

КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ
СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

*Посвящается памяти
академика
Николая Сергеевича
Шатского*

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

CENOZOIC FOLDED
ZONES IN THE NORTH
OF THE PACIFIC BELT

Transactions, vol. 89

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Труды, вып. 89

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик *А. Л. Яншин*

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive* (*Chief Editor*),
M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

Academician *A. L. Yanshin*

ПРЕДИСЛОВИЕ

3

Как теперь хорошо известно, внутреннюю часть Тихоокеанского тектонического кольца образуют самые молодые на земном шарескладчатые области, в отдельных частях которых геосинклинальный процесс продолжается и в настоящее время. Идея об обособлении таких областей в качестве самостоятельных, стоящих в одном ряду с герцинскими, мезозойскими или альпийскими, принадлежит Н. С. Шатскому. Она явилась результатом его длительных исследований в области тектонического районирования земной поверхности, основанных на принципе разделения крупнейших структурных элементов в зависимости от возраста их складчатости. Наиболее ярко эта идея изложена Н. С. Шатским в «Объяснительной записке к Тектонической карте СССР», опубликованной в 1957 г.

«На тектонической карте,— писал он,— выделяются две области кайнозойской складчатости, отличающиеся по возрасту. Первая из них — альпийская складчатость Средиземноморского пояса, понимаемая нами в обычном смысле как складчатая область, геосинклинальное развитие которой началось сразу за герцинским орогенезом и закончилось в конце третичного и в четвертичное время. Изучение четвертичных отложений предгорий и террас на Кавказе и в Гималаях приводит к выводу, что указанные альпийские структуры находятся в конечной стадии формирования моласс краевых прогибов.

Иной, более молодой возраст имеет кайнозойская складчатость Тихоокеанского пояса на Дальнем Востоке СССР... Следует считать, что она еще не достигла стадии накопления моласс в краевых прогибах, так как по структурному положению и по обилию подводных вулканов глубокие впадины островных дуг вряд ли можно сопоставлять с краевыми прогибами. Таким образом, это еще не закончившаяся складчатость» (стр. 14).

На стр. 73 «Объяснительной записки» подчеркивается, что «Камчатская складчатая область характеризуется современной энергичной тектонической активностью, которая выражается в интенсивных вертикальных движениях новейшего времени, в дислоцированности четвертичных отложений, в вулканизме и сейсмичности». Иногда для обозначения этой складчатости он применял даже особый термин, называя ее камчатской.

В то же время нужно сказать, что особенности строения и развития основных секторов этой складчатости описаны еще весьма недостаточно, что сковывает дальнейшее развитие общих представлений по многим проблемам тектоники Тихоокеанского сегмента Земли. Совершенно очевидно, что при этом нельзя обойтись и без рассмотрения кайнозойских складчатых зон, расположенных по другую сторону Тихого океана, в краевых частях обоих американских континентов.

В Геологическом институте Академии наук СССР недавно начаты работы по общему тектоническому описанию в историко-геологическом

плане отдельных крупных зон кайнозойской складчатости Тихоокеанского тектонического кольца, и сейчас публикуются первые очерки на эту тему.

Все описываемые в сборнике районы — Камчатка, Алеутско-Алясцинская зона и Калифорнийская зона — располагаются в северной половине Тихоокеанского кольца. Помимо географического положения, их объединяет высокая интенсивность проявления кайнозойских тектонических движений. В то же время упомянутые районы существенно отличаются один от другого. Это различие касается прежде всего соотношения между тыловыми и фронтальными их частями (т. е. такими, где происходит геосинклинальный процесс), а также особенностей структурного развития этих частей. Публикуемые очерки дают об этом, как кажется, ясное представление.

В последней статье рассматривается вопрос о строении и возрасте офиолитовых формаций, распространенных в восточной части Корякского нагорья. Освещение этой темы имеет важное значение для историко-тектонических выводов в отношении не только этого района, но и сопредельных структурных зон.

Ю. Пуцаровский

В. И. ТИХОНОВ

**УНАСЛЕДОВАННЫЕ И НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ
КАМЧАТКИ И ИХ РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВУЛКАНОВ****ВВЕДЕНИЕ**

Тихоокеанский пояс, являющийся весьма специфической областью в структуре земной коры, в последние десятилетия привлекает к себе пристальное внимание геологов. В своей известной работе, посвященной Тихоокеанскому рудному поясу, С. С. Смирнов (1946) указал на различие в строении внешней и внутренней его частей, что послужило отправным пунктом для дальнейшего изучения этой интереснейшей области.

Как известно, к внутренней (по отношению к океану) части пояса принадлежит сравнительно узкая зона мощных геосинклинальных кайнозойских отложений, собранных в сложную систему складок, в пределах которой широко проявляется вулканизм четвертичного времени. Эта область кайнозойской складчатости в западной части Тихоокеанского пояса простирается на огромные расстояния. Изучение различных ее участков рядом отечественных и зарубежных геологов приводит к выводу, что, несмотря на некоторые весьма важные сходные черты развития, структура ее весьма неоднородна и в ней можно выделить отдельные крупные звенья, существенно отличающиеся друг от друга. Особенности их строения обуславливаются, с одной стороны, пространственным положением конкретных участков, а с другой, — характером тектонического развития на предшествующих этапах.

В этом отношении важнейшее значение имеют следующие общие выводы Н. С. Шатского (1961): «...Развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считалось со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и ассимилировал их в виде как бы проникающих в западных направлениях метастазов». И далее: «В пределах Европы и Западной Азии древние платформы наращиваются складчатыми зонами, и с течением времени сами становятся все более и более устойчивыми. В Тихоокеанском поясе, напротив, наблюдаются процессы раздробления древних платформ, их ассимиляции позднейшей складчатостью» (стр. 17).

Накопленный фактический материал позволяет в настоящее время ставить вопрос о широком развитии явлений наложенности в области кайнозойской складчатости. Для выяснения особенностей тектонического строения и развития данной области необходимо «отделить» наложенные структурные элементы от более древних, а также выяснить влияние последних на вновь образованную структуру. Для решения этого вопроса необходимо тщательное изучение отдельных звеньев кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса и рассмотрение истории их развития в связи с развитием примыкающих к ним крупных структур континентов. В этом отношении особенно интересными являются п-ов

Камчатка и Курильские острова, представляющие собой одно из крупных и характернейших звеньев кайнозойской складчатой области азиатской части Тихоокеанского пояса.

В пределах Камчатки развиты мощные интенсивно дислоцированные отложения кайнозойского возраста геосинклинального типа. Камчатка теснейшим образом связана с Курильской островной дугой и располагается в пограничной зоне между материком и океаном. Со стороны континента с ней граничат впадины окраинных морей — Охотского и Берингова. Она отличается интенсивным современным вулканизмом и высокой сейсмоактивностью.

Изучение основных вопросов тектоники Камчатки может значительно продвинуть решение ряда проблем геологического развития всего азиатского сектора Тихоокеанского пояса.

ОСНОВНЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ОБЩИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН КАМЧАТКИ

Изучением геологии Камчатки занимались многие исследователи. Однако наибольшая роль в формировании современных взглядов на тектоническое строение полуострова принадлежит А. Н. Заварицкому, О. С. Вялову, Б. Ф. Дьякову, М. Ф. Двали и Г. М. Власову. Последним было особенно много сделано по обобщению новейшего материала, касающегося геологии Камчатки и прилегающих к ней территорий кайнозойской складчатости, и составлена общая тектоническая схема всей этой области.

Наиболее ранние представления о тектонике Камчатки были высказаны В. А. Обручевым и К. Дитмаром. Опираясь главным образом на морфологию рельефа и скудные геологические данные, В. А. Обручев (1892) и К. Дитмар (1901) рассматривали структуру Камчатки как огромную антиклиналь северо-восточного простирания. Дальнейшие геологические исследования, давшие новый фактический материал, показали, что структура Камчатки значительно сложнее. Однако и в последующие этапы изучения исследователи обращали излишнее внимание на морфологию современного рельефа, что сказалось на их тектонических схемах. Большинство исследователей представляло, а многие представляют и сейчас, тектоническую структуру Камчатки как систему складок, вытянутых вдоль полуострова и непосредственно переходящих в структурные комплексы Корякского нагорья на севере и Курильских островов на юге. Такое направление структур, по мнению одних исследователей, унаследованно развивалось еще с докембрийского времени, а по мнению других, — с мезозойского.

Не рассматривая все имеющиеся тектонические схемы, коснемся лишь схемы Г. М. Власова как самой новой, детальной и пользующейся в настоящее время наибольшим признанием. Заметим, что появившиеся ранее тектонические схемы О. С. Вялова (1952), Б. Ф. Дьякова и М. Ф. Двали (1955 г.) имеют много общего в отношении трактовки самых крупных черт тектоники региона; основные положения этих схем приняты и развиты Власовым.

На территории Камчатки Власов (1959) выделяет три крупных антиклинорий, четыре сопряженных с ними синклинорий и два наложенных на них вулканических пояса.

На юго-западе полуострова, в пределах Срединного хребта, выделяется Срединный антиклинорий, имеющий меридиональное простирание. В центральной части антиклинория выделяется срединный массив¹ метаморфических пород предположительно протерозойско-палеозойского возраста. Северная и южная части антиклинория, а также его борта сфор-

¹ В данном случае этот термин применен не в общепринятом смысле.

мированы толщами пород мелового и третичного возраста. Севернее мыса Омгон антиклинорий изгибается и получает северо-восточное простирание. В северном направлении антиклинорий прослеживается в основном по дну Охотского моря и Пенжинской губы и лишь своими крыльями попадает в узкую прибрежную полосу Западной Камчатки и частично п-ова Тайгонос.

В бассейне верхнего течения р. Ичи к упомянутой структуре примыкает Камчатско-Корякский антиклинорий северо-восточного простирания, вытянутый параллельно северной части Срединного хребта и несколько смещенный на юго-восток относительно его водораздела. Данная структура образована преимущественно кайнозойскими породами.

Следующий, Восточно-Камчатский антиклинорий, сложенный главным образом породами меловой системы, имеет то же северо-восточное простирание и совпадает с орографической системой хребтов Ганальского, Валагинского, Тумрок и Кумроч.

К западу от Срединного антиклинория располагается Западно-Камчатский синклинорий; между Камчатско-Корякским и Срединно-Камчатским антиклинориями — Паланский синклинорий; между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским антиклинориями — Центральная Камчатская впадина, а юго-восточнее Восточно-Камчатского антиклинория находится узкий Тюшевский синклинорий. Все эти синклинории, как полагает Власов, выполнены отложениями третичного и четвертичного возраста.

Перечисленные структуры на широте г. Петропавловска испытывают резкий коленообразный изгиб к юго-востоку, но далее на юг вновь принимают юго-западное направление и переходят в структуры Курильских островных дуг.

Кроме названных структур, как уже было отмечено, выделены западный и восточный, наложенные, вулканические пояса. Западный пояс наложен на юго-восточную часть Паланского синклинория и частично перекрывает северо-западное крыло сопряженного с ним Камчатско-Корякского антиклинория. Восточный пояс также имеет общее северо-восточное простирание и накладывается на южное окончание Западно-Камчатского синклинория, среднюю часть Восточно-Камчатского антиклинория и северную часть Центральной Камчатской впадины. В пределах этих поясов развиты мощные вулканогенные толщи, главным образом четвертичного возраста; к ним же приурочены современные вулканы. Проявление интенсивного вулканизма четвертичного времени Власов считает признаком замыкания геосинклинали.

Выделенные крупные элементы автор описываемой схемы считает важнейшими структурно-фациальными зонами, определяющими особенности осадконакопления, вулканизма, характера тектонических структур и металлогении Камчатки. Эти основные элементы прослеживаются им в Корякское нагорье и на Курильские острова.

По сравнению с предыдущими исследователями Власов наиболее определенно проводит мысль о длительном развитии структур Камчатки, имеющих северо-восточное простирание. Однако не все авторы придерживаются такой точки зрения.

Еще в 1927 г. В. А. Обручев указывал, что на Камчатке следует выделять герцинскую, мезозойскую и третичную складчатости, имеющие различное простирание, причем для герцинской он указывал северо-западное. Исследователь Камчатки Б. Ф. Дьяков в 1955 г. отмечал, что в данном случае важными являются сама мысль и констатация существования на Камчатке разновозрастной складчатости с различными направлениями простирания элементов. В дальнейшем, анализируя большой фактический материал по Западной Камчатке, Дьяков приходит к выводу, что домезозойская структура представляла собой систему

крупных меридиональных складок. Полагая направление мезозойской складчатости северо-восточным (что основывается на незначительных и разрозненных выходах меловых отложений и что едва ли можно считать убедительно аргументированным), на своей тектонической схеме он вновь изображает простираение третичной структуры близким к меридиональному. Крупнейший прогиб Западной Камчатки, занимающий бассейны рек Паланы, Ваямполки и Тигиля, Дьяков считает пересекающимся современным водоразделом Срединного хребта и имеющим восточную границу где-то в бассейне р. Еловки.

О. С. Вялов (1952) на своей тектонической схеме южнее Шипунского полуострова изображает все крупные складчатые структуры имеющими северо-западные простирания, не согласующиеся со структурным направлением Курильской дуги. К сожалению, эти, по нашему мнению, весьма ценные и важные мысли и выводы не нашли дальнейшего развития на схеме Г. М. Власова.

Излагаемый ниже материал основан на результатах исследований, начатых автором в 1956 г. и продолжающихся до настоящего времени. В процессе работы были использованы также многочисленные данные других геологов, работавших на Камчатке.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ КАМЧАТКИ

В пределах Камчатки в настоящее время отчетливо выделяются, по крайней мере, пять разновозрастных комплексов отложений, обычно разделенных значительными несогласиями и отличающихся как по составу слагающих их пород, так и по степени метаморфизма и особенностям тектоники. Нижний комплекс объединяет три серии: колаковскую — гнейсы и слюдяные сланцы, камчатскую — слюдяные сланцы и амфиболиты и малкинскую — филлиты и филлитизированные сланцы. К вышележащему комплексу относится, вероятно, песчано-сланцевая кихчикская серия. Первые три серии, видимо, имеют палеозойский возраст, а последняя, вероятнее всего, триасово-юрский (?). Третий комплекс сложен в основном породами верхнего мела, которые на западе Камчатки Б. Ф. Дьяковым подразделяются на омгонскую — песчано-сланцевую, ирунейскую — вулканогенно-кремнистую и кирганикскую — вулканогенную серии. Кирганикская серия, вероятно, частично относится уже к палеогеновым образованиям. Стратиграфические аналоги данных серий в других зонах Камчатки нередко имеют другую литологическую характеристику. Эти изменения заключаются в ином соотношении в разрезе осадочных и вулканогенных пород. Четвертый комплекс, наиболее полно представленный и охарактеризованный в Тигильском районе Западной Камчатки, охватывает третичные отложения. В нем выделяются тигильская и ковачинская (палеоген), ваямпольская (миоцен) и кавранская (верхний миоцен — плиоцен) серии, представленные в основном слабо метаморфизованными флишоидными песчано-сланцевыми породами. Этот комплекс на территории Камчатки испытывает сильные фациальные изменения; песчано-сланцевые отложения нередко сменяются лавами и пирокластическими образованиями. В описываемом комплексе самостоятельное значение имеет кавранская серия, резко несогласно залегающая на подстилающих породах. Верхний комплекс объединяет в основном вулканогенные отложения современного и четвертичного возраста (возможно, частично и верхнеплиоценового). Это базальты, андезиты, в меньшей степени риолиты, липариты, дациты, а также их пирокластические образования.

Рассмотрим основные особенности тектонического строения отдельных районов Восточной и Западной Камчатки.

На юге Срединного хребта, в бассейне рек Быстрой и Плотни-

ковой, автором совместно с С. З. Горбачевым была установлена крупная антиклинальная складка (фиг. 1), простирающаяся примерно на 150 км, ядро которой сложено филлитами малкинской серии, а крылья — песчано-сланцевыми породами кихчикской серии. Структура представляет собой широкую и спокойную складку с падением пород на крыльях $\sim 40^\circ$. Осевая часть складки располагается примерно в долине р. Степановой и имеет юг-юго-восточное простирание. В бассейне р. Камешковой складка принимает юго-восточное простирание и погружается к верховьям рек Банной и Карымчины. На погружении складки кихчикская серия согласно перекрывается образованиями мела.

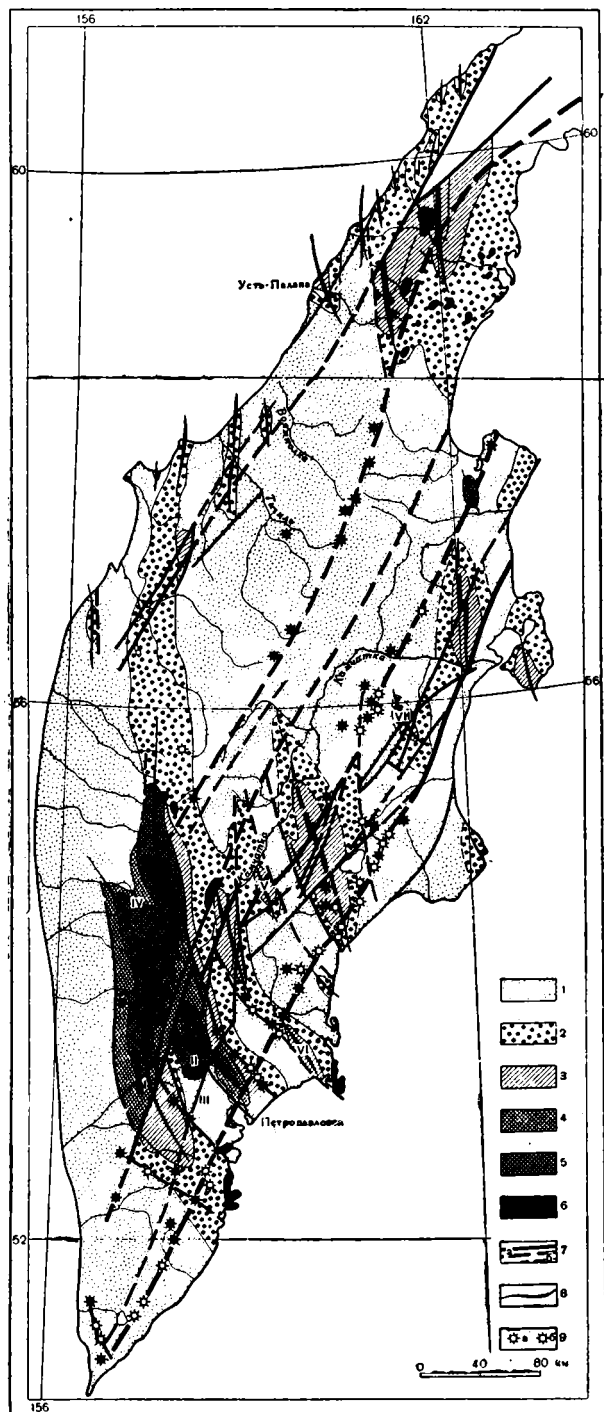
Немного севернее, на южном окончании Ганальского хребта, в бассейнах правых притоков р. Авачи, рек Перевозной и Горелой, автором также была закартирована антиклиналь (см. фиг. 1, II) длиной 50 км, центральная часть которой сформирована гнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами, а крылья — филлитами и филлитизированными песчаниками малкинской серии. Падение пород на крыльях спокойное, в среднем $25-35^\circ$, не более $50-60^\circ$ (северо-восточное крыло). Общее простирание складки в северной части юг-юго-восточное, в южной — юго-восточное. Погружение шарнира происходит в том же направлении. Юго-западное крыло антиклинали обрывается сбросом юго-восточного простирания.

Между вышеописанными антиклиналями, в бассейне верхнего течения р. Плотниковой, располагается крупный Начикинский грабенообразный прогиб (см. фиг. 1, III), выполненный третичными отложениями. Он имеет согласное с антиклиналями простирание и открывается в сторону Авачинской бухты.

К северо-востоку от Ганальской антиклинали, в бассейне правых притоков Средней Авачи, Г. И. Новоселовым в 1959 г. были выделены сопряженные синклинальная и антиклинальная складки также юго-восточного простирания, сложенные породами малкинской, кихчикской и ирунейской серий. Эти складки М. М. Лебедевым прослежены далее на северо-запад, простираются они в том же направлении. Таким образом, прослеженная длина структуры превышает 50 км. М. М. Лебедевым в пределах Ганальского хребта, близ водораздела рек Быстрой и Камчатки, закартированы другие синклинальные и антиклинальные складки северо-западного простирания, сложенные породами кихчикской и ирунейской серий.

Отмеченные складчатые структуры Ганальского хребта обрываются крупнейшим разломом, проходящим вдоль его северо-западного склона. На их продолжении, уже в пределах Срединного хребта, в бассейне верхнего течения р. Колпаковой, А. Ф. Марченко в отложениях колпаковской и малкинской серий выделил крупную синклиналь (см. фиг. 1, IV) север-северо-западного простирания. В центральной части синклинали залегают третичные отложения, несогласно перекрывающие более древние.

К северо-востоку от Ганальского хребта располагается Валагинский хребет, являющийся его орографическим продолжением. В средней части Валагинского хребта, в бассейне рек Китильгиной, Валагиной,левой и Жупановой, Б. В. Стыриковичем выделены синклинальная (бассейн р. левой) и сопряженная с ней антиклинальная (бассейны рек Валагиной и Каяновой) складки север-северо-западного простирания. Их длина примерно 50 км. Складки сложены образованиями валагинской серии верхнего мела и третичными отложениями. Валагинская антиклиналь (см. фиг. 1, V) была детально изучена автором; при этом подтвердилось ее северо-западное простирание. Северо-восточнее Валагинской антиклинали А. Г. Цикуновым и А. А. Прониным выявлена крупная синклинальная структура, выполненная отложениями третичного возраста, также имеющая северо-западное простирание.



Фиг. 1. Тектоническая схема Камчатки для доверхнеплиоценовых комплексов.

Тектонические структуры, сложенные геосинклинальным комплексом пород: 1 — неогена; 2 — палеогена; 3 — верхнего мела. Выступы оснований в складчатой зоне: 4 — сложенные породами мезозоя; 5 — сложенные породами палеозоя; 6 — интрузии гранитоидов; 7 — разрывные дислокации: а — крупные региональные швы, б — разломы разных типов; 8 — оси антиклиналей; 9 — вулканы: а — действующие, б — потухшие; I—VII — складчатые структуры

Следует отметить, что здесь выделены фаунистически охарактеризованные отложения кавачинской, ваямпольской и кавранской серий, сходные с разрезами Тигильского района как по мощности, так и литологически. Юго-восточнее этих структур В. Г. Крымовым и А. Е. Шанцером в меловых отложениях выявлена еще одна, столь же значительная антиклинальная складка (см. фиг. 1, VI) север-северо-западного простирания. Данная структура сопряжена с Налычевским прогибом, выполненным третичными отложениями.

Районы Камчатки, расположенные севернее описанных выше территорий, в структурном отношении изучены еще недостаточно, однако и здесь можно отметить ряд складчатых структур, близких по направлению к вышеупомянутому. Так, на западе, в Тигильском районе, уже давно известны меридиональные складки в третичных отложениях, подробно описанные Б. Ф. Дьяковым в 1955 г. Детальными работами, проведенными О. И. Супруненко на побережье северной части Кроноцкого полуострова, также выявлены складки северо-западного простирания. На их продолжении, в бассейне р. Хапицы, намечаются структуры того же направления. М. Ф. Двали в 1955 г. отмечал, что в районе Хипичинского дола предполагается наличие погребенного мезозойского хребта северо-западного простирания. На этом участке в обрывах Хипичинского дола, по его данным, обнаружены менее измененные слоистые туфогенные отложения, смятые в пологие складки (углы до 30°) северо-западного простирания (330° СЗ). Эти отложения он предположительно сопоставлял с палеогеновой туфогенной толщей в бассейне р. Еловки и с палеогеновой столбовской толщей. На хр. Кумроч, в районе горы Шиш, расположенной в непосредственной близости от упоминавшейся М. Ф. Двали территории, полевыми исследованиями, проведенными в 1961 г. автором, а также А. Е. Шанцером и И. В. Флоренским, установлена крупная антиклинальная складка северо-западного простирания (см. фиг. 1, VII). Ядро складки сложено вулканогенно-кремнистыми породами валагинской серии верхнего мела, а крылья — песчано-сланцевой богачевской (или дроздовской) серий палеоген-нижнемиоценового возраста. Падение пород на крыльях пологое и колеблется в пределах $12-20^\circ$. В том же году работами Н. А. Храмова в районе Малых щек р. Камчатки выявлена антиклинальная складка север-северо-западного простирания в отложениях тюшевской серии миоценового возраста. Для меловых и нижнетретичных отложений Камчатского мыса Л. П. Грязновым в 1960 г. и другими исследователями также установлены складчатые структуры северо-западного простирания. В северной части Камчатского дола в метаморфических толщах Хавывенской возвышенности Г. М. Власов указывает меридиональные простирания.

Таким образом, складчатые структуры как в домеловых, так и в меловом и третичном комплексах имеют, как правило, северо-западное или север-северо-западное простирание (см. фиг. 1). Естественно полагать, что и на сопредельных территориях мы будем иметь сходные простирания складок.

Приведенным фактическим материалом устанавливается определенная закономерность в простирании складчатых структур Камчатки. Характерно, что складки, сложенные породами мелового и третичного комплексов, имеют согласную ориентировку со структурами более древних комплексов.

Далее, попытаемся выделить основные структурные элементы Камчатского полуострова. К сожалению, в настоящее время еще очень мало материалов, на основе которых можно было бы составить достаточно полное представление об изменении состава, мощностей и характера строения, особенно дотретичных комплексов в пределах Камчатки. Это

обстоятельство затрудняет проведение формационного анализа. Подойдем к этому вопросу на основании изучения третичных отложений, относительно которых фактический материал более полон. Их рассмотрение мы начнем с Западной Камчатки, где отложения указанного возраста изучены подробнее. В бассейне рек Ваямпольки и Тигиля известен разрез третичных отложений, достигающий мощности 7000—8000 м. Они представлены здесь сланцево-алевролитно-песчаными породами, заключающими незначительное количество туфов. Резких несогласий между их нижними тремя сериями — тигильской, кавачинской, ваямпольской — не отмечается. Внутриформационных несогласий также нет.

Четвертая серия, кавранская, отделяется от подстилающих пород несогласием. В то же время по отношению к более северным и южным районам она обладает здесь наибольшей мощностью. По этому поводу Б. Ф. Дьяков замечает: «В верхнем миоцене и плиоцене в Западной Камчатке вновь проявляются эпейрогенические движения с тенденцией общего опускания страны. И на этот раз погружение страны происходит неравномерно. Оно ранее началось и было более глубоким в центральном, Тигильском, районе и несколько позднее проявилось и было менее глубоким на юге и севере Западной Камчатки. Благодаря этому в Тигильском районе имеется более полный и более мощный разрез кавранской толщи».

На востоке Камчатки наиболее мощные образования третичного возраста известны на участке от устья р. Камчатки до Кроноцкого полуострова. Мощность этих отложений в указанном районе достигает 11 000—14 000 м. Как и на Западной Камчатке, третичные отложения представлены здесь монотонным чередованием сланцев и алевролитов с подчиненным количеством песчаников. Судя по материалам ряда геологов, здесь также отсутствуют сколько-нибудь значительные стратиграфические и угловые несогласия. В разрезах богачевской и тюшевской серий, охватывающих диапазон времени от олигоцена до верхнего миоцена, распространены также туфогенные породы, однако лавовых покровов не установлено.

Севернее, в районе Паланы, мы также имеем полный разрез третичных отложений, но существенно отличный от разрезов Тигильского района. Мощность всех третичных отложений здесь в 2—2,5 раза меньше. Как между сериями, так и внутри них отмечается ряд несогласий; в составе отложений ведущую роль приобретают грубообломочные породы — песчаники, конгломераты; в значительных количествах появляются пирокластический материал и эффузивные толщи андезитового состава: свита Кинкильского мыса, вероятно, олигоценового возраста, анавгайская серия верхнего олигоцена — нижнего миоцена и, вероятно, вулканогенные толщи, объединяемые в алнейскую серию верхнего миоцена — плиоцена (аналог кавранской серии). В третичных отложениях Паланского района обнаружена мачигарская фауна, характерная для прибрежных мелководных условий.

Общая характеристика третичного разреза Паланского района Западной Камчатки чрезвычайно сходна с разрезом третичных отложений района мыса Омгон.

В пределах южной части Срединного хребта также отмечаются резко сокращенные разрезы третичных отложений. Для них характерно появление континентальных формаций и замещение осадочных толщ вулканогенными. Близкие по своей литологической характеристике, а следовательно, и по условиям тектонического положения разрезы третичных отложений отмечаются и на восточном побережье Камчатки на участке п-ов Шипунский — бухта Ахотен. Здесь также широко развиты анавгайская и алнейская вулканогенные серии. Кроме того, здесь, как и в районе пос. Паланы, обнаружена мачигарская фауна.

К. В. Прохоров, рассматривая вопрос о комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки (1962), отмечает, что гранитоидные интрузии среди исключительно осадочных образований верхнего олигоцена — миоцена не встречаются и что наиболее значительно вулканогенные образования анавгайской серии и прорывающие их гранитоиды развиты в трех районах — Юго-Восточной, Центральной и Северной Камчатке, т. е. на юге Восточной Камчатки, в южной части Срединного хребта и на севере, на широте Кинкильского мыса и Оссоры.

На основании изложенного можно сделать вывод, что в пределах Камчатки намечаются три основные структурно-фациальные зоны, имеющие северо-западное и север-северо-западное простирание. Первая зона прослеживается с Восточной Камчатки от п-ова Шипунского — бухты Ахомтен на северо-запад через Южно-Быстринский и Ганальский хребты, включает южную часть Срединного хребта (в бассейнах р. Быстрой и верховьев Камчатки) и выходит к побережью Западной Камчатки в районе мыса Омгон и к югу от него. Эта структурно-фациальная зона Камчатки представляет собой крупнейший сложно построенный антиклинорий, который может быть назван Южно-Камчатским.

