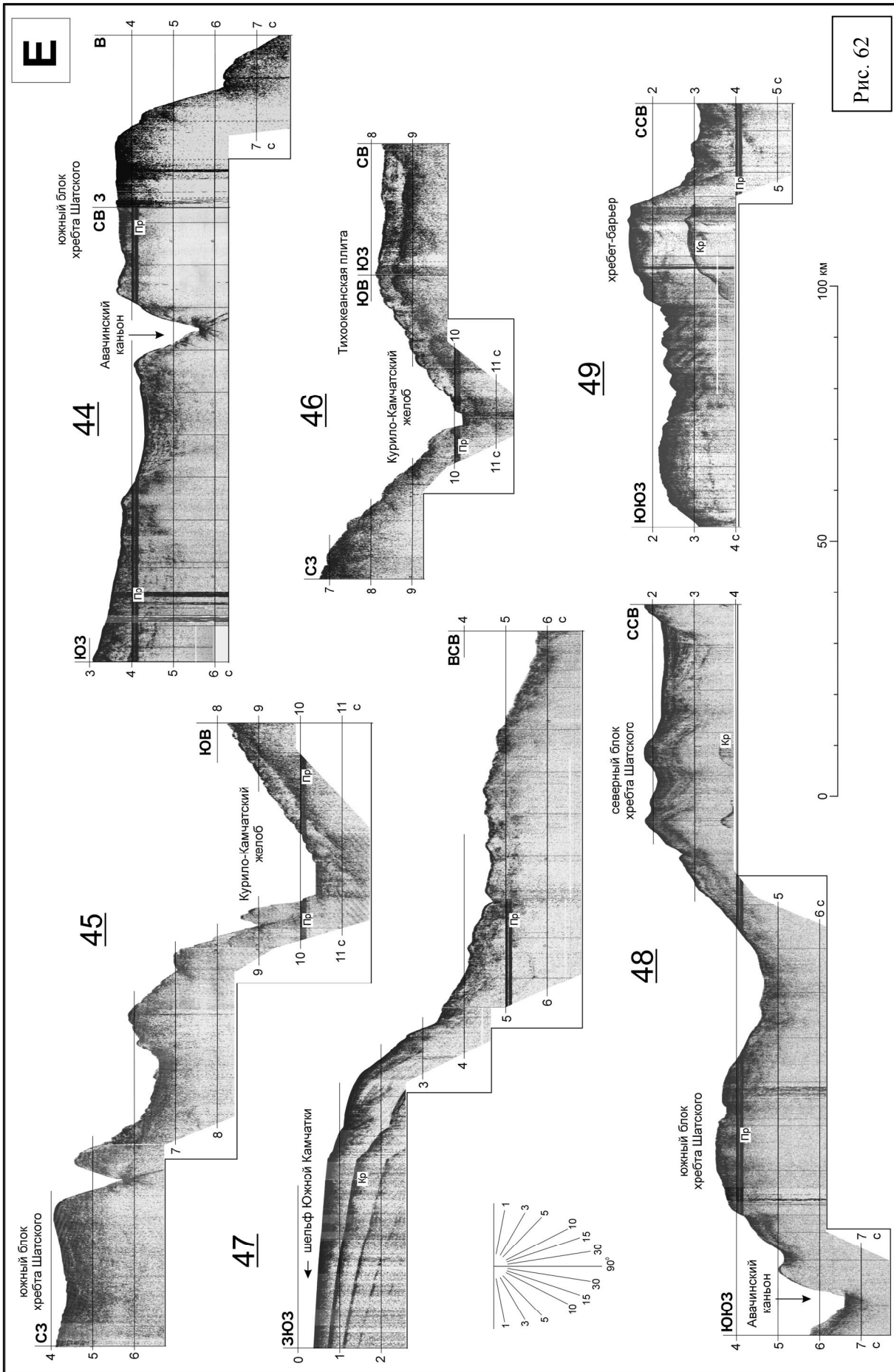


Рис. 62

Глава 4

ПОДВОДНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Курило-Камчатская островная дуга состоит из двух сегментов – Камчатского и Курильского. В ряде работ Курильский сегмент именуется Курильской островной дугой. Что бы избежать терминологических несоответствий, в данной работе в отношении Курильского сегмента островной дуги также применяется термин Курильская островная дуга.

Схема крупнейших подводных морфоструктур, расположенных на акваториях Курильской островной дуги представлена на рис.63. Основные черты их рельефа и строения изучены еще в 50-х годах прошлого века (*Удинцев, 1955 а,б; Безруков, 1959; Безруков и др., 1959; Строение..., 1964*) и значительно дополнены более поздними исследованиями, обобщенными в работах (*Гнибиденко и др., 1980; Геолого-геофизический ..., 1987 и др.*).

Курильская островная дуга протягивается на расстояние около 1150 км в северо-восточном направлении от о.Хоккайдо на юге до мыса Лопатка (Камчатка) на севере. Она представлена Большой Курильской грядой (Курильские острова и подводные горы вблизи них), Малой Курильской грядой (о-ва Шикотан, Зеленый и др.) с продолжающим ее поднятием (хребтом) Витязя, прилегающим участком Курило-Камчатского желоба. В тылу островной дуги расположена глубоководная Курильская котловина с максимальными глубинами в тыловой части Южных Курил (более 3350 м), которая продолжается в северо-восточном направлении прогибом, заполненным осадками. Прилегающий участок Тихоокеанской плиты осложнен обширным поднятием – валом Зенкевича (Хоккайдо), возвышающимся над соседними участками плиты на несколько сотен метров; вал увенчан подводными горами.

Курильская ветвь глубоководного желоба отличается большими глубинами по сравнению с камчатской. В юго-западном направлении глубина желоба увеличивается, достигая экстремальных значений напротив Четвертого Курильского пролива (более 8500 м) и напротив Южных Курил (более 9500 м).

В своей центральной части Курильская дуга осложнена поперечной структурой – грабеном Буссоль, который «разрывает» структуры островной дуги на две части – северную и южную. Между Большой Курильской грядой и фрагментами хребта Витязя заключен Срединно-Курильский прогиб. Прогиб частично заполнен осадками и на значительном протяжении хорошо выражен в рельефе дна.

В данной главе представлены разрезы НСП, полученные в пределах Курильской островной дуги в 14 (1982 г) и, частично, в 6 (1978 г) рейсах НИС «Вулканолог».

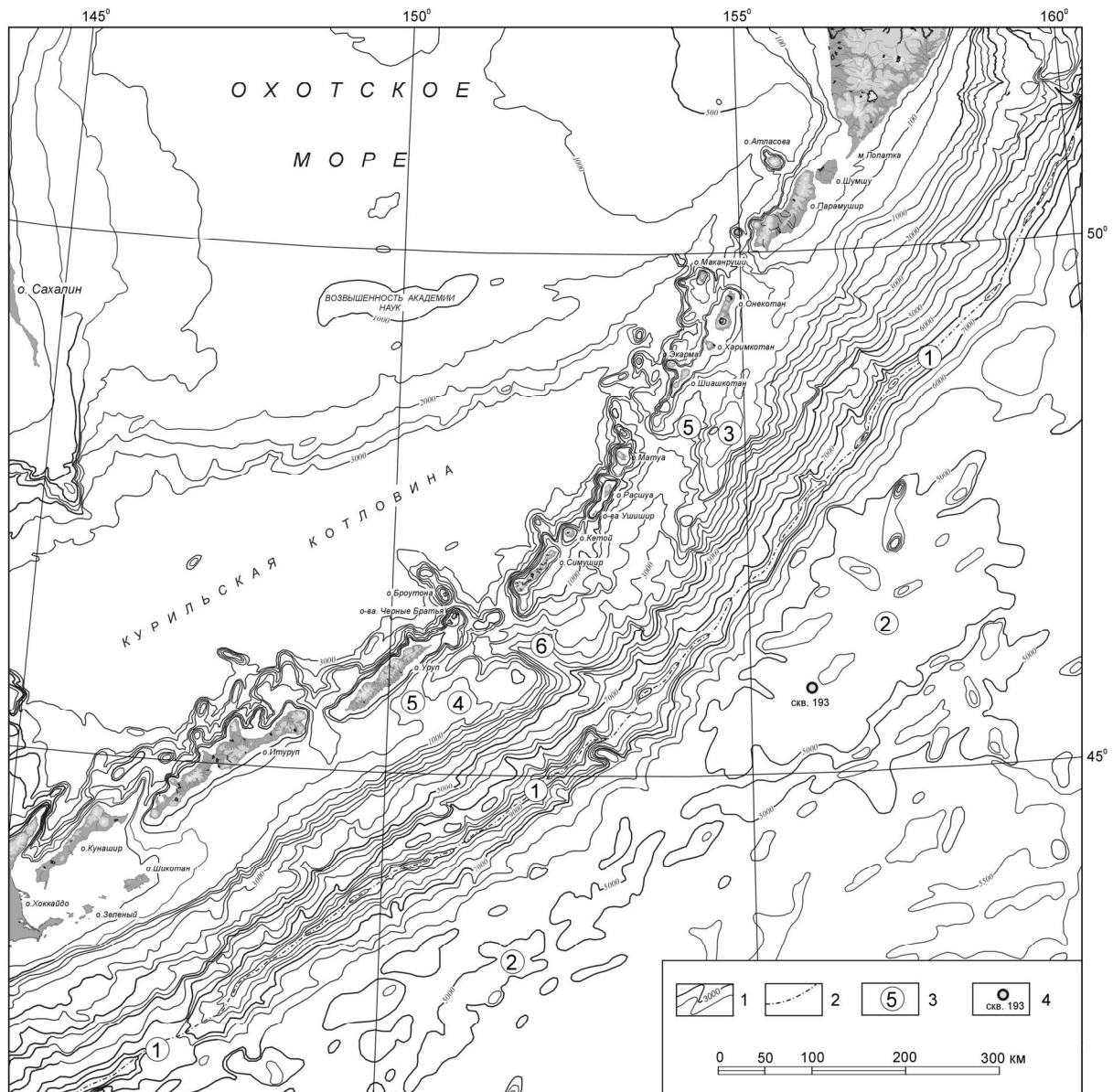


Рис. 63. Схема Курильской островной дуги.

- 1 – изолинии глубины (100, 500, далее через 500 м);
- 2 – ось глубоководного желоба;
- 3 – нумерация морфоструктур;
- 4 – скважина глубоководного бурения.

Цифровые обозначения крупнейших подводных морфоструктур:

- 1 – Курило-Камчатский глубоководный желоб;
- 2 – вал Зенкевича (Хоккайдо);
- 3 – северный блок хребта Витязя;
- 4 – южный блок хребта Витязя;
- 5 – Срединно-Курильский междуговой прогиб;
- 6 – грабен Буссоль.

4.1. Северный участок Курильской островной дуги

Схема профилей НСП, отработанных в пределах северного участка Курильской островной дуги (район Ж), представлена на рис. 64, разрезы НСП по этому району – на рис. 65 – 73. В 1977 году в 15 рейсе НИС «Пегас» в этом районе была отработана сеть профилей НСП, ориентированных вкрест глубоководного желоба (*Гнибиденко и др., 1980*). Приводимые на рис.64 профили отработаны в 1982 году в 14 рейсе НИС «Вулканолог». Они проходились с учетом ранее отработанных в рейсе НИС «Пегас» профилей, поэтому распределены неравномерно.

Глубоководный желоб на данном участке дуги имеет, как правило, V-образный поперечный профиль, лишь на отдельных участках наблюдаются признаки маломощного «турбидитового клина». Максимальная глубина (более 8500 м) наблюдается напротив Четвертого Курильского пролива (Ж 08).

Океанический склон желоба осложнен многочисленными ступенями, среди которых преобладают «обратные», т.е. ступени, обращенные уступами вверх по склону. Размеры ступеней невелики (первые километры) и они, как правило, не коррелируются от профиля к профилю. Мощность осадочного чехла на океаническом склоне желоба и прилегающем участке Тихоокеанской плиты не превышает 0.5-0.6 км.

Материковый склон желоба также осложнен ступенями (террасами), но более крупными, протяженностью до десятков километров. Напротив о-вов Парамушир и Шумшу (Ж 02-06) материковый склон достаточно пологий, со средним уклоном порядка 3-4 градусов. В верхней части склона различимы слоистые толщи мощностью около 1000 м, которые вниз по склону постепенно теряют признаки слоистости и переходят в «акустически немые» комплексы. На более южных участках средняя крутизна материкового склона постепенно увеличивается до 5-6 градусов (Ж 07-16). При этом в верхней части склона появляются более крутые (до 10-15⁰) участки, соответствующие внешнему склону хребта Витязя.

Хребет Витязя (его северный блок) выражен в рельефе дна и структуре осадков на протяжении более 300 км. На севере он кулисно примыкает к о. Парамушир, на юге постепенно погружается и вырождается в ступень материкового склона напротив о. Расшуа. В северной части вершина хребта Витязя представляет собой плоскую абразионную террасу (Ж 08, 10-13). Вершина южной части хребта отличается сложным мезорельефом, и, по-видимому, в новейшее время не подвергалась волновой абразии (Ж 15, 16, 17, 3 20). Положительные формы рельефа высотой до нескольких сот метров, осложняющие вершину этой части хребта, некоторые исследователи объясняют проявлениями вулканической деятельности (*Леликов и др., 2008; Ломтев, Патрикеев, 2012*). Однако, учитывая асимметричный профиль многих из этих форм (Ж 14, 16), их происхождение вероятнее всего связано с тектоническими движениями.

Между хребтом Витязя (его северным блоком) и структурами Большой Курильской гряды заключен Срединно-Курильский прогиб, точнее – северная часть этого про-

гиба. Напротив о. Онекотан прогиб полностью заполнен осадками (Ж 09, 10), которые поступали не только с прилегающих Курильских островов, но, по-видимому, и со стороны хребта Витязя при абразии его вершины. Более южные участки прогиба не компенсированы осадконакоплением, и здесь прогиб и хребет Витязя ярко выражены в рельефе дна. Обломочный материал, сносившийся в Срединно-Курильский прогиб, поступал также в Охотское море через Четвертый Курильский пролив и пролив Крузенштерна по системе подводных долин (каньонов), расчленяющих дно прогиба.