Другая сходная структурно-фациальная зона, также являющаяся крупным антиклинорием, но менее поднятым, включает структуры района Паланы и бухты Подкагерной на западе и прослеживается в юго-восточном направлении к п-ову Озерновскому. Назовем этот антиклинорий Северо-Камчатским.

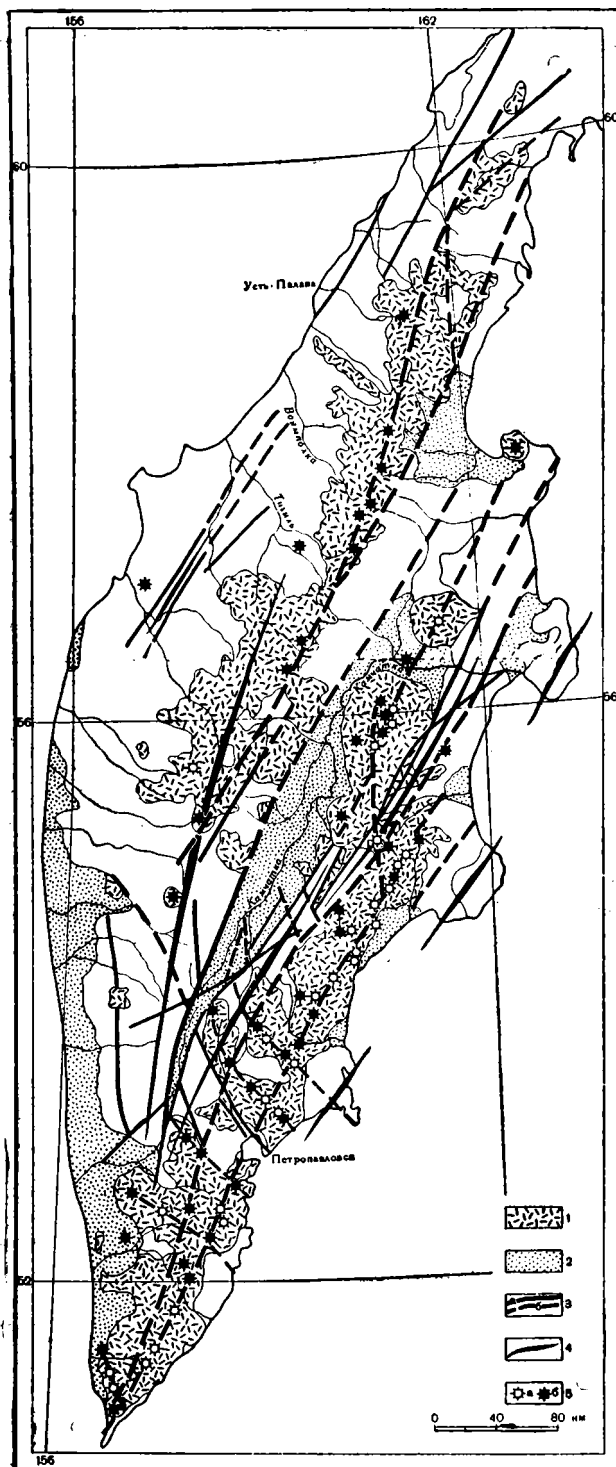
К этим крупнейшим антиклинориям приурочена основная масса гранитоидных интрузий третичного возраста. Третья, важная, структурно-фациальная зона располагается между двумя названными антиклинориями; она представляет собой крупнейший синклинорный прогиб. Н. Г. Бродская (1963) на основании анализа литологии третичных образований пришла к выводу о существовании крупнейшего прогиба, в общих чертах совпадающего с выделенным нами синклинорием.

Имеются основания полагать, что накапливающийся фактический материал по меловым отложениям в ближайшее время даст возможность провести достаточно подробный анализ фаций и мощностей этих отложений. Во всяком случае, в настоящее время можно считать, что выделенные структурно-фациальные зоны для третичных отложений являются таковыми и для меловых комплексов. Так, известно, что в зонах выделяемых антиклинориев в составе верхнемеловых отложений ведущую роль играют эффузивные, туфогенные и кремнистые породы, а в зоне синклинория — туфогенные, кремнистые и осадочные.

Выше мы кратко рассмотрели складчатые структуры дочетвертичных геологических комплексов. Теперь перейдем к характеристике геологических структур новейшего этапа тектонического развития.

Как геоморфология, так и четвертичные отложения Камчатки изучены пока очень слабо, но новейшие движения здесь настолько интенсивны и выразительны, что и в настоящий момент позволяют выделить основные структурные элементы этого времени. Рассматривая геоморфологию Камчатки, М. Ф. Двали приходит к выводу, что о пенепленизации большей части территории Камчатки в раннечетвертичное время перед вулканическим циклом можно говорить вполне определенно. Весьма возможно, что эта пенепленизация частично происходила и в верхнем плиоцене. В настоящее время для Камчатки характерен резкий горный, сильно расчлененный рельеф. Иными словами, рельеф Камчатки был создан в четвертичное время в результате интенсивных новейших движений.

Полевые наблюдения и анализ аэрофотоматериалов позволяют выделить наиболее крупные структуры этого этапа развития (фиг. 2). Они в основном отвечают главнейшим орографическим элементам и



Фиг. 2. Схема распространения различных типов формаций и основных тектонических структур для верхнего плиоцена и четвертичного периода.

Формации: 1 — вулканогенные;
2 — осадочные терригенные.
Тектонические структуры: 3 —
разломы: а — установленные, б —
предполагаемые; 4 — оси анти-
клиналей; 5 — вулканы: а — дей-
ствующие, б — потухшие

выражены поднятиями Срединного и Восточного хребтов, полуостровов Восточной Камчатки и тремя депрессиями: Срединной, Восточной и Западной. Общее простираание новейших складчатых и разрывных структур северо-восточное. Эти структуры хорошо выявляются по изгибанию поверхностей выравнивания, а также по изменению высоты террас. Так, в северной части поднятия Восточного хребта, к югу от оз. Ажабачего, реки, пересекающие юго-восточный отрог хр. Кумроч, простирающегося на северо-восток, имеют широкие долины и низкие аккумулятивные террасы перед фронтом хребта и за ним. К центральной части хребта ширина долин постепенно сокращается и одновременно резко увеличивается высота террас. Поверхности выравнивания и лавовые плато имеют наибольшие абсолютные отметки в осевой части хребта, постепенно понижаясь к его бортам. На широте п-ова Кроноцкого высота лавовых плато хр. Железнодорожного и бассейна нижнего течения р. Тюшевки повышается в северо-западном направлении к бассейну верхнего течения р. Сторож. По данным Двали, высотные отметки Кроноцкого дола снижаются с 1764 м в истоках р. Тюшевки до 677 м над береговой равниной у бухты Ольги, что дает перепад высот, равный 1087 м на 46 км. К западу, в верховьях р. Сторож, поверхность Кроноцкого дола вновь понижается до 1500 м. Такое же сводовое изгибание выровненной поверхности наблюдается и в северной части Валагинского хребта. Аналогичная картина отмечается и в других частях поднятий как Восточного, так и Срединного хребтов.

Сводовые изгибания сопровождались крупными расколами, параллельными общему простираанию молодых структур; по этим расколам происходили блоковые перемещения.

В качестве примера новейших интенсивных блоковых движений можно рассматривать участок Валагинского хребта, в бассейне рек Вахвиной и Китильгиной и верхнего течения р. Жупановой. Наибольшие высотные отметки водораздела хребта достигают здесь 1000—1200 м. В то же время высотные отметки северо-западного фаса хребта, в основании которого проходит крупнейший разлом северо-восточного простираания, достигают 1700—1800 м, т. е. современный водораздел Валагинского хребта ниже передового фаса на 500—700 м. Притоки р. Камчатки, имеющие в приводораздельной части хребта широкие выработанные долины, в месте пересечения ими передового фаса приобретают характер узких V-образных ущелий.

В этом же районе подмечается еще одна интересная особенность тектонических структур четвертичного времени, заключающаяся в развитии узких и весьма протяженных зон повышенной дислоцированности и раздробленности горных пород. На фоне общего сводового поднятия северо-восточного простираания от лавового плато восточной зоны вулканов на северо-запад последовательно выделяются следующие зоны: а) зона крупных разломов, выраженная полосой дробленых пород («зона смятия», подобная алтайским), породы здесь подверглись вторичным изменениям; б) зона пологих надвигов, падающих на юго-восток, и сопровождающих их мелких крутых складок и гофрированных структур северо-восточного простираания; в) зона крутопадающих разрывных нарушений, приуроченная к высокоподнятому блоку передового фаса Валагинского хребта. Все эти зоны секут как меловые, так и третичные отложения, независимо от направления их структур. Аналогичная картина наблюдалась и на хр. Кумроч, в районе горы Шиш.

Из изложенного следует, что в четвертичное время происходили весьма интенсивные тектонические движения, в результате которых сформировались особые структуры, хорошо отражающиеся в морфологии современного рельефа. При этом структурный план четвертичного

времени не согласуется со структурными комплексами нижних этажей (см. фиг. 2).

Далее, рассмотрим основные особенности разломов, которым принадлежит важная роль в тектоническом строении Камчатки. Среди сети крупнейших разломов можно выделить две основные системы. Одна из них параллельна складчатым структурам нижних этажей (см. фиг. 1), другая отвечает структурам верхнего этажа (см. фиг. 2). Крупнейшие разломы обеих систем, как правило, располагаются в зонах сочленения крупных антиклинальных и синклинальных складок. Так, у юго-восточного основания Восточного хребта располагается линейно-вытянутая цепочка вулканов восточной зоны, а у северо-западного — цепочка зоны вулканов Шивелуч, Ключевская — Николка.

Для более древнего плана приведем ряд примеров, установленных для Южно-Камчатского антиклинория.

При исследовании Начикинского прогиба нами был закартирован разрушенный вулкан Шапочка. Структурное положение этого вулкана вполне определенное — он приурочен к крупному разлому, отделяющему Степановскую антиклиналь от Начикинского прогиба. В пределах этой зоны сочленения находятся вулканы Табуретка, Шемедоган и Вилючик. Обычно разломы более древнего структурного плана прослеживаются по зональному расположению вулканических пород и групп вулканов. Так, в зоне сочленения Начикинского прогиба с Ганальской антиклиналью отчетливо выделяется полоса вулканогенных пород четвертичного возраста. Здесь можно выделить два эруптивных аппарата, один из которых находится в районе горы Седло, а другой — в районе оз. Сокоч. Вдоль северо-восточного борта Ганальской антиклинали располагается известный Корякско-Авачинский ряд вулканов (см. фиг. 1), а по юго-западному крылу Степановской антиклинали — вулканы Ипелька, Опа-ла, Мутновский. На сочленении антиклинали мыса Шипунского, сложенной меловыми породами, с синклинальным прогибом, выполненным третичными отложениями, располагается Жупановско-Дзендзурский ряд вулканов. Подобные ряды вулканов можно выделить и в северной части Восточного хребта, а также, вероятно, и в Срединном хребте.

Если крупные разломы четвертичного времени имеют простираание собственно камчатское, то более древние разломы ориентированы в поперечном к нему направлении — в северо-западном.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие основные выводы по тектоническому строению Камчатки.

1. Основные складчатые структуры, сформированные в домеловое время, развивались в дальнейшем (почти до конца третичного времени) наследованно. Они имеют общее юг-юго-восточное простираание. Для нижнего структурного плана Камчатки можно наметить три основные структурно-фациальные зоны — Южный антиклинорий, Северный антиклинорий и разделяющий их Средне-Камчатский синклинорий. Эти зоны отличаются друг от друга по истории геологического развития (наиболее отчетливо для третичного времени), отражающейся как в характере отложений, так и в типах структур.

2. В верхнеплиоценовое и четвертичное время были сформированы крупные поднятия и депрессии северо-восточного простираания, наложенные на упомянутый выше структурный план. Структурный план северо-восточного простираания предопределен крупными разломами, отвечающими общему направлению Курило-Камчатской впадины. В ряде случаев на фоне общих сводовых поднятий и прогибов выделяются протяженные зоны интенсивного дробления пород, зоны пологих надвигов и сопровождающих их мелких складок. Для этого плана складчатости можно выделить следующие основные структурные элементы: поднятия Срединного хребта, Восточного хребта и полуостровов Восточной Кам-

чатки и разделяющие их депрессии — Западно-Камчатскую, Центрально-Камчатскую и Восточно-Камчатскую.

3. Места сочленения крупных положительных и отрицательных структур как древнего, унаследованного, так и молодого, наложенного, планов характеризуются развитием зон разломов, к которым обычно приурочены четвертичные вулканы. Интенсивно развивающиеся в настоящее время тектонические структуры (наложенного плана), интенсивный современный вулканизм и высокая сейсмичность свидетельствуют о наличии здесь современного геосинклинального процесса, что уже отмечалось рядом исследователей.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОФИЗИКЕ И РЕЛЬЕФУ ПОДВОДНОГО СКЛОНА

Новые данные аэромагнитной съемки (Л. А. Ривош), батиметрии (Удинцев, 1955, 1957, 1959, 1960, 1961) и по сейсмичности (Кондорская, 1958, 1959, 1960) подтверждают приведенные выше выводы о тектоническом строении Камчатки.

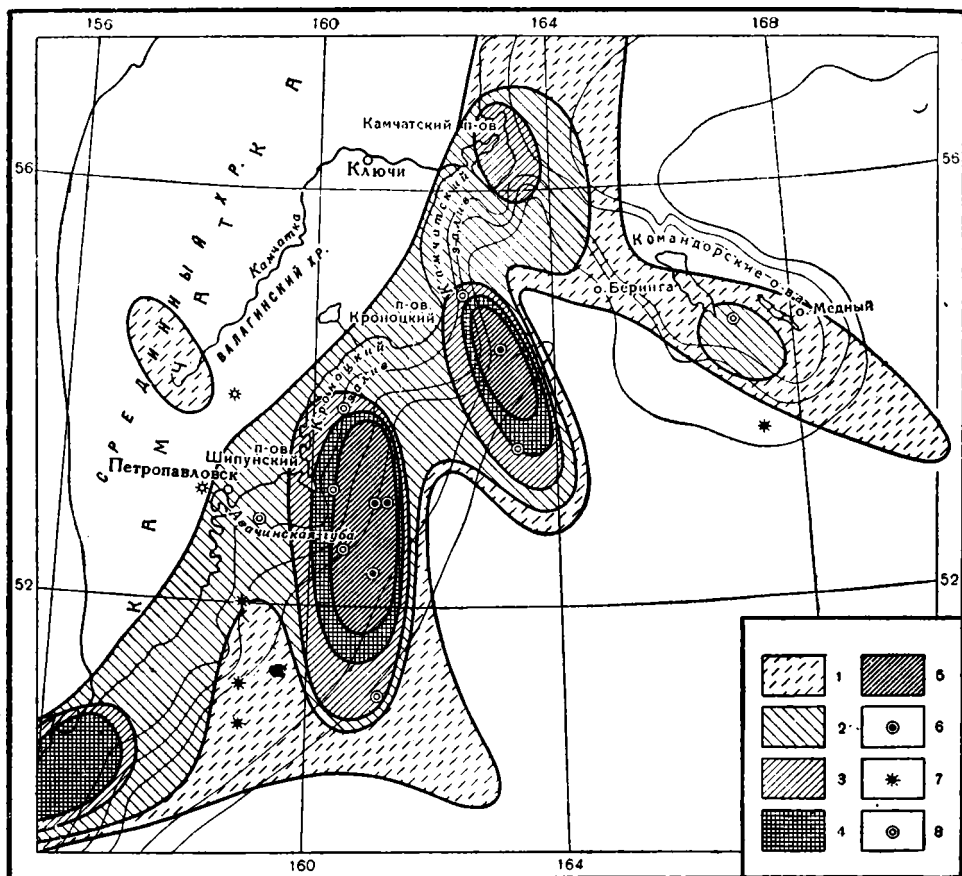
Западным геофизическим трестом Министерства геологии и охраны недр СССР на всей территории Камчатки была произведена аэромагнитная съемка и составлена карта аномалий ΔT (Л. А. Ривош). Как указывалось ранее (Тихонов, Ривош, 1961), на Камчатке излияния эффузивов, имеющих средний или основной состав, происходили преимущественно в верхнемеловое — палеогеновое и раннечетвертичное время, когда были образованы крупные эффузивные покровы и межпластовые залежи, создающие обширные зоны положительных магнитных полей.

На аэромагнитной карте выделяются зоны положительных аномалий магнитного поля двух направлений: северо-восточного, связанного с четвертичными эффузивными толщами, и северо-западного, связанного главным образом с эффузивами мелового и палеогенового времени. В той же работе была показана тесная связь аномалий магнитного поля с конкретными структурами Южной Камчатки.

В пределах Центральной Камчатки в зоне Средне-Камчатского синклинория (древнего плана складчатости), где вулканогенные толщи мела и палеогена замещены осадочными образованиями, зоны положительных магнитных аномалий северо-западного направления не наблюдаются. Зато отчетливо выражены зоны северо-восточного, наложенного, направления. Зоны положительных аномалий северо-западного направления вновь появляются только в Северном антиклинории.

Батиметрия подводного склона Камчатки также теснейшим образом увязывается с описанными особенностями ее тектонического строения. Глубокий Курило-Камчатский океанический желоб, а также крупные валы и уступы подводного склона восточной части Камчатки имеют северо-восточные простирания (Удинцев, 1960, 1961). Таким образом, крупные формы рельефа дна сопрягаются с крупными формами рельефа суши и имеют те же простирания. В то же время в пределах подводного склона выделяются небольшие возвышенности и желоба юг-юго-восточного простирания, совпадающие с направлением основных, соответственно, антиклинальных и синклинальных складок нижних структурных ярусов. Подводные возвышенности юг-юго-восточного простирания отмечаются на продолжении Ганальской, Шипунской и Валагинской антиклиналей, у п-ова Кроноцкого и у Камчатского мыса, где также намечаются подобные складки.

Восточная часть Камчатки входит как составная часть в так называемую Курило-Камчатскую сейсмическую зону, линейно вытянутую вдоль Камчатки и Курильской островной гряды. Внутри зоны выделя-



Фиг. 3. Схема сопоставления областей Камчатки по величине выделившейся энергии с 1911 по 1960 гг. $M \geq 6$; $h = 0-70$ км. По Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой

Величины, пропорциональные плотности деформации ($E^{1/2}$) на один квадратный градус:

1 — 0—14; 2 — 15—29; 3 — 30—59; 4 — 60—79; 5 — $\leq 80 \times 10^{10}$ эрг^{1/2}. Эпицентр землетрясения с $M \geq 7$: 6 — в коре; 7 — под корой; 8 — вызвавшего цунами

ются области с повышенными плотностями эпицентров на единицу площади, а также узкие пояса, вдоль которых происходили наиболее сильные землетрясения с большой отдачей энергии (Кондорская, 1958, 1959, 1960).

Области наибольших плотностей землетрясений в пределах Камчатки располагаются на продолжении крупных антиклиналей, а области пониженных плотностей — на продолжении крупных синклиналей древнего плана складчатости. Узкие пояса наиболее сильных землетрясений тяготеют к положительным структурам древнего плана, имеют юго-восточное и юг-юго-восточное простирание и приурочены, видимо, к крупным разломам.

В последнее время Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой проделана большая работа по выяснению особенностей сейсмичности Камчатки. Ими составлены карты сейсмичности этой области по величине выделившейся энергии для двух фокальных горизонтов (см. фиг. 3 и 4). Первый горизонт охватывает глубины от 0 до 70 км, а второй — от 70 до 300 км. Показанная на картах часть Курило-Камчатского сейсмического пояса имеет общее северо-восточное простирание; она охватывает

юго-восток Камчатки вплоть до Курило-Камчатской впадины. В пределах этой части пояса выделяются овалы площадей наибольших плотностей выделившейся энергии, длинные оси которых имеют северо-западные и меридиональные простирания.

Для первого фокального горизонта наиболее выразительными являются следующие овалы площадей наибольших плотностей выделившейся энергии (фиг. 3).

1. Район п-ова Камчатский мыс. Длинная ось овала площади наибольших плотностей выделившейся энергии имеет северо-западное простирание и в общих чертах совпадает с направлением простирания крупных антиклинальных структур, отмеченных на полуострове.

2. Район, расположенный северо-восточнее п-ова Кроноцкого. Здесь длинная ось овала площади наибольших плотностей также имеет северо-западное простирание и в основном совпадает с простиранием антиклинальных структур, отмеченных на п-ове Кроноцком (по данным О. И. Супруненко) и в районе горы Шиш.

По данным Ключевской сейсмостанции, зона эпицентров прослеживается и далее через гору Шиш и вулкан Ключевской к Срединному хребту.

В этих районах телесейсмические станции не регистрировали афтершоков после основных землетрясений. В районах, расположенных южнее, Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой отмечались и учитывались афтершоки.

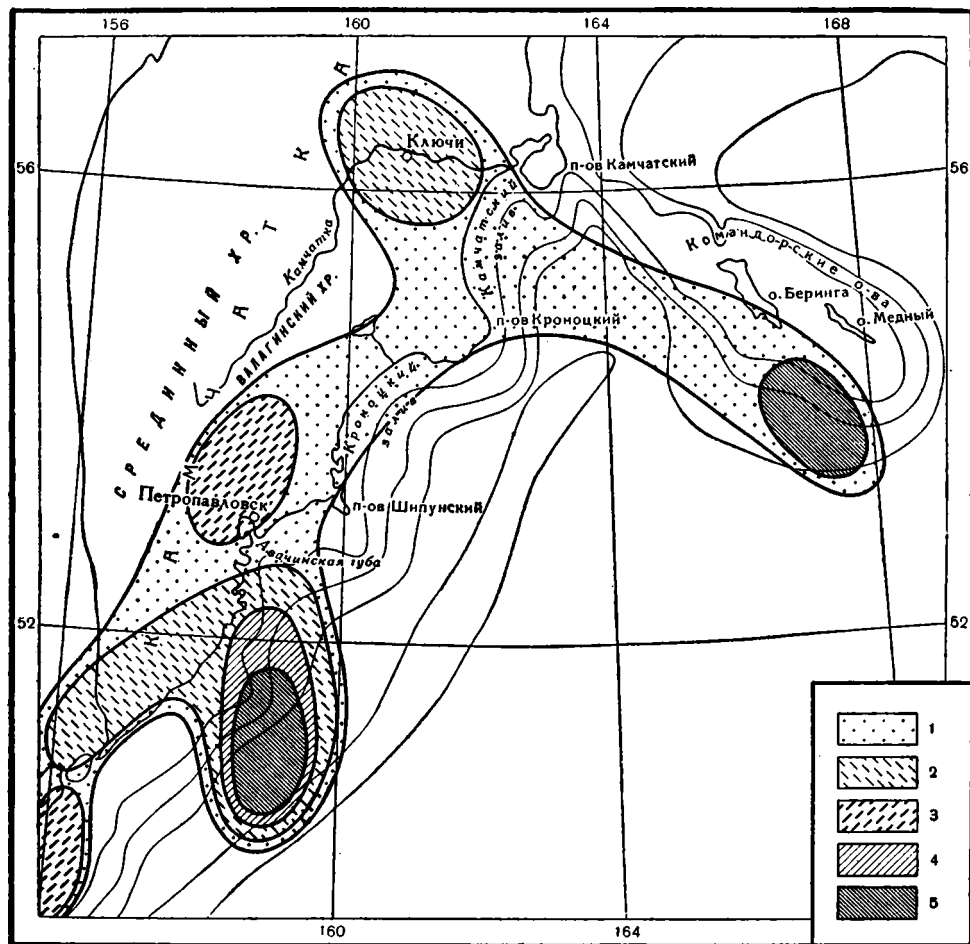
3. Восточнее п-ова Шипунского длинная ось овала площади наибольших плотностей выделившейся энергии имеет меридиональное простирание. Однако плотности выделившейся энергии основных землетрясений и здесь, видимо, создают овалы площадей с простиранием на северо-запад, так как афтершоки, согласно А. В. Горячеву (1960), распространяются по северо-восточным, т. е. наложенным молодым структурам. В данном же случае мы имеем суммарный результат от наложения площадей наибольших плотностей выделившейся энергии при основных землетрясениях и афтершоках. Таким образом, если отбросить влияние афтершоков, то здесь будет наблюдаться совпадение площадей эпицентров землетрясения с направлением крупных антиклиналей п-ова Шулунского и Валагинского хребта.

4. В районе верховьев рек Камчатки и Быстрой располагается еще одна площадь повышенных плотностей эпицентров, охватывающая крупные антиклинальные структуры Ганальского и Срединного хребтов и имеющая северо-западное простирание, согласное с простиранием складок.

Южнее Авачинской бухты и восточнее бухты Ахотен на простирании крупной антиклинальной зоны, прослеживающейся до Срединного хребта, также выделяется значительная площадь наибольших плотностей выделившейся при землетрясениях энергии, но принадлежащая уже другому фокальному горизонту — с глубинами от 70 до 300 км (фиг. 4). Северо-западная граница сейсмического пояса для этого горизонта проходит на Камчатке в основном по северо-западному подножью Восточного хребта в зоне крупных молодых разломов северо-восточного простирания. Для фокального горизонта с глубинами 0—70 км эта граница смещена к юго-востоку и совершенно отчетливо совпадает с восточной зоной вулканов, приуроченной к крупнейшим разломам Курило-Камчатского направления.

Подводя итог изложенным выше особенностям сейсмичности Камчатки, можно сделать следующие выводы:

1. В пределах юго-восточной части Камчатки и ее подводного склона, принадлежащих Курило-Камчатскому сейсмическому поясу, отмечаются овалы площадей наибольших плотностей выделившейся энергии



Фиг. 4. Схема сопоставления областей Камчатки по величине выделившейся энергии с 1911 по 1960 гг. $M \geq 5$; $h = 70-300$ км. По Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой

Величины, пропорциональные плотности деформации ($E^{1/2}$) на один квадратный градус: 1 — до 6; 2—6—9; 3—10—19; 4—20—29; 5—30—50 $\times 10^{10}$ эрг $^{1/2}$

при землетрясениях. Эти овалы как по положению в пространстве, так и по простиранию длинных осей совпадают с наиболее крупными зонами антиклинальных поднятий нижних структурных ярусов, имеющих северо-западное и север-северо-западное простирание.

Северо-западные ограничения сейсмического пояса совпадают с мощными зонами разломов, принадлежащих молодому, наложенному, плану дислокаций.

Такое совпадение элементов сейсмичности и тектоники не может быть случайным. Естественно предположить, что между структурами земной коры данной области и сейсмичностью существует причинная зависимость. В свою очередь, характер соотношения элементов сейсмичности и тектоники еще раз подтверждает существование двух указанных выше структурных планов.

Материалы по сейсмичности показали, что эпицентры землетрясений располагаются как в земной коре, так и глубоко под ней — в подкоровом веществе. Таким образом, возможно, что структуры земной коры тесно увязываются со структурами подкорового вещества.

Подмеченные закономерности тектонического строения п-ова Камчатки, являющейся крупным звеном в цепи Тихоокеанского пояса, должны иметь достаточно отчетливые структурные связи с прилегающими структурными элементами кайнозойской и мезозойской складчатостей и островных (вулканических) дуг, т. е. в какой-то мере отражать общие закономерности его строения.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как уже отмечалось, основные структурные элементы нижних этажей имеют на Камчатке северо-западные и меридиональные простирания. Такие же простирания являются преобладающими в складчатых комплексах мезозойского Северо-Востока СССР, находящихся на широте Камчатки, и в мезозойских и кайнозойских структурах Сахалина, Хоккайдо и Северного Хонсю.

Е. М. Смахов (1953), изучавший геологию Сахалина и Курильских островов, на своей тектонической схеме изобразил структуру Курильских гряд в виде системы складок общего меридионального простирания. Складчатые комплексы палеозоя этой обширной области, видимо, имеют те же простирания, на что указывал еще Б. Ф. Дьяков. Палеозойскую структуру Западной Камчатки он представлял как систему крупных меридиональных складок и полагал, что она распространялась не только на всю территорию Камчатки, но охватывала и область Охотского моря, включала о-в Сахалин с его меридиональными складками палеозоя и, может быть, Северную Японию. Он предполагал, что к этой системе складчатости принадлежат также и складчатые сооружения допалеозойских и нижнепалеозойских пород п-ова Тайгонос и верховьев р. Омогон.

Таким образом, установленные северо-западные и меридиональные направления простираний складчатых комплексов нижних структурных этажей Камчатки являются общими как для примыкающих областей кайнозойской складчатости, так и для мезозойского Северо-Востока СССР.

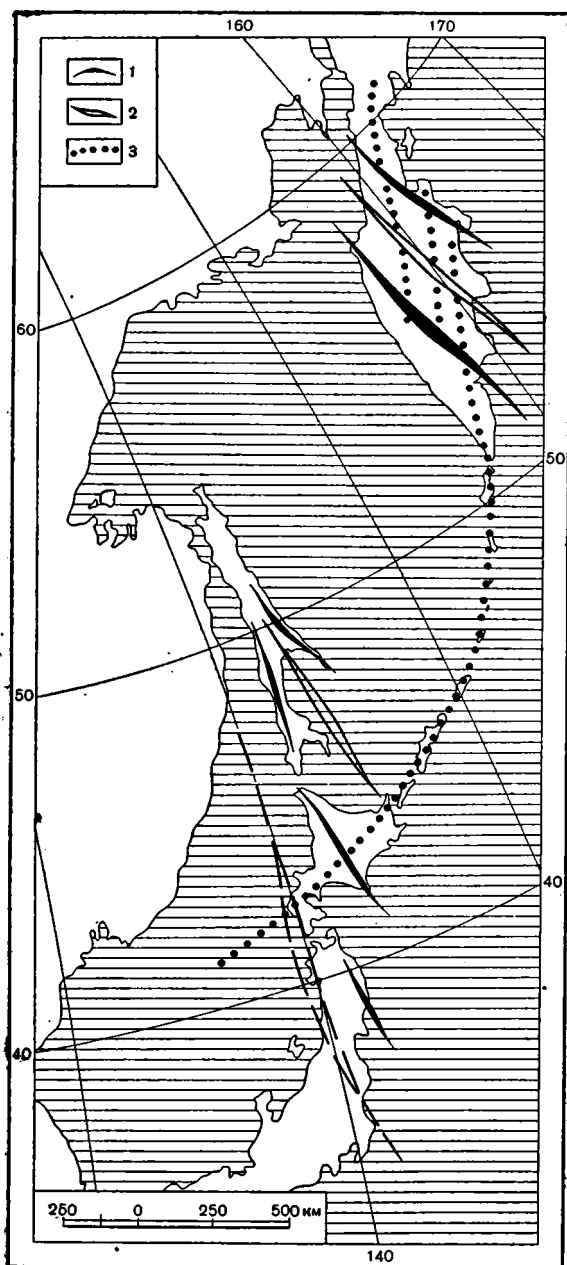
С другой стороны, структуры молодого, наложенного, плана Камчатки общего Курило-Камчатского направления, с которыми генетически связаны зоны вулканов, имеют продолжение в островной (вулканической) Курильской гряде и накладываются на структуры нижних этажей о-ва Хоккайдо.

Меридиональные структуры островов Сахалин, Хоккайдо и Северный Хонсю известны уже давно и описывались рядом исследователей. Однако некоторые исследователи, представляющие Камчатку, Курильские острова, Сахалин, японские и другие острова западной части Тихого океана, как единую длительно и в одном плане развивающуюся структуру, изображали складчатые структуры плавно изгибающимися вдоль всех островов и островных гряд, будь они вулканического или иного происхождения.

В частности, мезозойские и кайнозойские структуры Камчатки изображали простираться на юго-запад, смыкающимися с Курильскими вулканическими грядами и далее сопрягающимися со структурными комплексами островов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю.

Выше, на примере Камчатки, была показана различная тектоническая природа древнего, унаследованно развивающегося плана складчатых структур и молодого, наложенного, с которыми связано интенсивное проявление четвертичного вулканизма, а также были выяснены соотношения их во времени и пространстве.

В работе, посвященной островным дугам, В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) приводят важные факты, говорящие о том, что и в пределах



Фиг. 5. Два направления дислокаций в пределах северо-западного сектора зоны кайнозойской складчатости.

Доверхнеплиоценовый структурный план: 1 — антиклинории; 2 — синклинории; 3 — верхнеплиоценово-четвертичные зоны вулканизма

отсекающего южную половину острова, характеризующуюся совершенно иным геологическим строением.

Касаясь соотношения складчатой структуры мелового — третичного времени и островных вулканических дуг, те же авторы в работе «О месте островных дуг в истории развития структуры Земли» отме-

острова Сахалин и Северной Японии мы имеем также двуплановое строение и соотношения, подобные камчатским. На основании анализа большого фактического материала указанные авторы дают ряд палеотектонических схем, где на островах Сахалин, Хоккайдо и Северный Хонсю совершенно отчетливо выделяются крупные антиклинальные и синклинальные структуры меридионального простирания, поперечные Курильской островной дуге. Эти структуры, как указывают те же авторы, развиваются с мела (а возможно, и с карбона) до миоцена включительно.

Н. Г. Бродская (1963) на основании изучения фациального состава третичных отложений этой области выделяет структурно-фациальные зоны, в общих чертах совпадающие с выделенными автором на Камчатке и В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем на Сахалине и в Северной Японии. Для последнего региона Бродской выделяется крупное поднятие, прослеживающееся в меридиональном направлении через о-в Сахалин, центральную часть Хоккайдо и восточную часть Северного Хонсю. Западнее этого поднятия располагается крупный прогиб того же простирания. Отметим, что на о-ве Хонсю западная граница прогиба располагается в зоне крупного разлома (Фосса-Магна),

чают: «На о. Хоккайдо на продолжении Курильской дуги располагается полоса третичных и четвертичных вулканов, причем их размещение совершенно не зависит от палеозойской и мезозойской структуры» (стр. 15). В то же время Г. Б. Удинцев (1959), изучавший батиметрию Японского моря, отмечает на продолжении Курильской дуги ряд возвышенностей, подобных вулканическим постройкам. Н. В. Кондорская, изучающая сейсмические пояса этой зоны, сопровождающие вулканические дуги, показывает, что глубокофокусные землетрясения Курило-Камчатского пояса пересекают японские острова и прослеживаются в Японском море. То же отмечают В. В. Белоусов и Е. М. Рудич, прослеживая полосы глубокофокусных землетрясений вдоль Бонинско-Марианской и Курильских дуг: «Эти полосы эпицентров глубокофокусных землетрясений встречаются с Японской дугой и затем продолжают через острова Сахалин и Хонсю в Японское море и встречаются друг с другом у берегов Приморья...» (стр. 15).

В данном случае для нас представляет большой интерес вывод, к которому приходят названные авторы, а именно: «В тектоническом смысле Бонинско-Марианская и Курильская дуги не оканчиваются на островах Хонсю и Хоккайдо, а после пересечения этих островов продолжают в Японское море» (стр. 15).

Иными словами, в этом секторе островных дуг, сопряженном с Камчатским сектором, также существуют два основных структурных плана: нижний, тесно связанный со структурным развитием мезозойской части Тихоокеанского пояса, и верхний, молодой, наложенный. С последним связаны интенсивный современный вулканизм и сейсмичность (фиг. 5).

В своем геологическом строении и развитии Камчатка, Сахалин, острова Северной Японии и Курильские острова теснейшим образом взаимосвязаны. Отмеченные выше закономерности составляют существенную особенность тектоники западной половины Тихоокеанского пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе». — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Балакина Л. М. 1. Некоторые результаты изучения очагов землетрясений 4 мая и 18 июня 1959 г. по инструментальным данным. — Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1959, № 11.
- Балакина Л. М. 0. Распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Белова М. Б. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — Сов. геология, 1960, № 10.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Власов Г. М. 1. Новые данные по геологии и перспективе рудоносности Камчатки. — Сов. геология, 1958, № 5.
- Власов Г. М. 2. Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР. В кн.: «Геологическое строение СССР». Т. 1—3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Власов Г. М. 1. Основные черты геологии Камчатки. Объяснительная записка к геологической карте Камчатки. Масштаб 1:2 000 000. 1959. Фонды Камчатск. геол.-развед. упр.
- Власов Г. М. 2. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. В кн.: «Материалы Второго геоморфологического совещания», № 5, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1950, 82.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-геологические районы Камчатки. — Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.

- Вялов О. С. Схема тектонических подразделений Камчатки.— Докл. АН УССР, 1952, № 6.
- Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Геология Камчатки. Сборник статей. Л., Гостептехиздат, 1957.
- Горячев А. В. Камчатские землетрясения 4 мая и 18 июня 1959 г. и геологические условия их возникновения.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1959, № 11.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1935, вып. 72.
- Гречишкин Л. А. Геологические исследования восточного берега полуострова Камчатки (р. Андриановская — р. Камчатка).— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1937, вып. 77.
- Дитмар К. Поездка и пребывание на Камчатке в 1851—1855 гг. Ч. I. Исторический очерк по путевым дневникам. СПб., 1901.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 10.
- Затонский Л. К. и др. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. В кн.: «Океанологические исследования». Сборник статей, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б., Тихонов В. И. Подводный рельеф Курило-Камчатской дуги и ее вулканизм.— Океанология, 1961, вып. 2.
- Кондорская Н. В. Инструментальные данные о положении очагов и интенсивности камчатских землетрясений мая-июня 1959 г.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1959, № 11.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.
- Кондорская Н. В., Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 1.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, 32.
- Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, вып. 1—2.
- Мокроусов В. П. Стратиграфия метаморфических толщ Южной Камчатки. Информ. бюлл. 5-го геол. упр., 1958, вып. 1.
- Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки.— Сов. геология, 1958, № 11.
- Обручев В. А. Очерк полуострова Камчатка по данным Карла Дитмара.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1891, 22, № 4—5.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области.— Сов. геология, 1938, 8, № 6.
- Прохоров К. В. О омагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для северо-востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. М., Гостептехиздат, 1953.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Тихонов В. И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.
- Тихонов В. И. Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 3.
- Тихонов В. И., Кигаи В. А. Некоторые закономерности геологического строения вулканического конуса Шапочка на Камчатке.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 18.
- Тихонов В. И., Ривош Л. А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 3.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Удинцев Г. Б. 1. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1957, вып. 13.
- Удинцев Г. Б. 2. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.

- Удинцев Г. Б. Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о-ва Хоккайдо.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 10).
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, 1, вып. 3.
- Удинцев Г. Б., Лисицын А. П. Вопросы геологического строения северо-западной части Тихого океана в связи с новыми данными о рельефе дна и мощности рыхлых отложений. В кн.: «Тезисы докладов на XI Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза Международной ассоциации физической океанологии». М., 1957.
- Христофоров В. С. и др. Последствия землетрясения 4 мая 1959 г. в районе Петропавловска.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1959, № 11.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высших учебных заведений, геол. и развед., 1960, № 11.

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**ОЧЕРК СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АЛЕУТСКО-АЛЯСКИНСКОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ****ВВЕДЕНИЕ**

Задачей данной статьи является выяснение историко-тектонических связей между структурами Южной Аляски, Алеутской островной гряды и Алеутского глубоководного желоба. После выводов, сделанных Н. С. Шатским, эта зона обычно рассматривается у нас в составе Тихоокеанского пояса кайнозойской складчатости, отличающегося незавершенным геосинклинальным развитием. Однако эта точка зрения, в общем достаточно аргументированная, еще не подкреплена конкретным разбором тектонического строения зоны.

Описание главнейших тектонических единиц, входящих в Алеутско-Аляскинскую зону, будет дано в следующем порядке: Алеутская островная дуга, Южная Аляска, Алеутский глубоководный желоб.

Следует оговориться, что имеющийся в распоряжении автора материал по этим районам далеко не равноценный.

АЛЕУТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Алеутская дуга является крупнейшей среди других островных дуг Тихоокеанского пояса. Она простирается на расстояние около 1700 км. Дуга состоит из четырех островных групп. В направлении с запада на восток это следующие группы: острова Ближние, Крысьи, Андреяновские и Лисьи. Острова имеют подводное продолжение и представляют собой выступающие из воды части огромного в основном подводного Алеутского поднятия достаточно сложного строения, отделенного лишь сравнительно узкой зоной (bench) от северного склона Алеутского глубоководного желоба.

Мы рассмотрим главным образом геологию трех западных островных групп: Ближних, Крысьих и Андреяновских; геологии островов Лисьих коснемся лишь вкратце, в связи с общей характеристикой современного вулканизма.

Геологические образования

Наиболее древние горные породы в западной части Алеутской дуги отмечены на западе Андреяновских островов: на островах Танага и Оглюга (Coats, 1956₂). Это гладкие валуны, состоящие из роговиков, роговообманковых гнейсов, аспидных и кристаллических сланцев, гранулитов, гранодиоритов и различных типов гранитов, включая биотитовые и роговообманковые их разновидности. В обоих случаях валуны зале-

гают среди гравия на берегах. Р. Котс считает, что метаморфические породы валунов могут иметь палеозойский возраст и что гранитные породы относительно моложе метаморфических. Он полагает, что валуны образовались из древних пород, когда-то развитых на западе островной дуги.

К наиболее древним коренным образованиям, по Котсу, принадлежат породы островов Ближних (острова Атту и Шемия). Среди них отмечаются темно-зеленые и черные базальтовые лавы и туфы, серые твердые аргиллиты и серо-зеленые грубые граувакки, содержащие небольшие линзы коричневых кремней и известняков; породы обычно интенсивно рассланцованы и раздроблены. Котс указывает на возможно палеозойский возраст этих пород.

О. Гэйтс и В. Гибсон (Gates, Gibson, 1956) среди вулканогенных пород островов Ближних называют базальтовые и спилитовые подушечные лавы, а также базальтовые и кератофировые пирокластические образования, которые включают брекчии и грубые агломераты. Для образований этого возраста, по Гэйтсу и Гибсону, характерны быстрые фациальные изменения, выклинивание и линзовидное залегание пород. Таким образом, в данном случае мы имеем дело с вулканогенной формой, типичной для геосинклинального развития.

Далее, согласно Котсу, выделяется вулканогенный комплекс (Finger-Bay volcanoes), развитый в средней части Андреяновских островов — на о-ве Адах.

По данным последующих исследователей (Fraser, Snyder, 1959), его слагают андезитовые и базальтовые лавы и пирокластические образования (агломераты, туфобрекчии, туфы), содержащие небольшое количество аргиллитов и граувакк. Пирокластические породы составляют 70%, лавы 20% и осадочные породы 10%. Неполная мощность этих образований более 2500 м. Комплекс интродуцирован гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро. Все породы деформированы и сильно гидротермально изменены.

Котс считал эти образования возможно верхнепалеозойскими, полагая, что расположенные недалеко от них небольшие выходы песчаников с флорой *Annularia stellata* (Schloth.) Wood относятся именно к этому вулканогенному комплексу. В то же время он указывал, что по составу другие геологи сопоставляют данные породы с мезозойскими вулканогенными породами п-ова Аляска, и этой точке зрения он отдавал предпочтение.

Г. Фрэзер и Г. Снайдер, отмечая, что нет прямой пространственной связи между песчаниками с флорой и вулканогенной серией, развитой в южной половине о-ва Адах, считают описываемые породы условно третичными.

Имеющиеся материалы еще не позволяют уверенно присоединиться к какой-либо из высказанных точек зрения, хотя вопрос этот чрезвычайно важен. Все же нужно заметить, что в общем корреляции Котса более широкие.

По данным этого исследователя, сходные породы выходят на юго-востоке о-ва Б. Ситкин (северо-восточнее Адаха); возможно также, что они слагают и некоторые другие острова этой группы.

На крайнем западе Андреяновских островов (о-в Амагигнах) имеются выходы слоистых плотных пород, состоящих из обломков хлоритизированных, альбитизированных и эпидотизированных базальтов. Эти породы прорваны силлами среднезернистых гранофировых частично уралитизированных габбро, мощность которых достигает первых сотен метров. Котс полагает, что, возможно, это осадочный эквивалент выделенного им вулканогенного комплекса фингер-бэй или что это материал упомянутого комплекса, отложившийся на отмели.

Сходные породы, но отличающиеся наличием кремней, имеются на о-ве Агатту (из группы островов Ближних).

Таковы весьма фрагментарные данные, которые имеются по наиболее древним породам западной части Алеутской островной дуги. Однако из них видно, что среди этих образований наибольшим распространением пользуются вулканогенные породы, причем нижний комплекс явно эвгеосинклинального типа.

Образования третичного (или предположительно третичного) возраста распространены в пределах всех трех островных групп западной части Алеутской дуги.

Раннетретичные (доолигоценовые) породы развиты на островах Танага, Оглюга, Амчитка и Шемя (Coats, 1956₂). Они представлены базальтами и частично андезитами (Powers a. oth., 1960), а также их туфами, туфоагломератами и туфобрекчиями. Покровы лав в основном тонкие; обломки в туфобрекчиях иногда достигают очень больших размеров (до 2 м). Для о-ва Амчитка указывается, что эти образования являются продуктами подводных излияний. Кроме того, к породам этого возраста относятся, вероятно, различные андезиты и образовавшиеся из них конгломераты о-ва Крысьего (Lewis a. oth., 1960).

Позднетретичные породы также преимущественно вулканогенные. Так, на о-ве Крысьем к ним принадлежит слоистая серия, состоящая из туфопесчаников, витрокластических базальтовых туфов и потоков базальтов. Залегают они на более древних породах несогласно (Lewis a. oth., 1960). Остатки морской фауны позволяют относить эту серию к олигоцену — плиоцену. Сходный характер имеют разрезы и ряда других островов. Котс (Coats, 1956₂) уверенно отмечает, что древнейшие из этих пород несогласно перекрывают раннетретичные породы.

Позднетретичные осадочные породы выходят лишь на небольших участках некоторых островов (Амчитка, Адах и др.). На о-ве Амчитка такие породы входят в состав двух толщ (Powers a. oth., 1960). Нижняя из них состоит из морских песчаников, конгломератов и туфогенных сланцев с прослоями туфов базальтового состава. Возраст этой толщи считается олигоцен-миоценовым. На ней с угловым несогласием залегают толща, образованная лавами и лавобрекчиями андезитовых порфиритов, переслаивающихся с морскими конгломератами. Песчаники и конгломераты позднетретичных отложений сцементированы сравнительно слабо.

Позднетретичное время явилось крупным переломным этапом в истории осадконакопления: с этого времени началось формирование в основном субаэральных, реже морских мелководных образований, а основные лавы уступили главную роль андезитовым. Особенно четко это подчеркивают Гэйтс и Гибсон (Gates, Gibson, 1956), которые указывают также на крупное несогласие в основании пород данного возраста, прослеживающееся на островах Кыска, Адах, Умнак и Уналашка, т. е. почти на всем протяжении Алеутской дуги. К границе средне- и верхнетретичного времени эти авторы относят формирование интрузий в виде силлов, даек и небольших плутонов габбро, кварцевых диабазов, альбитовых гранитов и диоритов, а также кальциевощелочных пород «тихоокеанского типа».

Таким образом, в литературе имеются сведения о составе и стратиграфии пород третичного возраста, но нет данных об их мощностях. Может быть, косвенно о мощностях этих пород можно судить по тому, что большая часть обнаженной территории Алеутских островов сложена вулканогенными породами дочетвертичного возраста, частично олигоцен-миоценовыми, частично более древними (Coats, 1961).

Основную роль среди четвертичных образований играют вулканогенные.

Многие острова Алеутской дуги представляют собой в различной степени расчлененные стратовулканы. Они состоят из переслаивающихся лав и пирокластов андезитового и базальтового состава, сопровождающихся в нижних частях склонов вулканогенно-осадочными образованиями и отложениями грязевых потоков. Возраст этих пород позднетретичный — четвертичный.

В Алеутско-Аляскинской зоне, по данным Котса (Coats, 1950), имеется 76 вулканов, активных в историческое время; 36 из них действовали после 1760 года. Во многих случаях кальдеры вулканов достигают огромных размеров.

Р. Котс (Coats, 1961) указывает, что четвертичные вулканы сложены породами, состав которых варьирует от оливиновых базальтов до риолитов, но главным образом андезитами. Он обращает также внимание на то, что состав пород и направление их дифференциации однотипны как для материковой части Алеутско-Аляскинской зоны, так и для островной, где предполагается отсутствие сиалического слоя. Поэтому для данного случая, по его мнению, гипотеза о происхождении андезитов за счет ассимиляции сиала непригодна.

На западе Алеутской дуги зона молодых вулканов располагается севернее ее структурной оси и смещена относительно зоны развития более древних вулканических аппаратов. Далее на восток, на о-ве Уни-мак и на п-ове Аляска, вулканы располагаются главным образом по оси дуги, а затем и южнее ее. Наибольшая густота вулканов отмечена в средней части дуги.

Отдельные авторы полагают, что размещение вулканов контролируется огромным глубинным разломом, протягивающимся вдоль Алеутской дуги и наклоненным на север, который в то же время является зоной зарождения очагов крупных землетрясений. Однако, как справедливо отмечает Котс, линия вулканов не образует простую дугу, а состоит из нескольких отрезков, сочленяющихся под углом; при этом некоторые вулканы находятся в стороне от главной дуги. Он высказывает соображение, что отдельные вулканы связаны с разрывами, расположенными под углом к основной дуге, т. е. сателлитовыми.

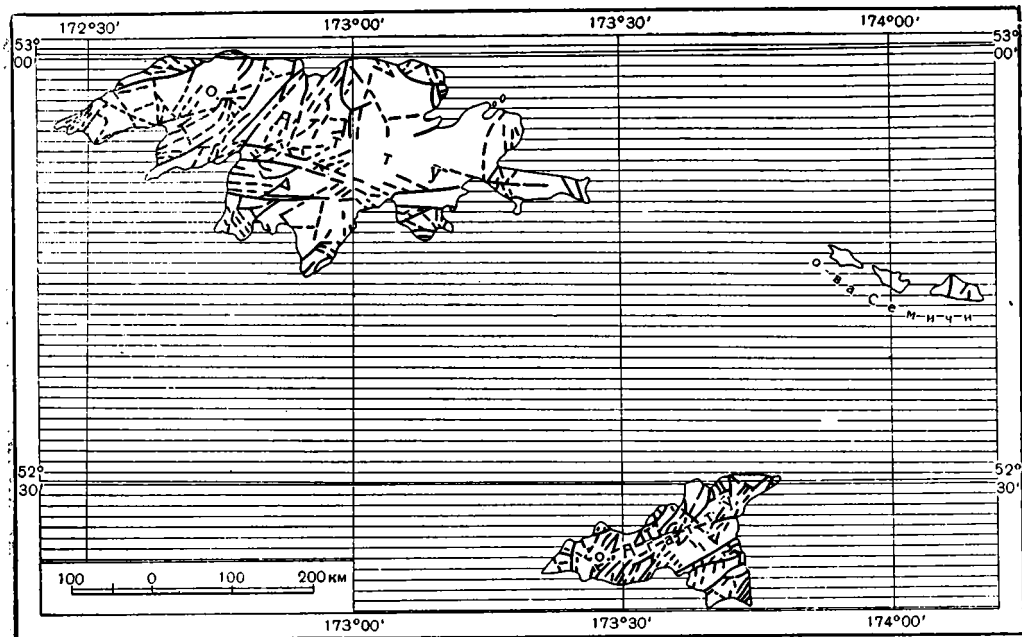
Структурные формы

Отмеченные выше комплексы пород отличаются по степени их нарушенности.

Наибольшей нарушенностью характеризуется нижний вулканогенный комплекс палеозоя (?), развитый на островах Ближних. Котс (Coats, 1956₂) сообщает, что породы этого комплекса сильно расщеплены и разбиты разломами, которые образуют две системы: параллельную простиранию дуги и поперечную к нему. Возраст разломов неизвестен. Указывается только, что субширотная система разрывов на о-ве Шемия пререзает раннетретичные породы. Не исключается, что поперечная система разломов может быть древнее субширотной.

В породах более молодого комплекса (фингер-бэй и его аналоги) выявлены как разрывные, так и складчатые структуры. Складчатые формы пологие, открытые. На о-ве Адах известны синклинали с углами падения на крыльях 20°. Такие складки простираются в субширотном направлении. Но на этом же острове присутствуют и более крутые складчатые структуры, простирающиеся в меридиональном направлении. Котс не исключает, что на о-ве Адах были закартированы как единый комплекс две несогласно залегающие вулканогенные толщи. Складки меридионального простирания отмечаются также для о-ва Амаатигнах. Многочисленные разломы чаще всего являются сбросами.

Породы раннетретичного возраста менее деформированы. Углы



Фиг. 1. Сетка разломов на островах Ближних (пунктирной линией показаны разломы, дешифрованные на аэрофотоснимках). По О. Гэйтсу и В. Гибсону (Gates, Gibson, 1956)

наклона в них обычно составляют 10--15° (редко более). Спокойные складки, в частности, установлены на островах Амчитка и Крысьем. Раннетретичные породы также разбиты разломами, которые, по мнению Котса, грубо параллельны простиранию Алеутской дуги.

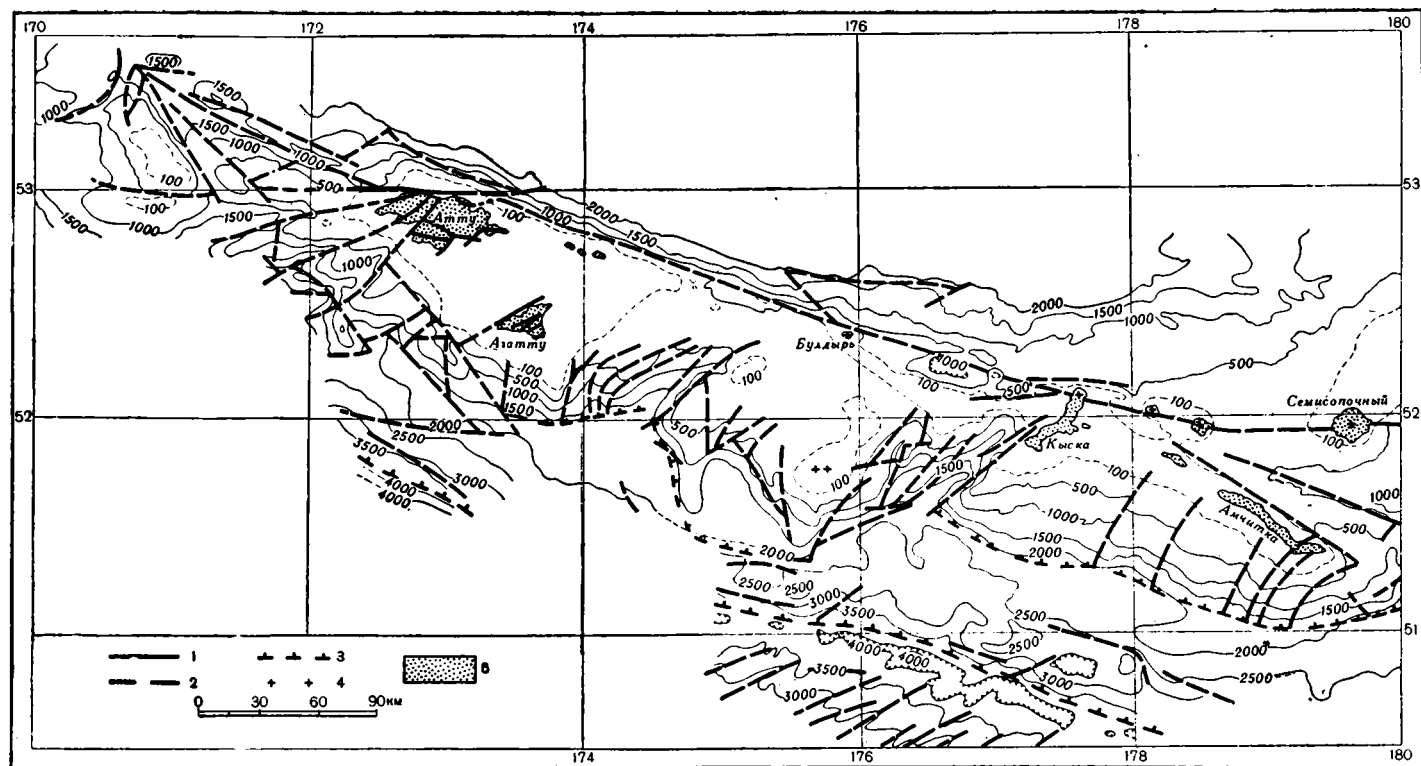
Сетка разломов на островах западной части Алеутской дуги показана на фиг. 1.

Наиболее молодые вулканические породы — верхнетретичные и четвертичные — почти не деформированы (отмечаются лишь местное коробление). Однако они разбиты разломами, что видно, в частности, по разрывам в ледниковых отложениях на о-ве Амчитка, по наличию сбросовых эскарпов и т. п. Имеются и совсем молодые, современные разломы, образующиеся иногда вследствие извержения вулканов (район вулкана Маунт Агадак на о-ве Адах), землетрясений или других причин.

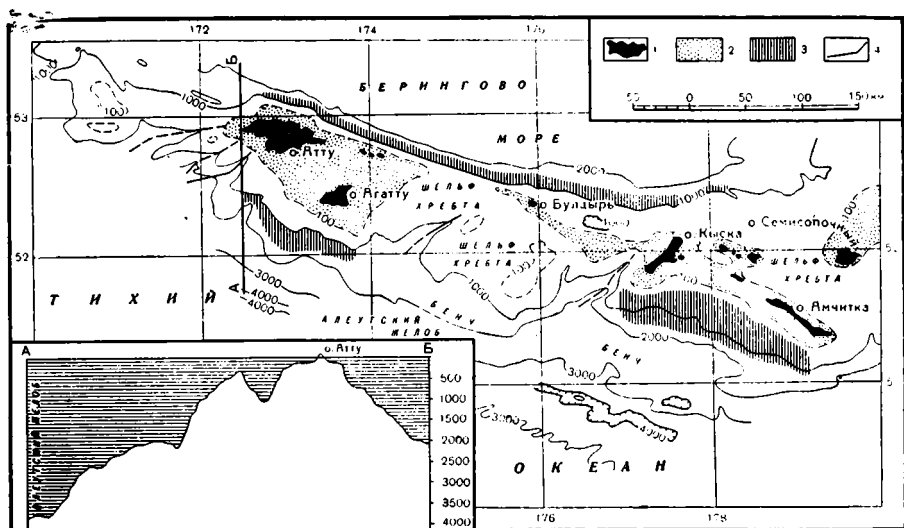
Все авторы сходятся на том, что свой современный вид Алеутская островная дуга приняла в поздне-третичное время. Ведущими в этом процессе были движения по разломам (фиг. 2). Гэйтс и Гибсон (Gates, Gibson, 1956) считают, что главная орогения, вызвавшая большое поднятие, эрозию, широкое сбросообразование, складчатость и внедрение интрузий, проявилась в конце среднетретичного времени.

Выше уже отмечалось, что рассматриваемые острова представляют собой выступающие на поверхность части огромного, в основном скрытого под водой Алеутского поднятия (фиг. 3). Оно описано Гэйтсом и Гибсоном.

Поднятие состоит из следующих морфологических элементов: островов, островных шельфов и шельфа хребта. Шельф островов простирается вокруг них до глубины 120—130 м (70 фатомов). Шельф хребта развит там, где островной шельф отсутствует. Он лежит на глубинах 180—900 м (100—500 фатомов) и характеризуется неровным



Фиг. 2. Сетка разломов в западной части Алеутского подводного хребта. По О. Гэйтсу и В. Гибсону (Gates, Gibson, 1956).
 1 — разломы установленные; 2 — разломы предполагаемые; 3 — взбросы и надвиги; 4 — вулканы; 5 — острова. Изолинии в фатмах (1,8 м)

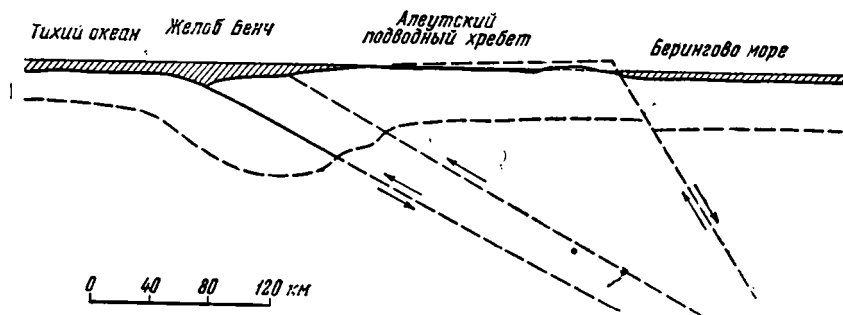


Фиг. 3. Строение западной части подводного Алеутского хребта.
По О. Гэйтсу и В. Гибсону (Gates, Gibson, 1956).