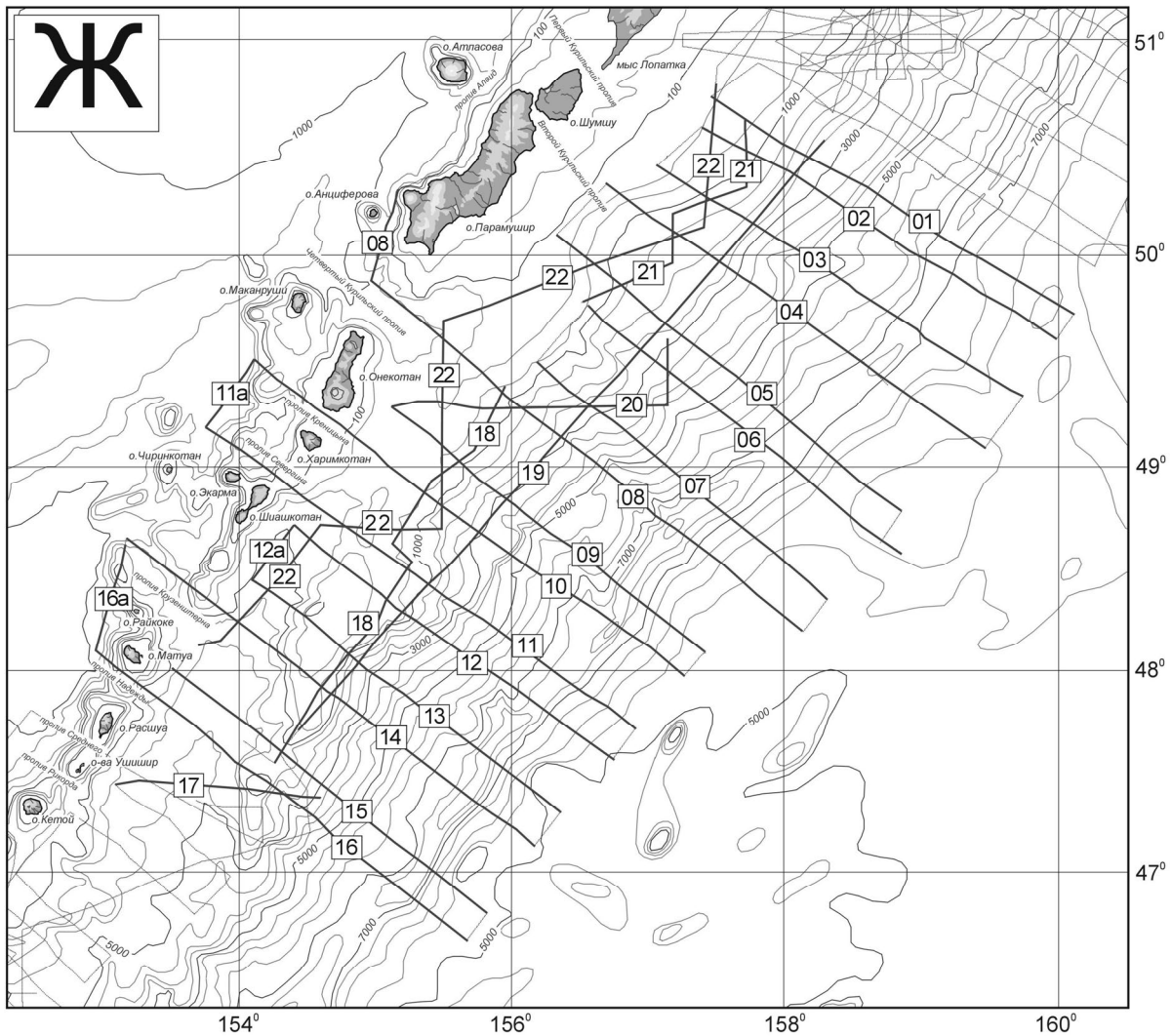
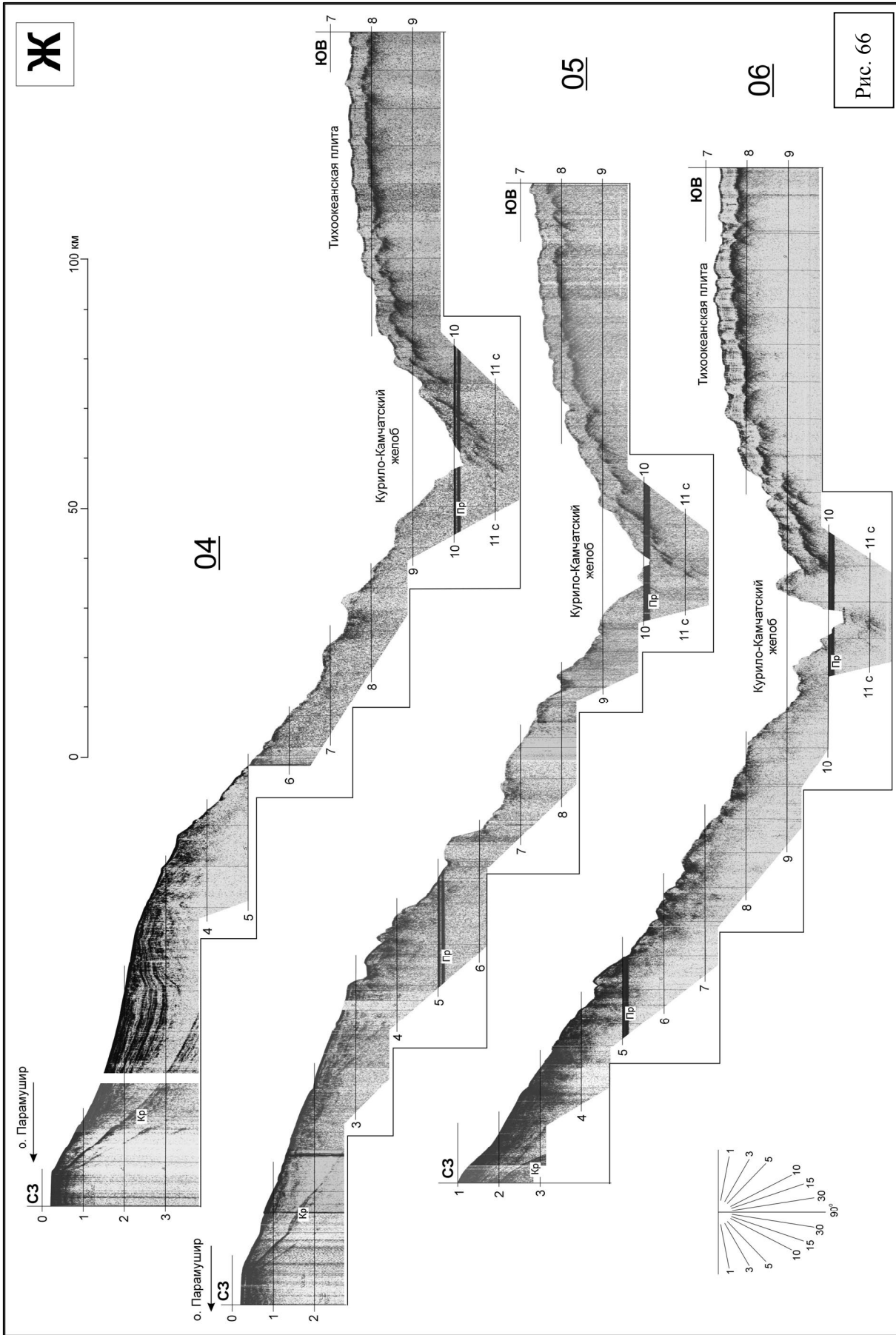
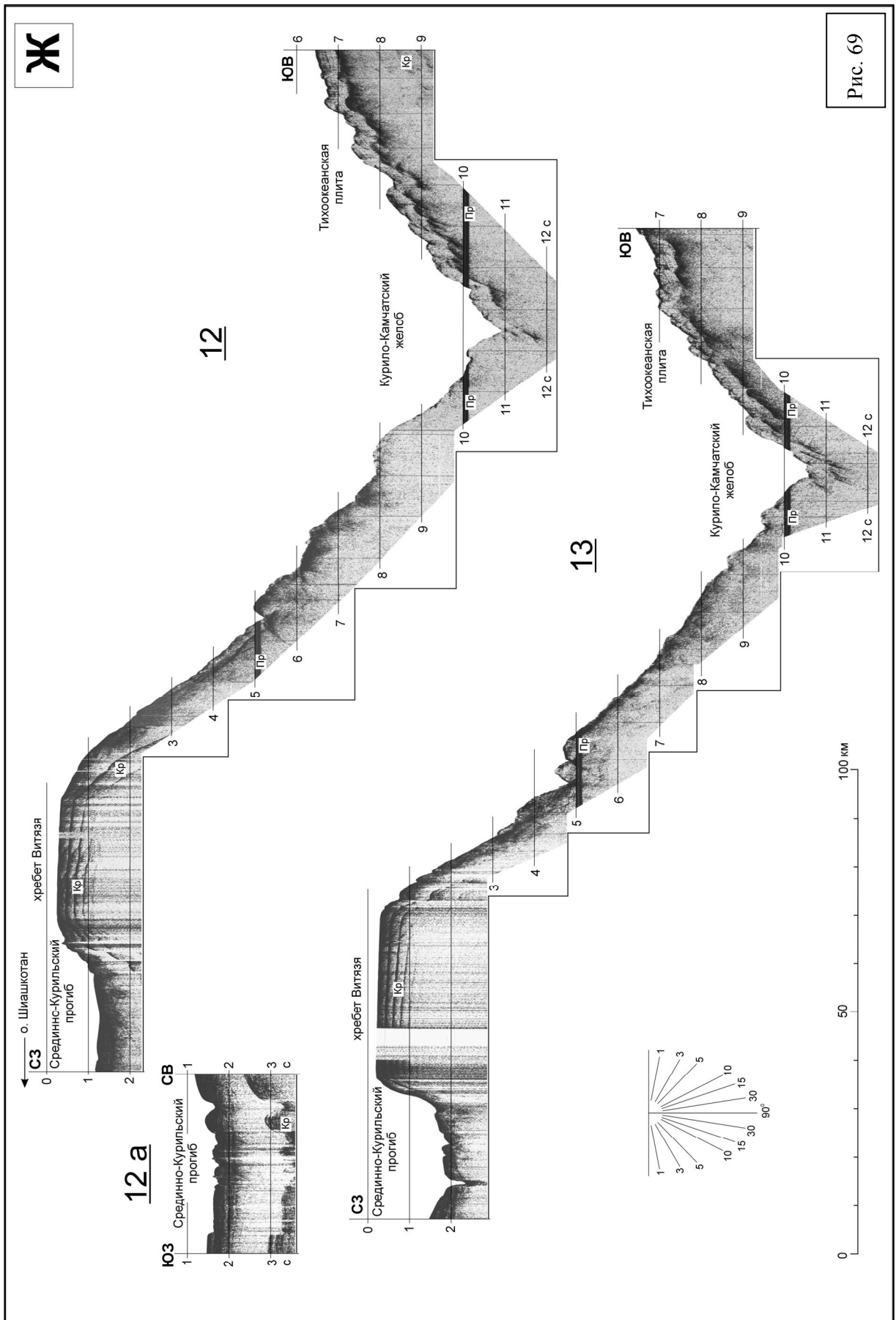
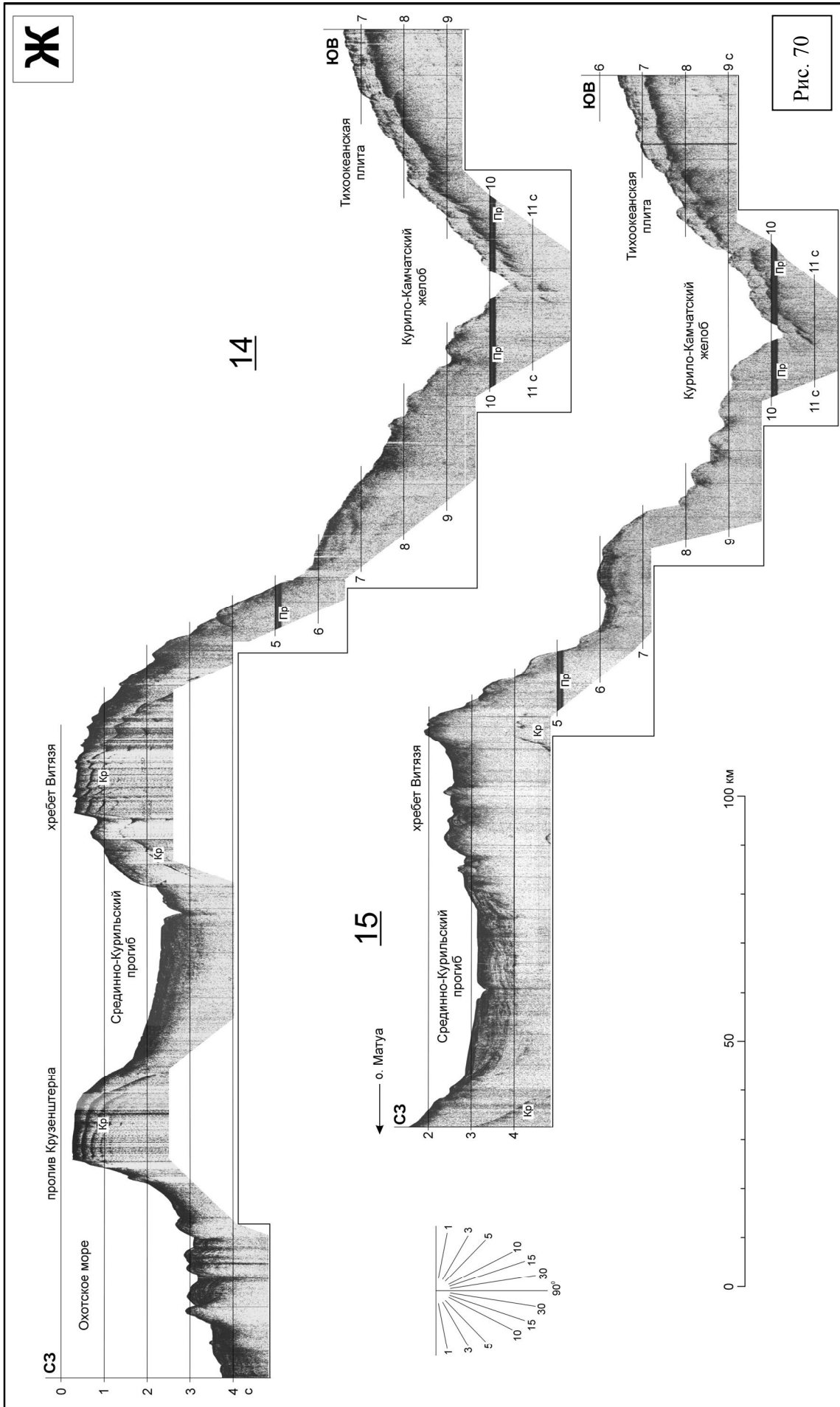
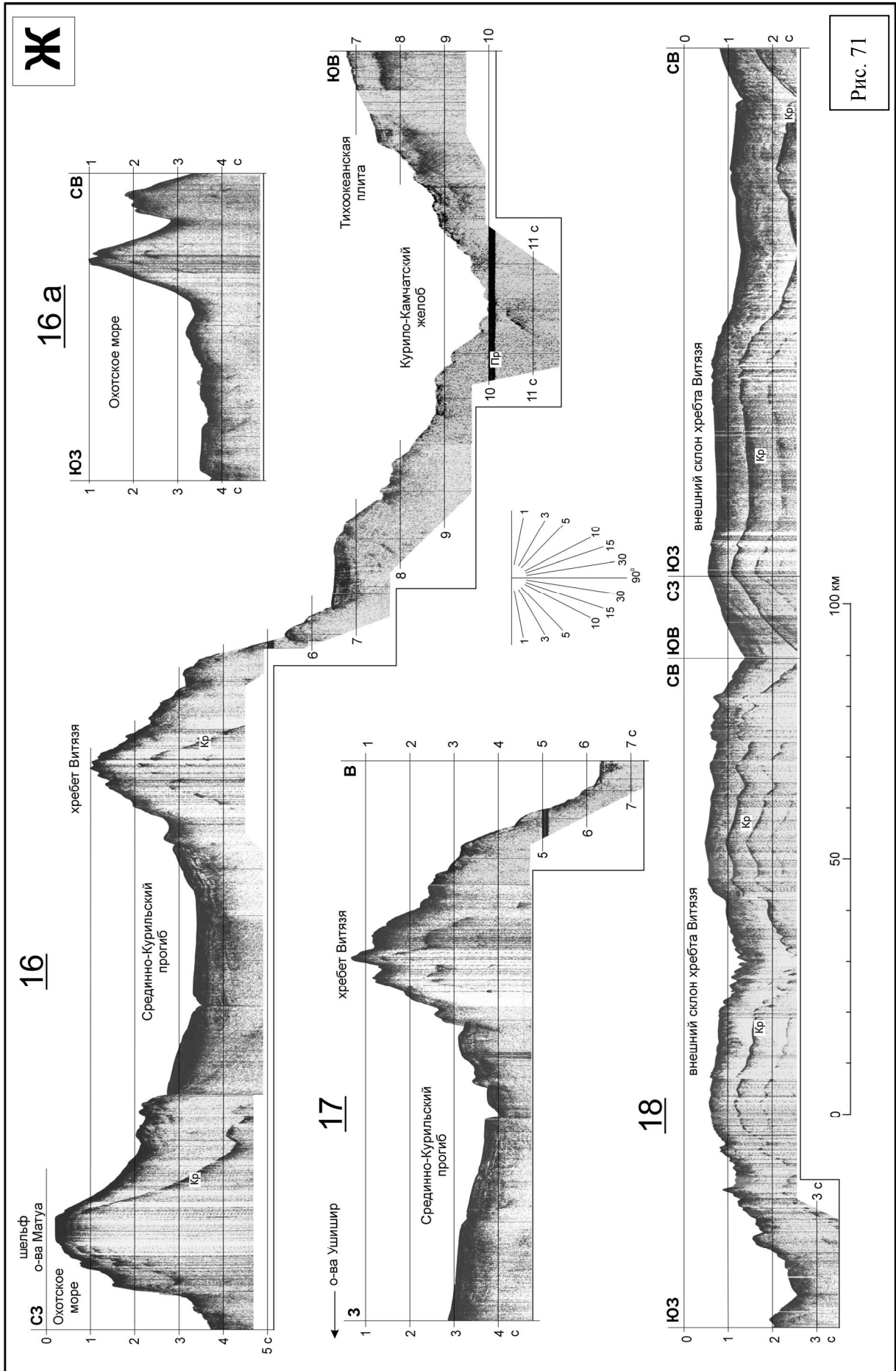


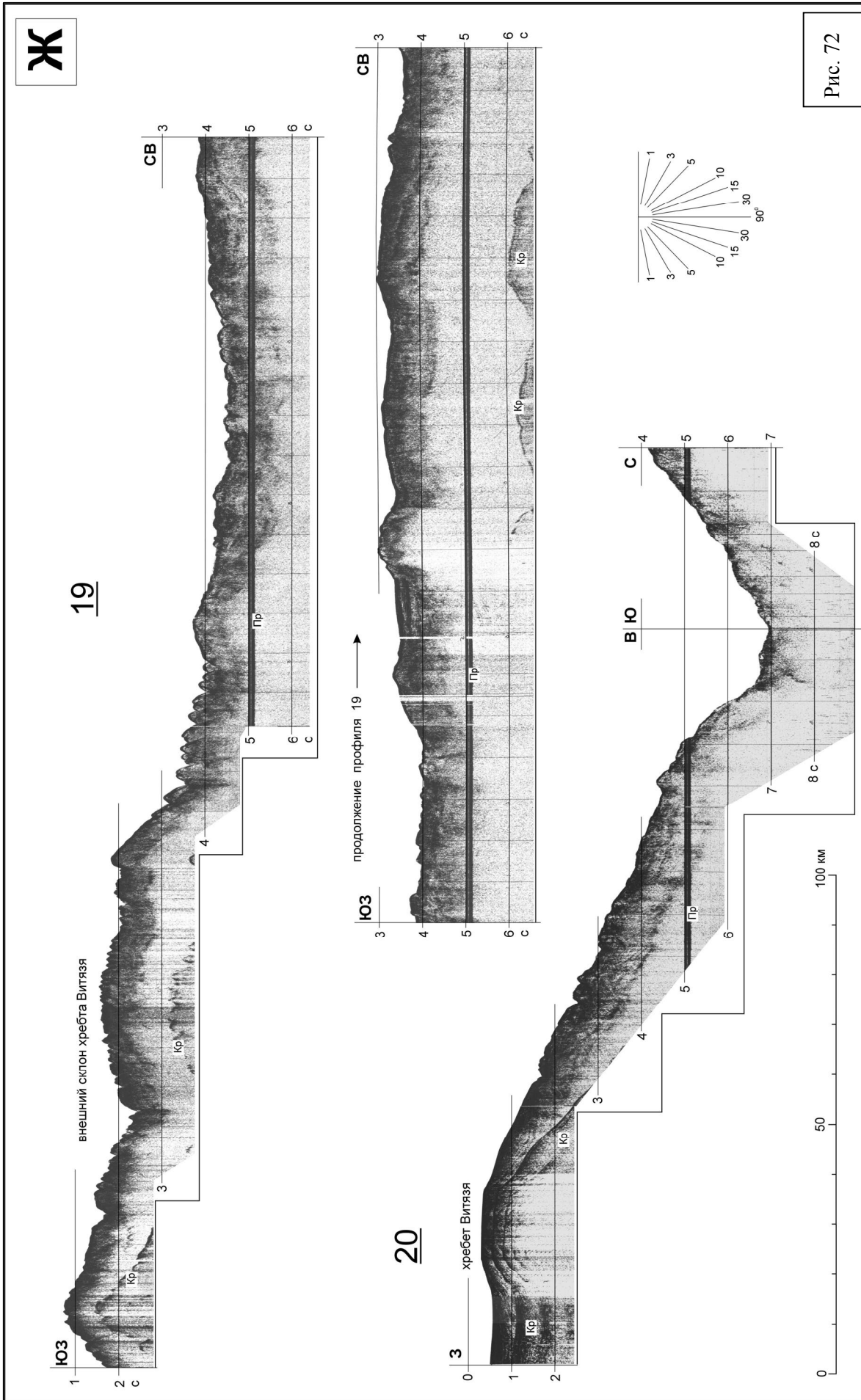
Рис. 64. Схема профилей НСП, отработанных в пределах северного участка Курильской островной дуги в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис.65-73. Номера профилей соответствуют номерам разрезов.





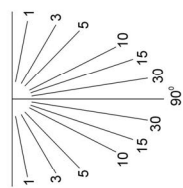
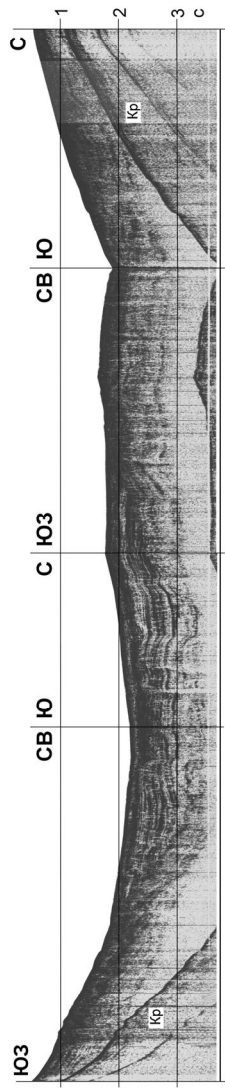




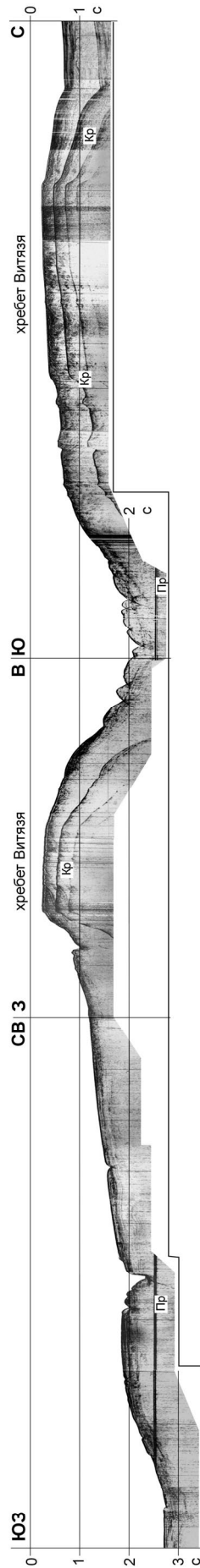


Ж

21



22



продолжение
профиля 22

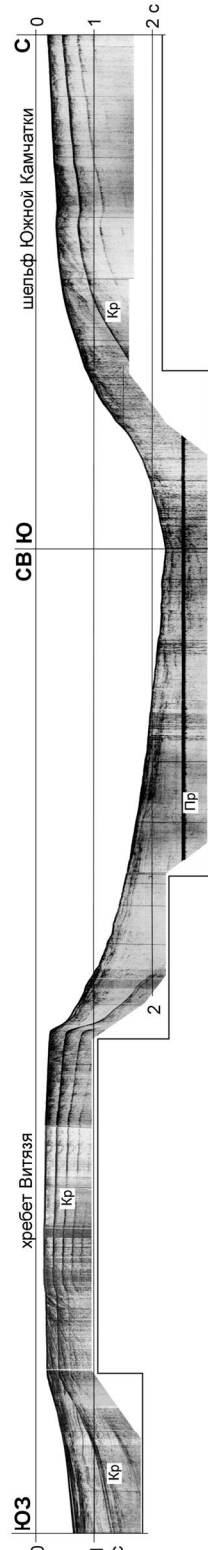


Рис. 73

4.2. Южный участок Курильской островной дуги

Схема профилей НСП, отработанных в пределах южного участка Курильской островной дуги (район 3), представлена на рис. 74, разрезы НСП по этому району – на рис. 75 – 79. Исследования на этом участке дуги проводились в 6-м (1978 г) и 14 (1982 г) рейсах НИС «Вулканолог», но представлены только разрезы, полученные в 14 рейсе. Профили не пересекают глубоководный желоб. Объектами исследований здесь были южный блок хребта Витязя, южный участок Срединно-Курильского прогиба, верхняя часть тихоокеанского склона напротив островов Ушишир, Кетой и Симушир и, в меньшей степени, грабен Буссоль. Исследования носили прикладной характер и были посвящены поиску участков дна, наиболее подходящих для возможного развертывания донных измерительных комплексов. На время проведения исследований изученность этих акваторий была недостаточной для решения подобных задач. К настоящему времени этот район изучен достаточно подробно. В том числе в последние годы здесь проведены комплексные геолого-геофизические исследования в двух рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (*Лавров и др., 2006; Кулинич и др., 2007*).