1 — острова; 2 — островные шельфы; 3 — склоны хребта; 4 — подводные долины.
Изолинии в фатмах (1,8 м)

абразионно-тектоническим рельефом. Далее вкрест простираения поднятия следуют южный и северный склоны.

Свод Алеутского поднятия широкий и достаточно пологий, в то время как склоны наклонены относительно круто. Северный склон, отвечающий крупному сбросу, наклонен под углом примерно 15° . Южный



Фиг. 4. Схематический разрез через западную часть Алеутского подводного хребта и Алеутский желоб. По О. Гэйтсу и В. Гибсону (Gates, Gibson, 1956)

склон значительно более пологий, нелинейный и расчлененный. На этом склоне имеются долины, каньоны и обрывы, которые отражают сбросы. Эти формы резко обрываются краем сводовой полосы поднятия. Гэйтс и Гибсон указывают также на локальное коробление пород в пределах южного склона и считают, что подводный хребет в целом отделен от сопредельного Алеутского уступа (bench) взбросом. Таким образом, по данным этих авторов, Алеутское поднятие имеет асимметричное строение: с севера оно ограничено сбросом, а с юга взбросом. Оба разлома наклонены на север, поэтому в разрезе хребет имеет форму клина (фиг. 4).

В пределах Южной Аляски распространены геологические комплексы и тектонические структуры широкого возрастного диапазона.

Сначала рассмотрим структурные элементы докайнозойского возраста, а затем перейдем к кайнозойским. Нашу задачу в этом весьма облегчил выход в свет сводки Д. Миллера, Т. Пэйна и Д. Грика (Miller, Payne, Grys, 1959), которой автор широко пользовался. В 1961 г. эта книга была издана в русском переводе. Использовались и многие другие работы, в том числе геологическая карта Аляски, изданная в 1957 г. Самая последняя краткая сводка по интересующему нас вопросу написана Р. Томпсоном (Thompson, 1960).

Основные черты докайнозойской тектонической истории

Докембрийские породы в Южной Аляске очень мало развиты. К ним относят кристаллические сланцы, гнейсы, тиллиты и кристаллические известняки, распространенные в юго-восточной части Аляскинского хребта (Moffit, 1954₁). Этот метаморфический комплекс, прорванный многочисленными интрузиями, сопоставляют с кристаллическими сланцами берч-крик. Возможно, что к докембрию относятся также сильно метаморфизованные разности осадочных пород в Юго-Восточной Аляске и небольшие выходы кварцево-сланцевых сланцев в районе гор Талкитна (центральная часть Южной Аляски) (Barnes, Sokol, 1959).

Кембрийские породы в описываемой области отсутствуют. Более молодые палеозойские образования известны на севере Алеутского хребта, в Аляскинском хребте, в горах Талкитна и Врангеля, а также в пределах Юго-Восточной Аляски — в районе о-ва Принца Уэльского.

Нижние части ордовикского разреза слагают морские граувакки¹, аспидные и кремнистые сланцы и магматические породы (на островах Кую и Принца Уэльского) мощностью свыше 1000 м. Более высоко залегающие ордовикские образования представлены известняками и глинистыми сланцами (в западной части Аляскинского хребта) мощностью свыше 600 м.

Силурийские образования на островах Юго-Восточной Аляски подразделяются на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Первая из них состоит из морских граувакк, конгломератов, вулканических пород и частично известняков. Среднюю часть слагают преимущественно чистые, местами черные известняки, включающие крупные линзы и пласты конгломератов, брекчий и граувакк. Эта часть разреза может достигать мощности 2400 м. Верхнюю часть силура образуют преимущественно континентальные (?) красноцветные породы, содержащие некоторое количество известняков и граувакк. Общая мощность силурийских образований местами превышает 5000 м.

Р. Томпсон считает, что в позднесилурийское и, возможно, раннедевонское время область претерпела орогению, которая значительно деформировала ордовикские и силурийские образования.

Для девона датированы образования среднего и верхнего отделов. Среднедевонский комплекс обнажается в Аляскинском и Алеутском хребтах и в горах Врангеля; он представлен известняками, мраморами, кристаллическими сланцами и граувакками, а также диабазовыми сланцами. Мощность комплекса более 1500 м. В пределах Юго-Восточ-

¹ Здесь и далее термин употребляется в понимании американских авторов.

ной Аляски, на островах Чичагова и Адмиралтейства и в горах Чалкат выделена единая силурийско-девонская толща, сложенная относительно слабо метаморфизованными аргиллитами, граувакками, известняками и конгломератами, которая несогласно перекрывается вулканическими породами верхнего девона (Lathram a. oth., 1958). В восточной части Аляскинского хребта обособляется единая толща средне-верхне-девонских образований, представленных кристаллическими известняками, сланцами и кремнистыми породами, перемежающимися с основными лавами (Moffit, 1954). Суммарная мощность среднего и верхнего отделов девона, по Томпсону, свыше 3000 м (10 000 футов).

Нижний карбон (миссисипий) в районе долины р. Читины и в смежных с ней районах гор Врангеля представлен метаморфизованной серией, состоящей из аспидных и кристаллических сланцев, содержащих прослои известняков и вулканических пород. Ее мощность более 2000 м. В Юго-Восточной Аляске — это известняки и сланцы, несогласно залегающие на породах верхнего девона (Lathram a. oth., 1958). По другим данным (Thompson, 1960), в разрезе присутствуют также кремнистые породы, кварциты, конгломераты и песчаники. Породы среднего и верхнего карбона (пенсильваний) неизвестны, за исключением одного пункта в Юго-Восточной Аляске. К этому времени, как полагают американские геологи, приурочены поднятие и эрозия.

Пермские образования в горах Врангеля представлены толщей известняков с прослоями основных вулканических пород и песчаников и вышележащим покровом основных лав. Их мощность около 1500 м. Близкие по типу породы описаны и в Юго-Восточной Аляске. Залегание всех палеозойских пород сильно нарушено.

Теперь можно суммировать основные особенности истории тектонического развития Южной Аляски в палеозое. Характеристика пород однозначно указывает на геосинклинальные, более того, в основном на эвгеосинклинальные условия их формирования, унаследованные от докембрия. Однако геосинклинальное осадконакопление не было непрерывным. Отсутствие кембрийских образований свидетельствует о том, что в описываемой области проявились байкальские тектонические движения. Перерыв в нижнем девоне, а также специфический состав пород верхнего силура достаточно ясно выявляют существенные каледонские движения. Наконец, столь же значительные тектонические движения происходили в средне- и верхнекаменноугольное время, как это имело место и в пределах области мезозойской складчатости Северо-Восточной Азии.

После формирования пермского комплекса горных пород снова наступил крупный перерыв, отвечающий нижнему и среднему триасу.

Таким образом, мезозойская история осадконакопления охватывает время от верхнего триаса до верхнего мела включительно.

Породы верхнего триаса распространены широко, но площади их развития незначительны. Они представлены продуктами подводных излияний, мощными пачками известняков, кремнистых и глинистых сланцев, аргиллитов; в меньшей степени присутствуют песчаники и конгломераты. Мощность этих пород может превышать 2000 м. На Аляскинском полуострове известняки битуминозные. На островах Юго-Восточной Аляски зеленокаменная толща верхнего триаса несогласно перекрывает породы нижнего карбона (Lathram a. oth., 1958).

Нижнеюрские образования представлены вулканогенно-осадочными толщами, в которых наземные и подводные вулканические породы переслаиваются с глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. Они широко развиты в Южной Аляске, где их мощность превышает 1000 м. Некоторые геологи полагают, что к нижнеюрским образованиям относятся толщи массивных диабазов, аспидных сланцев и граувакк,

развитые на о-ве Кадьяк, а также в заливе Принс-Вильям¹ и в Юго-Восточной Аляске.

Можно видеть, что как в верхнем триасе, так и в нижней юре продолжалось формирование геосинклинальных толщ с интенсивным развитием вулканических образований. В частности, мощный вулканизм в нижнеюрскую эпоху в центральном районе Южной Аляски отмечался Ф. Бэрнисом и Т. Пэйном (Barnes, Payne, 1956).

Переломным временем в формировании тектонической структуры в Южной Аляске явилась среднеюрская эпоха (Миллер и др., 1961; Thompson, 1960). В эту эпоху здесь началось развитие крупных геосинклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, характеризующих мезозойскую структуру области и отчетливо прослеживающихся в современном тектоническом плане. Среди таких образований в направлении с севера на юг выделены: геосинклинальный прогиб Аляскинского хребта, геосинклинальное поднятие Талкитна, геосинклинальный прогиб Матануска, геосинклинальное поднятие Селдовия, геосинклинальный прогиб Чугач и зеленокаменный прогиб залива Аляска.

Каждая из этих тектонических структур прослеживается на сотни и тысячи километров в длину при чрезвычайно узком поперечном сечении. Они примерно параллельны друг другу и представляют собой дуги, выгнутые на север. Геосинклинальные поднятия характеризуются отсутствием или крайне слабым развитием мезозойских отложений, в то время как в геосинклинальных прогибах в мезозое накапливались мощнейшие, преимущественно обломочные толщи. Проиллюстрируем сказанное конкретными разрезами.

Геосинклинальный прогиб Аляскинского хребта². Разрез начинается со среднеюрских образований, сложенных морскими песчаниками, конгломератами, аспидными сланцами и небольшим количеством известняков. Их мощность 1000 м и более. Однако Томпсон (1960) отмечает, что среднеюрские отложения могут выклиниваться на протяжении нескольких миль (очевидно, вкрест простираения. — Ю. П.).

Верхнеюрские отложения для этой структуры не указываются. Породы низов нижнего мела представлены морскими глинистыми сланцами и граувакками; их мощность несколько сотен метров.

Альб-сеноманские образования сложены обломочными породами, включающими небольшие прослои лав. Они содержат флористические остатки и, по-видимому, являются континентальными (Миллер и др., 1961). Континентальную толщу слагают породы верхнего мела — это туфы и обломочные породы, которые на нижележащих образованиях альба — сеномана залегают несогласно. Они представляют собой моласку, характерную для структур типа межгорных впадин.

Геосинклинальный прогиб Матануска. Здесь выделяется мощный средне-верхнеюрский комплекс пород, состоящий из нескольких серий. Приводим их характеристику для центрального района Южной Аляски, по данным Ф. Бэрниса и Т. Пэйна, (Barnes, Payne, 1956).

Нижнюю, среднеюрскую, серию образуют морские песчаники и глинистые сланцы мощностью более 300 м. На ней залегает преимущественно глинисто-сланцевая серия верхней юры примерно такой же мощности. Эти породы прорваны интрузиями, среди которых преобладают кварцевые диориты. Выше с перерывом и местами с базальными кон-

¹ Эти образования принадлежат к так называемой зеленокаменной зоне и включают значительно более молодые серии.

² Не включая Юго-Восточную Аляску, как это обычно делают американские геологи.

гломератами в основании лежит также верхнеюрская серия, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Для песчаников характерен аркозовый состав, а для конгломератов — присутствие гранитных пород. Мощность серии 600—700 м. Однако возможно, что указанные величины мощностей занижены, так как в более поздних работах (Thompson, 1960) приводятся суммарные мощности для средней и верхней юры этого прогиба 4500—6000 м. Названные величины согласуются с данными о мощности самой верхней серии верхнеюрских пород на востоке Аляскинского полуострова, где она составляет 2000—3000 м (Keller, Reiser, 1959).

Нижнемеловые отложения внизу образованы песчанистыми известняками, а в основной части — морскими обломочными породами, залегающими на подстилающих отложениях часто несогласно. Общая мощность отложений 1000—1500 м. Верхнемеловые породы между реками Читина и Матануска в нижней части представлены морскими песчаниками и конгломератами, мощность которых изменяется от нескольких десятков до 700—800 м, а в верхней — глинистыми сланцами с подчиненным количеством песчаников мощностью до 2500 м.

Кроме упомянутого района, обломочные породы верхнего мела известны в северной части п-ова Аляска (Parkinson, 1960) и на юго-западе этого полуострова, где они также достигают больших мощностей (Keller, Reiser, 1959). В этом районе среди обломочных пород залегают угли.

В геосинклинальном прогибе Чугач установлены морские обломочные отложения верхнего мела (темные аргиллиты, граувакковые песчаники), большой мощности, сильно дислоцированные. Они протягиваются отсюда в центральную часть о-ва Кадьяк.

В высшей степени интересный геосинклинальный прогиб намечается на крайнем юге Аляски, в районе залива Принс-Вильям, именуемый иногда в литературе зеленокаменной граувакково-сланцевой зоной. Его геология еще недостаточно расшифрована. Ф. Моффит (Moffit, 1954₂) выделяет здесь две серии предположительно верхнемелового возраста. Нижняя из них сложена в основном сланцами и граувакками, среди которых подчиненную роль играют аргиллиты, аркозовые песчаники и конгломераты. Верхняя очень мощная серия состоит из трех толщ. Внизу залегает сильно смятая толща переслаивающихся сланцев и граувакков с прослоями аргиллитов и песчаников. Выше располагается зеленокаменная толща, представленная в основном базальтами, диабазами и другими породами основного состава. Вверху выделяется толща массивных крепко сцементированных конгломератов.

По другим данным, эти породы древнее; некоторые авторы, как уже упоминалось, допускают наличие в разрезе нижнеюрских пород.

Основываясь на приведенных сведениях, можно отметить следующие особенности геологического развития области в мезозойскую эру. В верхнем триасе и в нижней юре (после перерыва в T_1 и T_2) происходило накопление геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций в структурных условиях, возможно, сходных с палеозойскими. В эпоху средней юры произошла перестройка структурного плана в связи с расчленением области на геосинклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы, прослеживающиеся и в современной структуре. Примечательно, что этот процесс совпал по времени с крупнейшими тектоническими движениями в пределах Северо-Восточной Азии (Пущаровский, 1960₂); это указывает на огромную роль среднеюрских тектонических процессов в геологической истории северной части Тихоокеанского тектонического кольца. Помимо общей перестройки структурного плана, в пределах Южной Аляски в среднеюрскую эпоху произошло также коренное изменение характера тектонического режима: эвгеосинкли-

нальный режим сменился миогеосинклинальным. Последний в наиболее северном прогибе (Аляскинском) закончился уже в конце нижнего мела, когда началось формирование моласс. В соседнем с юга прогибе (Матануска) миогеосинклинальное развитие продолжалось до конца мелового периода, так же, очевидно, как и в прогибе Чугач. Таким образом, наблюдается смещение во времени геосинклинальных структур в направлении с севера на юг. Интересно наличие юрских и меловых зеленокаменных пород на крайнем юге области, где они образуют зеленокаменную метаморфическую зону. Оно указывает на оттеснение эвгеосинклинали в юрско-меловое время в направлении от материка к океану. Важным событием в верхнеюрское время является внедрение на территории Южной Аляски гранитоидных интрузий. По времени оно очень близко к соответствующему интрузивному магматизму на территории Северо-Востока СССР, но проявился этот процесс на Аляске (исключая Юго-Восточную Аляску) в меньшей мере. Структурно интрузивы приурочены в основном к геоантиклинальным поднятиям.

Что касается угловых несогласий, отмечаемых Бэрнисом и Пэйном и некоторыми другими авторами в юрско-меловом комплексе горных пород прогиба Матануска, то нам представляется, что они в основном приурочены к краевым частям этого прогиба и связаны, видимо, с ростом смежных поднятий.

Кайнозойская тектоническая история

К числу описываемых ниже кайнозойских тектонических элементов принадлежат три, которые являются основными: впадины Коппер-Ривер и залива Кука и прогиб Якатага. Все они существенно различаются как по форме, так и по истории развития.

Впадина Коппер-Ривер. Это крупная впадина изометричной формы с размерами примерно 150×160 км. Она со всех сторон окружена горами: на севере впадина примыкает к Аляскинскому хребту, на западе к горам Талкитна, на юге к горам Чугач и на востоке к горам Врангеля.

Тектонически впадина представляет собой типично наложенную и, несомненно, грабенообразную структуру. Своими контурами она врежется в мезозойские геоантиклинальные и геосинклинальные элементы: прогибы Аляскинского хребта и Матануска и поднятия Талкитна и Селдовия.

Предполагают, что во впадине могут быть обнаружены нефтяные месторождения, поэтому в последнее время в ее пределах начали вести сейсмические исследования, однако их результаты, видимо, еще не опубликованы. По бортам впадины, где она накладывается на различные структурные элементы, выходят палеозойские или мезозойские образования. Среди последних на западной и южной окраинах выделяются меловые и юрские породы (Grantz, Jones, 1960).

Д. Миллер и др. (Miller, Payne, Gryc, 1959) отмечают, что под четвертичными ледниковыми и другими отложениями, мощность которых местами может превышать 120 м, во впадине присутствуют третичные континентальные, частично угленосные образования, которые содержат иногда вулканогенные породы. Их возраст предположительно эоценовый.

Таким образом, впадина Коппер-Ривер носит типичные признаки наложенных межгорных впадин, очень сходных по своему характеру с некоторыми меловыми впадинами, имеющимися в мезозоидах Северо-Востока СССР.

Впадина залива Кука. Описываемая впадина располагается на юге Аляски, занимает большую площадь и имеет удлиненную форму, простираясь в северо-восточном направлении. Прослеженная длина впадины около 500 км; ее ширина 120 км. Впадина вмещает целиком залив Кука и частично пролив Шелихова (его восточную часть).

Ограничивается она на западе окончанием Алеутского хребта и горами Чигмит, на севере Аляскинским хребтом, на востоке горами Талкитна, на юге горной частью п-ова Кенай и о-ва Кадьяк. Длинная ось впадины в ее северной части совпадает с мезозойским прогибом Матануска, хотя своими бортами она сечет как поднятие Талкитна, так и поднятие Селдовия, расположенные по обе стороны упомянутого прогиба.

В северной части впадины пробурено много глубоких скважин, что связано с открытием на севере п-ова Кенай в 1957 г. сравнительно крупного нефтяного месторождения Суонсон-Ривер. Нефть с первоначальным дебитом 125 т/сут была получена из угленосной эоценовой толщи с глубины 3398—3418 м. В дальнейшем был открыт ряд других нефтяных залежей. Сейчас впадина залива Кука представляет собой значительный промышленный нефтегазоносный район.

Наиболее глубокие скважины во впадине превышают 4000 м, при этом они не выходят из эоценовых отложений. Ниже них следует, несомненно, весь разрез, свойственный мезозойскому геосинклинальному прогибу Матануска (по крайней мере для значительной части впадины), мощность которого, как еще отмечал Т. Хистэнд (Hiestand, 1957), 9000 м. Следует упомянуть, что в этом районе развиты также континентальные отложения палеоцена, сложенные глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и содержащие пласты углей. По Миллеру и др. (1961), их мощность в районе прогиба Матануска 900—1500 м. Бэрнис и Пэйн (Barnes, Payne, 1956) считают, что в начале третичного времени большая часть Южной Аляски представляла собой равнину, невысоко поднятую над уровнем моря.

Что касается выполняющих впадину эоценовых отложений, то на всю свою мощность (более 4000 м) они, очевидно, сложены угленосными, в основном континентальными, породами.

Подробного описания нижних частей эоценового разреза, пройденных глубокими скважинами, автору найти не удалось. Характеристика верхней части эоцена для северной части п-ова Кенай следующая (Barnes, Cobb, 1959). Здесь развиты преимущественно слабо уплотненные пески, алевроиты и глины, залегающие в основном в виде тонких пластов или линз, которые чередуются с тонкими линзами мелкогалечных конгломератов и большим количеством пластов суббитуминозных и лигнитовых углей мощностью иногда более 2 м. В мощных пластах песчаников содержатся железистые гнезда и конкреции. Видимая мощность около 1600 м. Породы смяты в широкие спокойные складки с углами наклона крыльев около 10°. Отмечаются крутые сбросы с небольшой амплитудой смещения (несколько десятков метров). Направление дислокаций северо-восточное.

По направлению к северной периферии впадины в разрезе начинают играть существенную роль грубообломочные породы (Barnes, Payne, 1956).

Р. Томпсон указывает, что в западном направлении происходит увеличение количества морских пород. Это доказывается, в частности, распространением эоценовой (и олигоценовой) морской толщи вблизи юго-западной оконечности п-ова Аляска.

Вполне возможно, что в геологическом разрезе впадины залива Кука присутствуют и более молодые третичные образования, но о них ничего определенного неизвестно. Миллер и др. (1961) отмечают, что

эоценовые или более молодые третичные отложения в пределах описываемой структуры залегают почти горизонтально или очень слабо дислоцированы в небольшие пологие складки.

Даже те краткие сведения о геологическом строении впадины залива Кука, которые приведены здесь, дают возможность представить ее как впадину межгорного типа. Впадину выполняют в основном континентальные угленосные молассы, достигающие очень большой мощности. Нижние горизонты этих моласс насыщены нефтяными залежами, что нередко наблюдается в подобных структурах. Дислоцированы породы очень слабо: очевидно, можно говорить лишь о локальном распространении брахиструктур. Метаморфизму породы не подверглись. Впадина в целом наследует простирание крупного мезозойского прогиба Матануска, но в то же время ее края, особенно на севере, секут под различными углами структурные образования мезозойского тектонического плана. В сущности, геологическое строение впадины залива Кука в известной мере служит прогностным признаком в отношении строения и нефтегазоносности впадины Коппер-Ривер, расположенной восточнее на сравнительно небольшом расстоянии.

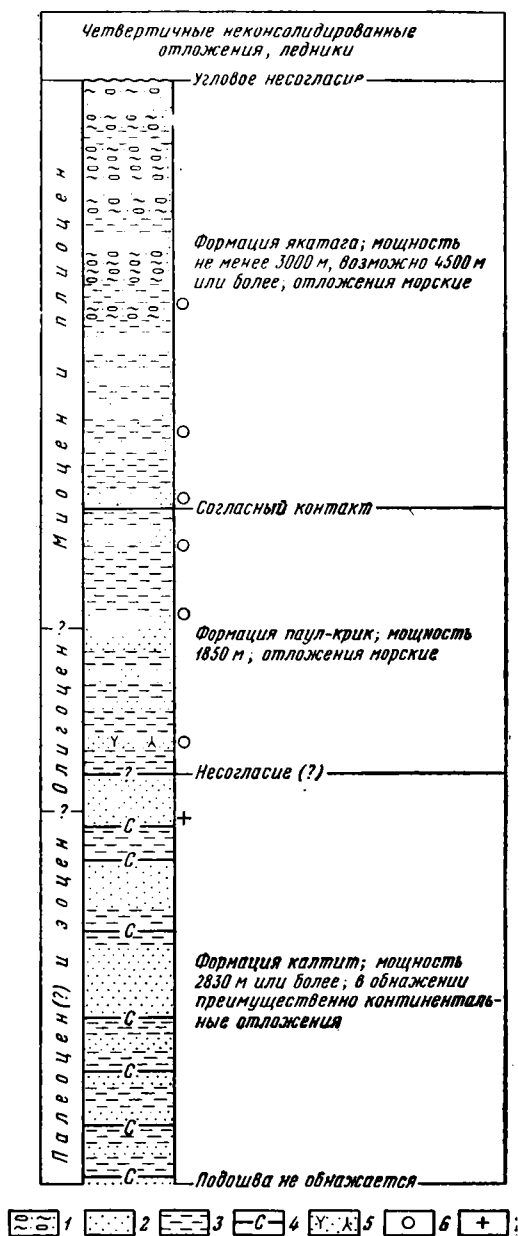
Прогиб Якатага. Третий район развития третичных образований занимает восточную часть южного побережья Аляски; он называется прогибом Якатага. Описываемый прогиб протягивается непрерывной полосой от г. Каталлы на северо-западе до района пролива Кросс-Саунд на юго-востоке. На севере прогиб примыкает к поднятой (гористой) складчатой зоне мезозойского возраста, а на юге срезается береговой линией, поэтому южная граница прогиба не ясна. Прогиб Якатага — очень крупная структура линейного типа, протягивающаяся более чем на 450 км.

На севере прогиб Якатага ограничивается дугообразной системой разломов, представляющих собой крутые взбросы, плоскости которых наклонены на север. Наиболее крупным является взброс, протягивающийся с юга гор Чугач и Святого Ильи от р. Коппер до залива Якутат (Miller a. oth., 1959). Протяженность этого взброса 290 км; наклон плоскости северный (30—60°); амплитуда не менее 3000 м. На юго-востоке прогиб Якатага также ограничен разломом, который проходит у основания хр. Фэрюэтер.

В пределах этой приморской полосы также пробурены глубокие скважины, поскольку она рассматривается как перспективный нефтегазоносный район (месторождения нефти Каталла и Якатага).

Общее тектоническое положение прогиба Якатага указывает на то, что в его основании находится в значительной части эвгеосинклинальные мезозойские (до верхнемеловых включительно) образования. Выше них, в районе ледника Маласпина, залегают нижнетретичные (?) морские алевролиты мощностью 900 м, перекрытые породами эоцена. В других районах образования, подстилающие эоцен, неизвестны. Характеристика третичных отложений, выполняющих прогиб, дается по Миллеру, Пэйну и Грику (1961).

В нижней части третичного разреза выделяется эоценовый угленосный комплекс. В направлении с запада на восток он отмечен в районах Каталлы, Якатага и Маласпины, т. е. во всей западной половине прогиба Якатага. Породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами (или глинами) и углями. В районе г. Якатага, находящемся посередине, большая часть обнаженных пород имеет преимущественно континентальное происхождение (фиг. 5). Для этого же района указывается и наибольшая (хотя и неполная) мощность эоценовых отложений (2830 м). В районе г. Каталлы, расположенном на западе, в преимущественно континентальные угленосные отложения эоцена вклиниваются морские глинистые сланцы, мощность которых увеличивается



Фиг. 5. Сводная стратиграфическая колонка прогиба Якатага. По Д. Миллеру и др., 1961.

1 — конгломератовый песчаный аргиллит; 2 — песчаник; 3 — алевролит или глина; 4 — уголь; 5 — туфопесчаник; 6 — нефтепроявления; 7 — газопроявления

(Hiestand, 1957) оценивает общую мощность образований кайнозоя в пределах побережья залива Аляска в 11 км.

Нефте- и газопроявления в разрезе обычно встречаются выше отложений эоцена.

в направлении с востока на запад. В районе ледника Маласпина число морских прослоев также как будто увеличивается. Существуют ли в восточной части прогиба эоценовые отложения, неизвестно, но на крайнем юго-востоке их нет, так как здесь верхнетретичный комплекс залегает с угловым несогласием на метаморфическом комплексе мезозоя.

Олигоценовые отложения выделены в районах Каталлы и Якатаги; они лишены углей и представлены морскими обломочными и частично туфогенными породами. Границы их с эоценовыми и миоценовыми отложениями условны. В районе Якатага мощность олигоценовой толщи превышает 1000 м.

Особенно мощного развития в прогибе Якатага достигают образования неогена. В разрезе присутствуют как миоценовые, так и плиоценовые морские отложения, которые, однако, четко не разграничены. Для соответствующих формаций характерно развитие песчаных аргиллитов с конгломератами (в верхах разреза), песчаников, алевролитов и аргиллитов (преимущественно в низах разреза). В районе Каталлы мощность неполного разреза миоценовой толщи превышает 1500 м; в районе Якатаги мощность пород миоцена и плиоцена может превышать 4500 м; в районе Литуйи (юго-восток прогиба) заведомо неполный разрез миоплиоцена имеет мощность 2700 м.

Суммарная мощность отложений олигоцена и миоцена в описываемом прогибе, по Томпсону (Thompson, 1960), 20 000 футов (6600 м), а Хистэнд

Таким образом, в разрезе прежде всего выделяется мощный эоценовый угленосный комплекс сложного генезиса, содержащий как остатки флоры, так и остатки морской фауны и формировавшийся в континентальных, мелководных морских и солоноватоводных условиях. Областью его распространения является западная часть прогиба Якатага. Выше этого комплекса Миллер и др. (1961) выделяют еще два: среднеолигоценовый — среднемиоценовый и верхнемиоценовый — плиоценовый. Первый из них характеризуется широким развитием плотных аргиллитов и алевролитов, образовавшихся в морских условиях. Среди этих пород местами встречаются туфы и агломераты — результат локальной вулканической деятельности. В районе ледника Маласпина в это время был перерыв. Для второго комплекса (возможно частично захватывающего средний миоцен и низы плейстоцена) свойственно распространение мелководных песчаников и аргиллитов, переслаивающихся с так называемыми конгломератовыми песчанистыми аргиллитами, которые рассматриваются указанными выше авторами в качестве тиллитов.

Породы третичных комплексов собраны в складки и разбиты разломами. Наиболее значительные из этих структур обычно параллельны общему простиранию прогиба Якатага. Приведем характеристику тектонических структур, данную Миллером, Пэйном и Гриком (1961): «В районе Якатага по характеру тектоники выделяют три зоны. В зоне, примыкающей к нарушению Чугач — Святого Ильи, третичные отложения интенсивно смяты в мелкие складки, часто опрокинутые; породы смещены вдоль большого количества круто падающих в северном направлении взбросов, которые обычно субпараллельны осевым плоскостям складок. В промежуточной зоне складки имеют меньшую амплитуду, но сравнительно длиннее, не так сильно сжаты и более обширны. Прибрежная зона характеризуется развитием широких синклиналей и узких сжатых асимметричных антиклиналей, разбитых продольными нарушениями» (стр. 71).