На представленных разрезах хребет Витязя (его южный блок) прослеживается от о. Итуруп до пролива Буссоль, где резко обрывается структурой одноименного с проливом грабена (З 19). Вершина хребта Витязя несет признаки абразионного выравнивания, в том числе и на северном окончании хребта, где глубина залегания абразионной террасы превышает 1000 м.

Между хребтом Витязя (его южным блоком) и Южными Курилами (о-ва Итуруп и Уруп) заключена южная часть Срединно-Курильского прогиба. В районе о. Итуруп этот прогиб полностью компенсирован осадконакоплением и в рельефе дна не выражен (З 16, 17, 18). Более того, поступающий с островов обломочный материал перекрыл плоскую вершину хребта и выносится непосредственно на внешний склон хребта, где сформировал осадочный чехол мощностью в несколько сотен метров, затронутый оползневыми процессами. Напротив южной части о-ва Уруп прогиб также близок к заполнению осадками (З 12, 21). Однако далее на северо-восток прогиб не компенсирован осадконакоплением и хорошо выражен в рельефе дна (З 11, 10, 09, 08, 07). Обломочный материал, поступающий в прогиб с прилегающих островов, частично выносится по системе каньонов и эрозионных врезов в грабен Буссоль, и далее в осевую часть глубоководного желоба. Часть обломочного материала из прогиба поступает, по-видимому, в Курильскую котловину Охотского моря по подводной долине в проливе Фриза, между островами Уруп и Итуруп.

На отрезке дуги, заключенной между о-вами Ушишир и проливом Буссоль внешняя дуга (продолжение хребта Витязя) не прослеживается (З 01-05).

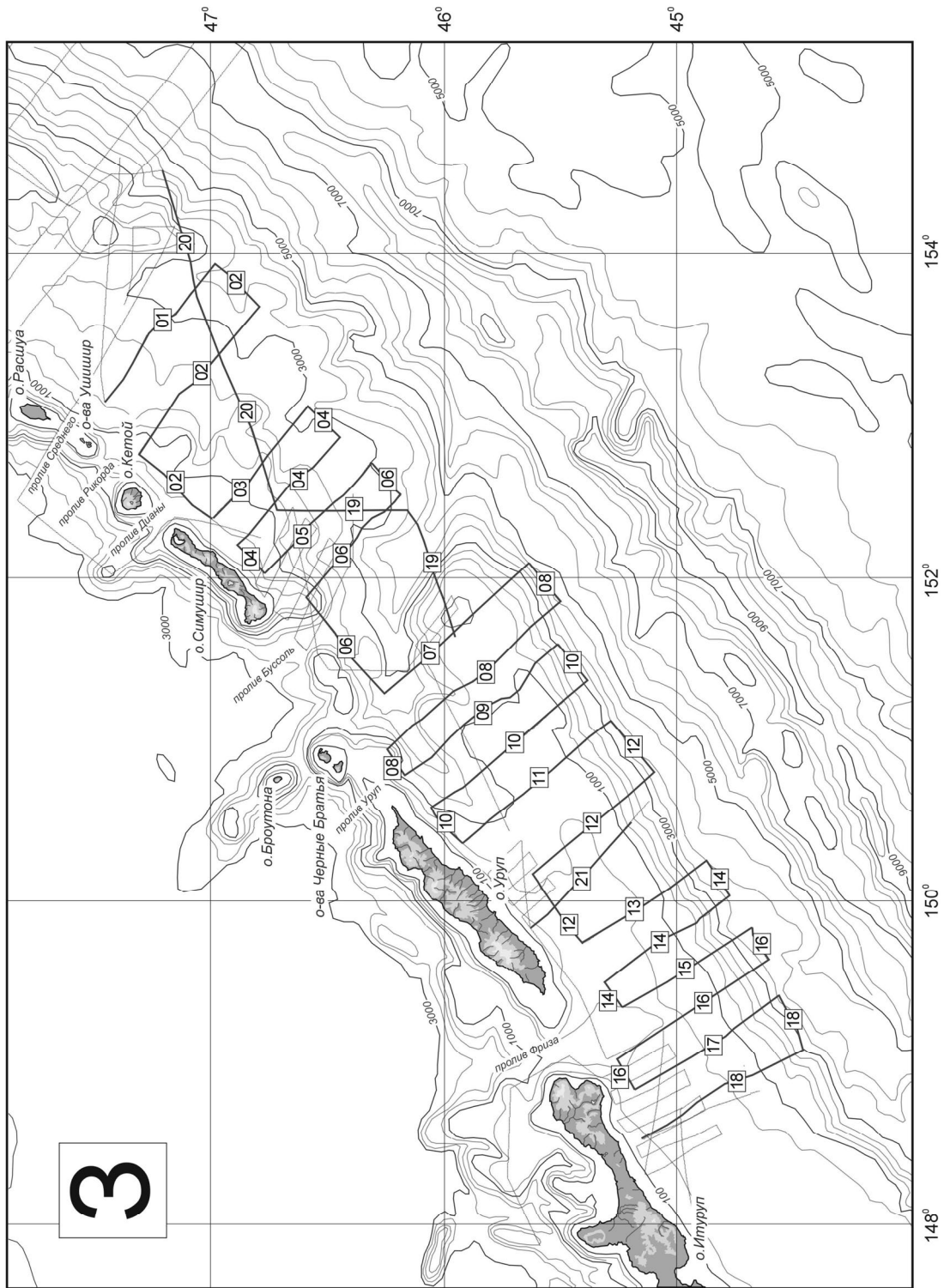
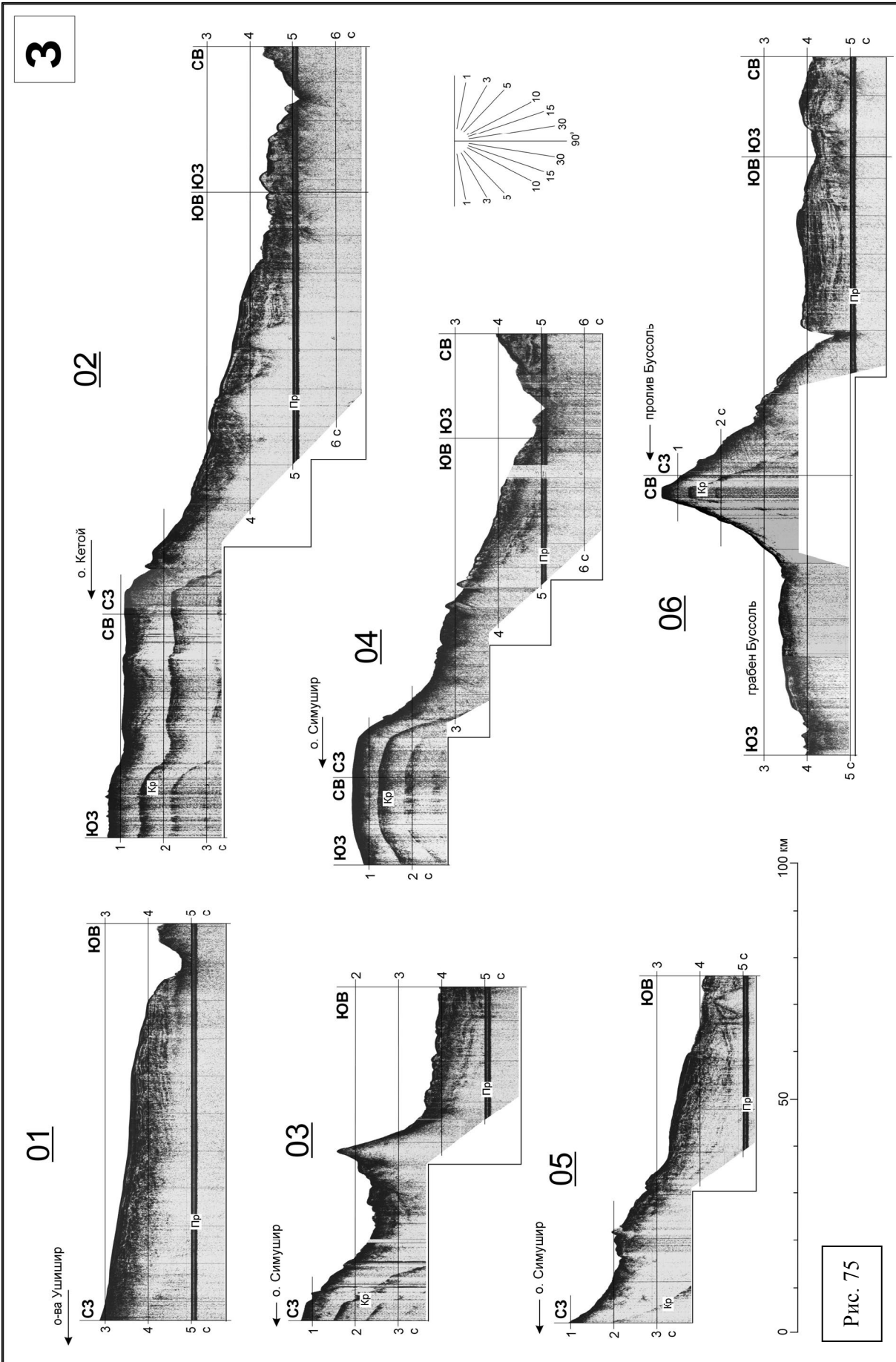
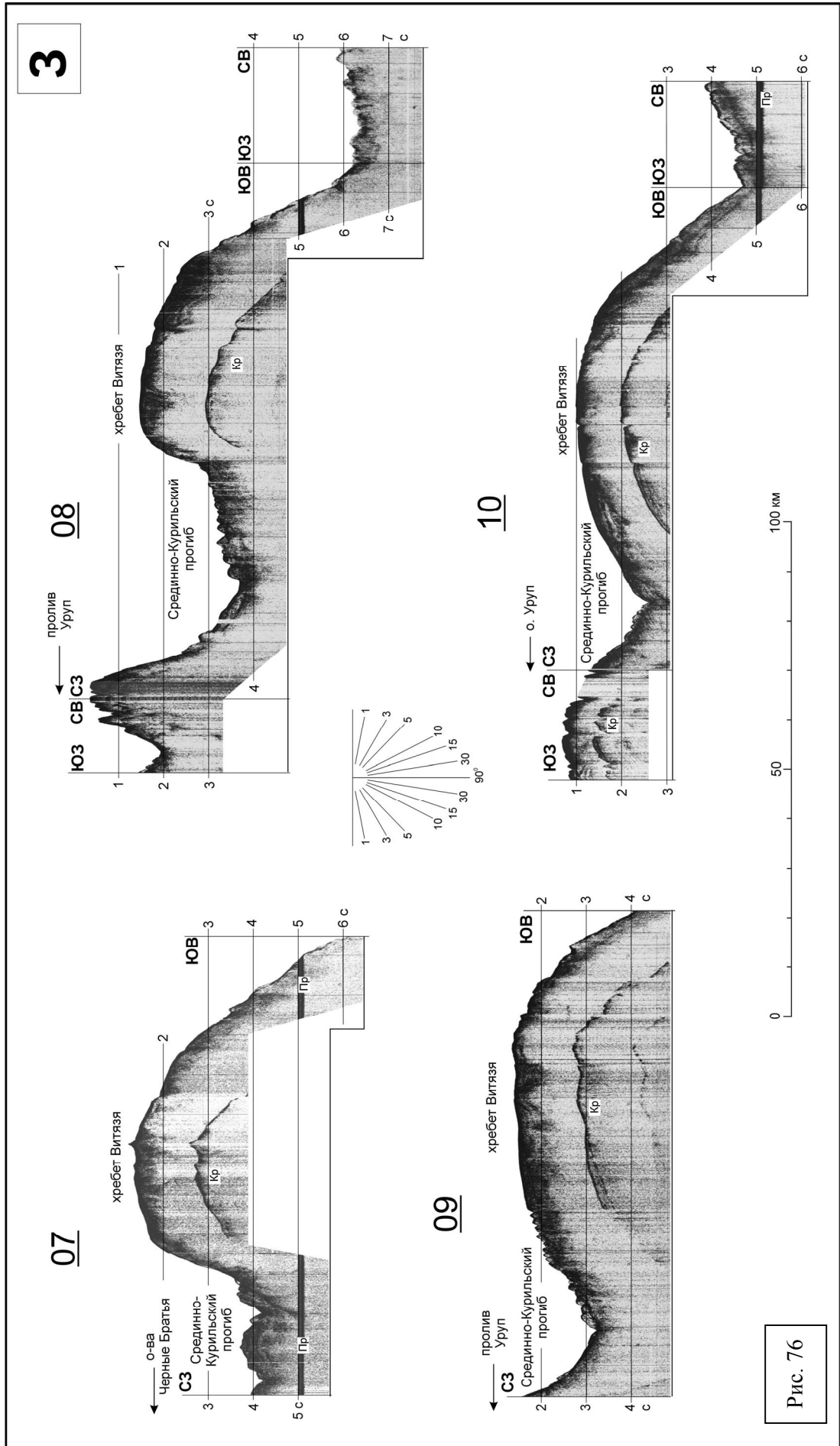


Рис. 74. Схема профилей НСП, обработанных в пределах южного участка Курильской дуги в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 75-79.





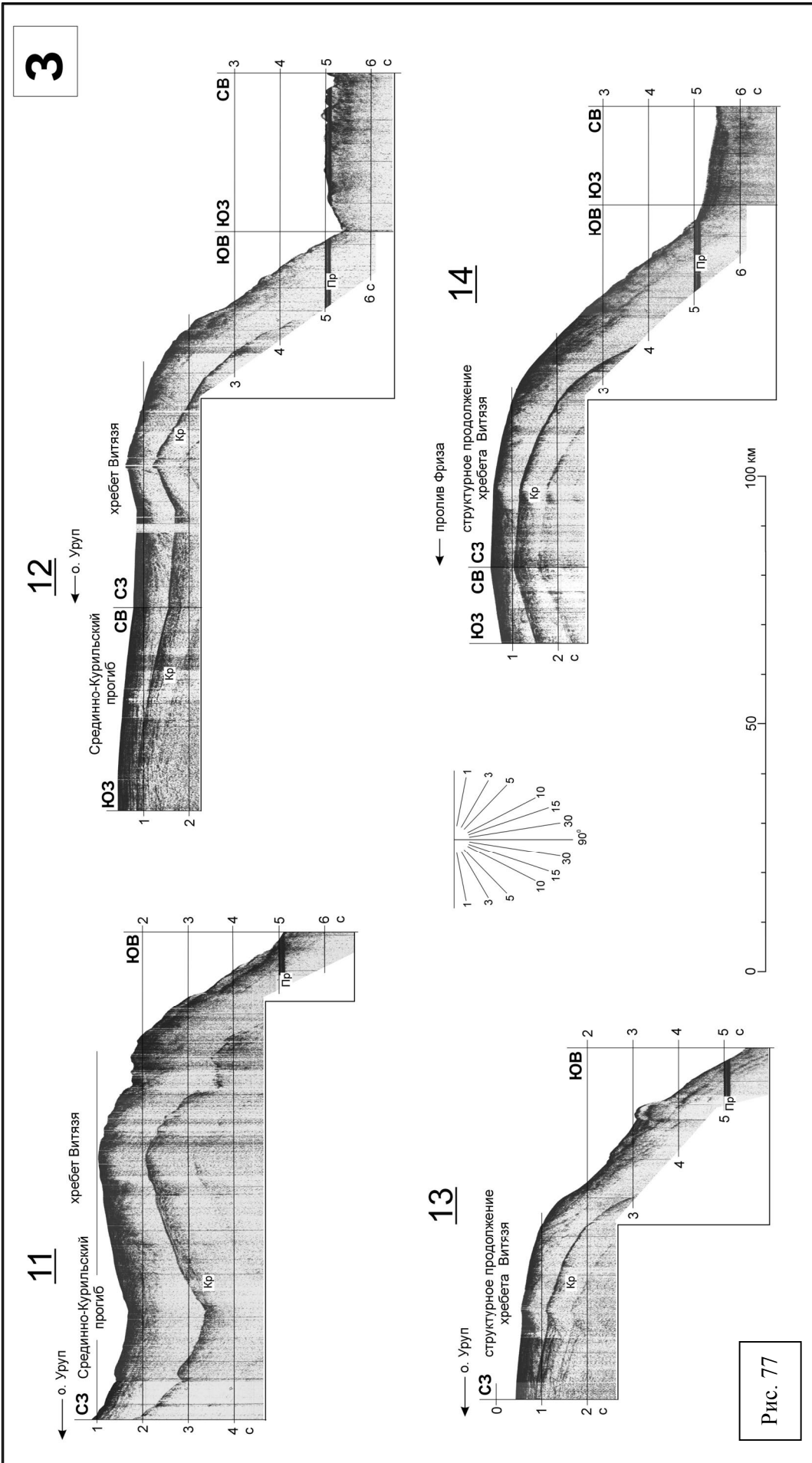
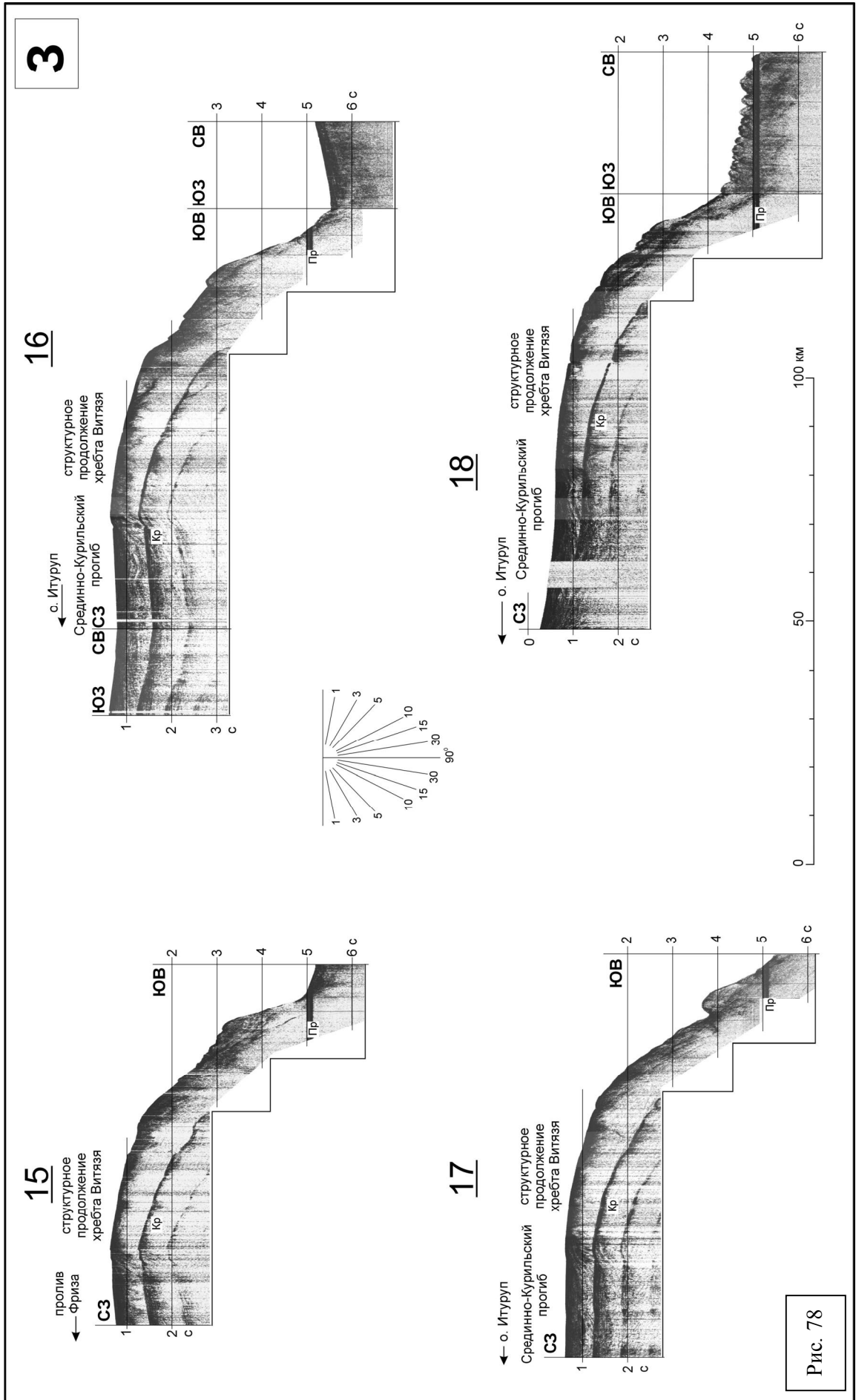