Несколько восточнее (район Маласпина) складчатые дислокации в молодых горизонтах третичных отложений менее интенсивные (широкие складки). Время образования основных структурных форм — верхи неогена или нижний плейстоцен. Но отдельные несогласия в разрезе указывают на то, что тектонические движения местами происходили и ранее.

Какова же тектоническая природа кайнозойского прогиба Якатага? Прежде всего, упомянем еще раз, что этот прогиб имеет узкую форму, является линейным и протягивается на многие сотни километров. Точное время заложения прогиба не выяснено, но, вероятно, оно происходило в палеоцене. В эоцене на западе уже ясно определилась зона большого прогибания (амплитуда несколько километров), которая в юго-восточном направлении выклинивалась. Эоценовый угленосный комплекс очень похож на формации межгорной впадины залива Кука, но отличается от него большей ролью в разрезе морских пластов. В западном направлении морские отложения приобретают все более широкое развитие. Если это сопоставить с морской толщей юго-западного окончания п-ова Аляска, то можно заключить, что эоценовый морской бассейн находился в общем южнее современной береговой линии. По-видимому, эоценовая зона прогиба Якатага представляла собой периферическую часть (залив?) существовавшей в то время геосинклинали. Отсюда и сходство ее формаций с эоценовым комплексом впадины залива Кука.

В среднеолигоценово-среднемиоценовый этап в прогибе Якатага возникли уже нормальные морские геосинклинальные условия — формировался «сланцевый миогеосинклинальный прогиб», по терминологии

Н. А. Богданова (1962). Контуры его распространения, видимо, несколько расширились по сравнению с эоценовым прогибом, хотя он и не захватывал район ледника Маласпина.

Наибольших размеров прогиб достиг в верхнемиоценовое — плиоценовое время, когда в нем накапливались мощнейшие мелководные терригенные формации с тиллитами (?). В конце третичного времени и в начале плейстоцена породы, заполняющие прогиб, были смяты в линейные складки и разбиты разломами, что подчеркивает геосинклинальную природу прогиба.

Кайнозойские вулканические и изверженные породы. Относительно эоценового вулканизма имеется немного данных. Д. Миллер и др. (1961) указывают, что повсюду соответствующие породы представлены основными разностями. Они известны в районе гор Врангеля, в районе впадины Коппер-Ривер, в северо-западной части впадины залива Кука и в ряде районов на юге Аляскинского полуострова, за исключением крайней юго-западной его части. Из последних наиболее западным является район бухты Херендин-Бей, где нижнетретичные континентальные породы общей мощностью более 1500 м представлены песчаниками, глинами и конгломератами, включающими лигниты и вулканические образования (лавы, туфы, туфобрекчии). Эта толща несогласно залегает здесь на угленосной формации верхнего мела. Далее на восток в районе залива Чигник выходят образования, сходные по типу и мощности и в сходных структурных условиях. Наконец, вулканические породы входят в состав обломочного континентального комплекса на востоке п-ова Аляска, в районе парка Катмай и залива Камишак. Складывается впечатление, что во всех случаях вулканогенные породы эоцена приурочены к бортам крупных эоценовых впадин или прогибов.

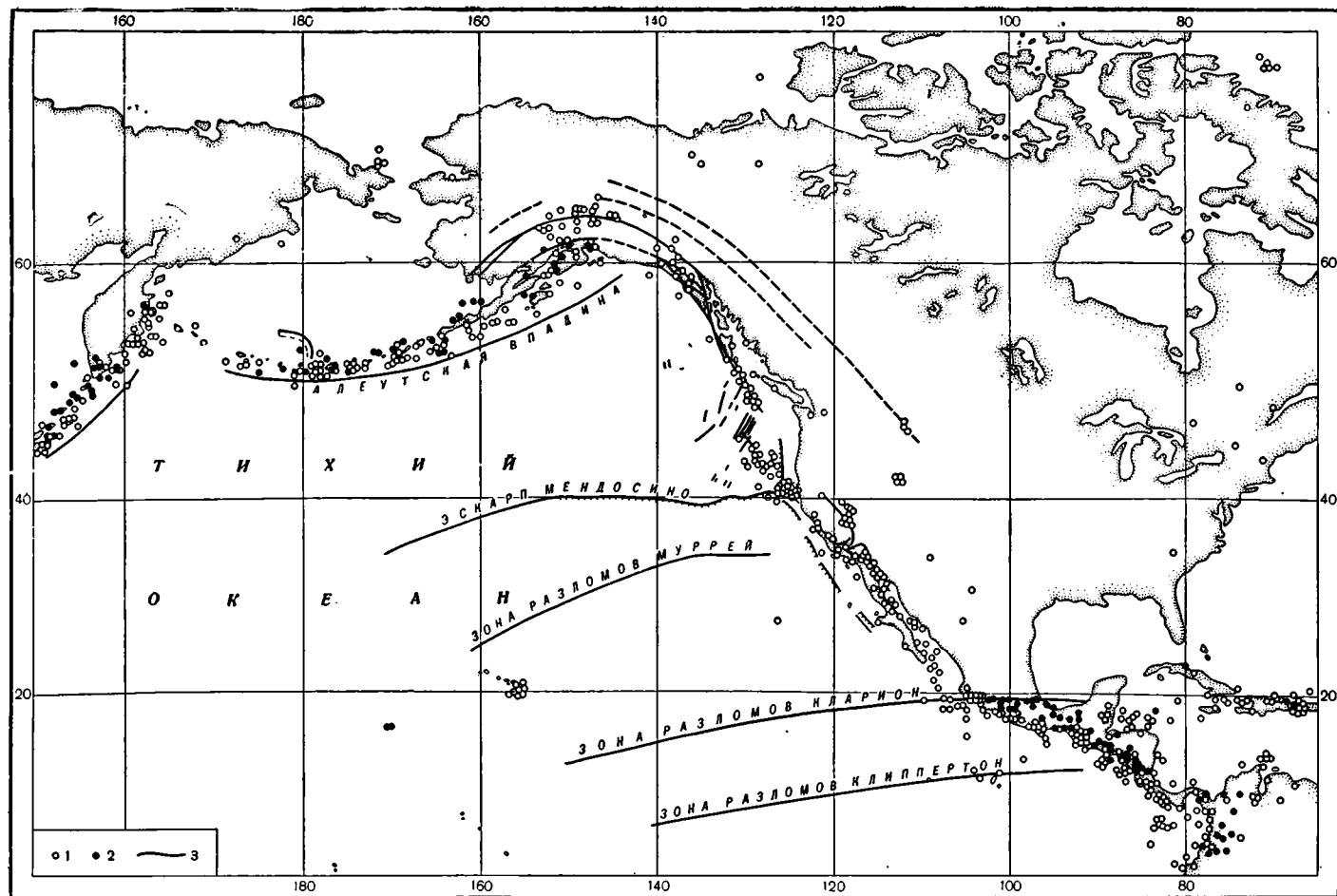
Уже указывалось на проявление вулканизма в олигоцене (прогиб Якатага).

Что касается верхнетретичного и четвертичного вулканизма, то он особенно широко проявился на п-ове Аляска, продолжаясь из Алеутской вулканической зоны. Высочайшие вершины в северной части Алеутского хребта сложены вулканическими породами указанного возраста. Вообще по направлению к островной гряде количество таких пород увеличивается.

Позднетретичные базальтовые лавы и туфы развиты также в восточной части гор Талкитна и в верховьях долины Матануска; местами установлены также дайки и силлы того же базальтового состава (Varnes, Payne, 1956).

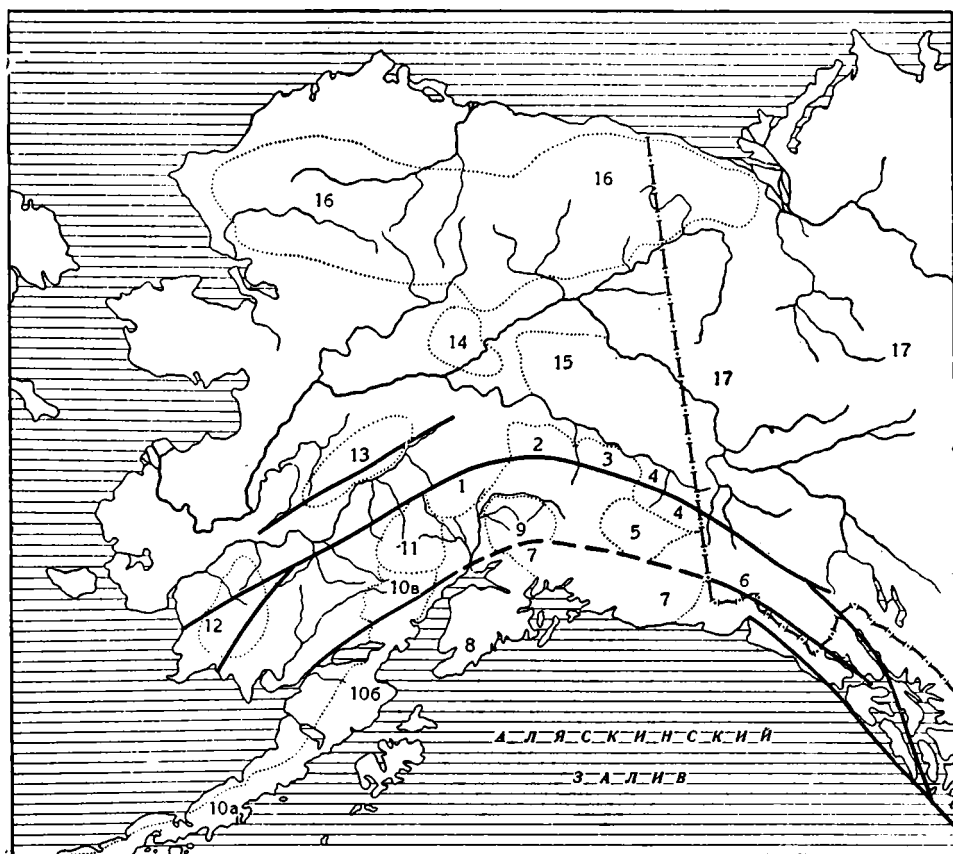
Интрузивные породы кайнозойского возраста в Южной Аляске представлены гранитоидами. Ф. Моффит (Moffit, 1954₂) отмечал широкое развитие гранитных интрузий в районе залива Принца Вильяма, которые встречаются в виде даек, пластовых залежей и батолитов третичного или четвертичного возраста. На последней геологической карте Аляски (1957) видно, что интрузии этого возраста распространены в долине Матануска, на о-ве Кадьяк и на Аляскинском полуострове, где они вытянуты цепочкой. Обычно они лежат за пределами кайнозойских впадин и прогибов и размещение их контролируется тектоническими линиями в более древних структурных элементах.

Тектонические движения в четвертичном периоде. С четвертичным временем на Южной Аляске связаны крупнейшие тектонические движения, о чем свидетельствуют вулканическая деятельность, сейсмические явления, формирование современного горного рельефа, отличающегося большой контрастностью, образование новых складчатых и разрывных структур, возобновление движений по более древним разломам, образование молодых впадин и т. д. Начало этого



Фиг. 6. Схема сейсмической активности Северо-Тихоокеанской области. По П. Аманду (Amand, 1957).

1 — мелкофокусные землетрясения; 2 — средне- и глубокофокусные землетрясения; 3 — разломы



Фиг. 7. Соотношение горных хребтов и разломов в Южной Аляске.
По П. Аманду (Amand, 1957).

Аляскинский хребет:
1 — массив Мак-Кинли; 2 — массив горы Хейс; 3 — массив Кимболл; 4 — горы Нуцотин; 5 — горы Врангеля. Береговые хребты: 6 — хребт Святого Ильи; 7 — горы Чугач; 8 — горы Кенай; 9 — горы Талкитна. Алеутский хребт: 10а — Аниакчак; 10б — горы Катмай; 10в — горы Спэрр. Горы между Аляскинским и Алеутским хребтами: 11 — горная группа Скитна. Прочие горы и хребты: 12 — горы Килбук; 13 — горы Кускоквим; 14 — горы Рей; 15 — нагорье Юкон-Танана; 16 — хребт Брукса; 17 — горы Макензи. Сплошной линией показаны разломы

этапа тектонических движений в литературе обычно связывают с плиоценовым временем. Подчеркивается большая амплитуда и контрастность этих движений.

Данные о сейсмичности Аляски суммированы недавно П. Амандом (Amand, 1957). Он указывает, что сейсмическая активность Аляски ассоциирует с Алеутской островной дугой и с разломами Юго-Восточной Аляски. Наивысшая сейсмичность отмечается там, где Аляскинский хребт пересекается с Алеутским и где последний пересекается с хр. Чугач (фиг. 6). На Аляске, за пределами ее южной части, сейсмические центры почти отсутствуют.

Этот же автор характеризует и крупные разломы юга Аляски, так или иначе связанные с новейшими тектоническими движениями (фиг. 7). Если его мнение о расположении горных хребтов Южной Аляски по обе стороны крупных разломов справедливо, то нужно считать, что их тектонический план в целом несогласно накладывается на более древний.

Из сказанного видно, что на континенте последовательно чередуются дугообразно выгнутые на север геоантиклинальные и геосинклинальные структуры мезозойского тектонического плана. Некоторые из них по простиранию смыкаются со структурами Алеутского хребта, образуя здесь дуги, выгнутые уже в обратном направлении. В общем соответствии с простиранием мезозойских элементов находится и кайнозойский геосинклинальный прогиб Якатага. Дуга Аляскинского глубоководного желоба простирается параллельно Алеутской островной гряде, но на востоке подходит к прогибу Якатага почти под прямым углом, весьма напоминая торцовое сочленение.

Алеутский желоб принадлежит к числу наиболее крупных тектонических образований подобного типа. Его протяженность около 4000 км.

В пределах шельфовой зоны, разделяющей материк и глубокую часть океана, прослеживается продолжение материковых структур. Строение шельфа сложное. Так, на шельфе в восточной части Аляскинского залива (районы заливов Якутат и Кросс-Саунд) имеются каналы, которые располагаются перпендикулярно побережью (или под некоторым углом к нему), являясь продолжением небольших заливов (Holtedahl, 1958). Их образование связывается с кайнозойскими движениями блокового типа, а сами они рассматриваются Хольтедалем как зоны дробления.

В зоне перехода от хребта Алеутских островов к Алеутскому желобу О. Гэйтс и В. Гибсон (Gates, Gibson, 1956) отмечают наличие подводной ступени (bench), лежащей на глубине 2900—5400 м. На той части этой ступени, которая прилегает к хребту, происходит седиментация и частичная эрозия в связи с деятельностью мутьевых потоков и развитием оползней. В зоне, примыкающей к желобу, наблюдается достаточно сложный рельеф, с развитием конусов и холмов, депрессий и широких долин. Некоторые долины и каньоны обрываются у северного края этой зоны; они, вероятно, отвечают разломам. Упомянутые выше авторы допускают, что районы развития конусов являются погружившимися под воду участками континентального вулканического рельефа.

С южной стороны Алеутский желоб, подобно Курило-Камчатскому, Японскому и другим, обрамляется широким валом, отделяющим его от ложа океана. Этот вал, как отмечает Н. Л. Зенкевич (1961), сильно расчленен большим количеством особенно мелких неровностей дна (100—200 м), что отличает его от других валов.

По данным глубинного сейсмического зондирования (Зверев, 1961), осадочная толща краевого вала юго-западнее Командорских островов имеет мощность 2000—2500 м. Такая большая мощность (по С. М. Звереву, в два-три раза превышающая мощность осадков ложа океана вблизи Курило-Камчатской впадины) также является его особенностью.

О. Гэйтс и В. Гибсон указывают, что в поперечном сечении желоб асимметричен: его северное крыло наклонено круче южного. По Г. Мэррею (Migau, 1945), угол наклона северного крыла 3—4°. Однако Н. Л. Зенкевич сообщает, что в районе 177° 17' в. д., где проходил «Витязь», склоны желоба симметричны. На обоих склонах наблюдаются выступы и уступы дна, ложбины, V-образные каньоны (Gates, Gibson, 1956; Зенкевич, 1961).

Особенно сильно расчленен и разбит уступами (высотой до 1000 м) и ступенями северный склон желоба в направлении к островам Шумагина.

Кроме того, нужно отметить, что на меридиональном профиле от о-ва Адах к югу «Витязем» было установлено сначала понижение дна до глубины 4250 м, а затем повышение его до 3300 м. Зенкевич предполагает, что здесь параллельно Алеутской островной гряде проходит подводный хребет.

Дно Алеутского желоба плоское; ширина его (данные Зенкевича) по разным галсам: 4—5 км; 1,5 км; 15 км.

Наибольшие глубины находятся в западной половине желоба. Они составляют здесь, по замерам «Витязя», 7360 и 7354 м, в то время как на востоке были измерены глубины 6650 и 5714 м (на восточном окончании желоба). Д. Миллер и др. (1961) в своей книге пишут, что в той части Алеутского глубоководного желоба, которая находится вблизи шельфа Мидлтон (Аляскинский залив), по заключению некоторых исследователей, происходило и происходит накопление мощных четвертичных отложений. В этой связи интересно также замечание Зверева (1961) о том, что «мощность осадочных пород ложа океана медленно уменьшается по мере удаления от глубоководной впадины» (стр. 86).

Выше уже упоминалось, что, по предположению некоторых исследователей, на стыке склона Алеутского свода и Алеутской ступени (bench) проходит крупное нарушение типа взброса или надвига. Еще больше сторонников предположения о существовании огромного надвига на границе Алеутской ступени и глубоководного желоба (см. фиг. 4). С этой структурной зоной нередко связывают объяснение тектонических, магматических и сейсмических явлений, имеющих место в Алеутской области.

Наконец, отметим, что Алеутский желоб не единственный структурный элемент в Аляскинском заливе, как бы упирающийся своим восточным окончанием в систему мезозойских и третичных структурных зон. Гибсон (Gibson, 1958) описал еще один линеамент, названный им трогом залива Аляска, который проходит южнее Алеутского желоба и примерно параллелен ему. На востоке этот трог упирается в шельф против залива Якугат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключительной части статьи остановимся на некоторых вопросах тектонической истории Алеутско-Аляскинской зоны в целом.

Как мы видели, на Южной Аляске нашли отражение тектонические движения байкальской и каледонской эпох складчатостей, а также движения, имевшие место во второй половине каменноугольного периода (C_2 — C_3) и свойственные огромным площадям Восточной Арктики вообще. Как в нижнепалеозойских, так и в среднепалеозойских структурных образованиях преобладают эвгеосинклинальные толщи. Закономерности их пространственного распределения и соотношения с многоэосинклинальными комплексами еще не ясны. Однако о сочетании тех и других как по площади, так и по вертикали можно говорить вполне определенно. Для каждого отдела той или иной системы палеозоя устанавливаются очень большие мощности. Если справедливо предположение Котса о палеозойском возрасте метаморфических пород, образующих валуны на западе Алеутской островной дуги и об их происхождении (см. выше), а также о палеозойском возрасте нижнего вулканогенного комплекса со спилитами в тех же районах, то верно и представление о простирании сюда палеозойского эвгеосинклинального пояса. Такое представление наиболее вероятно и с позиций основной закономерности для северной части Тихоокеанского пояса — формирования палеозойских эвгеосинклинальных зон в области, непосредственно граничащей с Тихим океаном (Пушаровский, 1960₁).

После большого перерыва в среднем и верхнем карбоне, когда в области мезозойд Северо-Восточной Азии происходила крупнейшая структурная перестройка, в Южной Аляске возобновилось формирование эвгеосинклинальных толщ. Оно имело место в перми, а затем в верхнем триасе и в нижней юре. Нижнему и среднему триасу отвечает новый перерыв, вообще свойственный западу Северной Америки. Впрочем, тектонические движения большого значения в это время проявились и в Северо-Восточной Азии. Ни пермский, ни триасово-юрский частный тектонический план для Южной Аляски не восстанавливается вследствие его последующей существенной перестройки.

Верхнетриасовые и нижнеюрские образования характеризуются распространением среди них зеленокаменных пород и вулканогенно-осадочных толщ суммарной мощностью несколько километров.

Очень четкая картина распределения тектонических элементов устанавливается для второй половины мезозоя. В это время развивается система очень длинных и узких геоантиклинальных зон и разделяющих их геосинклинальных прогибов. Несомненно, что данная система в целом представляет собой новообразование; об этом свидетельствуют структурные признаки и резкое изменение общего тектонического режима. Почти на всей площади Южной Аляски (за исключением крайнего юга) во второй половине мезозоя формируются миогеосинклинальные толщи, лишенные вулканогенных серий.

Чрезвычайно важно отметить, что и эти крупнейшие тектонические процессы корреспондируют с аналогичными процессами в пределах Северо-Восточной Азии и остальной территории Аляски. В этих областях, начиная с конца среднеюрского времени, резко сокращается площадь геосинклинального осадконакопления и начинается формирование структур позднегеосинклинального этапа развития. Однако на Южной Аляске эти движения получили качественно иное структурное выражение.

В пределах геоантиклинальных поднятий осадконакопление или не происходило, или было редуцированным. В прогибах формировались мощнейшие обломочные толщи. Эвгеосинклинальные формации образовывались лишь на крайнем юге Южной Аляски, где теперь выделяется так называемая зеленокаменная граувакково-сланцевая зона. Это очень интересный факт, указывающий на отнесение эвгеосинклинальной зоны на юг, по отношению к ее положению в предыдущие этапы развития, т. е. в сторону Тихоокеанской впадины. Поскольку такое же явление наблюдается и в Калифорнии, то, очевидно, его можно считать достаточно характерным.

Что касается Алеутской островной дуги, то определенных данных для расшифровки ее истории в мезозое нет. Возможно, что на протяжении этого времени указанная зона в целом носила геоантиклинальный характер.

К нижнетретичному времени геосинклинальное осадконакопление в Южной Аляске прекратилось. Отметим, что процесс «замыкания» не был одновременным. На севере, в Аляскинском прогибе, он закончился раньше (видимо, в конце нижнего мела), что отвечает общей направленности смещения активных тектонических процессов в сторону океана; в других частях Южной Аляски он продолжался до конца верхнего мела.

В ходе развития верхнемезозойской геосинклинальной структуры происходило внедрение гранитных интрузий. Оно имело место в верхнеюрское время, т. е. примерно тогда же, когда проявился мощный гранитоидный магматизм на северо-востоке Азии в позднегеосинклинальную стадию развития мезозойд. Это указывает на то, что причины данного явления нужно искать за рамками тектонической истории собственно

Южной Аляски — они более широкие (особенно, если принять во внимание также магматизм Невадийского пояса).

Мезозойское геосинклинальное развитие закончилось общей складчатостью и поднятием отдельных районов.

В третичное время для Южной Аляски очень четко выделяются два этапа развития: досреднеолигоценый и среднеолигоценый — плиоценовый. Первый из них характеризуется образованием двух крупных межгорных впадин (залива Кука и Коппер-Ривер) и заложением геосинклинального кайнозойского прогиба Якатага. В этих структурах широкое распространение получили мощнейшие угленосные комплексы, которые во впадинах имеют преимущественно континентальное происхождение. Впадины резко наложены на мезозойский тектонический план; прогиб Якатага наследует простирания этого плана и располагается в основном на эвгеосинклинальном основании, подобно тому, как до него располагались миогеосинклинальные прогибы верхней юры и мела на более древнем основании.

Таким образом, в третичное время началось существенное изменение тектонического режима в пределах Южной Аляски. Впадинам свойственны брахиантиклинальные складки. По бортам их изливались лавы основного состава.

В зоне Алеутской островной гряды в первой половине третичного периода изливались базальтовые (иногда андезитовые) лавы и формировались туфогенные толщи. Имеются данные о подводном происхождении некоторых из этих пород. Однако, учитывая чрезвычайно слабые дислокации в данном районе и некоторые другие особенности его строения, можно думать, что он представлял собой в целом геоантиклинальное образование. В таком случае миогеосинклинальные отложения должны были простираться к югу от гряды. Косвенно на это указывает морская сланцевая толща, развитая на крайнем юго-западе Аляскинского полуострова.

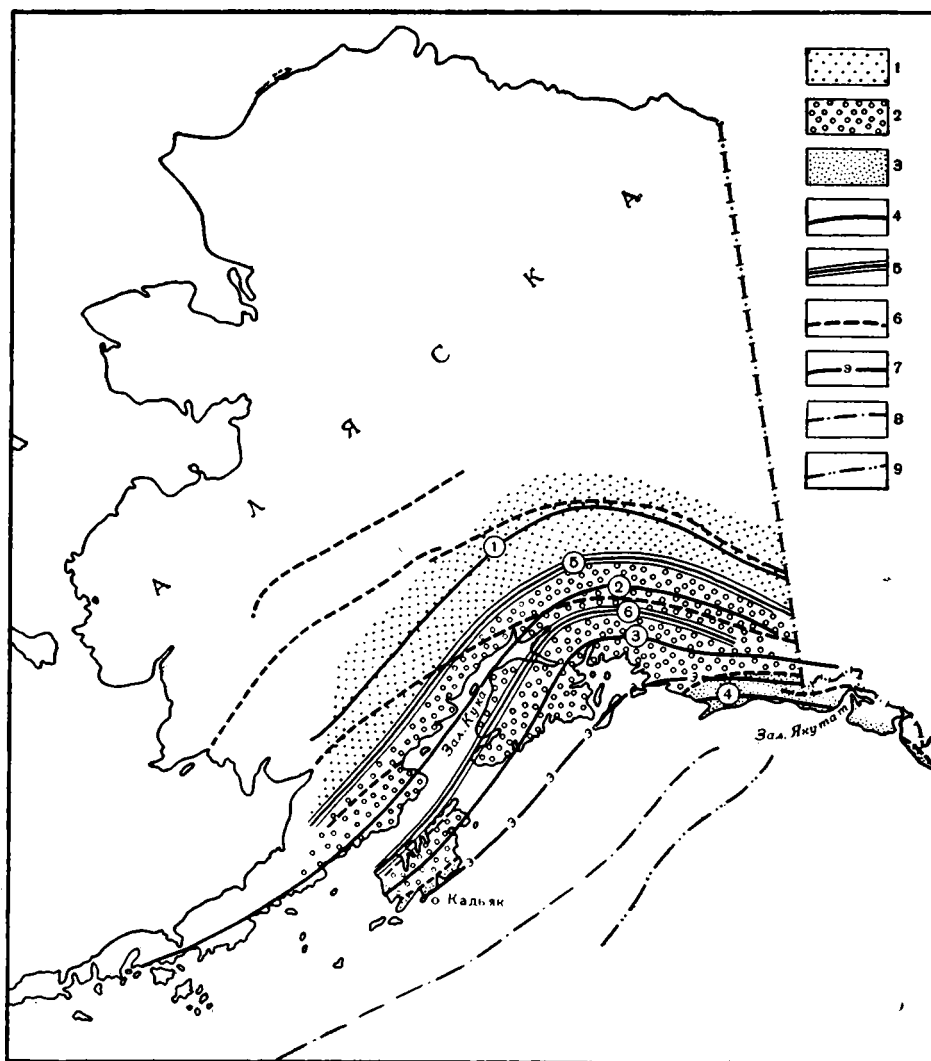
Второй этап (средний олигоцен — плиоцен) характеризуется на Южной Аляске крупнейшим прогибанием геосинклинального трога Якатага, занимающего самую южную часть материка. Нигде больше на Аляске кайнозойских геосинклиналей нет. Южная часть упомянутого прогиба находится в пределах шельфа Аляскинского залива. Общая мощность отложений в прогибе, представленных обломочными породами и иногда (в олигоцене) туфогенными, около 10 000 м. Породы собраны в линейные складки.

Таким образом, на примере этого прогиба можно видеть дальнейшее смещение геосинклинального осадконакопления на юг.

В Алеутской островной гряде осадочные породы верхней половины третичного периода встречаются мало и разрезы представлены в основном базальтовыми лавами и пирокластами, образовавшимися в условиях также, очевидно, геоантиклинального режима.

Таким образом, в геологическое время средняя юра — плиоцен в Южной Аляске происходил единый направленный тектонический процесс, заключающийся в прогрессирующем отмирании геосинклинального режима и все большем оттеснении зон геосинклинального осадконакопления в сторону Тихоокеанской впадины (фиг. 8). Этот процесс не протекал плавно. Наоборот, для него характерно прерывистое, скачкообразное развитие. Так, в нижнемеловое время, следуя за замыканием наиболее поздних прогибов в мезозоидах Северо-Восточной Азии, из зоны геосинклинального осадконакопления вышел Аляскинский прогиб.

В самом конце мелового периода, в эпоху становления ларамид, уже почти на всей территории Южной Аляски не стало геосинклинальных



Фиг. 8. Соотношение некоторых основных структурных элементов в Южной Аляске. По материалам американских авторов (Miller a. oth., 1959; Amand, 1957; Gibson, 1958).

Зоны прекращения геосинклинального осадконакопления: 1 — в конце нижнего мела; 2 — в конце верхнего мела; 3 — в конце неогена; 4 — осевые линии геосинклинальных прогибов; 5 — осевые линии геоантиклинальных поднятий; 6 — крупные разломы новейшего этапа развития; 7 — зелено-каменный мезозойский прогиб; 8 — Алеутский желоб; 9 — трог залива Аляска. Цифры в кружках — прогибы: 1 — Аляскинского хребта; 2 — Матануска; 3 — Чугач; 4 — Якатага; поднятия: 5 — Талкитна; 6 — Селдовия

прогибов. В плиоцене прекратил свое существование крайний южный геосинклинальный прогиб Якатага. Нужно заметить, что с последней стадией формирования этого прогиба совпадает и последнее проявление в Южной Аляске интрузивного магматизма, который представлен в основном гранитоидными породами. Этот процесс сопровождался и закономерно появляющимися тектоническими впадинами с молассами и субаэральным вулканизмом преимущественно основного состава.

Нам остается рассмотреть теперь последнюю группу вопросов, касающихся новейшей тектонической истории. Выше уже отмечалось, что с этим временем связаны тектонические процессы огромной интенсивности. Суммируем их, предупредив предварительно, что при этом мы не будем ориентироваться на наличие строго определенного хронологического уровня, отделяющего эти процессы от предыдущей эпохи структурного развития. Поиски таких строгих уровней, как известно, обычно не оправдывают себя в тектонике, так как они, как правило, не существуют в природе.

С новейшим этапом тектонического развития прежде всего связано коренное изменение процесса осадконакопления как на Алеутских островах, так и на Южной Аляске: оно стало в основном континентальным. Столь же коренное изменение произошло и в характере вулканизма: базальтовый вулканизм сменился андезитовым. Все эти процессы начались в позднегерцетинское время. Далее, с этим же временем связывается воздымание и формирование горного рельефа Алеутской островной гряды и Южной Аляски. Современная вулканическая цепь Алеут состоит из крупных отрезков, смещенных относительно главной оси дуги. На территории Южной Аляски, по П. Аманду (Amand, 1957), в новейший этап образовались огромные разломы, контролирующие простирания горных хребтов и сейсмические зоны. Межгорные впадины в это время расширились и заполнились молодыми осадками. Они стали составным элементом большой системы крупных кайнозойских впадин, распространённых вообще на Аляске. Новейшие тектонические движения в пределах Южной Аляски весьма контрастны. Вдоль берегов Южной Аляски отмечаются высокоподнятые террасы. «Высокие поросшие мрачным хвойным лесом горы круто обрываются к берегу, окаймленному горной грядой скал. Узкие и глубокие фьорды длинными коридорами уходят в глубь суши; с их отвесных стен срываются водопады», — пишет В. П. Ковалевский (1952, стр. 10).

Неровным абразионно-тектоническим рельефом характеризуются и шельфы. На них прослеживаются подводные каньоны, долины, ложбины, уступы, горы. Линейные морфологические образования отвечают молодым разломам. Интересен тот факт, что на юго-востоке такие структуры ориентированы в поперечном направлении по отношению к простиранию более раннего кайнозойского геосинклинального прогиба. Однако в этом отношении главного внимания заслуживает то, что таким же образом ориентированы простирания Алеутского желоба и трога Аляскинского залива. Принимая во внимание эти данные и масштабность новейших тектонических движений в Алеутско-Аляскинской зоне, естественно поставить с ними в связь и формирование упомянутых выше структур океанического дна.

Таким образом, Алеутский желоб, Алеутская островная дуга и область Южной Аляски, на наш взгляд, представляют единую тектоническую систему новейшего этапа развития. Желоб с его крупной амплитудой опускания и местами мощной толщей осадков является, несомненно, геосинклинальным образованием. Алеутская островная дуга, как ее обычно и рассматривают, является геоантиклинальным поднятием. Что же касается большей части Южной Аляски, то в настоящее время ее нужно рассматривать в качестве тектонически весьма активной тыловой зоны упомянутой системы. В этом отношении выводы автора согласуются с представлениями В. И. Тихонова (1959) о двух тектонических планах в кайнозойских структурах Камчатки. Все это позволяет предполагать, что и для развития других островных дуг новейшая тектоническая эпоха была решающей. Из всего вышеизложенного видно, что в новейшую эпоху геосинклинальный прогиб в районе Аляски сместился еще далее к югу, наступая на океан.

Одной из интереснейших задач будущих исследований представляется проведение историко-тектонического анализа Тихоокеанского пояса для палеозойского времени. В сочетании с данными о более поздней истории, это пролило бы яркий свет на проблему времени образования Тихоокеанской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н. А. Строение и история развития в палеозое западной части Колымского срединного массива и сопредельных структур Восточной Арктики. Автореф. канд. дисс. М., 1962.
- Зверев С. М. О строении осадочной толщи некоторых участков Тихого океана по данным сейсмических отраженных волн.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, 45.
- Ковалевский В. П. Аляска. М., Географиз, 1952.
- Миллер Д., Пэйн Т., Грик. Д. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Пушаровский Ю. М. 1. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Пушаровский Ю. М. 2. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Тектоника СССР, т. 5).
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Автореф. канд. дисс. М., 1961.
- Тихонов В. И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 10).
- Шатский Н. С. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР. Масштаб 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Amand P. Geological and geophysical synthesis of the tectonic of portions of British Columbia, the Yukon Territory and Alaska.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, № 10.
- Barnes F., Payne T. The Wishbone Hill District, Matanuska coal field, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1956, № 1016.
- Barnes F., Cobb E. Geology and coal resources of the Homer district, Kenai coal field, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1058-F.
- Barnes F., Sokol D. Geology and coal resources of the Little Susitna District, Matanuska coal field, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1058-D.
- Coats R. Volcanic activity in the Aleutian Arc.— U. S. Geol. Survey Bull., 1950, № 974-B.
- Coats R. I. Geology of Northern Kanaga Island, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1956, № 1028-D.
- Coats R. 2. Reconnaissance geology of some Western Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1956, № 1028-E.
- Coats R. Geologic reconnaissance of Semisopochnoi Island, Western Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1028-O.
- Coats R. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc. Abstracts of Symposium papers. In: «Tenth Pacific Science Congress», Honolulu, 1961.
- Fraser G., Snyder G. Geology of Southern Adak Island and Kagalaksa Island, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1028-M.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, 67, № 2.
- Geologic Map of Alaska. Sc. 1:2 500 000. Washington, 1957.
- Gibson W. Gulf of Alaska trough parallels of Aleutian Trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, № 5.
- Grantz A., Jones D. Stratigraphy and age of the Matanuska formation, South-Central Alaska.— U. S. Geol. Survey, Prof. pap., 1960, № 400-B.
- Hiestand T. Alaska's outlook is brighter now.— Oil & Gas J., 1957, 55, № 49.
- Holteedahl H. Some remarks on geomorphology of continental shelves of Norway, Labrador and Southeast Alaska.— J. Geol., 1958, 66, № 4.
- Keller A., Reiser H. Geology of the Mont Katmai area, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1058-G.
- Lathram E., Loney R., Condon W., Berg H. Progress report on the geologic mapping of southeastern Alaska.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, № 12, Pt. 2.
- Lewis R., Nelson W., Powers H. Geology of Rat Island, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1960, № 1028-Q.
- Miller J. Tectonics of the Shikwak lineament, Southwest Yukon and Eastern Alaska.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, № 12, Pt. 2.

- Miller J., Payne T., Gryc G. Geology of possible petroleum provinces in Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1959, № 1094.
- Moffit F. 1. Geology of the eastern part of the Alaska Range and adjacent area.— U. S. Geol. Survey Bull., 1954, № 989-D.
- Moffit F. 2. Geology of the William Sound region, Alaska. Mineral resources of Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1954, № 989-E.
- Murray H. Profiles of the Aleutian Trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, 56, № 7.
- Parkinson L. Cretaceous strata of the Cape Douglas area, Alaska Peninsula.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, № 12, Pt. 2.
- Powers H., Coats R., Nelson W. Geology and submarine physiography of Amchitka Island, Alaska.— U. S. Geol. Survey Bull., 1960, № 1028-P.
- Smith Ph. Areal geology of Alaska. Washington, 1939.
- Thompson R. Geology and petroleum possibilities of Alaska. In: «International Geological Congress. Report of the XXI session», Pt. 11. Kopenhagen, 1960.

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
КАЛИФОРНИЙСКОЙ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Калифорнийская складчатая зона протягивается в северо-западном направлении вдоль побережья Тихого океана более чем на 2300 км. Она охватывает весь Калифорнийский полуостров и западную часть штата Калифорния, вплоть до южного окончания гор Клатмат. Ширина зоны не превышает 230 км. На континенте Калифорнийская зона со всех сторон обрамлена складчатыми образованиями мезозой (невадид) Северной Америки; с запада она срезана береговой линией Тихого океана. Восточная часть зоны, примыкающая к горам Сьерра-Невада, располагается в пределах крупной впадины — Большой долины Калифорнии. Западная, наиболее протяженная часть зоны представляет собой высокую (до 2000—2400 м), резко расчлененную горную страну, образованную Береговыми хребтами Калифорнии и горами Калифорнийского полуострова.

Тектоническая структура Калифорнийской складчатой страны характеризуется сочетанием более или менее крупных впадин, центральные части которых выполнены верхнетретичными и четвертичными отложениями, и антиклинальных (или горст-антиклинальных) поднятий, сложенных более древними породами. Хребты отвечают обычно антиклинальным поднятиям в современной структуре зоны; крупные долины располагаются на месте впадин. Таким образом, намечается тесная связь между орографическими и тектоническими элементами. Район, лежащий к северу от залива Сан-Франциско, получил название Северных Береговых хребтов. Он наиболее высоко поднят и слабо расчленен; хребты и неглубокие долины имеют здесь северо-западное направление. К югу от залива Сан-Франциско располагаются Центральные Береговые хребты, также северо-западного направления: Дьябло и Габилан на северо-востоке, Санта-Лусия и Сан-Рафаэль на юго-западе, разделенные долинами рек Салинас и Куяма. Южнее в широтном направлении протягиваются Поперечные (или Южные Береговые) хребты, отделенные от Центральных бассейном Санта-Мария. Здесь с севера на юг выделяются хр. Санта-Инес, бассейн Вентура и горы Санта-Моника. К югу от Поперечных хребтов лежит бассейн Лос-Анжелес. Далее к югу располагаются хребты Калифорнийского полуострова, имеющие общее северо-западное направление.

Широкие геологические работы в Калифорнии были связаны с поисками нефтяных месторождений. Поэтому крупные впадины и особенно участки антиклинальных структур внутри них изучены более полно. Прилегающие поднятия исследованы слабее. Неравномерность геологи-

ческой изученности Калифорнии вызывает и некоторую неравномерность в нашем описании.

Главнейшие исследования по геологии Калифорнии принадлежат Р. Риду и Н. Талиаферро. Некоторые общие тектонические проблемы затрагивались в работах А. Ирдли, Ю. М. Шейнманна, Ф. Кинга, М. Хилла и Т. Диббли, Б. Гутенберга и других исследователей. Отметим также геологические карты Калифорнии 1938, 1943 и 1958 г. издания, структурную карту Южной Калифорнии (из книги Р. Рида и Дж. Холлестера) и Тектоническую карту США 1960 г. издания, к которым мы постоянно обращались, изучая конкретные структурные элементы. Остальные материалы, на которых мы основывались в работе, указаны в соответствующих разделах текста.

В своем изложении мы будем придерживаться следующего порядка: сначала будут охарактеризованы тектонические структуры Береговых хребтов¹, затем впадина Грейт-Вэлли, занимающая Большую долину Калифорнии и, наконец, структуры Калифорнийского полуострова. Наименования структурных элементов авторы по возможности заимствовали из литературы. Однако в некоторых случаях приходилось вводить новые наименования в соответствии с названиями тех или иных элементов рельефа или географических пунктов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Структуры Береговых хребтов

В пределах Береговых хребтов Калифорнии будут описаны следующие структурные элементы, сменяющие друг друга в направлении с северо-запада на юго-восток: поднятие Северных Береговых хребтов, впадина Сан-Франциско, поднятие Дьябло, поднятие Габилан, впадина Салинас, поднятие Санта-Лусия, поднятие Сан-Рафаэль, впадина Санта-Мария, поднятие Санта-Инес, впадина Вентура, впадина Лос-Анжелес (фиг. 1).

Поднятие Северных Береговых хребтов

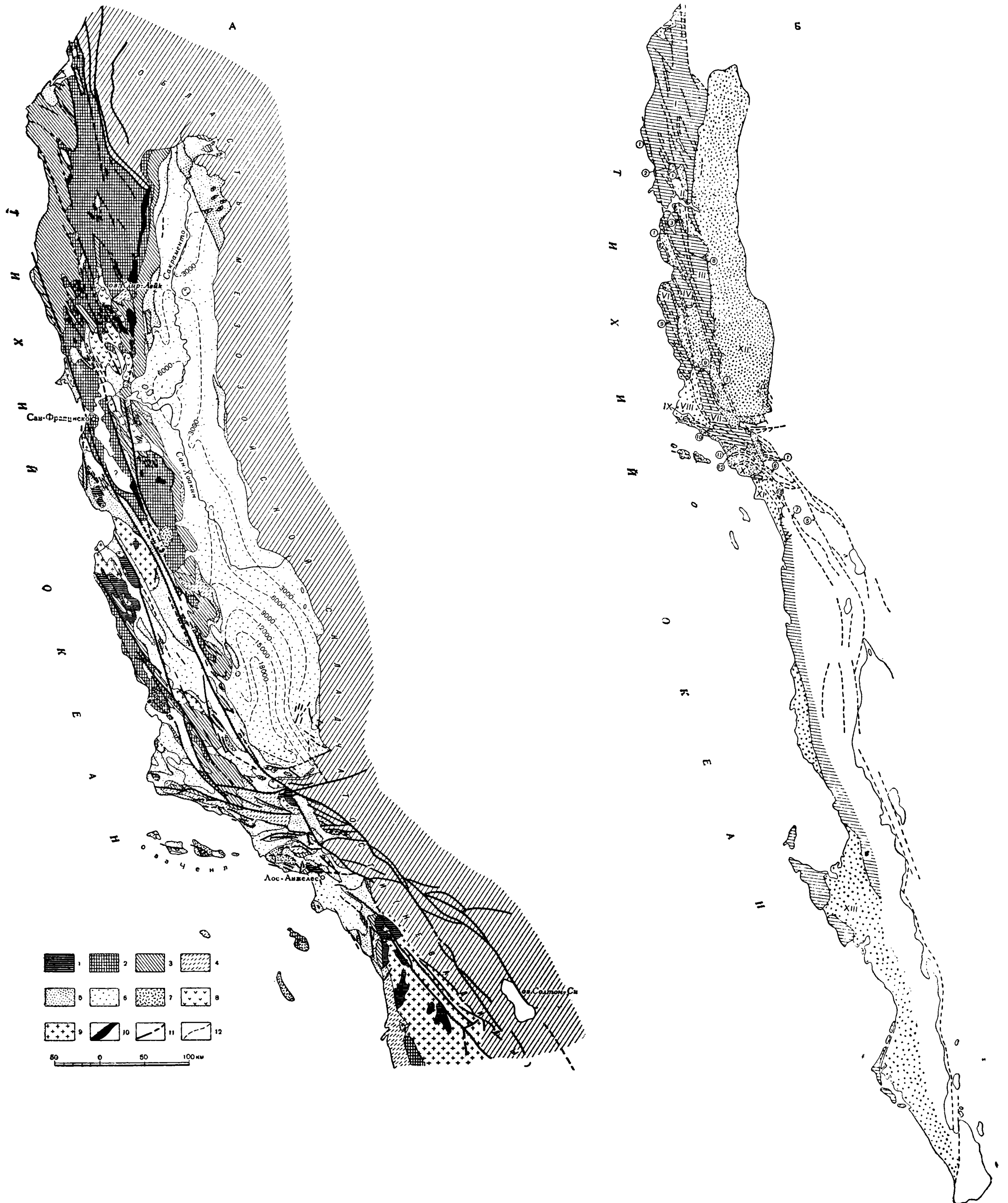
Поднятие Северных Береговых хребтов протягивается в северо-западном направлении на расстояние более 500 км, ширина поднятия около 200 км.

Сравнительно с другими структурными элементами Калифорнии описываемое поднятие наименее изучено. Некоторые данные по геологии этой территории приведены в работах Р. Рида (Reed, 1933), Н. Талиаферро (Taliaferro, 1942, 1943), К. Уивера (Weaver, 1949) и А. Ирдли (1954); более новые сведения опубликованы В. Ирвином и др. (Irwin, Tatlock, 1955; Irwin, 1957; Bailey, Irwin, 1959).

На севере поднятие Северных Береговых хребтов примыкает к невадийским сооружениям гор Клатат, отделяясь от них серией крупных разломов. На востоке оно соприкасается с впадиной Грейт-Вэлли, а на юге граничит с впадиной Сан-Франциско. Западный край поднятия срезан берегом океана.

Рассматриваемая структура является высоко поднятым участком Береговых хребтов и отличается слабой тектонической расчлененностью. Ее следует считать крупным блоком. Большая часть территории поднятия сложена францисканско-ноксвиллскими (главным образом верхнеюрскими) образованиями; лишь вдоль северо-восточного и юго-западного его краев распространены меловые и в небольшом количестве

¹ За исключением небольшого района, расположенного к северу от залива Монтерей.



Фиг. 1 — Схема геологических и основных структур

А. Схема распространения основных геологических комплексов Береговых хребтов и Большой долины.

1 — палеозой и низы мезозоя; 2 — францисканско-ноксвиллский комплекс; 3 — мел; 4 — палеоген; 5 — неоген; 6 — четвертичные отложения; 7 — эффузивные образования миоцена; 8 — эффузивные образования плиоцена; 9 — интрузии гранитоидов (Сг); 10 — интрузии основных и ультраосновных пород (J₂); 11 — разломы; 12 — стратонизогипсы (в футах) по подошве третичных отложений.

Б. Схема расположения основных структур Калифорнийской складчатой зоны.

Впадины показаны точками; поднятия — штриховкой; разломы — пунктиром. Основные структуры: I — поднятие Северных Береговых хребтов; II — впадина Сан-Франциско; III — поднятие Дьябло; IV — поднятие Габилан; V — впадина Салинас; VI — поднятие Санта-Лусия; VII — поднятие Сан-Рафаэль; VIII — впадина Санта-Мария; IX — поднятие Санта-Инес; X — впадина Вентура; XI — впадина Лос-Анжелес; XII — впадина Грейт-Велли; XIII — впадина Калифорнийского полуострова. Разломы: 1 — Сан-Андреас; 2 — Толай; 3 — Хэйуард; 4 — Карнерос; 5 — Сан-Джасинто; 6 — Сан-Габриэль; 7 — Элсинор; 8 — Калаверас; 9 — Национанте; 10 — Санта-Инес; 11 — Сан-Гаспарито; 12 — Оак-Ридж; 13 — Виттнер.

третичные толщи. На крайнем юго-западе, на п-ове Пойнт-Рейес, имеется интрузия гранодиоритов, а в кровле ее — небольшие участки распространения кварцитов, кристаллических сланцев и кристаллических известняков, сходных с палеозойскими породами серии Сур в Центральных Береговых хребтах. Определение абсолютного возраста гранодиоритов кали-аргоновым методом дало 83,9 млн. лет (низы верхнего мела). С францисканскими толщами отмеченные образования соприкасаются вдоль разлома Сан-Андреас. Францисканские отложения представлены главным образом песчаниками грауваккового и аркозового типа с прослоями конгломератов и глинистых сланцев. Характерно также наличие, а местами обилие вулканогенных пород основного состава, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и фораминиферовыми известняками; эти образования известны преимущественно в верхней части разреза. Мощность отложений около 4500 м. Согласно Н. Талиаферро (1943₁), грубость упомянутых конгломератов увеличивается в Северных Береговых хребтах в западном направлении, следовательно, основной аркозовый материал францисканских отложений сносился с западной суши, территория которой находится сейчас ниже уровня океана.

Ноксвиллские отложения распространены почти исключительно в восточной части поднятия, близ западного борта впадины Грейт-Вэлли; они отделяются от поля распространения францисканских отложений крупным телом серпентинитов. Это глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов, иногда с линзами известняков, а в низах разреза также с тонкими прослоями базальтовых лав и кремнистых пород. Мощность около 3000 м.

Талиаферро рассматривал францисканские и ноксвиллские образования Береговых хребтов как единый стратиграфический горизонт, отвечающий титону. Обоснованием титонского возраста отложений послужило налегание их на крайнем севере Калифорнии и в Северо-Восточном Орегоне на глинистые сланцы Галис (оксфорд и нижний кимеридж), а также находки титонской фауны в ноксвиллской толще и перекрытие последней образованиями серии Шаста (с ранней нижнемеловой фауной). Однако в последнее время появились доказательства более широковозрастного интервала для францисканских отложений Северных Береговых хребтов (Igwin, 1957, и др.). Здесь в различных пунктах, вплоть до п-ова Сан-Франциско на юге, были собраны ископаемые не только верхней юры, но и нижнего и частично верхнего мела (до сеномана включительно); это главным образом фораминиферы, иногда пеллециподы, в двух случаях также аммониты. Таким образом, возраст францисканских отложений описываемого района сейчас пересматривается и определяется как верхи верхней юры — низы верхнего мела. Ноксвиллские отложения Северных Береговых хребтов, пространственно отделенные от францисканских, охарактеризованные титонской фауной и перекрываемые нижнемеловыми образованиями, по-прежнему относятся различными авторами к верхам верхней юры¹.

Нижнемеловые толщи северо-восточного края поднятия залегают на ноксвиллских без видимого несогласия, но с конгломератами в основании. Их описание будет приведено ниже, при рассмотрении впадины Грейт-Вэлли. На юго-западном крае поднятия меловыми условно считаются так называемые «породы прибрежной зоны»: граувакки, глинистые сланцы и конгломераты, иногда зеленокаменные породы, изредка также кремнистые породы и известняки. Эти образования соприкасаются с францисканскими по разломам.

¹ Для францисканских и покрывающих их ноксвиллских отложений хребтов Дьябло и Санта-Лусия и более южных участков нужно, вслед за Талиаферро, принять титонский возраст. Ирвин геологию этой территории не изучал.

Третичные отложения, как отмечалось, развиты лишь в нескольких мелких участках. Наиболее значительный из них — район залива Ил-Ривер на крайнем северо-западе территории, который является, по-видимому, частью впадины, лежащей сейчас ниже уровня моря. Здесь, согласно А. Ирдли, мощность плиоценовых отложений колеблется от 2300 до 3500 м. Близ мыса Арена, на юго-западе поднятия, известны миоценовые толщи, мощностью около 100 м. Кроме того, у оз. Клир-Уотер установлена толща эоценовых образований, мощностью 1300 м.

О внутренней структуре поднятия приводится мало данных. Известно, что францисканские толщи здесь интенсивно смяты, разбиты разрывами и прорваны телами серпентинитов. Для большей части поднятия отмечается северо-западное простираание слоев и наклон на северо-восток. Разрывы обычно тоже ориентированы в северо-западном направлении. В частности, ряд кулисообразно расположенных разломов северо-западного направления осложняет юго-западный край поднятия. На северо-восточном крае поднятия ноксвиллские и более молодые толщи полого погружаются в сторону впадины Грейт-Вэлли. На описанную структуру местами (например, близ оз. Клир-Уотер) накладываются небольшие грабены, выполненные обычно маломощными третичными отложениями.

Впадина Сан-Франциско

Впадина Сан-Франциско расположена в южной части Северных Береговых хребтов, к северо-востоку от залива Сан-Франциско. Это прогиб неоднородного строения, имеющий северо-западное простираание, длину около 170 км и ширину 40 км в северной части и 20 км в южной.

На юге впадина примыкает к поднятию Дьябло, на юго-западе и на севере — к поднятию Северных Береговых хребтов, а на северо-востоке отделяется антиклинальной перемышкой от впадины Грейт-Вэлли.

Район впадины Сан-Франциско довольно плохо обнажен, беден полезными ископаемыми и поэтому изучен сравнительно слабо. Описанию геологического строения северной части территории посвящена работа К. Уивера (Weaver, 1949), к которой приложены ряд профилей и геологические карты масштаба 1:62 500. Краткие сведения по геологии этого участка приведены также в работе Г. Кардвелла (Cardwell, 1958). Геология южной части территории описана А. Лоусоном (Lawson, 1914), а некоторые отрывочные данные приведены в статье Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂), где имеется и геологический профиль, составленный Таффом.

Впадина выполнена третичными отложениями, покрывающими образования верхов верхней юры и частично мела, обнаженные на бортах и местами во внутренней ее части. Францисканские образования слагают дно впадины в пределах ее северного окончания, в краевой части юго-западного борта и на отдельных участках южного окончания. Нижнемеловые образования подстилают третичные толщи впадины в ее северо-восточной части (к северо-востоку от разлома Карнерос и расположенного южнее надвига Сульфур-Спрингс-Вэлли). Верхнемеловые образования распространены под третичными на участке между разломом Хейуард и надвигом Сульфур-Спрингс-Вэлли, а также к юго-востоку от горы Дьябло.

В северной части впадины, к северу от залива Сан-Пабло и района Корделия, нижним членом третичных отложений, выполняющих ее, являются плиоценовые толщи, а в южной части — палеоцен-эоценовые толщи.

Юго-западной границей впадины служат разломы Толай и Хэйуард, имеющие северо-западное простираание и кулисообразно подставляю-

щие друг друга. Разлом Толай, расположенный к северу от залива Сан-Пабло, отделяет территорию впадины, сложенную плиоценовыми вулканогенно-осадочными толщами, от района распространения францисканских образований, перекрытых местами маломощными осадочными отложениями верхов плиоцена. К юго-западу от разлома вулканогенные образования известны лишь на нескольких небольших участках и имеют всегда малую мощность; самый крупный из их выходов — в районе г. Барделл — сохранился в грабене, ограниченном с северо-востока сбросом Барделл-Маунтин. Разлом Хэйуард, расположенный к югу от залива Сан-Пабло, ограничивает на юго-западе распространение третичных отложений впадины и подстилающих их верхнемеловых толщ. В районе Оклэнда этот разлом перекрыт плиоценовыми вулканическими толщами, однако далеко на запад они не распространяются.

Северо-восточная граница впадины проводится по подошве третичных отложений, покрывающих нижнемеловые и частично верхнемеловые толщи антиклинальной перемычки, отделяющей впадину Грейт-Вэлли. На большей части своего протяжения эта граница является эрозионной, но местами проходит вдоль разрывов северо-западного и север-северо-западного направления.

Южное окончание впадины довольно широкое, оно характеризуется П-образными очертаниями. Почти весь этот район покрыт четвертичными образованиями, поэтому характер южного борта мало изучен. Участок северного окончания впадины изучен также недостаточно.

Рассмотрим вкратце характер отложений впадины. Францисканские отложения представлены аркозовыми массивными песчаниками (90% толщи) с маломощными прослоями конгломератов, глинистых сланцев и фораминиферовых известняков. В верхах толщи, особенно в южной части территории, распространены вулканогенные образования базальтового состава (реже андезитового и дацитового), а также кремнистые сланцы. Подошва францисканских отложений не обнажена, видимая мощность достигает 2100 м.

Как отмечает О. Дженкинс (*Geologic map of California...*, 1938), местами вместе с францисканскими могли быть закартированы и ноксвиллские отложения — глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов, изредка известняков, содержащие в низах маломощные пласты и линзы базальтовых лав и кремнистых пород.

Францисканские и ноксвиллские образования прорваны интрузиями ультраосновного и основного состава. Как указано выше, возраст отложений определялся как верхи верхней юры (титон). Но близ юго-западного борта впадины, в частности на п-ове Сан-Франциско, их возраст должен рассматриваться как верхнеюрский — меловой.

Нижнемеловая толща (серия Шаста — от валанжина до альба) сложена глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, аркозовых песчаников, иногда известняков и линзами конгломератов, мощностью около 5700 м.

Далее с угловым несогласием залегают отложения серии Чико верхнемелового возраста (от самых верхов альба до коньяка). Это глинистые сланцы и аркозовые песчаники с прослоями конгломератов, а в верхней части также с прослоями кремнистых пород; в кровле толщи местами залегает пачка конгломератов. Мощность отложений колеблется от 2700 до 3600 м.

Разрез третичных отложений начинается с палеоцена. Породы этого возраста лежат с небольшим угловым несогласием в основании; они представлены песчаниками, местами глауконитовыми, с подчиненными прослоями глинистых и песчаных сланцев, мощностью до 900 м. Их возраст частично может быть эоценовым. Эти отложения развиты лишь

на небольшой территории к югу от заливов Сан-Пабло и Суисан. На палеоценовых и меловых образованиях также с небольшим угловым несогласием (а местами и без него) на востоке впадины залегают эоценовые отложения, представленные (снизу вверх): а) глинистыми сланцами с прослоями песчаников (часто глауконитовых, местами кварцевых, иногда карбонатных, в которых изредка встречаются гипсы), мощностью 300 м; б) кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин, мощностью до 650 м (но в среднем 60 м); в) аркозовыми песчаниками, иногда с прослоями глинистых сланцев, мощностью до 1600 м.

Выше залегают олигоценые песчаники с прослоями глинистых сланцев и местами с галькой, мощностью до 100 м, развитые на юго-западе территории южнее заливов Сан-Пабло и Суисан. Еще выше с небольшим угловым несогласием залегают миоценовые толщи. В нижней части разреза это так называемая группа Монтерей, имеющая ниже- и среднемиоценовый возраст. Разрез ее (снизу вверх) следующий: кварцево-полевошпатовые песчаники, мощностью 150 м¹; кремнистые породы², мощностью 250 м; песчаники, мощностью 200 м; кремнистые породы, мощностью 150 м; песчаники, мощностью 350 м; кремнистые породы, мощностью 200 м. Далее следуют верхнемиоценовые отложения группы Сан-Пабло, сложенные песчаниками, общей мощностью 1350 м.

В верхах миоценовых отложений иногда встречаются прослои туфов и туффитовых пород. Внутри разреза наблюдаются небольшие местные несогласия. Следует отметить, что отдельные миоценовые толщи не имеют повсеместного распространения, поэтому полного разреза миоценовых отложений нигде на описываемой территории нет.

Выше следуют плиоценовые отложения. Нижне- и среднеплиоценовые отложения представлены песчаниками, глинистыми сланцами, иногда с прослоями глинистых известняков и конгломератами; их мощность изменяется от 800 до 1800 м.

Различные горизонты описанных отложений перекрываются верхнеплиоценовыми вулканогенными образованиями. К северу от заливов Сан-Пабло и Суисан очень широко распространены лавы (около 60% разреза) андезитового и местами базальтового состава (в очень небольшой части — риолитового) и туфы того же состава, переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами. Для этих отложений характерна частая изменчивость фаций и мощностей (от 50—100 до 600 м). К югу от заливов Сан-Пабло и Суисан также распространены вулканические породы, главным образом туфы, обычно андезитового состава. Мощность толщи около 300 м.

Описанные образования покрываются с угловым несогласием плейстоценовыми отложениями — песками, гравием, глинами и алевролитами, мощностью до 100—120 м, имеющимися на небольших разобренных участках. Выше залегают современные осадки, мощностью до 20 м.