Рис. 77



3

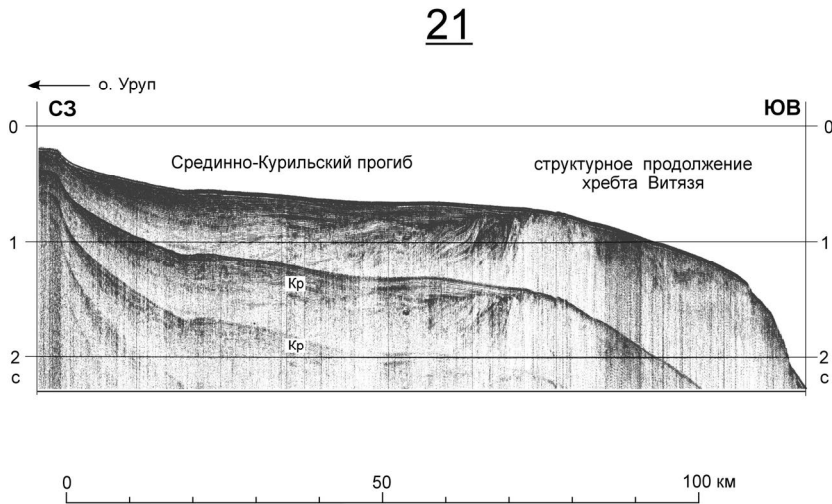
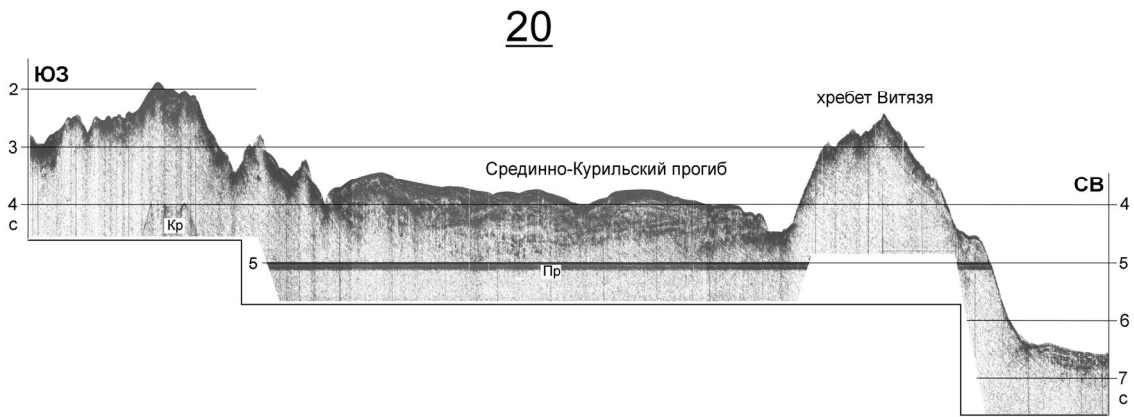
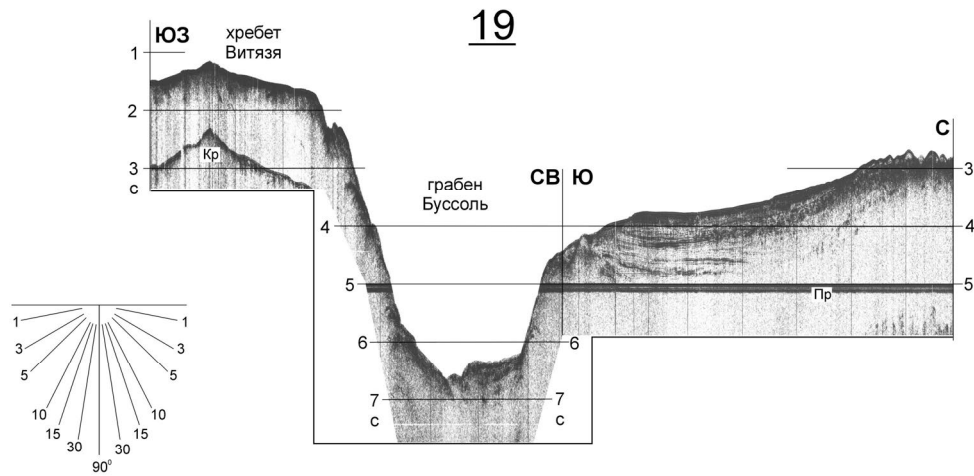


Рис. 79

Глава 5

ШЕЛЬФ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Шельфовая терраса Восточной Камчатки характеризуется незначительным уклоном дна (0.2-0.5°). Ее ширина достигает максимальных значений на юге Камчатки (65-70 км), в Кроноцком (до 50 км) и Авачинском (до 45 км) заливах. Наименьшая ширина шельфовой террасы (менее 10 км) отмечается у Кроноцкого п-ова, п-ва Камчатский и к югу от Авачинской бухты. Переход от шельфа к континентальному склону фиксируется внешней бровкой шельфа, глубина которой по простиранию шельфа различна. Максимальные глубины внешней бровки отмечаются в Кроноцком заливе (до 900 м) и на юге Камчатки (до 700 м). На глубинах 140-150 м такие переуглубленные шельфовые террасы осложнены еще одним перегибом - внутренней бровкой, разделяющей внутренние (мелководные) и внешние (глубоководные) участки шельфа. Внутренняя бровка шельфа фиксирует положение реликтовой береговой линии, сформированной в период последнего позднеплейстоценового понижения уровня океана (Шепард, 1964; Ионин и др., 1987).

Внутренние участки шельфа Восточной Камчатки часто отличаются сложным мезорельефом, обусловленным реликтами субэдрального происхождения (русла рек и ручьев, ледниковые долины, песчаные гряды и т.п.). Внешние участки шельфа отличаются плоским, выровненным рельефом, иногда осложненным мелкими эрозионными долинами (притоками крупных каньонов) и тектоническими движениями.

Поверхность шельфовой террасы резко обрывается тектоническими уступами, крутыми эрозионными склонами - бортами крупных каньонов, или более плавно переходит в аккумулятивный склон. На внешних участках шельфа между внешней и внутренней бровками иногда удается выделить промежуточные бровки, соответствующие реликтам более древних береговых линий.

Глубинность исследований методом НСП на шельфе, как правило, ограничена приходом полнократных отражений в слое воды. Поэтому объектом исследований здесь обычно является только верхняя часть разреза сопоставимая по мощности с глубиной дна. В целях повышения разрешающей способности и детальности изучения этой части разреза, исследования методом НСП на шельфе проводились по «мелководной» методике: на более высоких частотах (150-200 Гц и более) и периодом срабатывания источника порядка 1 секунды.

Ниже представлены некоторые, наиболее представительные разрезы НСП, полученные в рейсах НИС «Вулканолог» на шельфах Камчатского залива и п-ва Камчатский, Кроноцкого залива и юга Камчатки.

5.1 Шельф Камчатского залива и п-ова Камчатский

Схема профилей НСП, отработанных на шельфе Камчатского залива и п-ва Камчатский (район И), представлена на рис. 80, разрезы НСП по этому району – на рис. 81 – 88. Разрезы получены в 28 (1987 г) и 39 и 41 (1991 г) рейсах НИС «Вулканолог».

Полуостров Камчатский и северная часть Камчатского залива являются местом сочленения структур Алеутской островной дуги с Камчаткой. Правосторонние сдвиги западного сектора Алеутской дуги (разломы Беринга и Стеллера) завершаются здесь головными веерами сжатия, разбивающими шельф и континентальный склон к востоку от п-ова Камчатский на серию тектонических блоков (чешуй) субширотного простирания (*Селиверстов, 1998; 2009*). Тектонические подвижки этих блоков отчетливо выражены в рельефе дна и структуре осадков шельфа и верхней части склона восточнее мысов Африка, Рифы и Круглый (И 01-05), включая внутреннюю шельфовую террасу, сформированную, вероятнее всего, в конце позднего плейстоцена.

Шельфовая терраса на подводном продолжении Камчатского мыса также несет отчетливые признаки новейших и современных (голоценовых) тектонических движений по разломам субмеридионального и, вероятно, северо-западного простираний, разделяющих подводное продолжение Камчатского мыса на серию различно ориентированных блоков (И 06-09).

Важной особенностью шельфа в западной части Камчатского залива является отсутствие резкого перегиба дна в районе внутренней бровки. Ее положение можно установить лишь по структурным признакам: по прекращению прослеживания кровельного прилегания в верхнем осадочном комплексе (И 16-24). Кроме того, внутренняя бровка здесь находится на глубинах 180-210 м, т.е. на 40-70 м глубже, чем обычно. Это свидетельствует о весьма высокой скорости позднеплейстоцен-голоценовых нисходящих движений шельфа, порядка 2 мм/год и более, которые могли привести к столь заметному переуглублению внутренней бровки за последние 18 тыс. лет. Отсутствие в этом случае даже кратковременного периода стабилизации относительного уровня океана в позднем плейстоцене из-за быстрого прогибания дна могло явиться также причиной слабой морфологической выраженности внутренней бровки. Анализ современного положения выделенных здесь осадочных комплексов, приведенный в работах (*Селиверстов, 1996; 1998*), свидетельствует о достаточно высоких скоростях нисходящих движений шельфа Камчатского залива, которые в течение голоцена и позднего плейстоцена составляли от 2 до 4 мм/год на различных его участках.

Шельф и склоны Камчатского залива интенсивно расчленены каньонами (И 10, 11, 13, 14, 25), которые, как правило, имеют эрозионно-тектоническое происхождение, развиваясь, прежде всего, по ослабленным разрывными нарушениями зонам. Некоторые каньоны своими притоками достигают зоны современной шельфовой седиментации, т.е. сохранили возможность питаться обломочным материалом после голоценовой трансгрессии. Верховья некоторых каньонов представлены долинами с трогообразным поперечным профилем, указывающим на возможное влияние ледниковых процессов при их формировании (И 13, 14). На бортах каньонов отчетливо прослеживаются признаки развития оползневых процессов (И 07, 08, 11, 12, 25).

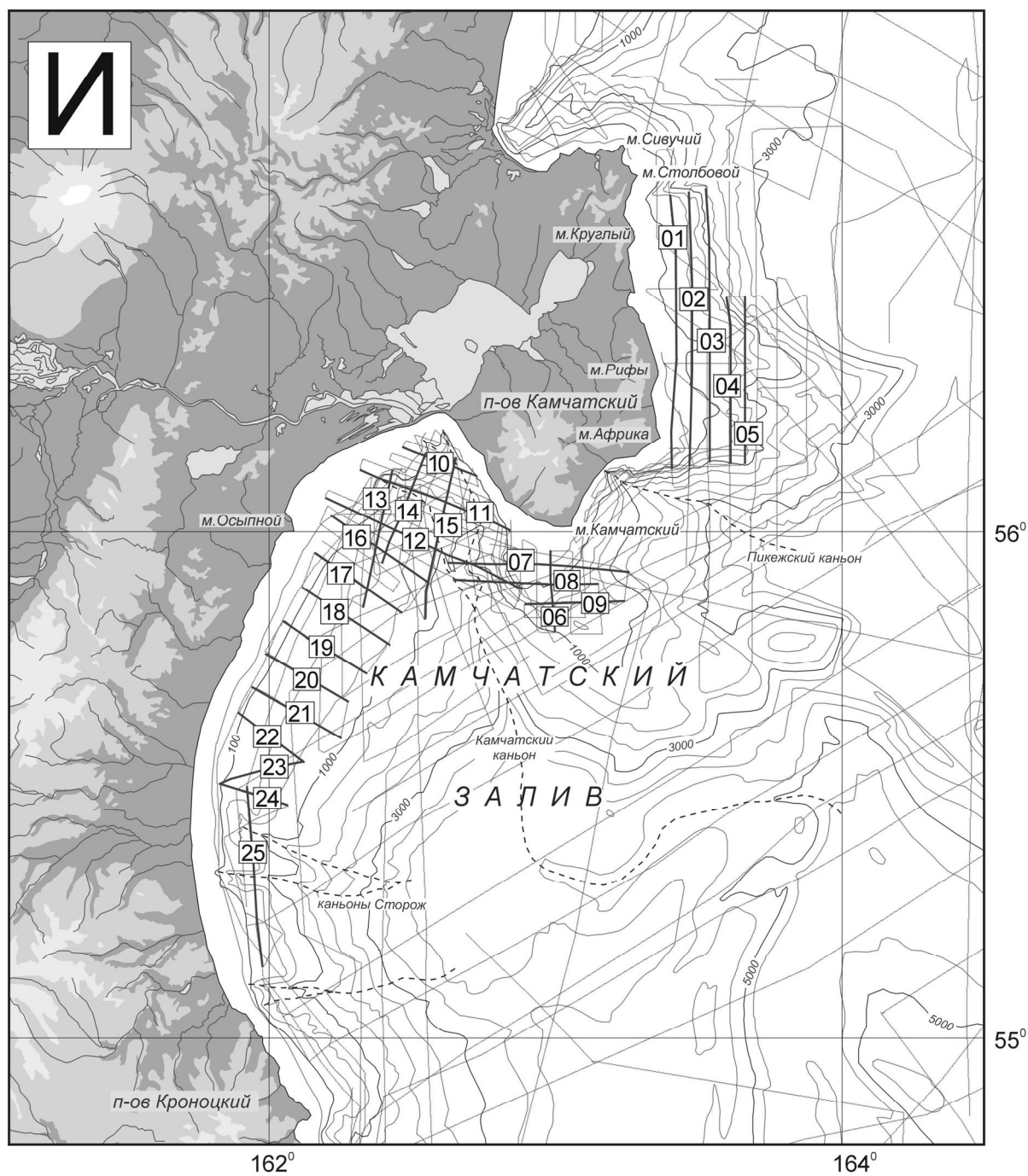
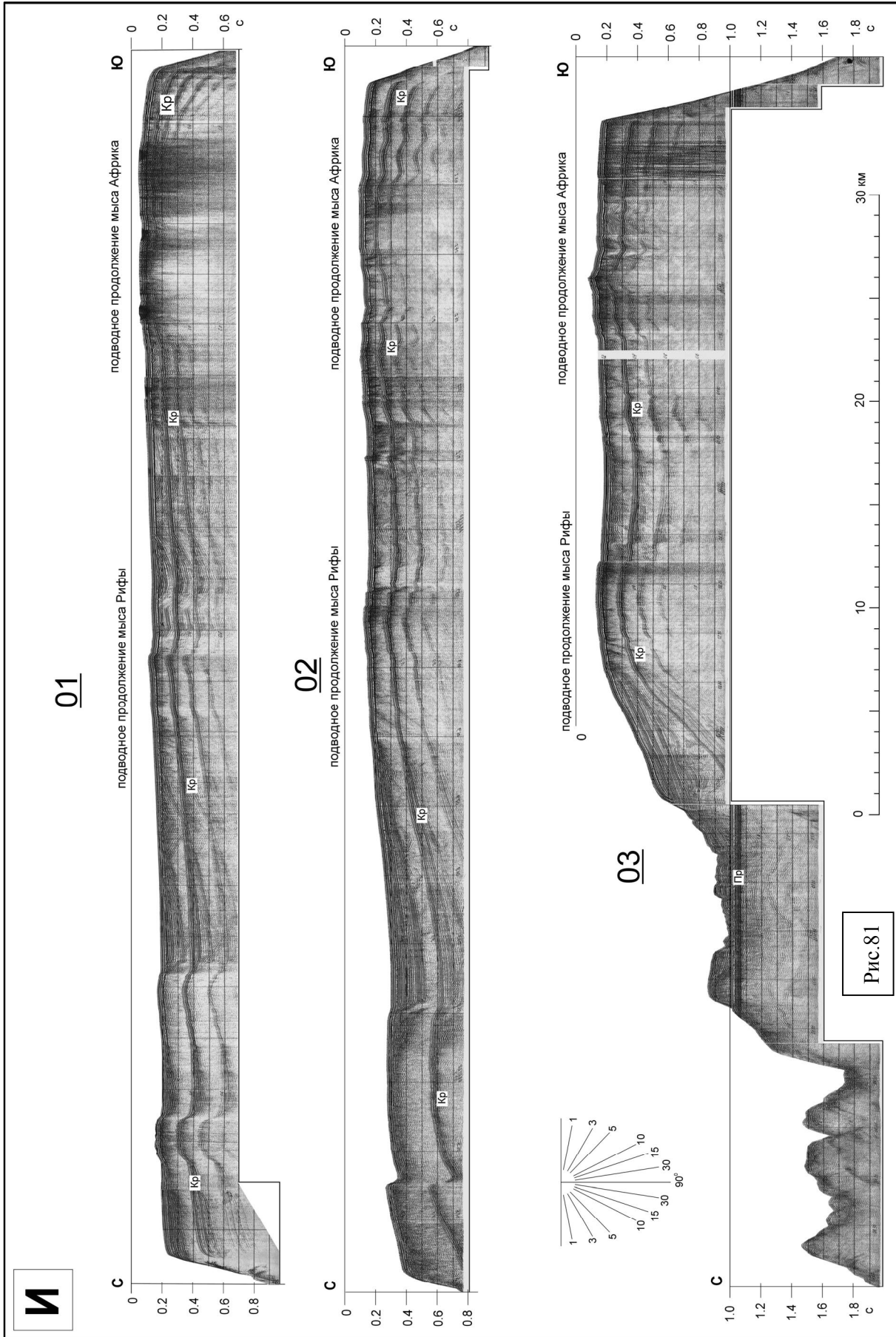
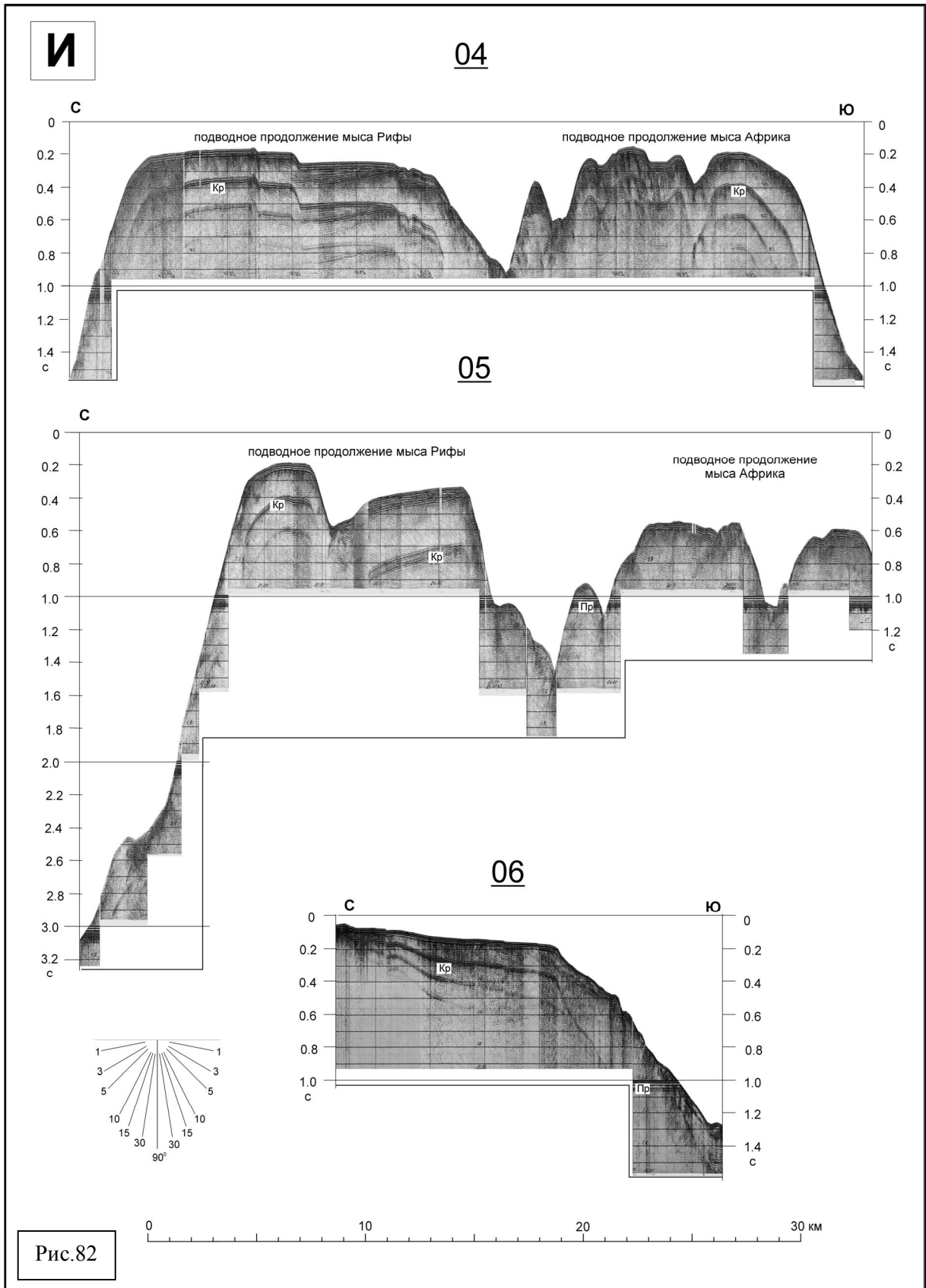
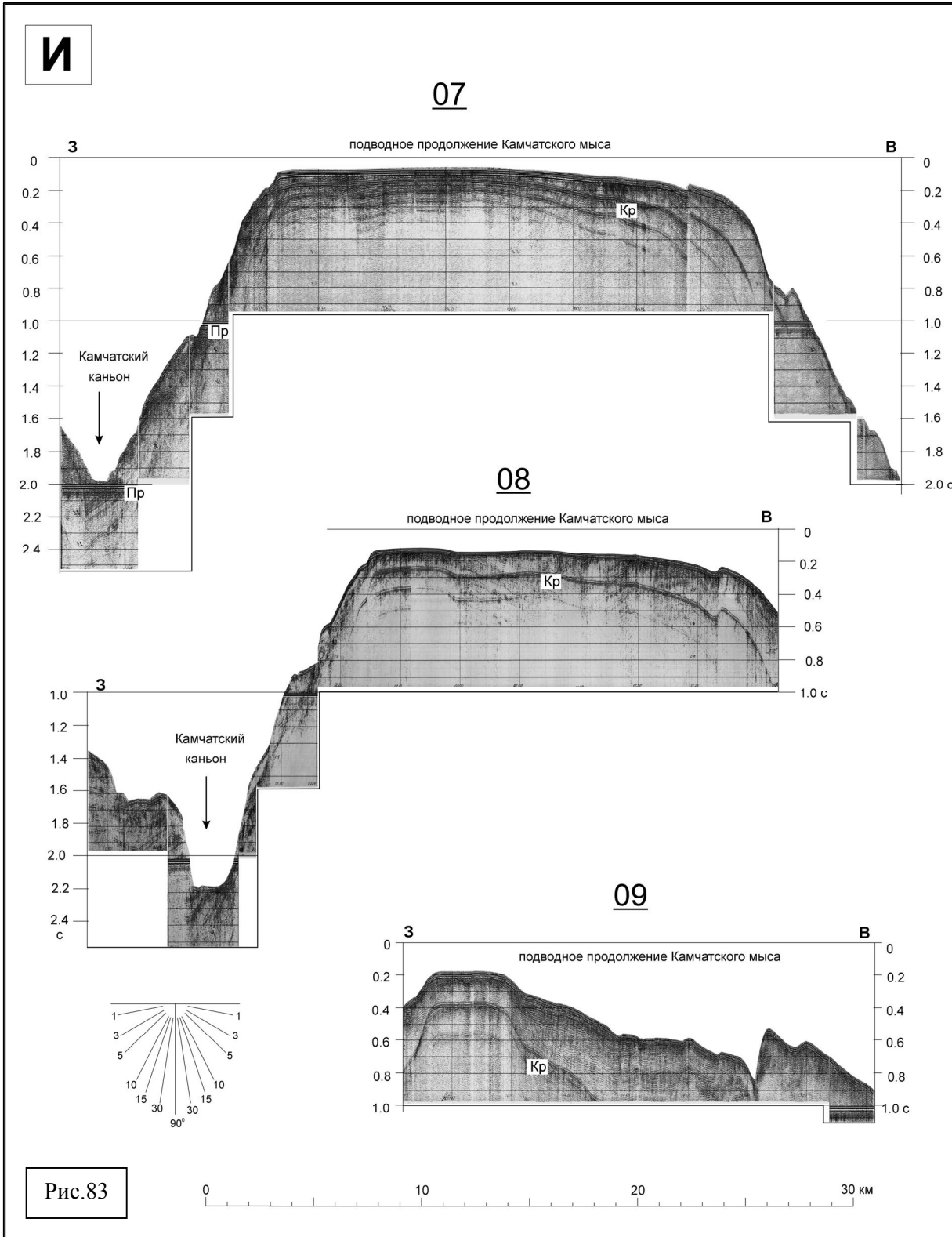
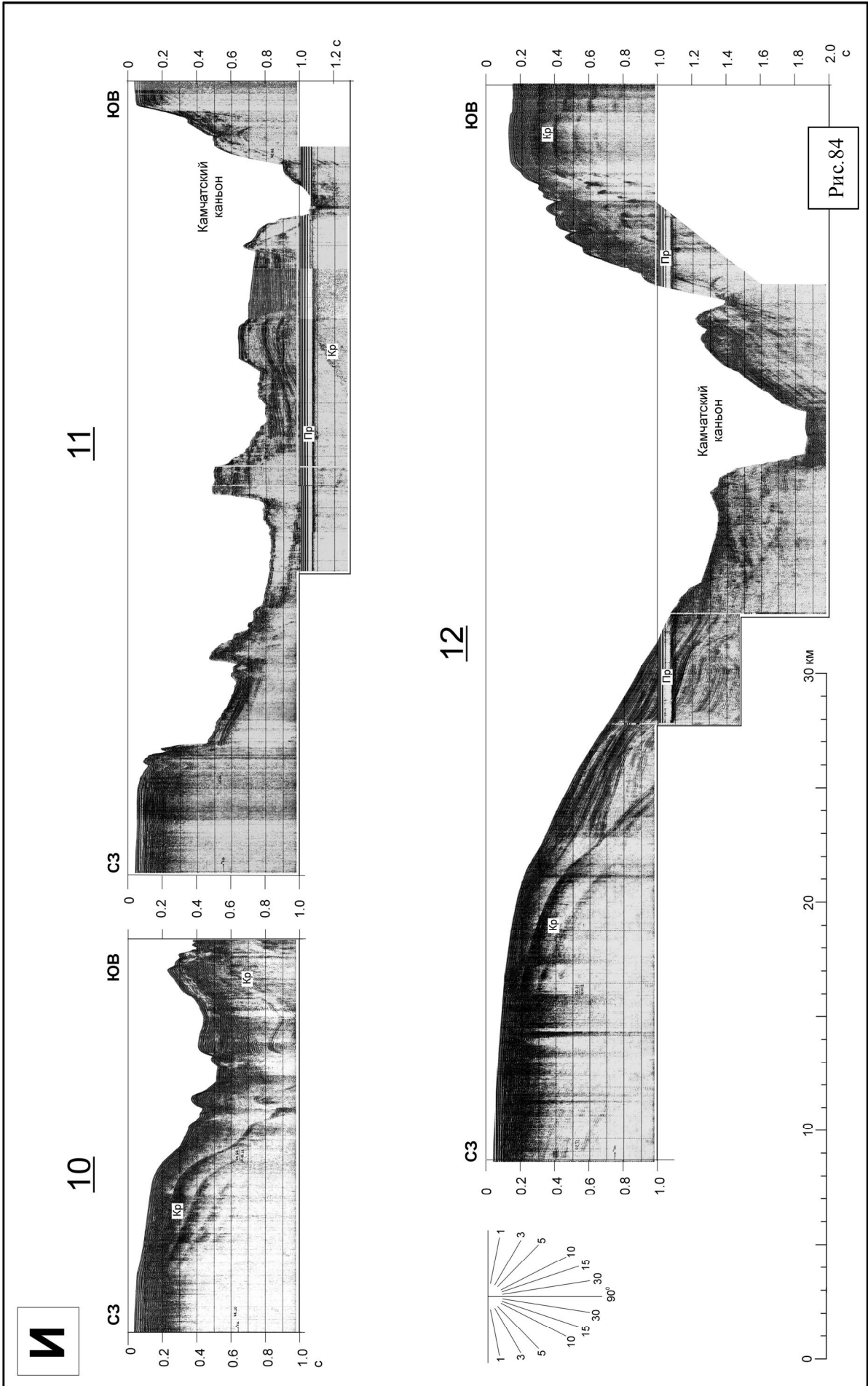


Рис. 80. Схема профилей НСП, обработанных в Камчатском заливе и окрестностях п-ова Камчатский в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 81-88. Номера профилей соответствуют номерам разрезов.









И

10

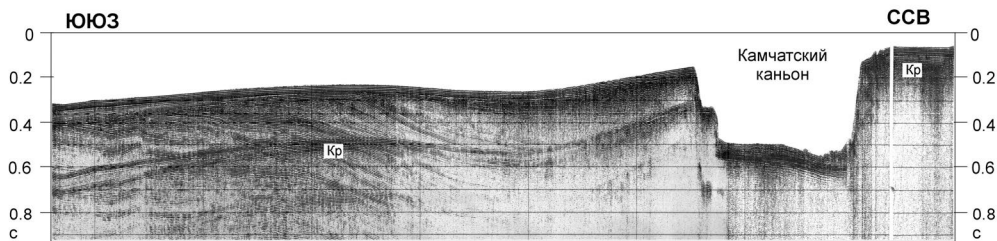
11

12

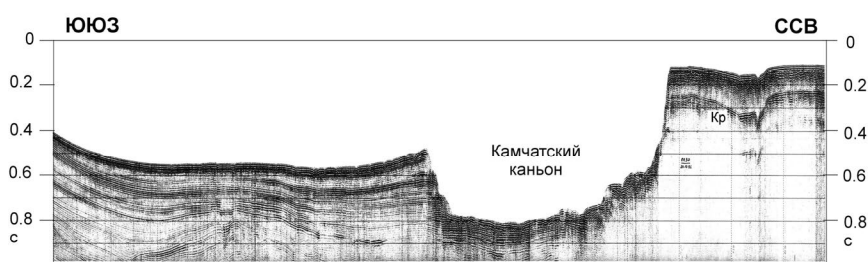
Рис. 84

И

13



14



15

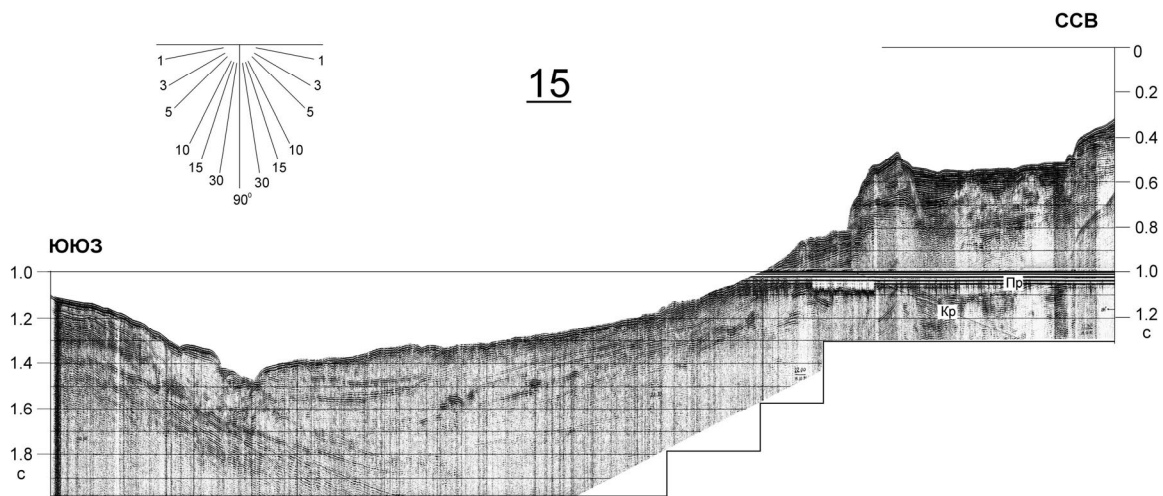
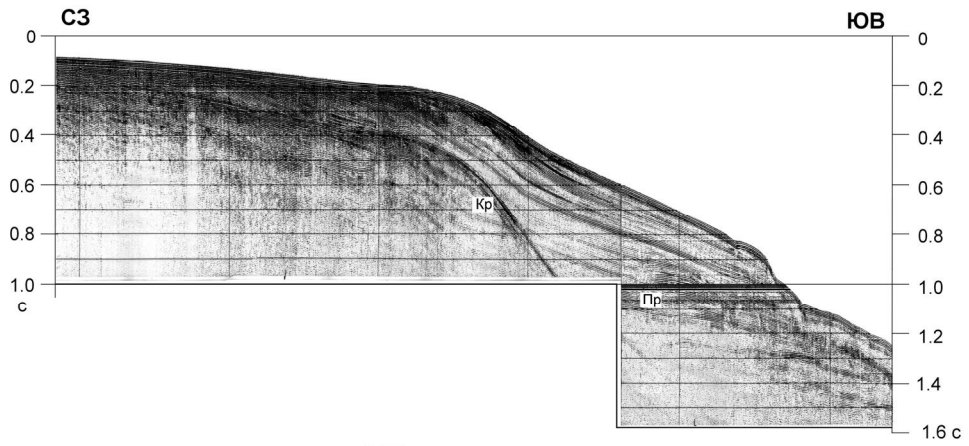


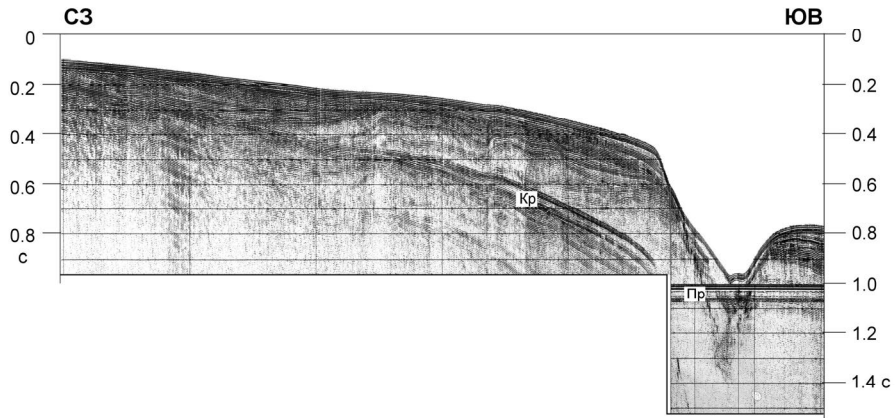
Рис.85

И

16



17



18

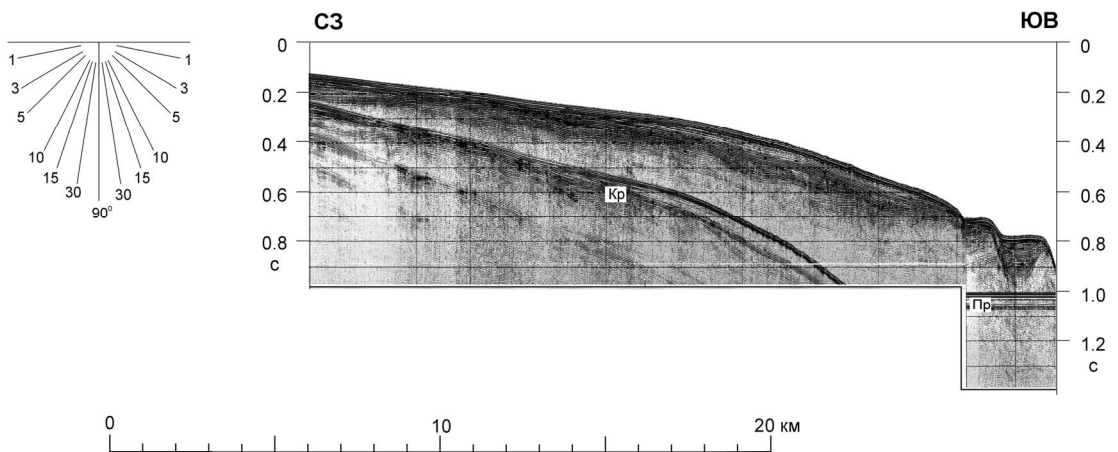


Рис.86

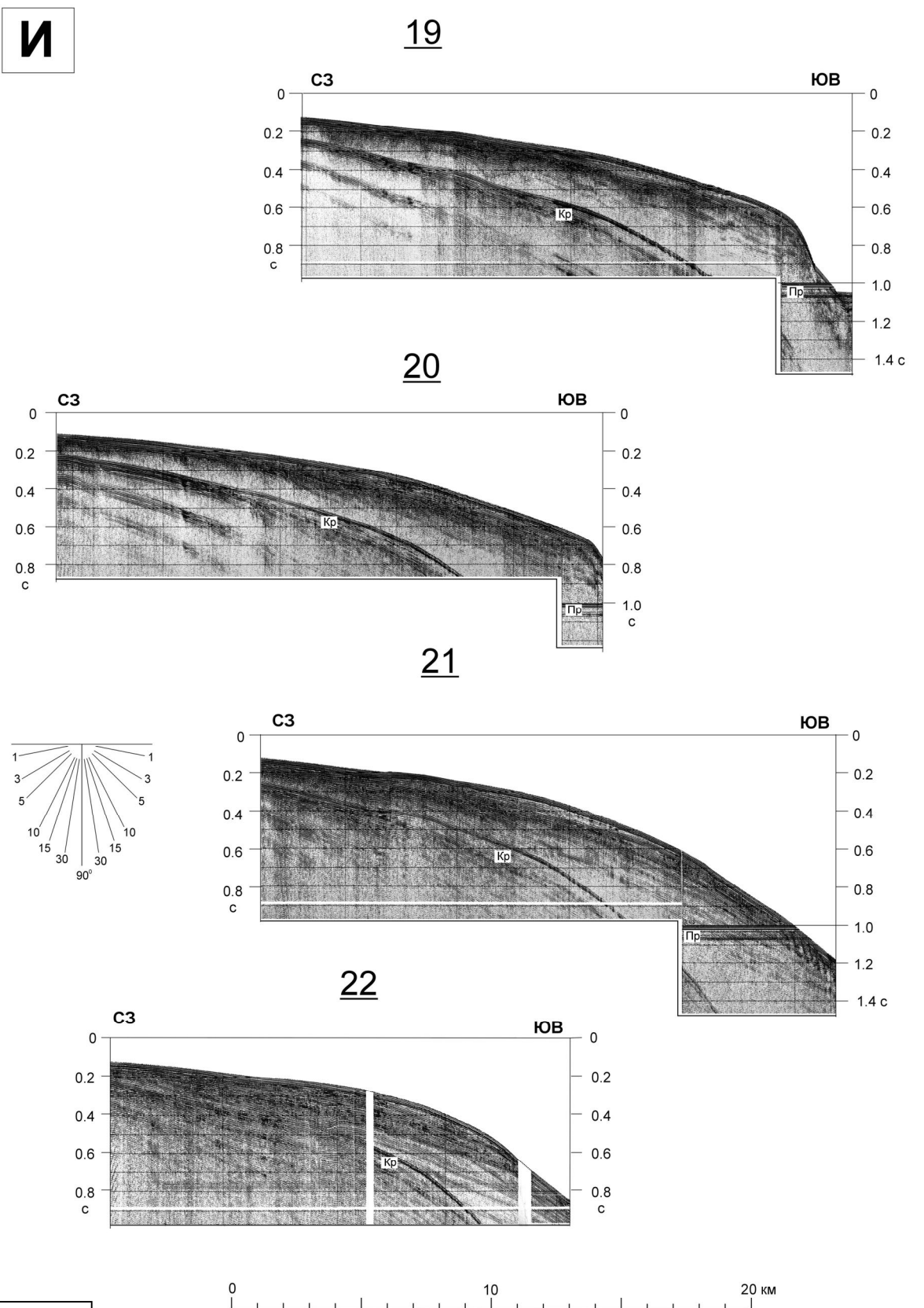
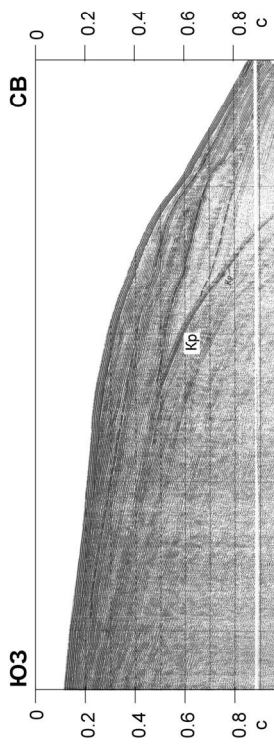