Внутри впадины Сан-Франциско выделяется несколько складок северо-западного простираения. Протяженность их 50—60 км, ширина не более 10 км. В ядрах антиклиналей обнажены меловые и иногда францисканские толщи; синклинали выполнены третичными отложениями. В северной широкой части впадины (к северу от залива Сан-Пабло) складки всегда сравнительно пологие и широкие. В южной, более узкой, части складки более сжатые, с крутыми крыльями, осложненными надвигами. На севере впадины (с запада на восток) расположены

¹ В южной части территории может быть и больше; это относится и ко всем другим подразделениям, упоминаемым в данном разрезе.

² Cherts.

синклиналь Санта-Роза, антиклиналь Карнерос и синклиналь Напа. На юге с запада на восток следуют: поднятый участок юго-западного борта, синклиналь Беркли-Хиллс, антиклиналь Вaleyо и синклинали Мартинец и Данвилл. Складки южной части впадины или кулисообразно подставляют складки северной части, или, может быть, служат их непосредственным продолжением.

Синклиналь Санта-Роза сложена плиоценовыми образованиями. Это очень широкая складка с уплощенным дном и падением слоев на крыльях от нескольких градусов до $30-40^\circ$ (фиг. 2). Внутри синклинали Уивером были закартированы пологие изгибы слоев, ряд простых мелких складок северо-западного простирания, а также небольшие разрывы того же направления (с вертикальным смещением до нескольких десятков метров). И на верхнеюрских, и на нижнемеловых образованиях плиоценовые толщи залегают с угловым несогласием. В юго-восточной части синклинали плиоценовые толщи с очень небольшим несогласием ложатся на олигоцен-миоценовые отложения.

Антиклиналь Карнерос отмечается полосой распространения нижнемеловых, а на севере — верхнеюрских образований, подстилающих третичные толщи. Нижнемеловые толщи смяты в складки меньшего порядка, кулисообразно сменяющие одна другую. Эти складки характеризуются наклоном крыльев от 20 до 40° . Местами закартированы также разломы северо-западного направления. Самым крупным из них является, вероятно, разлом Карнерос, ограничивающий на западе распространение нижнемеловых толщ (в ряде мест зона разлома перекрывается плиоценовыми образованиями). Залегание верхнеюрских толщ изучено плохо. В районе Раттерторда известно надвигание верхнеюрских толщ к югу на нижнемеловые вдоль надвига Сан-Джон-Маунтин. Плоскость надвига полого наклонена на север, перекрыта плиоценовыми вулканогенными отложениями и дислоцирована вместе с ними.

Далее к востоку располагается синклиналь Напа, образованная плиоценовыми толщами. По своей форме синклиналь близка к синклинали Санта-Роза и также осложнена рядом изгибов, небольших пологих складок и разрывов с вертикальным смещением до 400 м (см. фиг. 2). Почти на всем протяжении синклинали плиоценовые толщи ложатся с угловым несогласием на верхнеюрские и нижнемеловые образования. На юге, в районе Корделия, плиоценовые отложения с небольшим угловым несогласием залегают на эоцен-миоценовых образованиях, также слагающих пологую синклиналь, осложненную небольшими разрывами и изгибами слоев. По данным Уивера, эоценовые толщи этой синклинали лежат на нижнемеловых с очень небольшим угловым несогласием, а местами и без признаков несогласия.

На поднятом участке юго-западного борта обнажены верхнеюрские, ниже- и верхнемеловые толщи, покрывающие одна другую с небольшим угловым несогласием и образующие моноклиналь с крутым наклоном слоев на северо-восток (фиг. 3). Местами эти толщи несогласно перекрываются маломощными плиоценовыми образованиями, залегающими очень полого.

Синклиналь Беркли-Хиллс сложена миоценовыми (изредка также эоцен-олигоценными) и плиоценовыми толщами. Миоценовые толщи залегают на верхнемеловых с небольшим угловым несогласием и слабо несогласно покрываются плиоценовыми образованиями. Синклиналь в южной своей части довольно узкая и крутая (с наклоном слоев до $70-80^\circ$ и иногда больше), а на севере — несколько более широкая и пологая. В средней части синклиналь осложнена антиклинальной складкой, разделяющей ее на две узкие синклинали второго порядка. На юге вдоль северо-восточного крыла антиклинали проходит взброс, по которому миоценовые толщи ядра антиклинали надвинуты на плиоценовые

толщи восточной из синклиналей (см. фиг. 3). Северо-восточное крыло синклинали Беркли-Хиллс оборвано разломом Калаверас северо-западного простирания. Внутри синклинали известны разрывы того же направления.

Антиклиналь Валеёо отмечается выходами верхнемеловых и иногда верхнеюрских отложений, а на юге и более молодых толщ. Верхнемеловые толщи смяты в складки (с наклоном крыльев от 20 до 50°) и разбиты несколькими разрывами.

В синклинали Мартинец, согласно данным К. Уивера, все образования — от верхнемеловых до миоценовых — залегают без признаков несогласия. Синклиналь представляет собой простую складку с несколько более пологим (с наклоном 60—70°) северо-восточным крылом и более крутым, иногда подвернутым, юго-западным крылом, оборванным разломом Саутгемптон. В районе Мартинец располагается центриклинальное окончание синклинали, разбитое несколькими поперечными разрывами с поднятием северо-западных блоков.

Синклиналь Данвилл либо является юго-восточным продолжением синклинали Мартинец, либо кулисообразно подставляет ее. Синклиналь выполнена палеоцен-плиоценовыми толщами. В районе Данвилла это довольно узкая складка с крутым (до 90°) северо-восточным крылом и более пологим (около 45°) юго-западным, осложненным местами продольными разрывами (см. фиг. 3). Южнее синклиналь становится более широкой и пологой.

Поднятие Дьябло

Поднятие Дьябло совпадает орографически с хребтом Дьябло (Центральные Береговые хребты); оно протягивается в северо-западном направлении на 270 км; ширина поднятия 30—40 км.

В статье Э. Атвилла (Atwill, 1935) дано описание разреза южной части хребта Дьябло; более общие сведения приводятся в работе Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂); некоторые данные по геологии поднятия имеются и в других работах (Reed, 1933; Oakeshott, 1960, и др.).

Поднятие Дьябло располагается к северо-востоку от впадины Салинас и поднятия Габилан, отделяясь от них зоной разломов Сан-Андреас. На северо-западе поверхность поднятия Дьябло погружается под образования впадины Сан-Франциско. На юго-востоке и на юге к поднятию примыкает впадина Грейт-Вэлли.

Поднятие в целом представляет собой горст-антиклинорий, в ядре которого, на участке от Коррал-Холлоу до руч. Пэноч (около 120 км), обнажены францисканско-ноксвиллские толщи, а на крыльях — меловые и третичные отложения.

Францисканские отложения представлены в большей нижней части разреза (как и всюду в Калифорнии) аркозовыми песчаниками с резко подчиненными пачками конгломератов, песчаных и глинистых сланцев и иногда известняков, а изредка также с тонкими прослоями базальтовых лав и кремнистых сланцев. В верхах разреза появляется, кроме того, большое количество вулканогенных пород базальтового (реже андезитового и дацитового) состава и кремнистых сланцев. В западной части хребта Дьябло францисканские отложения сильно дислоцированы и о мощности их судить трудно; на северо-востоке хребта видимая мощность отложений составляет 3000 м, а истинная, по мнению Талиаферро (Taliaferro, 1943₁), — около 8000 м.

Выше согласно залегают ноксвиллские толщи, распространенные гораздо меньше францисканских. Это глинистые сланцы с подчиненными пачками песчаников и конгломератов, иногда с линзами известня-

ков, содержащие в нижней части пласты базальтовых лав и кремнистых сланцев. Истинная мощность неизвестна, но, по-видимому, достигает 1000 м и более.

И францисканские, и ноксвиллские отложения прорваны интрузиями основного и ультраосновного состава. Возраст францисканско-ноксвиллских отложений определен как верхи верхней юры (см. выше).

Выше с угловым несогласием залегают меловые образования. Нижнемеловые отложения (серия Шаста) имеют очень ограниченное распространение; значительные их выходы имеются лишь в северо-западной части хребта Дьябло. Это глинистые сланцы с прослоями загрязненных известняков, песчаников и конгломератов, мощностью до 1500 м.

Верхнемеловые отложения (серия Чико) распространены более широко. Отложения толщи Пачеко (верхи альба — турон) залегают и на францисканско-ноксвиллских, и на нижнемеловых образованиях с угловым несогласием. Они представлены глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами, мощностью от 1600 до 2500 м. Выше, также с угловым несогласием, залегают толща Асунсьон (коньяк — даний или, может быть, маастрихт), сложенная аркозовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, алевролитов и конгломератов, мощностью около 2000 м.

Далее, тоже с угловым несогласием (а в случае залегания палеоценовых толщ на верхнемеловых — нередко без углового несогласия), следуют третичные отложения. Для района южного погружения поднятия Дьябло Э. Атвилл приводит следующую последовательность залегания пород (снизу вверх): а) глинистые сланцы, мощностью 300 м, и песчаники, мощностью 200 м, палеоценового и частично эоценового возраста; б) залегающие, по-видимому, с угловым несогласием эоценовые песчаники и глинистые сланцы, мощностью 300 м, перекрытые песчаниками, мощностью 50—150 м, и далее глинистыми сланцами, мощностью около 750 м; в) олигоценовые песчаники (иногда туффиновые) и глинистые сланцы, мощностью от 0 до 500 м, лежащие с небольшим угловым несогласием в основании; г) миоценовые песчаники, также залегающие с угловым несогласием, мощностью около 150 м; д) песчаники того же возраста, лежащие с размывом в основании, мощностью от 0 до 300 м; е) несогласно залегающие плиоценовые песчано-глинистые отложения небольшой мощности. Выше, местами с угловым несогласием, следуют маломощные четвертичные отложения. В центральной части поднятия имеются базальтовые лавы и агломераты плейстоцена.

Рассмотрим тектонические особенности поднятия.

Францисканские отложения смяты в складки, имеющие обычно северо-западное простирание. Складки нередко пологие, с наклоном крыльев от нескольких градусов до 20—30°; в других случаях — обычно близ взбросов и надвигов — крутые и иногда запрокинутые (фиг. 4).

Местами францисканские образования, как уже говорилось, прорваны интрузиями ультраосновного состава, секущими и пластовыми; крупное пластовое тело серпентинитов обнажено, например, в горах Хоакин-Ридж. Изредка францисканские толщи ядра горст-антиклинория перекрыты меловыми отложениями, сохранившимися в небольших грабенах.

Северо-восточное крыло поднятия, являющееся юго-западным бортом впадины Грейт-Вэлли, представляет собой моноклиналь, образованную верхнемеловыми толщами, наклоненными на северо-восток под углом 45—60°. Моноклиналь почти на всем своем протяжении осложнена серией разломов северо-западного направления (обычно взбросов) по которым францисканские толщи ядра антиклинория приведены

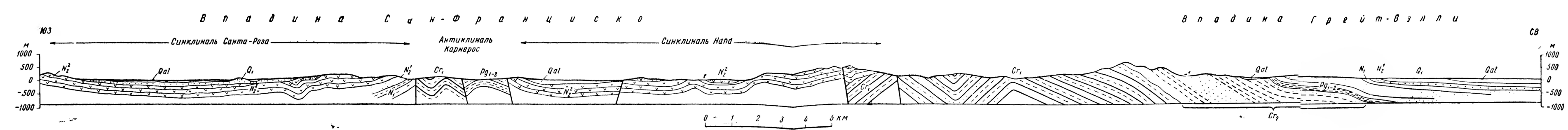
в соприкосновение с меловыми толщами северо-восточного крыла (см. фиг. 4). Близ взбросов слои моноклинали приобретают крутой наклон и местами подворачиваются.

Юго-западное крыло поднятия также образовано верхнемеловыми, а на севере и нижнемеловыми отложениями. На севере, в районе Сан-Хосе, участок юго-западного крыла представляет собой синклиналь, сложенную меловыми и лежащими выше с несогласием миоценовыми толщами. Это узкая опрокинутая складка с подвернутым северо-восточным крылом, расположенная между разломами Калаверас и Хэйуард. Разлом Калаверас является взбросом и характеризуется надвиганием францисканских толщ ядра антиклинория на меловые и миоценовые образования юго-западного крыла. Разлом Хэйуард представляет собой сброс с опущенным северо-восточным крылом.

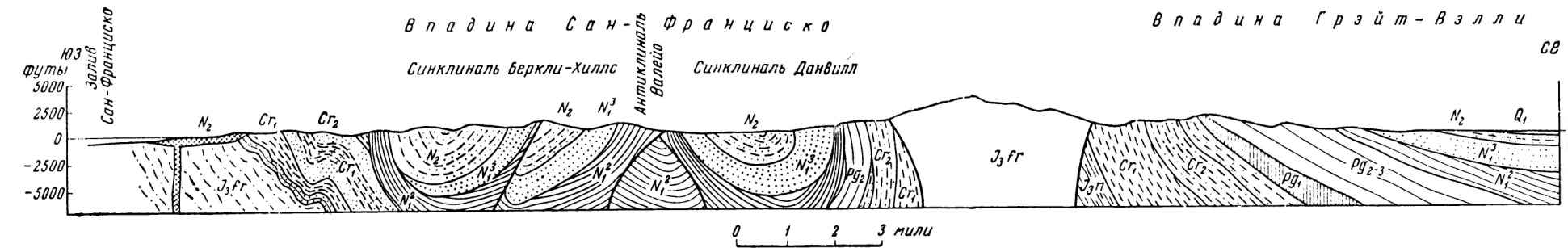
Южнее, на участке между Холлистером и Якалитос-Крик, юго-западное крыло поднятия также осложнено узкой синклиналью. Синклиналь выполнена верхнемиоценовыми и главным образом плиоценовыми отложениями, покрывающими резко несогласно францисканские и иногда верхнемеловые образования. В отличие от упомянутого разреза плиоценовые отложения достигают здесь очень большой мощности (до 2000 м). Синклиналь имеет северо-западное простирание и ограничена на юго-западе зоной разломов Сан-Андреас, а на северо-востоке — зоной разломов Сан-Бенито. Разломы зоны Сан-Бенито обычно являются взбросами с приподнятым северо-восточным крылом, меловые (а на Якалитос-Крик плиоценовые) толщи которого надвинуты в сторону синклинали. Синклиналь в целом представляет собой простую и довольно пологую складку, осложненную складками второго порядка и рядом разрывов северо-западного направления. Обычно наклон крыльев синклинали не превышает 30—45°, но близ разломов (например, в районе Вальтам-Крик) слои приобретают крутой наклон и местами запрокидываются (см. фиг. 4, нижний профиль). На юго-восточном окончании синклинали слагающие ее плиоценовые и верхнемиоценовые толщи сохранились лишь местами на опущенных блоках и в отдельных синклиналях второго порядка, разделенных участками, сложенными францисканскими и иногда верхнемеловыми образованиями.

На северо-западном периклинальном окончании поднятия францисканские и верхнемеловые толщи довольно круто погружаются под миоценовые образования впадины Сан-Франциско. Окончание поднятия имеет в плане угловатые очертания.

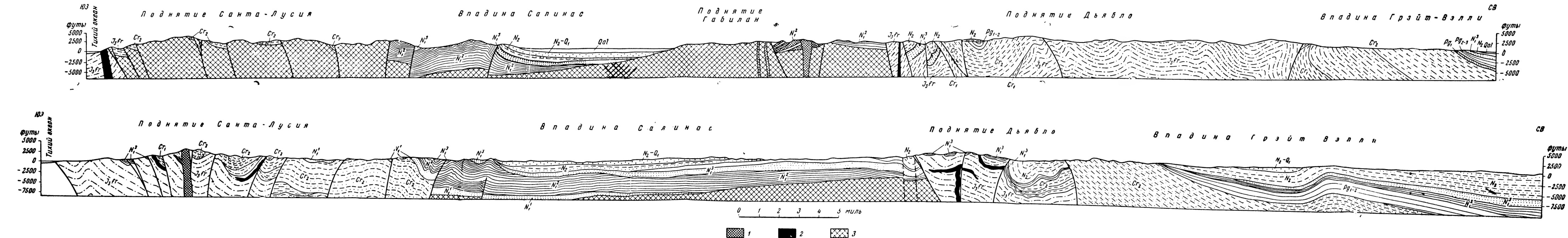
На юго-восточном окончании поднятия выделяется несколько кулисно расположенных складок запад-северо-западного простирания. Это синклиналь в верховьях руч. Пэноч, в ядре которой обнажены среднемиоценовые и плейстоценовые отложения; лежащая южнее антиклиналь, отмечаемая выходами францисканских и верхнемеловых образований; синклиналь в верховьях руч. Хондо, выполненная третичными отложениями; антиклиналь в районе Хоакин-Ридж, в ядре которой выходят францисканские толщи, соприкасающиеся с меловыми отложениями по разрывам; синклиналь в верховьях руч. Лос-Гатос-Крик, образованная верхнемеловыми и плиоценовыми толщами. Самой крупной из складок является синклиналь в верховьях руч. Хондо, образованная верхнемеловыми, палеоценовыми, эоценовыми, среднемиоценовыми и плиоценовыми толщами. Это линейная складка, протягивающаяся вдоль южной части юго-западного крыла поднятия. Наклон крыльев синклинали обычно не превышает 50° (см. фиг. 4, верхний профиль). Крылья разбиты серией мелких разрывов.



Фиг. 2. Геологический профиль через северную часть впадины Сан-Франциско. По К. Уиверу (Weaver, 1949)



Фиг. 3. Строение южной части впадины Сан-Франциско. По Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂)



Фиг. 4. Геологические профили через Центральные Береговые хребты. По Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂).

1 — миоценовые вулканические образования; 2 — основные и ультраосновные интрузии; 3 — кристаллические породы основания

Поднятие Габилан

Поднятие Габилан расположено в Центральных Береговых хребтах, в пределах Сьерра-де-Салинас и северной части плато Габилан. Протяженность поднятия в северо-западном направлении 70—80 км, в северо-восточном — около 30 км.

Геологическое строение этой территории известно лишь в самых общих чертах. Описание его приведено, в частности, в работе Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂); некоторые отрывочные сведения имеются также в работах Р. Рида (Reed, 1933), Дж. Килкенни (Kilkenny, 1948) и др.

На северо-востоке поднятие Габилан отделяется от смежного поднятия Дьябло зоной разломов Сан-Андреас, а на юго-западе примыкает к поднятию Санта-Лусия, отделяясь от него лишь узким грабенom долины Кармелл. На юго-востоке породы, слагающие поднятие, погружаются под миоцен-плиоценовые толщи впадины Салинас, лежащие на них резко несогласно. Северо-западный край поднятия Габилан покрыт четвертичными отложениями и водами залива Монтерей. Северным продолжением поднятия является, вероятно, район гор Санта-Круц.

Поднятие Габилан сложено толщами серии Сур палеозойского возраста и прорывающими их невадийскими гранитоидами. Плато Габилан образовано главным образом гранитоидами, для которых определение абсолютного возраста кали-аргоновым методом дало 83,3 млн. лет (низы верхнего мела; Curtis, Evernden, Lipson, 1958). Породы серии Сур сохранились здесь лишь местами в кровле гранитоидных интрузий. На Сьерра-де-Салинас обнажены преимущественно образования серии Сур, представленные высоко метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами — кварцитами, слюдистыми, амфиболовыми и хлоритовыми сланцами, местами мраморами; они смяты в складки и разбиты разломами. Детали внутренней структуры поднятия Габилан пока не описаны.

Впадина Салинас

Впадина Салинас расположена в пределах Центральных Береговых хребтов. Она охватывает территорию долины Салинас, бассейна Пасо-Роблес, юга плато Габилан, долины Кармелл, плато Карризо, гор Калиенте и долины Куяма. Это весьма протяженная плоская структура северо-западного простирания, длиной 330 км и шириной 40—50 км в центральной и северной частях и 20 км — на юге.

Геологическое строение этой территории рассматривается в ряде работ. Наиболее подробные сведения по геологии долины Салинас приведены в статье Дж. Килкенни (Kilkenny, 1948); описанию плато Карризо, гор Калиенте и долины Куяма посвящены статьи И. Итона (Eaton, 1939) и М. Хилла и др. (Hill, Carlson, Dibblee, 1958). Ряд интересных данных имеется и в общих работах (Reed, 1933; Reed, Hollister, 1936; Taliaferro, 1943₂). Так, в работе Талиаферро приведен ряд профилей через Центральные Береговые хребты, обоснованных подробными наблюдениями автора и данными бурения.

Впадина Салинас выполнена в основном миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями, причем их нижние горизонты залегают резко трансгрессивно и несогласно на невадийских образованиях, выходящих в сопредельных поднятиях Габилан и Санта-Лусия. С меньшим несогласием они залегают на верхнемеловых образованиях поднятий Санта-Лусия и Сан-Рафаэль. Палеогеновые отложения известны в пределах впадины лишь на отдельных участках, главным образом на юге.

Ограничениями впадины являются большие зоны разломов.

Юго-западной границей служит серия разломов северо-западного простираения (разлом Каванау, разлом Сан-Маркос и др.), кулисообразно подставляющих один другой. Эти разломы (надвигового или взбросового характера) резко обрывают на западе распространение миоценовых толщ, выполняющих впадину. Западнее миоценовые отложения впадины сохранились лишь в отдельных грабенах, образованных разломами. Крупным грабеном такого же характера является и северо-западное окончание впадины — долина Кармелл.

Северо-восточный край впадины примыкает к крупнейшей зоне разломов Сан-Андреас, также северо-западного простираения. Сильно разбито разломами и южное окончание впадины.

В разрезе впадина Салинас — плоская структура глубиной около 4500 м, с крутым юго-западным бортом и очень пологим северо-восточным.

В ряде мест во впадине Салинас глубокими скважинами вскрыты породы кристаллического комплекса ее основания. Среди этих пород упоминаются кристаллические сланцы, кварциты и перекристаллизованные известняки, предположительно палеозойского возраста, прорванные интрузиями гранитоидов.

Верхнемеловые отложения, обнаженные в южной части впадины в горах Ла-Панса, представлены аркозовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и местами конгломератов, мощность их 1500—3000 м. На севере, в пределах долины Салинас, верхнемеловые отложения почти полностью отсутствуют; лишь на очень ограниченных участках встречаются песчаники и глинистые сланцы, мощностью до 450 м.

Палеогеновые отложения в большей северной части впадины также отсутствуют, за исключением Юниперро-Серра, где развиты морские эоценовые отложения, мощностью до 600 м. На юге впадины эоценовые (?) отложения известны тоже на ограниченной площади — только на востоке долины Куяма. В нижней части это глинистые сланцы, а в верхней — аркозовые песчаники с редкими прослоями алевролитов и конгломератов, составляющие основную часть толщи; общая видимая мощность около 1100 м.

Олигоценые отложения распространены на крайнем юге впадины более широко, особенно в восточных районах. Они залегают на востоке долины Куяма с местными несогласиями на породах эоцена, а в других местах — с угловым несогласием на верхнемеловых образованиях или породах кристаллического комплекса. Толща сложена слюдястыми песчаниками с прослоями алевролитов и иногда конгломератов (местами конгломераты составляют значительную часть толщи), мощность ее около 900 м.

Верхняя часть этой толщи имеет, по-видимому, нижнемиоценовый возраст и соответствует толще конгломератов с прослоями песчаников в верхах, мощностью 350 м, залегающей в долине Салинас в основании третичных отложений. Выше согласно залегают более высокие горизонты нижнего миоцена — аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Мощность их на севере впадины около 600 м; на юге мощность изменяется от 2200 м в горах Калиенте до 250 м на юг в сторону долины Куяма, 200 м на юго-восток в сторону Куяма-Бэдлендс и до 70 м в западном направлении.

В северной части впадины нижнемиоценовые отложения распространены только на западе, главным образом в долине Салинас. Среднемиоценовые отложения развиты шире и залегают на востоке территории непосредственно на образованиях фундамента. В южной части впадины ниже- и среднемиоценовые отложения известны повсюду.

Среднемиоценовые отложения (группа Монтерей) характеризуются широким развитием кремнистых пород. В долине Салинас они пред-

ставлены (снизу вверх) толщей глинистых сланцев, мощностью от 0 до 600 м (возможно, еще нижнемиоценовой); толщей кремнистых пород и диатомовых глинистых сланцев, мощностью до 3500 м, и толщей аркозовых песчаников с прослоями кремнистых пород, мощностью от 0 до 450 м. В горах Калиенте описаны глинистые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов и иногда кремнистых пород, мощностью до 650 м, которые кверху сменяются кремнистыми породами и диатомовыми сланцами, мощностью до 350 м. В южном направлении эти отложения постепенно замещаются аркозовыми песчаниками, мощностью до 1000 м, а в восточном направлении все большее распространение получают прослои континентальных отложений. Последние развиты в районе Куяма-Бэдлендс и на северо-востоке гор Калиенте, где они представлены пестроцветными глинистыми сланцами, аркозовыми песчаниками и иногда конгломератами континентального происхождения, мощностью до 1250 м. Кроме перечисленных образований, в районе южного окончания впадины Салинас известна также мало-мощная пачка вулканогенных пород андезитового и базальтового состава.

Верхнемиоценовые толщи долины Салинас залегают на подстилающих образованиях согласно в центральной части долины и с несогласием — по краям. Это аркозовые песчаники, сменяющиеся выше кремнистыми породами и диатомовыми глинистыми сланцами, общей мощностью от 0 до 750 м. На юге впадины, в пределах гор Калиенте и долины Куяма, верхнемиоценовые породы также представлены аркозовыми песчаниками, мощностью до 300 м, согласно залегающими на среднемиоценовых образованиях. В западном направлении эти морские песчаники замещаются континентальными отложениями, представленными пестроцветными гипсоносными глинистыми сланцами, а в ряде мест — песчаниками с прослоями конгломератов, мощностью около 800 м.

На породах верхнего миоцена с местными угловыми несогласиями залегают образования плиоцена: пески, глины (на юге гипсоносные) и гравий. В северной части впадины эти отложения в низах имеют морское происхождение, а в верхах — континентальное; мощность их до 500 м. На юге, в пределах долины Куяма и плато Карризо, это континентальная толща, мощностью до 1600 м.

Выше с местными несогласиями следуют плейстоценовые континентальные отложения и современный аллювий, общей мощностью до 250 м.

Тектоническое строение впадины Салинас характеризуется следующими особенностями.

Юго-западный ее борт представляет собой моноклираль, сложенную нижне- и среднемиоценовыми толщами. Моноклираль осложнена серией крутых надвигов с надвинутым юго-западным крылом, с амплитудой от нескольких метров до 1500 м и более. Вдоль надвигов развиты складки, то широкие и пологие, то узкие и острые, часто запрокинутые, с подвернутым северо-восточным крылом. Местами образуются также флексуры с опущенным северо-восточным крылом. Иногда, непосредственно вблизи надвигов, наблюдается мелкая гофрировка (см. фиг. 4).

Северо-восточный борт впадины представляет собой очень пологую моноклираль с почти горизонтальным залеганием слоев и постепенным их выклиниванием на северо-восток. В этом направлении все более высокие толщи третичных отложений, вплоть до плиоценовых, а на севере и плейстоценовых, ложатся на метаморфические образования палеозоя. У северо-восточной окраины впадины слагающие ее третичные толщи почти нацело выклиниваются¹ и обрываются разломами зоны Сан-Ан-

¹ Глубина впадины здесь лишь 300—500 м.

дреас. Здесь описано несколько небольших надвигов с движением блоков в юго-западном направлении и амплитудой от 50 до 200 м. Очень пологое залегание слоев в моноклинали близ надвигов слегка нарушено пологими складками и флексурами.

Как видно из описания бортов, впадина Салинас асимметрична. Наиболее прогнутая ее часть (глубиной порядка 4500 м) смещена к юго-западу.

Ядро впадины, образованное отложениями от верхнего миоцена до плейстоцена, очень широкое и занимает в плане большую часть ее площади. В северной части впадины ядро смещено на северо-восток.

Как отмечает Р. Рид (Reed, 1933), в центральной части впадины слои залегают почти горизонтально. Все толщи здесь залегают согласно, лишь ближе к бортам наблюдаются угловые несогласия между верхне-миоценовыми и плиоценовыми и между плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями (см. фиг. 4).

В районе городов Пасо-Роблес и Сан-Ардо горизонтальное залегание слоев центральной части впадины нарушено несколькими надвигами небольшой амплитуды (не более 150—200 м каждый). Вдоль надвигов образуются изгибы слоев и флексуры. В ряде случаев разломами разбиты лишь породы основания впадины и нижние толщи третичных отложений, а в более высоких горизонтах третичных отложений проявляются лишь флексуры и небольшие складки.

На широкой северо-западной центриклинали впадины Салинас наблюдается постепенное выклинивание третичных отложений на север, хорошо доказанное в районах Соледад и Гонзалес. На южной резко суженной центриклинали впадины, в районе гор Калиенте и прилегающих территорий, образовалось несколько складок с запрокидыванием на юго-запад, осложненных разломами с надвинутыми северо-восточными крыльями.

Поднятие Санта-Лусия

Поднятие Санта-Лусия совпадает орографически с хребтом Санта-Лусия (Центральные Береговые хребты), протягиваясь в северо-западном направлении на 170 км; ширина его около 20 км.

Геологическое строение северной части поднятия рассматривается в статье П. Рейча (Reiche, 1937). В одной из работ Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂) дана сводка по геологии Центральных Береговых хребтов (и в том числе хр. Санта-Лусия), сопровождаемая рядом профилей, обоснованных подробными наблюдениями автора. В другой работе того же автора (1944) приводится описание меловых отложений, широко развитых в пределах поднятия.

Поднятие Санта-Лусия расположено к юго-западу от впадины Салинас и отделено от нее серией кулисообразно расположенных разломов северо-западного простирания, обычно взбросового характера, с надвижением дотретичных образований поднятия на миоценовые толщи впадины. Граница поднятия с впадиной Санта-Мария также на значительном протяжении определяется взбросами. На севере узким грабеном долины р. Кармелл (элемент впадины Салинас) поднятие Санта-Лусия отделено от поднятия Габилан. В районе Сан-Луис-Обиспо описываемое поднятие отделено от поднятия Сан-Рафаэль узкой синклиналью Хуасна, принадлежащей впадине Санта-Мария.