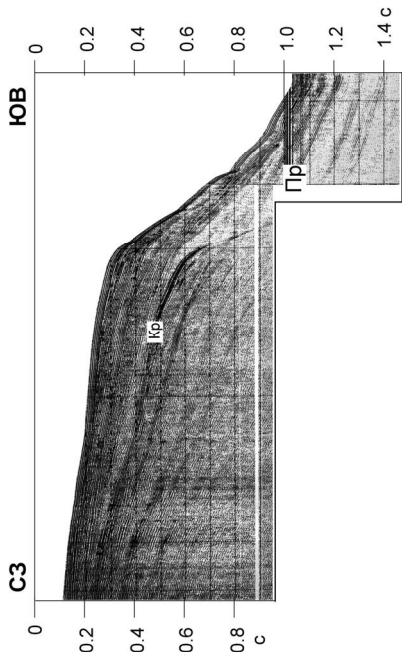
Рис.87

И

23



24



25

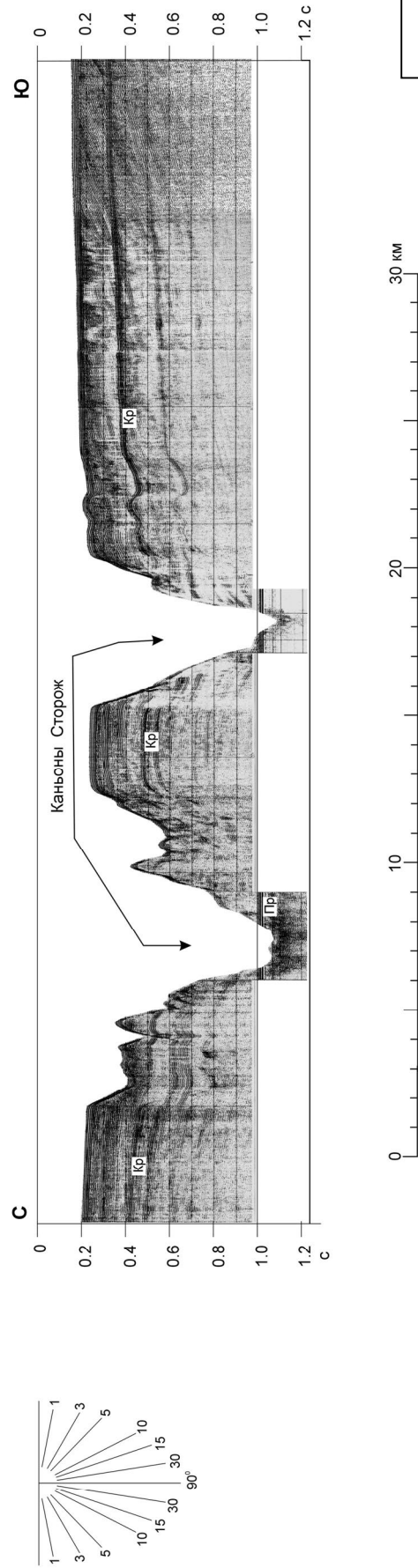


Рис.88

5.2. Шельф Кроноцкого залива

Схема профилей НСП, отработанных на шельфе Кроноцкого залива (район К), представлена на рис. 89, разрезы НСП по этому району – на рис. 90 – 93. Разрезы получены в 39 рейсе НИС «Вулканолог» (1991 г).

Шельф Кроноцкого залива имеет протяженность около 140 км в СВ направлении. Его внешняя бровка выдвинута в сторону океана на расстояния до 50 км от берега и достигает глубин порядка 0.9 км (Д 26, 34, 40). Внутренняя бровка здесь фиксируется обычно на глубинах 150-160 м (К 01-05, 08) на расстояниях от 10 до 35 км от берега. Между внутренней и внешней бровками на глубинах 600-700 м иногда можно выделить еще один перегиб шельфа - промежуточную бровку. Осадки шельфа подстилаются базовой поверхностью выравнивания - обширной плоской абразионно-аккумулятивной террасой (Д 39-43).

Разрезы, представленные в данном разделе, не достигают внешней бровки шельфа и характеризуют структуру осадков в окрестностях его внутренней бровки. На разрезах (К 01-08) отчетливо выделяется серия осадочных комплексов, которым может быть поставлена в соответствие последовательность регрессивных стадий плейстоцена (*Селиверстов, 1996*). Осадочные комплексы хорошо коррелируются по простиранию шельфа, но по направлению к берегу их выделение ограничено зоной интенсивных помех (полнократных отражений в слое воды). Средняя скорость продольных волн в толще осадков составляет около 1800 м/с.

Структура шельфовых отложений Кроноцкого залива свидетельствует об устойчивом погружении шельфа после формирования базовой поверхности выравнивания. Если допустить, что поверхность выравнивания фиксирует регрессивный уровень океана на рубеже плиоцена и плейстоцена, то среднюю скорость нисходящих движений в четвертичное время для внешних участков шельфа Кроноцкого залива можно оценить величиной около 1-1.2 мм/год. В работах (*Селиверстов, 1996; 1998*) обоснована точка зрения о неравномерности этого погружения. В раннем плейстоцене средняя скорость погружения внешнего шельфа составляла 0.7-0.8 мм/год. В конце раннего плейстоцена она увеличивалась до 3-4 мм/год, а в течение среднего и позднего плейстоцена составляла 0.6-0.7 мм/год.

Шельф Кроноцкого залива глубоко расчленен крупными каньонами (каньоны Жупановский, Кроноцкий, Ольга, Кубовой) и их многочисленными притоками. На профилях, ориентированных вдоль береговой линии, встречаются погребенные русла подводных долин (К 10), являвшихся, по-видимому, притоками более крупных каньонов. На бортах каньонов прослеживаются отчетливые признаки развития оползневых процессов (К 05, 09, 10).

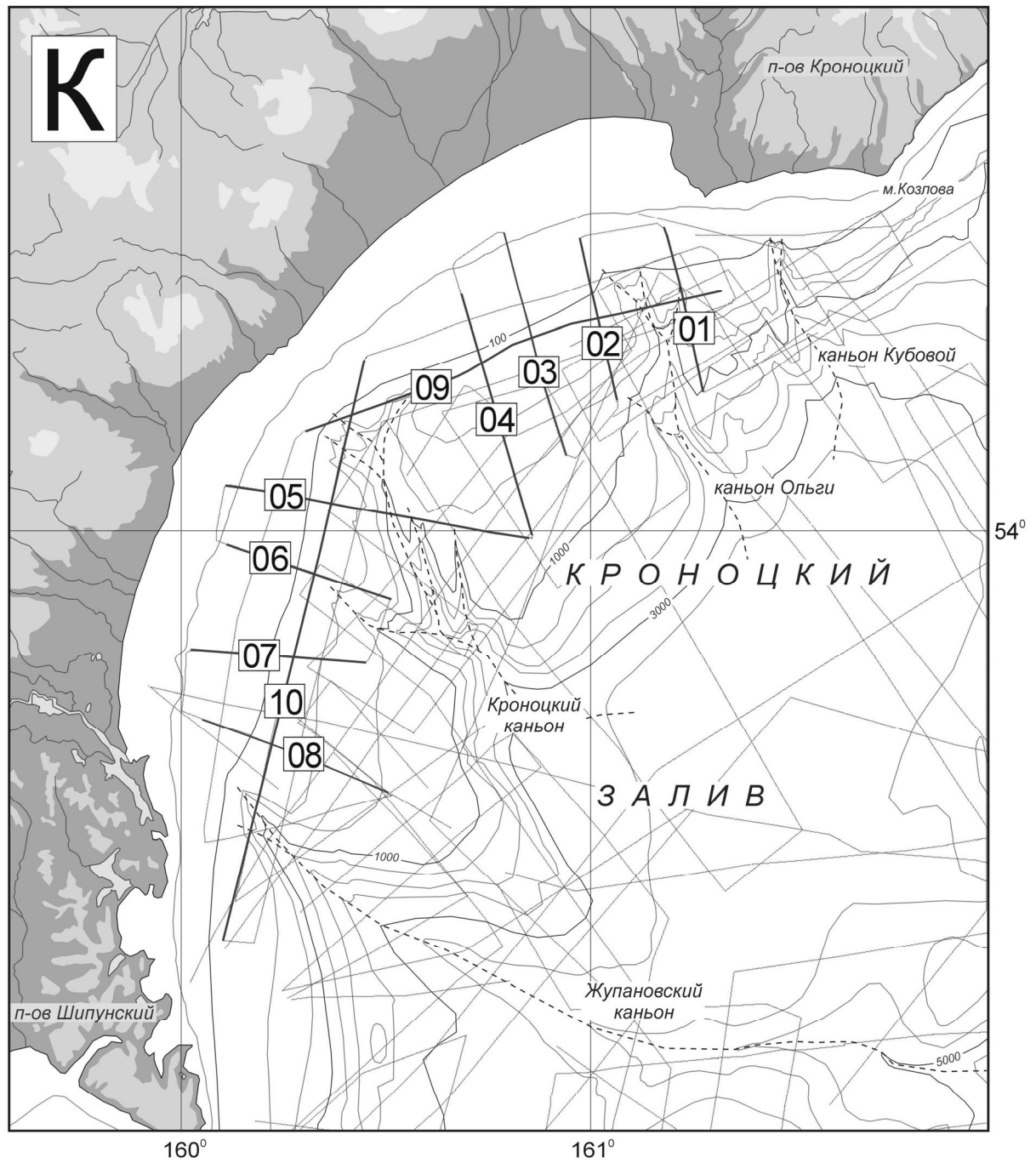
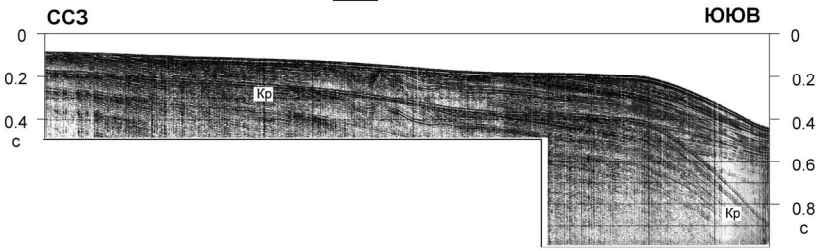


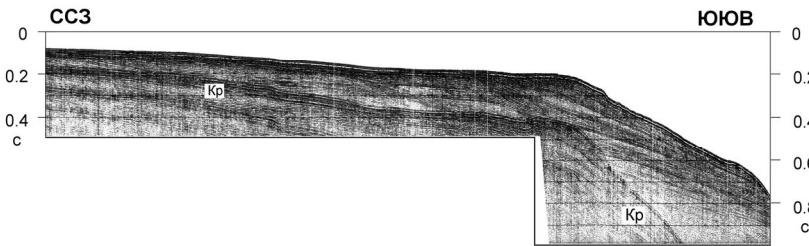
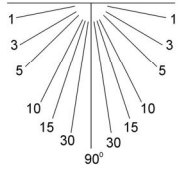
Рис. 89. Схема профилей НСП, отработанных в Кронцовом заливе в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 90-93. Номера профилей соответствуют номерам разрезов.

К

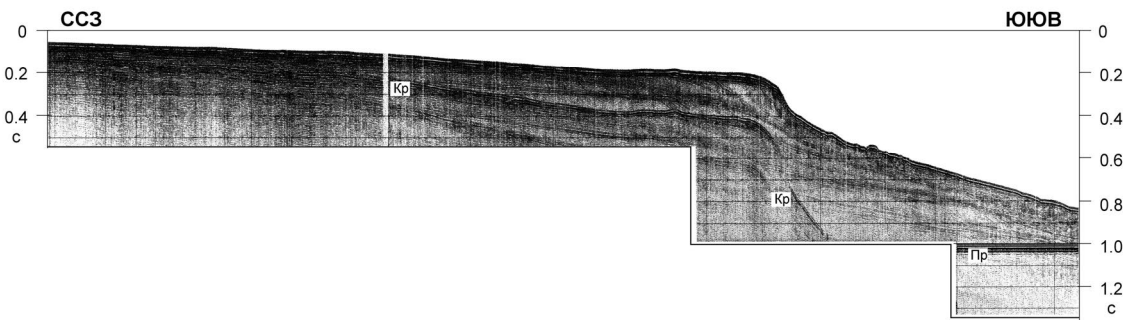
01



02



03



04

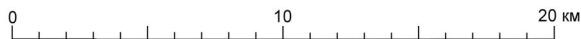
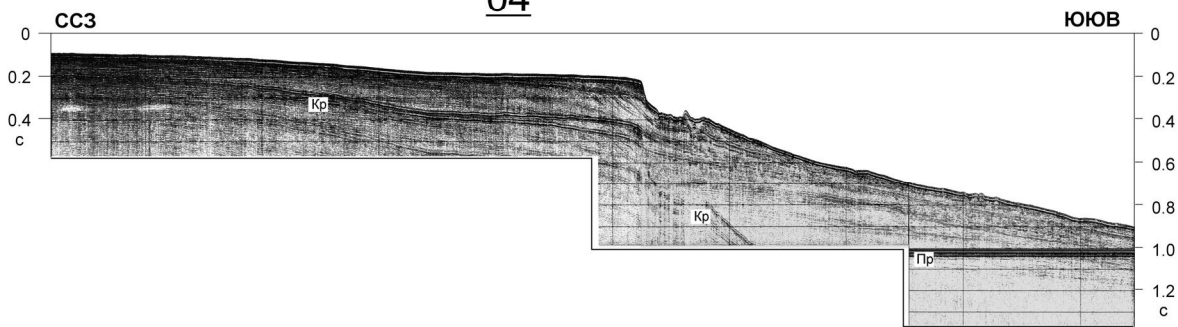
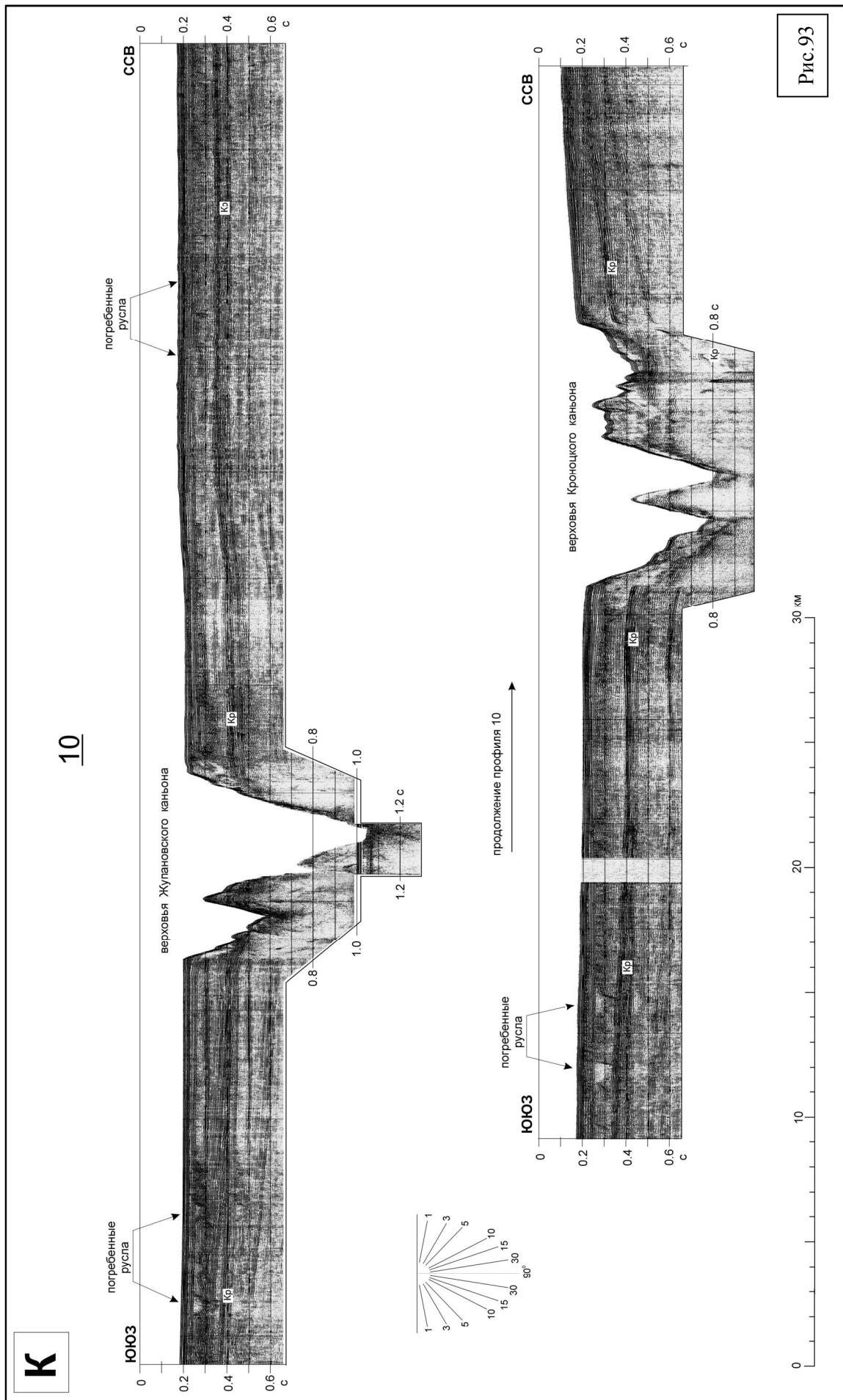


Рис.90



5.3. Шельф Южной Камчатки

Схема профилей НСП, отработанных на шельфе Южной Камчати (район Л), представлена на рис. 94, разрезы НСП по этому району – на рис. 95 – 97. Разрезы получены в 26 (1986 г) и 28 (1987 г) рейсах НИС «Вулканолог».

Шельфовая терраса юга Камчатки простирается от мыса Лопатка до Авачинской бухты на 240 км. Ее ширина на юге (у м. Лопатка) составляет 65-70 км и в северном направлении постепенно убывает, достигая ширины 12-15 км южнее Авачинской бухты. Переход пологой шельфовой террасы к склону фиксируется резким перегибом дна - внешней бровкой. Глубина этой бровки постепенно меняется от 600-650 м на юге до 150-160 м на севере. Существует еще один перегиб шельфовой террасы - внутренняя бровка. Она находится обычно на глубине 150-160 м и соответствует, вероятнее всего, верхней части подводного берегового склона, сформированного к окончанию последней позднеплейстоценовой регрессии. На юге (у мыса Лопатка) внутренняя бровка удалена от берега на расстояние около 45-50 км. В северном направлении это расстояние сокращается до 10-15 км, при этом внутренняя и внешняя бровки здесь сливаются, фиксируя переход от шельфа к крутому, расчлененному каньонами склону Авачинского залива.

Сравнительно маломощный чехол шельфовых осадков подстилает базовая поверхность выравнивания. Последняя представляет собой обширную плоскую поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, срезающую, вероятно, породы различного состава и возраста. В окрестностях мыса Крестовый (Л 01-03) под этой поверхностью залегают породы с относительно высокими скоростями продольных волн (3.8-4.6 км/с) (*Селиверстов, 1998*). Южнее под поверхностью выравнивания фиксируются протяженные отражающие границы (Л 04-06), а разрез пород становится более низкоскоростным (2.5-3.0 км/с). С приближением к мысу Лопатка признаки осадочного разреза под поверхностью выравнивания вновь исчезают (Л 07-10). Возрастают и значения скоростей продольных волн в подстилающих породах (до 3.5 км/с).

Отложения, залегающие выше базовой поверхности выравнивания, распределены по площади неравномерно. На обширных участках шельфа, заключенных между внутренней и внешней бровками, мощность осадков весьма незначительна (от нескольких до первых десятков метров). Максимальные мощности осадков (до 110-120 м) отмечаются в районе внутренней бровки напротив бухты Ходутка. Аккумулятивные образования здесь соответствуют, вероятнее всего, реликтовым авандельтам, выдвигание которых происходило в периоды плейстоценовых понижений уровня океана с образованием вытянутых вдоль побережья подводных баров и продельтовых осадочных тел. Состав осадков в таких районах характеризуется пестрой латеральной неоднородностью, от грубообломочных отложений песчано-гравийной размерности до глинистых илов (*Ионин и др., 1987; Лидер, 1986; Чистяков и др., 1983*). Это косвенно подтверждает и большой разброс скоростей продольных волн в осадках (1.5 – 1.9 км/с).

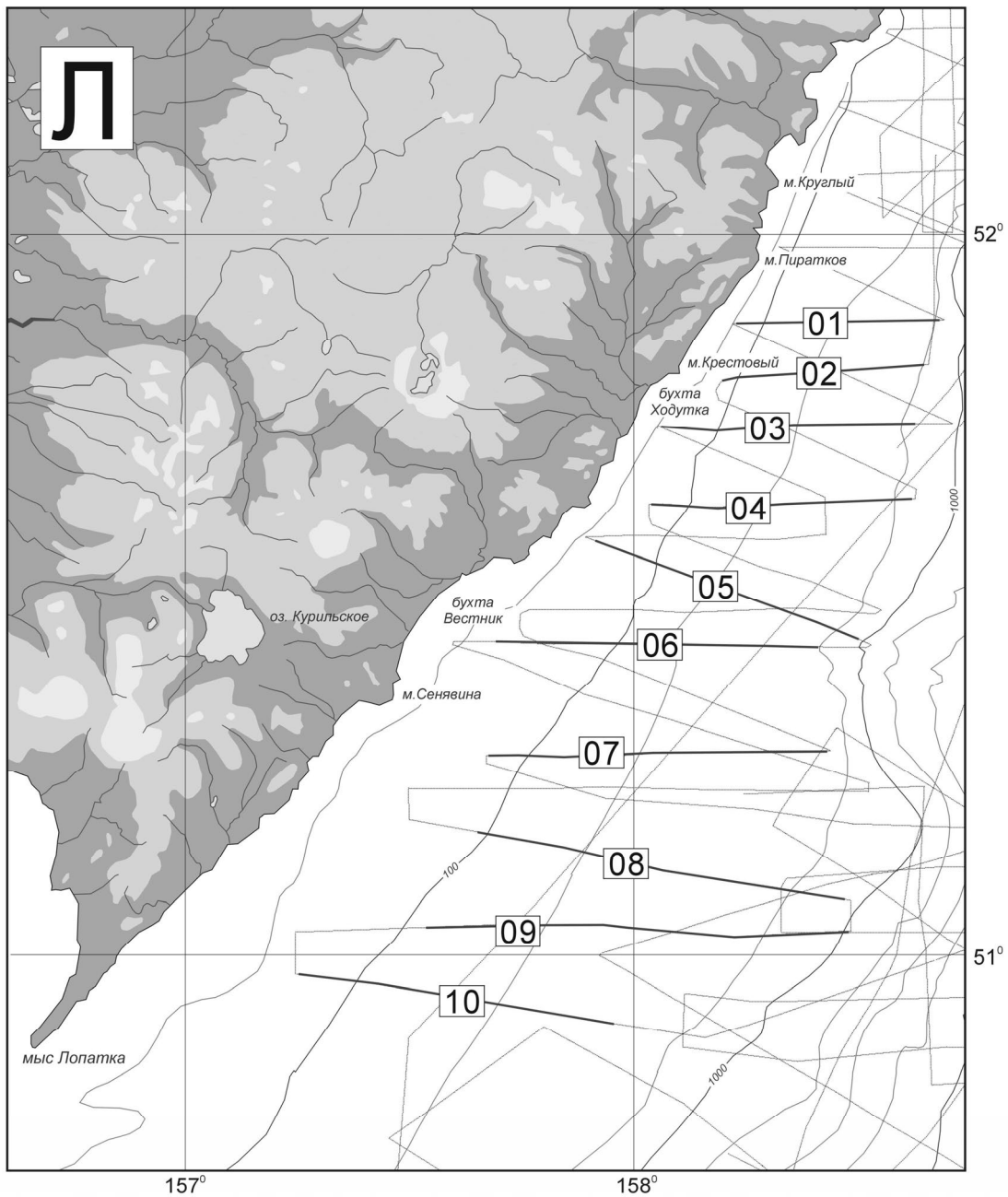
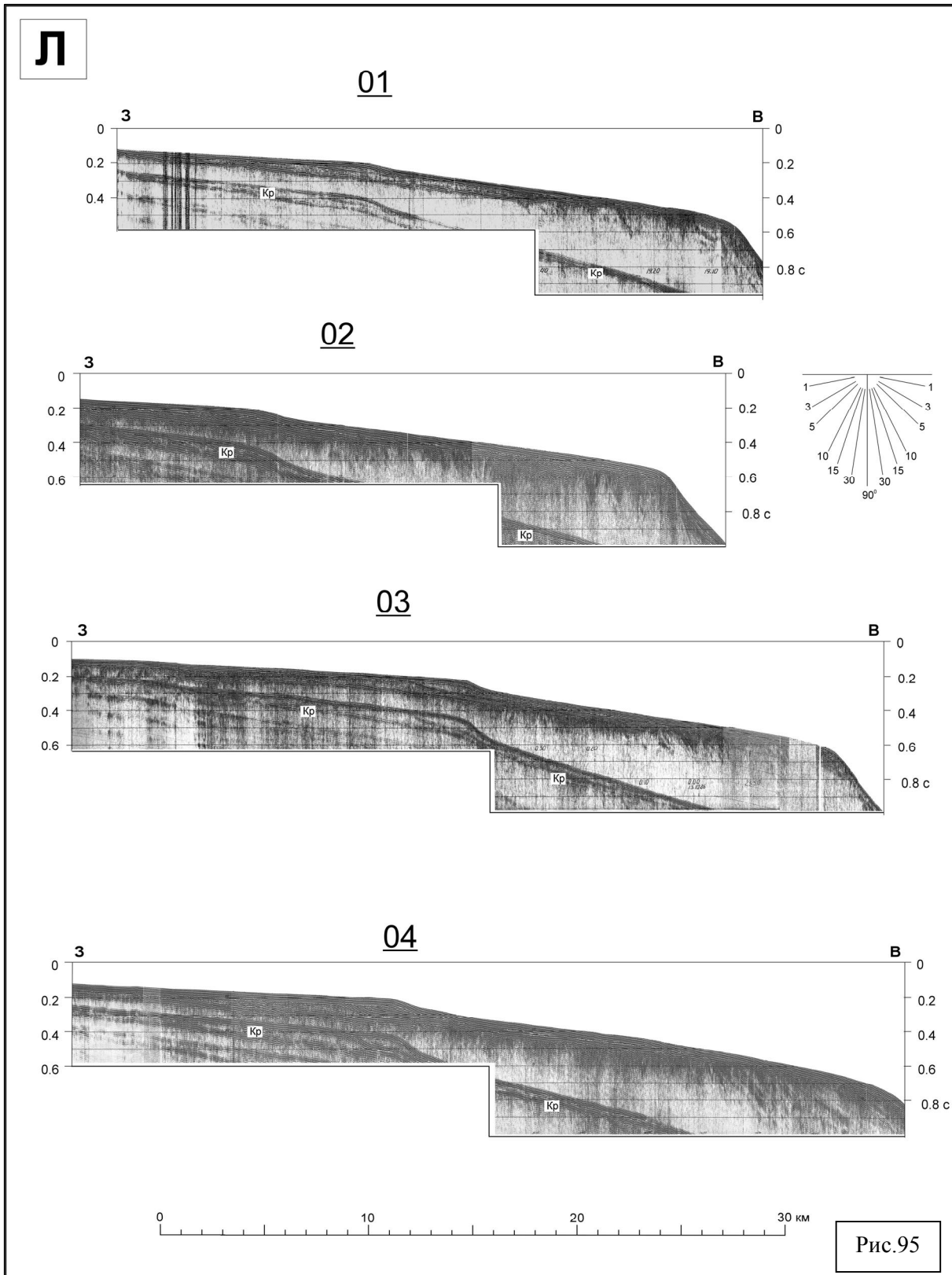
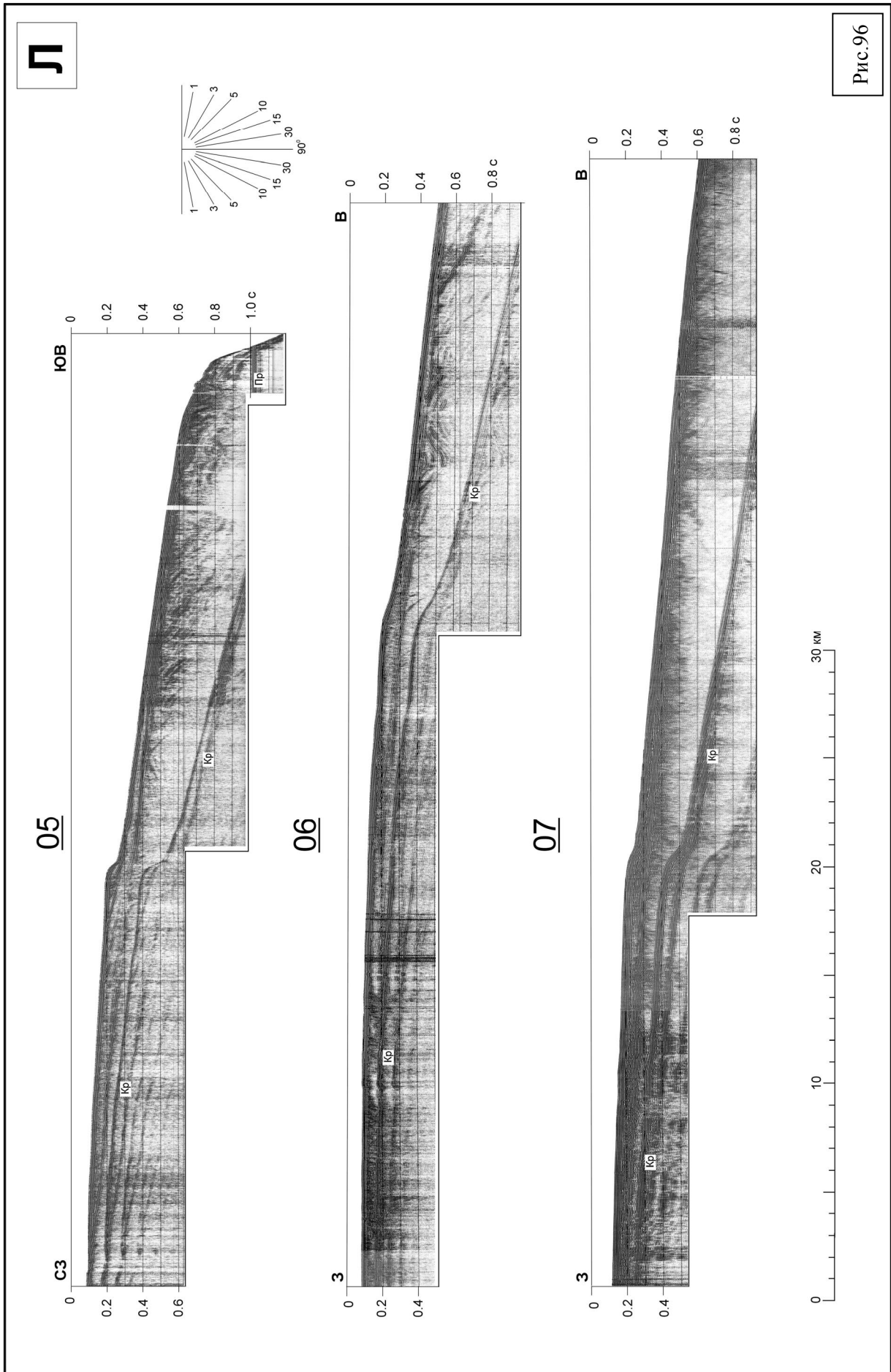


Рис. 94. Схема профилей НСП, отработанных на шельфе юга Камчатки в рейсах НИС «Вулканолог». Жирными линиями выделены участки профилей, по которым представлены разрезы на рис. 95-97. Номера профилей соответствуют номерам разрезов.





ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе наиболее полно представлены первичные материалы непрерывного сейсмического профилирования, полученные в 15 морских экспедициях на НИС «Вулканолог» на акваториях Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг в период 1978 – 1991 гг. Автор надеется, что представленные материалы будут полезны при сейсмическом районировании и районировании цунами опасности, а также при планировании морских экспедиционных работ в этом интереснейшем регионе.

В заключении представляется необходимым обратить внимание на некоторые, важные в практическом и научном плане задачи, которые, по мнению автора, следовало бы учесть при планировании и проведении здесь дальнейших экспериментальных исследований. Они относятся, прежде всего, к Камчатской ветви островной дуги и зоне ее сочленения с Алеутской дугой. Именно здесь наиболее отчетливо прослеживаются поперечные к Курило-Камчатской дуге структуры (СЗ и субширотного простираний), играющие ключевую роль не только в истории геологического развития Камчатки, но и её современной геодинамике. Некоторые из этих структур парагенетически связаны с границами Тихоокеанской плиты и глубоко проникают своими периферийными зонами не только в пределы шельфа, но и на территорию Камчатки, однако до настоящего времени далеко не в полной мере учитываются при сейсмическом районировании.

Наиболее протяженные и активные из этих структур связаны с западным завершением Алеутской дуги. Так структура Алеутского глубоководного желоба завершается на континентальном склоне Восточной Камчатки зоной субширотных дислокаций, глубоко проникающих на территорию Камчатки. Не исключено, что эта часть территории находится в пределах зоны новейших дислокаций, парагенетически составляющей единое целое с западным окончанием Алеутского желоба, т.е. имеющей колоссальную протяженность, достаточную для подготовки сильнейших землетрясений, и отличающуюся исключительно высокой современной тектонической активностью, характерной для границ литосферных плит. Аналогичным образом, проникая на территорию Камчатки, завершаются современные разломы Альфа, Беринга и Стеллера. В связи с этим представляется очевидной необходимость дальнейшего изучения структур западного сектора Алеутской дуги и их завершения на территории Камчатки.

Активные поперечные зоны прослеживаются и в южной части полуострова. Наиболее ярко они выражены в структуре континентального склона южной части Авачинского залива и в окрестностях горст-антиклинальной структуры Шипунского п-ова, а на суше - трассируются поперечными цепочками современных вулканов и зонами поперечных дислокаций.

Большой интерес для изучения геодинамики региона представляют дальнейшие исследования в районе возвышенности Обручева и западного сектора Алеутского желоба. Существующие здесь морфологические, структурные и геотермические неоднородности Тихоокеанской литосферной плиты, непосредственно влияющие на совре-

менную геодинамику северного участка дуги, изучены явно недостаточно. Особый интерес представляет изучение глубинной структуры земной коры в пределах юго-западного склона возвышенности Обручева, который контролируется крупным разломом северо-западного простирания. Этот разлом, по мнению автора, разделяет разнородные литосферные блоки Тихоокеанской плиты, существенно различающиеся по возрасту и термодинамическим свойствам. Субдукция разнородных литосферных блоков под Камчатку, по-видимому, обуславливает аномальные геодинамические характеристики в пределах северного окончания Курило-Камчатской островной дуги, отражающиеся в геометрии сейсмофокальной зоны, смещении к западу зоны современного вулканизма и развитии поперечных дислокаций в окрестностях Кроноцкого полуострова.

Дальнейшее изучение этого региона может существенно дополнить представления о геодинамике сочленяющихся конвергентных и трансформных границ литосферных плит и закономерностях их эволюции. В работах автора (*Селиверстов, 1998; 2009*) выводы в этом направлении обоснованы на качественном уровне, и, безусловно, не являются окончательными и бесспорными. Но очевидно также, что их дальнейшее развитие связано с привлечением новых экспериментальных данных, и определённый прогресс в этом направлении возможен лишь при проведении здесь комплексных геофизических исследований с обязательным применением глубинных сейсмических методов, детальных гравимагнитометрических и геотермических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // ДАН СССР. 1989. Т.304, №5. С.1196-2000.
- Авдейко Г.П.* Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994, №2. С.19-32.
- Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю.* Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблема магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989, №5. С.3-16.
- Андиева Т.А., Супруненко О.И., Шимараев В.Н.* Магнитное поле прикамчатских акваторий // Советская геология. 1977, №3. С.119-124.
- Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985, №4. С.83-90.
- Баранов Б.В., Басов И.А., Гладких П.А., Заболотников А.А., Зинкевич В.П., Иванов М.К., Кебезинская В.В., Рудник Г.Б., Цуканов Н.В., Шмидт О.А.* Коренные породы хребта Ширшова (Берингово море) // Океанология. 1984. Т.24. Вып.6. С.936-941.
- Баранов Б.В., Матвеев В.В., Сагалевиц А.М.* Гидротермальные постройки подводного вулкана Пийпа // Природа. 1991, № 2. С.54.
- Баснак В.В., Дубровский В.Н., Селиверстов Н.И.* Аппаратурный комплекс непрерывного сейсмического профилирования на НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981, №1. С. 98-103.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Исследования Курило-Камчатской впадины. М.: АН СССР. 1955. С.97-129.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: АН СССР. 1960. С.15-95.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды лаб. вулканологии. 1958. вып. 13. С. 71-88.
- Беляев И.В., Борщева Н.А., Бутков В.П., Бычков Ю.М., Гладенков Ю.Б., Дундо О.П., Лопатин Б.Г., Марковский Б.А., Орадовская М.М., Радченко В.Г., Ротман В.К., Сей И.И., Устинов Н.В.* Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л.: Недра. 1985. 127 с.
- Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б.* Морфоструктура дна океана. Сейсмическое профилирование (1969-1998). М.: Полиграфические мастерские, 2006. 174 с.
- Богданова О.Ю., Гориков А.И., Баранов Б.В., Селиверстов Н.И., Сивцов А.В.* Гидротермальные образования подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина) // Вулканология и сейсмология. 1989, №3. С.49-62.

- Валяшко Г.М., Чернавский Г.Б., Селиверстов Н.И., Иваненко А.Н.* Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. АН СССР. 1993. Т.338. №2. С.212-216.
- Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука. 1979. 106 с.
- Васильев Б.И., Удинцев Г.Б.* Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева // Докл. АН СССР. 1982. Т.267. №3. С.964-698.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Ягодзинский Дж., Селиверстов Н.И., Егоров Ю.О., Шкира В.А., Матвеев В.В.* Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления (западная часть Алеутской дуги). 1. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканология и сейсмология. 1992, №1. С.3-23.
- Воробьев В.М.* Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги // Труды СахКНИИ. 1970. Вып.24. С.138-146.
- Воробьев В.М.* Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана // Труды СахКНИИ. 1975. Вып.38. С.82-90.
- Воробьев В.М., Ломтев В.Л.* Особенности рельефа и магнитного поля дна Курило-Камчатского и Алеутского желобов в области их сочленения // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР. 1979. С.24-30.
- Высоцкий С.В.* Геологические комплексы зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.91-102.
- Высоцкий С.В.* Геология и фундамент приокеанических зон островных дуг Камчатки и Тонга // Автореф. дисс. канд. г.-м. н. Владивосток. 1983. 19 с.
- Гайнанов А.Г.* Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т.12. С.145-154.
- Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А.* Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги // Морские гравиметрические исследования. М.: МГУ. 1970. Вып.5. С.32-40.
- Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Туезов И.К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука. 1974. 108 с.
- Галушкин Ю.И., Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Исследование структуры геотермического поля литосферы южной части Командорской котловины // Вулканология и сейсмология. 1986, №5. С.3-16.
- Геодекан А.А., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Троцюк В.Я.* Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море // Советская геология. 1974, №1. С.43-52.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы.* Л.: ВСЕГЕИ. 1987. 36 лист. *К.Ф.Сергеев и М.Л.Красный* – ред.

- Гладун В.А., Марчук Г.Д., Пантелеев В.Л. и др.* Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г. // Морские гравиметрические исследования. 1963. Вып.2.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника Командорской впадины // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.5-12.
- Гнибиденко Г.С.* Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ ОГГ). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 50 с.
- Гнибиденко Г.С., Туезов И.К.* Акватория Охотского моря // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука. 1976. С. 99-111.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В., Воробьев В.М., Ким Чун Ун, Тараканов Р.З.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука. 1980. 178 с.
- Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Веселов О.В., Красный М.Л., Кругляков А.А., Куделькин В.В., Павлов Ю.А., Сваричевский А.С.* Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 1983. 120 с.
- Голубев В.М., Устинов Н.В.* Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: ПГО Севморгеология. 1981. С.127-144.
- Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Викулин А.В., Левина В.И., Сеницын В.И., Яцук В.В.* Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский. 1998. С. 12-24.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанологические исследования. 1961, №3. С.124-136.
- Зобин В.М., Федотов С.А., Гордеев Е.И., Митякин В.П.* Сильные землетрясения на Камчатке и Командорских островах в 1961-1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988, №1. С.3-23.
- Ильин А.В.* Новые данные о рельефе дна в районе Командорских островов // Докл. АН СССР. 1957. Т.116. №3. С.397-400.
- Ильин А.В.* Рельеф дна Камчатского залива // Труды ИО АН СССР. 1961. Т.50. С.21-28.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль. 1987. 205 с.
- Исаев Е.Н., Тихонов В.И.* О соотношении тектоники и магнитного поля Курило-Камчатской дуги // Докл. АН СССР. 1967. Т.175. №1. С.161-164.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л.* Определение основных параметров непрерывного сейсмического профилирования с электроискровым источником // Прикладная геофизика. 1974а. Вып. 73. С. 69-83.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л.* Принципы выбора параметров аппаратуры с электроискровым источником возбуждения и рациональная методика ее использования // Прикладная геофизика. 1974б. Вып. 73. С. 83-94.

- Калинин А.В., Калинин В.В. Пивоваров Б.Л.* Потенциальная эффективность группирования электроискровых источников // Прикладная геофизика. 1976а. Вып. 82. С. 106-115.
- Калинин А.В., Калинин В.В. Пивоваров Б.Л.* Техника группирования электроискровых источников // Разведочная геофизика. 1976б. Вып. 72. С. 40-50.
- Калинин А.В., Калинин В.В. Пивоваров Б.Л.* Сейсмоакустические исследования на акваториях. М.: Недра. 1983. 202 с.
- Канаев В.Ф.* Рельеф дна Кроноцкого залива // Тр. ИО АН СССР. 1959. Т.36. С.5-20.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: МГУ. 1973. 263 с.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н.* Скорость продольных волн в верхней части земной коры Тихого океана к востоку от Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1989, №1. С.73-80.
- Каррей Дж.* Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. Т.1. С.451-472.
- Кеннет Дж. П.* Морская геология. М: Мир. 1987. Т.1. 396 с.
- Кинг Ф.* Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. Т.1. С.613-666.
- Коган А.Л., Ржевский Н.Н., Шелестов Ф.А.* Континентальный склон в районе Карагинского и Олюторского заливов Берингова моря // Проблемы геофизич. иссл. полярных областей Земли. Сб. научн. трудов НИИГЛ. Л. 1977. С.207-210.
- Коган Л.И., Мерклин Л.Р.* Испытания и эффективность использования виброустойчивых пьезоприемников давления ПДС-21 и ПДС-7 // Разведочная геофизика. 1975. Вып. 69. С. 65-75.
- Конюхов А.И., Чочия Г.Л.* Особенности строения и осадкообразования на тихоокеанской окраине Камчатки // Вестник МГУ, сер. геол. 1981. №3. С.47-55.
- Кочергин Е.В.* Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к Южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны по данным гидромагнитной съемки // Труды Сахкнии. 1970. Вып. 24. С. 147-156.
- Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 161 с.
- Красный М.Л., Соловьев С.Л., Туезов И.К., Шумилов Ю.С.* Комплексные геофизические, геологические и гидрофизические исследования в Охотском море // Океанология. 1975, №4. С. 757-759.
- Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., Леликов Е.П., Карнаух В.Н., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н., Цой И.Б.* О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.
- Курносков В.Б., Михайлов М.А., Шевченко А.Я.* Минералогия и геохимия осадков и вторичных продуктов изменения базальтов в Беринговом море и на северо-западной окраине Тихого океана // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.30-68.

- Лаверов Я.Я., Лапто С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я.* Центрально-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408. № 6. С. 818-821.
- Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А., Терехов Е.П., Ващенко Н.Г., Вагина Н.К., Смирнова О.Л., Худик В.Д.* Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе сейсмической брешы (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3-15.
- Лидер М.Р.* Седиментология. М.: Мир. 1986. 430 с.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
- Лисицын А.П., Михальцев П.Е., Сысоев Н.И., Удинцев Г.Б.* Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых донных отложений северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1957. Т.115. №6. С.1107-1110.
- Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В.* Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.29-40.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Новое в строении северного фланга Срединно-Курильского прогиба (по данным НСП) // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012, №2. Вып.20. С.59-70
- Мерклин Л.Р., Конопкин В.Ф.* Помехозащищенность буксируемых приемных устройств в морской сейсморазведке // Экспер. геология, геофизика. 1973, №3. С. 60-75.
- Муравьев А.В., Селиверстов Н.И., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Тепловой поток в районе подводного четвертичного вулканизма Командорской котловины // Докл. АН СССР. 1990. Т.312. №2. С.438- 443.
- Надежный А.М., Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Егоров Ю.О., Дубровский В.Н. и др.* Просачивания в Камчатском заливе // Докл. АН СССР. 1993. Т.328. №1. С.78-80.
- Неверов Ю.Л., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф.* Петрография зоны сочленения Алеутского и Курило-Камчатского желобов // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.47-60.
- Непрочнов Ю.П.* 29-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев» // Океанология. 1983. Т.23. Вып.2. С.365-368.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р., Рудник Г.Б.* Новые данные о строении хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1984. Т.277. №6. С.1459-1463.
- Обжиров А.И.* История открытия газогидратов в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2006, №2. С. 72-82.
- Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Шакиров Р.Б., Верецагина О.Ф., Сорочинская А.В., Гресов А.И., Агеев А.А., Веникова А.Л., Яновская О.С., Коровицкая Е.В.* Районы газогидратопроявления в пределах Охотского моря // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2007. № 1. С. 42-51.
- Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: Геос, 2009. 208 с.

- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги* // авт. Г.П. Авдейко, О.Н.Волынец, А.Ю.Антонов и др., ред. Ю.М.Пущаровский. М.: Наука. 1992. 528 с.
- Попов А.А., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др.* Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах // Геология и геофизика. 1978, №10. С. 109-118.
- Ривош Л.А.* О тектонике Камчатского п-ова и дна прилегающих к нему районов (по геофизич. данным) // Геология и геофизика. 1963, №6. С.30-48.
- Ржевский Н.Н., Зацепин Е.Н., Устинов Н.В., Шимараев В.Н.* Особенности геологического строения юго-западной части Берингова моря по аэромагнитным данным // Проблемы геофизических иссл. полярных областей Земли. Сб. научных трудов НИИГА. Л. 1977. С.15-23.
- Савостин Л.А., Баранов Б.В., Григорян Т.З., Мерклин Л.Р.* Тектоника и происхождение западной части Берингова моря // Докл. АН СССР. 1986. Т.286. №4. С.942-946.
- Сагалевиц А.М., Торохов П.В., Галкин С.В., Москалев Л.И., Матвеев В.В.* Гидротермальные проявления подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Изв. РАН, сер.геол. 1992. №9. С.104-114.
- Селиверстов Н.И.* Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983, №2. С.53-67.
- Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука. 1987. 112 с.
- Селиверстов Н.И.* Подводные террасы и новейшие тектонические движения шельфа Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996, № 3. С.33-52.
- Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир. 1998. 164 с.
- Селиверстов Н.И.* Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 2001а, №1. С.24-38.
- Селиверстов Н.И.* Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм // Вулканология и сейсмология. 2001б, №5. С.22-31.
- Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: изд-во КамГУ. 2009. 191 с.
- Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Бондаренко В.И.* Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований // Вулканология и сейсмология. 1980а, №1. С.38-50.
- Селиверстов Н.И., Надежный А.М., Гаврилов В.А., Дубровский В.Н., Малкин А.П.* Опытные-методические работы МОВ-МПВ с сейсмическим радиобуем и электроискровым источником в Кроноцком заливе // Материалы 7 научной конф. аспирантов и молодых ученых. Секция «Геофизика». М.: МГУ. 1980б. С.76-79.

- Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И., Надежный А.М.* Структура континентального склона Восточной Камчатки // Геология Дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1981. С.78- 90.
- Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И.* Критерии диагностики и корреляции подводных вулканогенных образований по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983, №4. С.3-22.
- Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А.* О новом подводном вулкане в районе Командорских островов и его структурной приуроченности // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тезисы докл.6 Всес. вулканологич. совещ. Вып.1. Петропавловск-Камчатский. 1985. С.55-56.
- Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А., Хубуная С.А.* Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986, №4. С.3-16.
- Селиверстов Н.И., Баранов Б.В., Егоров Ю.О., Шкира В.А.* Новые данные о строении южной части Командорской котловины по результатам 26 рейса НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1988, №4. С.3-20.
- Селиверстов Н.И., Гавриленко Г.М., Кирьянов В.Ю.* О признаках современной активности подводного вулкана Пийпа // Вулканология и сейсмология. 1989а, №6. С.3-18.
- Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Егоров Ю.О., Шкира В.А., Смирнов Я.Б.* Геодинамика Командорской котловины // Тектоника, энергетич. и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Тез. докл. Межд. симп. Хабаровск. 1989б. Т.1. С.96-97.
- Селиверстов Н.И., Сугробов В.М., Яновский Ф.Ф.* О геологическом строении и развитии Командорской котловины (по результатам геофизических исследований) // Вулканология и сейсмология. 1995а, №1. С.38-53.
- Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Баранов Б.В.* Подводный вулкан Пийпа: структурно-тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная активность // Вулканология и сейсмология. 1995б, №2. С.50-71.
- Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова // Геохимия. 1985, №12. С.1694-1705.
- Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.1. С.276-290.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника // Вулканология и сейсмология. 1979, №1. С.59-73.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980а, №1. С.96-115.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980б, №2. С.3-18.

- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Галушкин Ю.И. Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем // Вулканология и сейсмология. 1982, №6. С.96-115.
- Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающих окраин Тихого океана. Новосибирск: Наука. 1974. 88 с.
- Соловьёв О.Н. Аэромагнитная съёмка в районе Курило Камчатской островной дуги // Прикладная геофизика. 1961. Вып.29. С.168-174.
- Строев П.А., Баграмянц В.О., Коган М.Г. и др. Гравиметрические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана в 1966-1976 годах // Тр. ГАИШ. 1980. Т.50. С.3-46.
- Строев П.А., Буданов В.Г., Коненаук И.В. и др. Измерение силы тяжести в северо-западной части Тихого океана в 1968-1976 годах // Тр. ГАИШ. 1976. Т.43. Вып.2. С.116-132.
- Строение дна северо-запада Тихого океана. // Ю.М. Пуцаровский и Ю.П. Непрочнов – ред. М.: Наука. 1984. 232 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. // Е.И.Гальперин и И.П.Косминская – ред. М.: Наука. 1964. 306 с.
- Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1992а. Т.326. №6. С.1060-1063.
- Торохов П.В. Гидротермальные карбонаты подводного вулкана Пийпа // Вулканизм, структуры и рудообразование. Тез. докл. 7 вулканол. совещ. Петр.-Камчатский: ИВ ДВО РАН. 1992б. С.104-105.
- Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевиц А.М., Покровский Б.Г., Шабаева И.Ю. Изотопный состав метана, углекислого газа и карбонатов термальных выходов подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1991. Т.318. №3. С.728-732.
- Точилина С.В. Биостратиграфия (радиолярии) кайнозойских отложений Берингова моря // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С.13-28.
- Тузев И.К., Красный М.Л., Васильев Б.И. и др. Геологическое строение южного звена Курильской островной дуги // Геология и геофизика. 1975, №12. С. 63-71.
- Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А. Внутренняя структура земной коры. М.: Наука. 1976. 133 с.
- Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А. Земная кора и верхняя мантия в области фокальной зоны у Восточной Камчатки // Сейсмические свойства границы Моховичича. М.: Наука. 1972. С.66.
- Удинцев Г.Б. Подводная возвышенность Обручева // Вопросы географии. 1954, №35.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины // Тр. ИО АН СССР. 1955а. Т.12. С.12-61.
- Удинцев Г.Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1955б. Т.13. С.5-1.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1957. Т.22. С.3-76.

- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Канаев В.Ф. Рельеф дна Берингова моря // Тр. ИО АН СССР. 1959. Вып.29. С.17-187.
- Устинов Н.В., Радченко В.Г., Бурцева Г.И. Строение осадочного чехла на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // Геолого-геофиз. исслед. в Тихом океане. Л.: ПГО Севморгеология. 1985а. С.84-91.
- Устинов Н.В., Волк В.Э. Глубинное строение западной части Берингова моря // Геолого-геофиз. иссл. в Тихом океане. Л.: ПГО Севморгеология. 1985б. С.92-101.
- Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961-1962 гг. // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1964. №9. С.1360-1375.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965-1968 гг.) // Сейсмичность и сейсмич. прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С.35-46.
- Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.1. С.232-238.
- Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология. 1981, №2. С.36-48.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: ИЛ. 1963. 502 с.
- Цой И.Б. Эоценовые диатомеи и силикофлагелляты из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. №4. С.72-87.
- Цой И.Б. Селикофлагелляты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука. 2011. 226 с.
- Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука. 2005. 181 с.
- Чехович В.Д., Багданов Н.А., Кривенко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука. 1990. 159 с.
- Чистяков А.А., Кузнецов Ю.Я., Шолохов В.В., Улицкий О.М., Носова О.М. Структурная геоморфология континентальных окраин. М.: Недра. 1983. 213 с.
- Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир. 1964. 251 с.
- Шимараев В.Н. Геомагнитная характеристика земной коры Курило-Охотской переходной зоны // Тр. НИИГА. 1975. Вып.10. С.20-28.
- Шпилов Э.В. Строение осадочного чехла западной части Берингова моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1988. №1. С.120-128.
- Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.2. С.192-206.
- Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. т.1. С.541-559.

- Щербатов Ф.А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 1983. 212 с.
- Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A.* Kurile Island Arc volcanism: structural and petrological aspects // *Tectonophysics*. 1991, v.199. P.271-287.
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V. and Muzurov E.L.* The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics*. 1991. Vol.199. N2-4. P.237-269.
- Cruise Report.* Sonne Cruise SO-201 Leg 1a. 2009 a. 127 P. http://kalmar.ifm-geomar.de/?Marine_expeditions:SO201_Leg_1a .
- Cruise Report.* Sonne Cruise SO-201 Leg 1b. 2009 б. 62 P. http://kalmar.ifm-geomar.de/?Marine_expeditions:SO201_Leg_1b .
- Cruise Report.* Sonne Cruise SO-201 Leg 2. 2009 в. 134 P. http://kalmar.ifm-geomar.de/?Marine_expeditions:SO201_Leg_2 .
- Dullo, W.C., Biebow, N., Georgeleit, K.* SO178-KOMEX Cruise Report: Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea . Kiel, IFM-GEOMAR, 2004, 125 pp.
- Geomar Report.* Edit. Nicole Biebow. 1999. N 82. Kiel, Germany. S. 250.
- Geomar Report.* Edit. Nicole Biebow. 2002. N 88. Kiel, Germany. S. 270.
- Hamilton E.L., Voore D.G., Buffington E.K., Curray J.R., Sherrer P.H.* Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea, and North Pacific // *J. Geophys. Res.* Vol.79. 1974. P.2653-2668.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Vol. XIX. 1973. 913 p.
- Langseth M.G., Hobart M.A., Horai K.* Heat flow in the Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol.85. NoB7. P.3740-3750.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M.* Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and enclosed basins // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol.76. No26. P.6367-6375.
- Murauchi S., Asanuma T.* Seismic Reflection Profiles in the Western Pacific, 1965-74 / - University of Tokyo Press. 1977. 232 P.
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W.* Cenozoic sedimentary and tectonic history of the of the Bering Sea // *Oceanography of the Bering Sea* (D.W.Hood and E.J.Kelley). Univ. Alaska Press. USA. 1974. P.485-516.
- Rabinowits Ph.D., Cooper A.K.* Structure and sediment distribution in the Western Bering Sea // *Mar. Geol.* 1977. Vol.24. No4. P.309-320.
- Romick J., Tsvetkov A.A., Seliverstov N.I., Baranov B.V.* Silicic volcanism in the Komandorsky Basin: evidence for storage of a slab component in the backarc mantle // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1990. Vol.48. P.218-255.
- Rubinstone J.L.* Geology and geochemistry of early Tertiary submarine volcanic rocks of the Aleutian Islands and their bearing on the development of the Aleutian Islands Arc // Ph. D. thesis. Cornell Univ. Ithaca. 1985. 350 p.

- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1975. Vol.151. P.1-31.
- Scholl D.W., Creager J.S.* Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results; far North Pacific, and Aleutian Ridge, and Bering Sea // *Initial Reports of the DSDP.* 1973. Vol.19. P.897-913.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian- Bering Sea region // *Geology.* 1986. Vol.14. No3. P.43-47.
- Shackleton N.J. and Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 and 10 year scale // *Quaternary Res.* 1973. No3. P.39-55.
- Shackleton N.J. Opdyke N.D.* 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific Core V.28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. Vol.145. P.449-464.
- Shipley T.H., Didyk B.M.* Occurrence of methane hydrates offshore southern of Mexico // *Initial Reports of the DSDP.* Vol.66. 1982. P.547-555.
- Shor G.G., Fornary D.J.* Seismic refraction measurements in the Kamchatka Basin Western Bering Sea // *J. Geoph. Res.* 1976. Vol.81. No29. P.5260-5266.
- Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G.* Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // *Bull. Geol. Soc. of Denmark.* 1994. V.41. P.50-54.
- Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R.* Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering Sea // *Initial Reports of the DSDP.* 1973. Vol.19. P.615-627.
- Taran Y.A., Torokhov P.V., Pokrovsky B.G., Shabaeva I.V.* Isotopic composition of mineral precipitates and free gas associated with hydrothermal vents of Piip volcano, Bering Sea // *Geochemical J.* 1992. Vol.26. P.291-297.
- Woodcock N.H., Fischer M.* Strike-slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol.8. N7. P.725-735.
- Yogodinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matveenkov V.V.* Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip volcano, far western Aleutians // *J. Petrol.* 1994. Vol.35. Pt.1. P.163-204.
-
-

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Подводные морфоструктуры
Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг**

АВТОР

Селиверстов Николай Иванович

доктор геолого-минералогических наук
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9.
тел.: (4152) 29-79-15

Подписано к печати 08.06.2013 г.

Бумага типографская.

Гарнитара «Таймс».

Усл. печ. л. 22.

Тираж 100 экз.

Отпечатано с готового авторского оригинал-макета в ООО «ФОН»
683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9.
тел.: (4152) 490-337, 490-338

© Н.И.Селиверстов, 2013

© ИВиС ДВО РАН, 2013