Поднятие Санта-Лусия образовано преимущественно палеозойскими, францисканско-ноксвиллскими и меловыми толщами. Северная часть поднятия сложена высоко метаморфизованными отложениями серии Сур палеозойского возраста и прорывающими их гранитоидными интрузиями.

Эти породы представлены гнейсами, слюдистыми, амфиболитовыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами и мраморами, описанными в ряде работ (Reiche, 1937; Taliaferro, 1943₂, 1944; Oakeshott, 1960, и др.). Мощность отложений серии Сур неизвестна; видимая мощность достигает 3000 м. Талиаферро сопоставляет породы серии Сур с нижнепалеозойскими образованиями хребта Сьерра-Невада или гор Кламат.

Прорывающие серию Сур интрузии имеют преимущественно гранодиоритовый состав. Определение их абсолютного возраста кали-аргоновым методом дает 81,6 млн. лет, т. е. ранне-верхнемеловой возраст (Curtis a. oth., 1958). Перекрываются они поздне-верхнемеловыми толщами.

Юго-западная часть поднятия Санта-Лусия, ограниченная на северо-востоке зоной разломов Нацимиенто, сложена в основном францисканско-ноксвиллскими и меловыми толщами. С отложениями серии Сур и гранитами францисканские отложения обычно контактируют по разломам.

Францисканский комплекс образован аркозовыми и полевошпатовыми песчаниками, в меньшей степени конгломератами и глинистыми сланцами с прослоями органогенных известняков, а также вулканогенными породами базальтового, андезитового, иногда дацитового состава и кремнистыми сланцами. В нижней части францисканских отложений резко преобладают аркозовые песчаники, а в верхах появляются в значительном количестве вулканические образования и связанные с ними кремнистые сланцы. Францисканские отложения сильно дислоцированы, поэтому о мощности их судить трудно (по-видимому, несколько тысяч метров).

Выше без признаков несогласия следуют ноксвиллские отложения — глинистые сланцы и в подчиненном количестве песчаники, конгломераты и изредка известняки; в низах толщи имеются также пласты базальтовых лав и линзы кремнистых сланцев. Истинную мощность отложений вследствие складчатости определить трудно; Г. Оакшотт (Oakeshott, 1960) считает, что общая мощность францисканско-ноксвиллских отложений Центральных Береговых хребтов по крайней мере 8000 м.

Францисканские и ноксвиллские отложения отвечают верхам верхней юры (см. выше). Они прорваны многочисленными интрузиями основного и ультраосновного состава.

Выше с угловым несогласием следуют нижнемеловые отложения серии Шаста, описанные на юге хр. Санта-Лусия. Это монотонная толща глинистых сланцев и алевролитов с прослоями и линзами песчаников и конгломератов и редкими прослоями загрязненных известняков. Мощность отложений около 1500 м.

На породах серии Шаста, на францисканско-ноксвиллских отложениях и образованиях серии Сур с угловым несогласием залегает толща Пачеко, сложенная глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями и линзами загрязненных известняков, песчаников и конгломератов, мощностью от 500 до 1000 м.

На этих образованиях и более древних с угловым несогласием залегает толща Асунсьон — биотитовые и полевошпатовые песчаники с тонкими прослоями известковистых и реже глинистых сланцев, алевролитов и конгломератов, мощностью до 1500 м.

В толщах Пачеко и Асунсьон (часто объединяемых в серию Чико) собрано большое количество верхнемеловой фауны. Талиаферро определяет возраст толщи Пачеко как сеноманский — туронский, а возраст толщи Асунсьон — как коньякский — датский.

В небольших грабенах в центральной части поднятия Санта-Лусия сохранились третичные отложения. Это породы палеоценового и частично эоценового возраста, залегающие на породах толщи Асунсьон с очень небольшим угловым несогласием (Taliaferro, 1943₂), близкие по лито-

логическому составу к отложениям верхов верхнего мела; мощность отложений до 400 м.

Местами известны также очень небольшие выходы песчано-глинистых отложений среднего эоцена и «красных слоев» олигоцена.

Более высокие горизонты третичных отложений представлены песчано-глинистыми образованиями миоцена и распространены также локально. Мы остановимся на них несколько ниже, при описании тектонических структур.

Разные возрастные комплексы, слагающие поднятие, характеризуются специфическими дислокациями.

Образования серии Сур, распространенные в северо-восточной части поднятия, смяты в складки и разбиты рядом разломов северо-западного простирания. В узких грабенах, расположенных вдоль некоторых разломов, сохранились миоценовые и местами меловые толщи небольшой мощности, лежащие резко несогласно на образования невадийского комплекса. Наиболее крупный из грабенов ограничен разломами Норт-Форк и Кост-Ридж и заполнен верхнемеловыми и частично миоценовыми отложениями. На юго-западе невадийские образования рассматриваемого участка соприкасаются вдоль зоны разломов НацимIENTO с францисканско-ноксвиллскими образованиями. На юго-востоке невадийские образования резко несогласно покрываются меловыми толщами.

Францисканские и ноксвиллские отложения, слагающие юго-западную часть поднятия Санта-Лусия, смяты в складки, то широкие и пологие, то довольно крутые, иногда опрокинутые. Эта часть поднятия разбита рядом разломов северо-западного направления. В большинстве это взбросы, характеризующиеся в северо-восточной части хребта надвиганием на северо-восток, а на юго-западе — надвиганием на юго-запад (см. фиг. 4). Меловые и миоценовые толщи сохранились здесь в узких грабенах северо-западного простирания, лежащих вдоль взбросов, главным образом в юго-восточной части хребта. Миоценовые толщи залегают несогласно и на верхнеюрских, и на меловых образованиях.

Следует отметить, что у юго-восточного края поднятия, на границе с впадиной Санта-Мария и впадиной Салинас, известны миоценовые вулканогенные образования, представленные риолитовыми туфами, базальтовыми лавами и некками андезитовых и риолитовых порфиритов.

Восточный участок поднятия Санта-Лусия сложен меловыми (главным образом верхнемеловыми) толщами, смятыми в очень пологие складки, разбитые несколькими разломами северо-западного простирания. Меловые отложения с угловым несогласием (часто, может быть, небольшим) покрываются миоценовыми толщами впадины Салинас.

Поднятие Сан-Рафаэль

Поднятие Сан-Рафаэль располагается на юге Центральных Береговых хребтов, протягиваясь в северо-западном направлении через хребты Сан-Рафаэль и Ла-Панса. Длина поднятия около 140 км, ширина до 20—30 км.

Геологическое строение поднятия изучено недостаточно. Краткая сводка по его геологии имеется в работе Р. Рида и Дж. Холлистера (Reed, Hollister, 1936). Более новые данные опубликованы Б. Пейгом, Дж. Марксом и Г. Уолкером (Page, Marks, Walker, 1951).

Поднятие Сан-Рафаэль располагается между впадиной Салинас на северо-востоке и впадиной Санта-Мария на юго-западе. На юго-востоке поднятие Сан-Рафаэль смыкается с поднятием Санта-Инес, а на северо-западе с поднятием Санта-Лусия.

Наиболее широким распространением в пределах поднятия пользуются верхнемеловые и эоценовые толщи; местами выходят более древние и более молодые образования. На крайнем севере, в хребте Ла-Панса, обнажены гранодиориты невадийского типа, перекрываемые верхнемеловыми отложениями. Абсолютный возраст гранодиоритов, определенный кали-аргоновым методом, 84,1 млн. лет, т. е. ранневерхнемеловой (Curtis, Evernden, Lipson, 1958). Местами в северной части поднятия известны выходы францисканско-ноксвиллских пород. В юго-западной части поднятия развиты также нижнемеловые глинистые сланцы и песчаники, мощностью около 1000 м.



Фиг. 5. Геологический профиль через поднятие Санта-Инес, впадину Санта-Мария и поднятие Сан-Рафаэль. По Р. Риду и Дж. Холлистеру (Reed, Hollister, 1936)

Верхнемеловые толщи покрывают с угловым несогласием и граниты, и францисканско-ноксвиллские, и нижнемеловые отложения. Они образованы аркозовыми песчаниками и в подчиненном количестве глинистыми сланцами и конгломератами, общей мощностью около 1000 м.

Эоценовые отложения, распространенные на юго-востоке поднятия, представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, общей мощностью около 2500 м; в северном направлении они постепенно выклиниваются.

Вышележащие олигоценовые и миоценовые толщи сохранились в пределах поднятия лишь в отдельных грабенах. Олигоценовые образования представлены маломощной пачкой континентальных песчаников; миоценовые сложены глинистыми сланцами с линзами известняков и прослоями песчаников, а в верхней части также и кремнистыми породами.

Меловые отложения смяты в довольно пологие складки, с наклоном крыльев от 10—20 до 40°, и иногда разбиты разломами (фиг. 5). Складки и разломы в северной части поднятия имеют северо-западное, а на юге — запад-северо-западное простирание.

На юго-востоке, где поднятие Сан-Рафаэль примыкает к поднятию Санта-Инес, наблюдается постепенное погружение меловых толщ. На юго-восточном окончании поднятия, где оно сливается с поднятием Санта-Инес, верхнемеловые толщи покрываются эоценовыми отложениями. Эоценовые толщи смяты в пологие складки и слагают широкий массив, расположенный между южным окончанием впадины Салинас и впадиной Вентура.

Все образования поднятия Сан-Рафаэль (от невадийских гранитов до эоценовых и более молодых отложений) разбиты серией разломов, имеющих на севере северо-западное, а на юге — запад-северо-западное направление. Разломы, отделяющие поднятие Сан-Рафаэль от южной окраины впадины Салинас, и разлом, расположенный на границе поднятия и юго-восточной окраины впадины Санта-Мария, являются надвигами. Разлом Санта-Инес, разделяющий поднятия Сан-Рафаэль и Санта-Инес, на большей части своего протяжения является взбросом.

Вдоль разломов в узких грабенах сохранились местами олигоценовые, ниже-, средне- и верхнемиоценовые толщи, различные горизонты которых ложатся на меловые и на юге на эоценовые образования, а иногда также на верхнеюрские породы и граниты. Наиболее крупный грабен запад-северо-западного простирания расположен в верховьях руч. Сеспе. В восточной части это двусторонний, а на западе односторонний грабен, в котором сохранились олигоценовые и миоценовые толщи, залегающие на эоценовых без признаков крупного несогласия.

Впадина Санта-Мария

Впадина Санта-Мария расположена в Южной Калифорнии; она ограничена на северо-востоке поднятиями Санта-Лусия и Сан-Рафаэль, на юге — поднятием Санта-Инес; а на западе — побережьем океана. Впадина имеет треугольную форму; протяженность ее в северо-западном направлении 140 км, в широтном направлении 80 км. Она является нефтяным бассейном.

Изучение геологии впадины Санта-Мария, как и других впадин, связано с поисками и разведкой нефтяных месторождений. Поэтому наиболее детально изучены участки антиклинальных структур, особенно на территории нефтяных полей. Геологическое строение всех крупных нефтяных полей бассейна Санта-Мария описано в статьях сборника по геологии нефтяных месторождений Калифорнии (*Geologic formations...*, 1943). Сводки по геологии бассейна приведены также в работах В. Вер-Вие (Ver Wiebe, 1952) и С. Висслера и Ф. Дрейера (Wissler, Dreier, 1943); некоторые данные имеются также в работе Р. Рида и Дж. Холлистера (Reed, Hollister, 1936).

Неогеновые отложения, выполняющие впадину, в большей своей части перекрывают с резким несогласием францисканские и нижнемеловые толщи ее обрамления. Местами на северо-восточном борту впадины образования неогена лежат на верхнемеловых, а на юго-восточном согласно перекрывают эоцен-олигоценовые толщи. Краевые части впадины характеризуются уменьшением мощности отложений и появлением вулканогенных миоценовых образований. Южная граница впадины скрыта под взбросом поднятия Санта-Инес.

В основании разреза неогеновых отложений располагается толща песчаников и глинистых сланцев, мощностью от 50 до 500 м, относимая к низам миоцена (но, может быть, включающая частично и более древние слои). Выше залегают глинистые сланцы и иногда кремнистые породы, местами с прослоями песчаников, а в низах с тонкими прослоями лав и туфов, общей мощностью около 450 м (но иногда до 1000 м и более). Они имеют миоценовый возраст. Отмеченные прослои вулканогенных пород принадлежат среднему миоцену. Они особенно развиты на севере впадины, в районе г. Хуасны, где имеют андезитово-базальтовый состав. В небольшом количестве вулканогенные образования известны и на западе южного борта, близ мыса Аргуэлло.

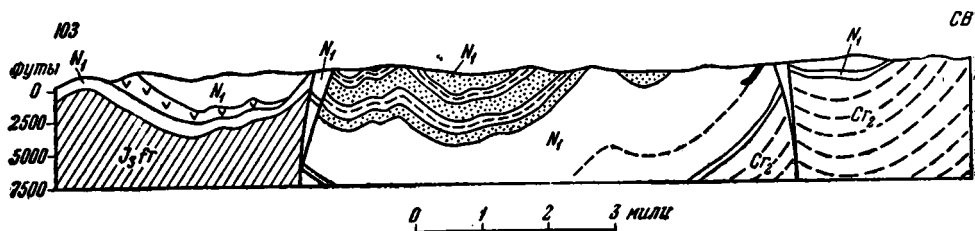
Далее с угловым несогласием залегают плиоценовые отложения. Среди них (снизу вверх) выделяются четыре толщи: алевролиты и глинистые сланцы, местами с прослоями песчаников, мощностью от 0 до 900 м; аргиллиты и песчаники, мощностью от 0 до 250 м, залегающие с местными угловыми несогласиями; массивные песчаники с прослоями конгломератов, мощностью от 0 до 400 м, также залегающие с местными угловыми несогласиями; наконец, пески и гравий с редкими прослоями глин и известняков близ основания, мощностью до 600 м, лежащие с угловым несогласием.

Далее с угловым несогласием залегают плейстоценовые и современные аллювиальные отложения — пески и гравий, мощностью до 500 м.

Как отмечает М. Хилл (Hill, 1956), пески и песчаники третичных отложений впадины Санта-Мария имеют обычно аркозовый состав.

Впадина Санта-Мария характеризуется распространением полого-складчатых структур. Внутри нее выделяются несколько пологих линейных складок (или изгибов), простирание которых меняется с севера на юг — от северо-западного до широтного. С северо-востока на юго-запад выделяются: синклиналь Хуасна, антиклиналь в районе Сан-Луис-Обиспо, синклиналь Писмо, антиклиналь Сан-Луис, синклиналь Санта-Мария, антиклиналь Маунт-Соломон, синклиналь Лос-Аламос, антиклиналь Пурисима и синклиналь Санта-Инес-Вэлли.

Синклиналь Хуасна имеет протяженность около 80 км. В ядре ее обнажены плиоценовые и верхнемиоценовые толщи, а на крыльях — среднемиоценовые. Это пологая складка с наклоном крыльев



Фиг. 6. Синклиналь Хуасна. Впадина Санта-Мария. Из сборника «Geologic formations...» (1943). Черным показана нефтяная залежь

около 30° и довольно широким дном (фиг. 6). Ее северо-восточное и юго-западное крылья осложнены взбросами с надвиганием в сторону синклинали (амплитуда смещения по взбросам от 300 до 1500 м). Местами внутри синклинали наблюдаются также небольшие изгибы и складки второго порядка, имеющие обычно северо-западное простирание. Большая часть этих складок характеризуется пологим залеганием слоев, но известны складки и с крутыми крыльями.

В районе Сан-Луис-Обиспо синклиналь Хуасна отделена от лежащей к юго-западу синклинали Писмо полосой развития францисканских и частично нижнемеловых отложений. Миоценовые толщи синклинали перекрывают эти образования резко несогласно.

Синклиналь Писмо имеет длину около 40 км. В ядре ее обнажены верхнеплиоценовые, а на крыльях — средне- и местами нижнемиоценовые толщи. Это пологая складка, северное крыло которой осложнено небольшими взбросами. Характерно уменьшение мощности миоценовых отложений на крыльях синклиналей, отмечаемое для района Хуасны, и появление вулканогенных миоценовых образований на юго-западном и северо-восточном крыльях синклинали Писмо и на юго-западном крыле синклинали Хуасна.

К юго-востоку от описанных синклиналей располагается антиклиналь Сан-Луис, отмечаемая выходами францисканских отложений.

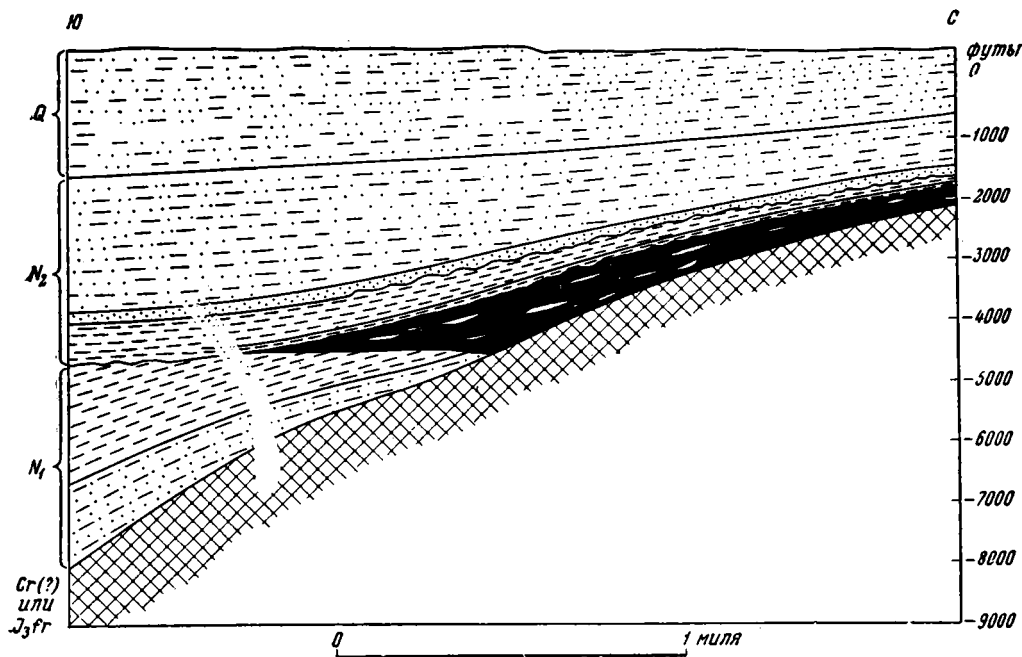
Южнее, от побережья до района Сиско, протягивается синклиналь Санта-Мария-Вэлли. Она выполнена миоцен-плейстоценовыми отложениями и представляет собой очень пологую складку. Как видно на нефтяном поле Санта-Мария-Вэлли, на крыльях синклинали происходит уменьшение мощности отложений и выклинивание отдельных горизонтов (фиг. 7). Местами крылья осложнены небольшими разрывами, изгибами слоев и очень пологими складками второго порядка.

Южнее расположена антиклиналь Маунт-Соломон, состоящая из нескольких кулисно расположенных антиклиналей второго порядка. Эти антиклинали — Лас-Флорес, Гато-Ридж и другие — обычно очень пологие и разделены такими же пологими синклиналями. В ядрах антикли-

налей выходят нижнеплиоценовые и миоценовые образования, а в районе мыса Зал — также и францисканские породы. Иногда антиклинали осложнены небольшими разрывами и изгибами слоев.

Южнее проходит синклиналь Лос-Аламос. Это тоже удлиненная складка, очень пологая и простая. Отмечается увеличение мощностей миоцен-плиоценовых отложений от крыльев синклинали к ее ядру.

Расположенная южнее антиклиналь Пурисима состоит из нескольких пологих антиклиналей второго порядка, разделенных плоскими син-



Фиг. 7. Уменьшение мощностей отложений на северном крыле синклинали Санта-Мария-Вэлли. Из сборника «Geologic formations...» (1943). Черным показана нефтяная залежь

клиналями. Наиболее крупной является антиклиналь нефтяного поля Ломпок — удлиненная складка запад-северо-западного простирания с пологими крыльями и плоским сводом, осложненная небольшим разрывом и рядом пологих изгибов слоев.

Южнее следует синклиналь Санта-Инес-Вэлли, очень пологая, осложненная на юге небольшими пологими складками и иногда разрывами (см. фиг. 5).

Южный борт синклинали Санта-Инес-Вэлли является южным бортом впадины.

Поднятие Санта-Инес

Поднятие Санта-Инес располагается в Южной Калифорнии, в пределах хребта Санта-Инес, протягиваясь в широтном направлении от мыса Аргуэлло до Сеспе-Крик. Длина поднятия около 150 км, ширина 10 км.

Геологическое строение поднятия еще недостаточно освещено в литературе. Нами были использованы те же работы, что и для характеристики поднятия Сан-Рафаэль.

Поднятие Санта-Инес находится между впадиной Вентура на юге и впадиной Санта-Мария на севере. На северо-востоке оно примыкает к поднятию Сан-Рафаэль.

Поднятие представляет собой, по существу, антиклинорий широтного простирания, северное крыло которого оборвано разломом. В ядре антиклинория обнажены верхнемеловые и изредка францисканско-ноксвиллские толщи, которые с угловым несогласием перекрываются третичными отложениями.

Францисканско-ноксвиллские отложения представлены граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами и иногда вулканогенными породами основного состава; отложения прорваны интрузиями серпентинитов; мощность комплекса около 4000 м, возраст поздне-верхнеюрский.

Верхнемеловые отложения, перекрывающие францисканские с угловым несогласием, распространены более широко. По составу это аркозовые песчаники с подчиненными пачками глинистых сланцев, мощностью около 700 м. В кровле этой толщи залегает пачка конгломератов.

Разрез третичных отложений, слагающих в основном южное крыло поднятия, начинается породами эоцена. Среди них выделяется несколько мощных толщ: аркозовые песчаники с прослоями глинистых сланцев (1700 м); преимущественно кварцевые песчаники с тонкими прослоями глинистых сланцев (750 м); глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников (500 м); песчаники и в меньшем количестве глинистые сланцы (750 м). Выше следуют континентальные красноцветные аркозовые песчаники и пески олигоцена с прослоями конгломератов и глинистых сланцев, мощностью 550 м. Вышележащие миоценовые образования, по существу, слагают уже прибортовые части смежных впадин.

Слои на южном крыле поднятия Санта-Инес наклонены под углом 45—60° и иногда больше (см. фиг. 5). На общем моноклинальном фоне залегания слоев отмечаются небольшие разрывы и складки близширотного простирания. Наиболее сложное строение южное крыло имеет на востоке. Осложняющие структуру крыла надвиги Ред-Маунтин и Сан-Гаэтано также имеют близширотное простирание и характеризуются надвиганием эоценовых, олигоценовых и более молодых толщ на юг — на миоценовые, плиоценовые и плейстоценовые отложения впадины Вентура.

Северное крыло почти на всем своем протяжении оборвано разломом Санта-Инес (см. фиг. 5). Этот разлом представляет собой взброс, по которому меловые и эоценовые толщи антиклинория приведены в соприкосновение с миоценовыми отложениями впадины Санта-Мария. В районе Гавиоты взброс Санта-Инес ветвится, разбивая антиклинорий на ряд мелких блоков.

Восточное периклинальное окончание антиклинория располагается в районе Сеспе-Крик. Здесь наблюдается общее погружение эоцен-олигоценовых и более молодых толщ на восток-юго-восток. Соответственно этому направлению простираются и пологие складки второго порядка.

Западное окончание антиклинория обрезано берегом океана.

Впадина Вентура

Впадина Вентура расположена в Южной Калифорнии, к югу от хр. Санта-Инес (поднятие Санта-Инес) и к западу от хр. Сан-Габриэль. Последний входит в состав мезозонд невадийского пояса. От впадины Лос-Анжелес, находящейся южнее, впадина Вентура отделяется антиклинальной перемычкой. Восточную часть впадины занимают нефтяной бассейн Вентура и горы Санта-Моника. Западная ее часть располагается между хр. Санта-Инес и островами Ченл — в пределах пролива

Санта-Барбара. Впадина имеет широтное простирание; длина ее — от мыса Консепсьон до района г. Согуса — около 200 км, ширина до 60 км.

Геологическое строение большей части впадины Вентура изучено достаточно детально в связи с разведкой и разработкой нефтяных месторождений. Описание геологии отдельных нефтяных полей приведено в статьях Т. Стиппа (Stipp, 1943), Х. Хобсона (Hobson, 1943), Р. Стюарта (Stewart, 1943) и других работах в «Сборнике по геологии нефтяных месторождений Калифорнии». Сводки по геологии бассейна Вентура имеются в работах Р. Рида и Дж. Холлистера (Reed, Hollister, 1936), Т. Бэйли (Bailey, 1943) и В. Вер-Вибе (Ver Wiebe, 1952), где приводятся и ряд профилей, обоснованных данными многочисленных буровых скважин. Описание геологии гор Санта-Моника и островов Ченл дано в работах Р. Рида (Reed, 1933), Р. Рида и Дж. Холлистера и Дж. Шелтона (Shelton, 1954). Данные по геологии гор Сан-Габриэль приведены Дж. Кроуэллом (Crowell, 1960).

В нефтяном бассейне Вентура имеется один из мощнейших в Северной Америке разрезов третичных отложений. Обнажены здесь преимущественно миоценовые, плиоценовые и четвертичные толщи; более древние отложения во внутренних частях впадины изучены по данным бурения.

Породы основания впадины обнажены в ряде мест на ее бортах. Наиболее древние из них известны в хр. Сан-Габриэль, вдоль восточного борта. Здесь имеются дайки анортозитов, абсолютный возраст которых определен радиометрическим методом в 900 млн. лет, т. е. как докембрийский. Кроме того, на этом участке обнажены различные метаморфические породы невадийского типа, в том числе гнейсы и амфиболиты. Эти породы прорваны интрузиями гранитоидов.

На южном борту впадины, в горах Санта-Моника и на о-ве Санта-Круц, развиты филлиты и кристаллические сланцы, сопоставляемые по литологическим признакам с триасовыми отложениями гор Санта-Ана¹, но, может быть, включающие и более древние и частично более молодые толщи. Эти породы прорваны интрузиями гранитоидов невадийского типа. В горах Санта-Моника выше них с угловым несогласием залегают конгломераты, песчаники и глинистые сланцы верхнего мела, общей мощностью до 1800 м. Верхнемеловые отложения известны также в районе Сими-Хиллс и отмечены нами выше для поднятия Санта-Инес.

Отложения палеогена широко распространены в пределах нефтяного бассейна (к северу от района Сими-Хиллс) и на островах. В основании разреза выделяется толща образований палеоцена. В пределах нефтяного бассейна палеоценовая толща пройдена скважинами лишь в отдельных местах. Она сложена песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, мощностью до 1000 м. На о-ве Санта-Круц палеоценовые песчаники и песчаные сланцы, мощностью около 100 м, залегают на кристаллических сланцах основания с угловым несогласием. В горах Санта-Моника известны палеоценовые песчаники и глинистые сланцы, мощностью до 200 м, перекрывающие верхнемеловой комплекс без признаков несогласия.

Выше с размывом залегают эоценовые образования, представленные в пределах нефтяного бассейна четырьмя толщами: алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и конгломератов, мощностью около 900 м; песчаников, мощностью 600—700 м; глинистых сланцев и песчаников с прослоями известняков, мощностью от 400 до 800 м, и песчаников с прослоями глинистых сланцев, мощностью 600 м.

¹ См. описание впадины Лос-Анжелес.

На островах Санта-Круц и Санта-Роза отложения имеют состав, близкий к отмеченному, и мощность порядка 1000 м, а на о-ве Сан-Мигуэль — мощность 2700 м.

Олигоценовые образования распространены только в пределах нефтяного бассейна и частично в горах Санта-Моника, где они залегают согласно на толще эоцена. Это континентальные пестроцветные глины, пески и песчаники, а также гравий и конгломераты, мощностью от 600 до 2100 м (группа Сеспе).

Миоценовый комплекс распространен очень широко, он залегает с разрывом и местными несогласиями в основании. На восточном окончании впадины и на юге (на южном крыле антиклинали Сими-Хиллс) в основании комплекса известно значительное угловое несогласие. Разрезы миоцена на территории нефтяного бассейна и в других упоминавшихся районах различны. В пределах бассейна выделяются четыре толщи: песчаники и алевролиты (до 120 м); глины и глинистые сланцы (до 600 м); глинистые сланцы и кремнистые породы с редкими прослоями известняков и пачками песчаников (750 м) и, наконец, глинистые сланцы и песчаники (до 300 м). Указанные мощности наблюдаются в центральной части нефтяного района. Южнее (в синклинали Мурпарк) общая мощность миоценовых отложений уменьшается до 600 м.

Миоценовые отложения в горах Санта-Моника начинаются толщей нижнемиоценовых песчаников и местами конгломератов с подчиненными пачками глинистых сланцев, мощностью 1300 м, уменьшающейся на островах Ченл до 200—500 м. Над ними согласно залегают среднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования. В горах Санта-Моника это песчаники и конгломераты с редкими прослоями глинистых сланцев и кремнистых пород, с многочисленными пластами базальтовых и андезитовых (изредка также риолитовых) лав, мощностью более 1500 м; на о-ве Анакапа — главным образом базальтовые лавы; на о-ве Санта-Круц — преимущественно лавы и вулканические брекчии риолитового, андезитового и базальтового состава, мощностью до 1600 м; на о-ве Санта-Роза — глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, мощностью около 100 м, и на о-ве Сан-Мигуэль — лавы андезитово-базальтового состава, а также глинистые сланцы, песчаники и конгломераты, мощностью 760 м. Кроме того, среднемиоценовые вулканогенные образования отмечены на восточном окончании впадины в грабене Согус-Крик.

Выше залегают верхнемиоценовые отложения, покрывающие среднемиоценовые на востоке гор Санта-Моника с резким угловым несогласием, а западнее согласно. Это конгломераты, песчаники, кремнистые и диатомовые породы, мощностью до 1300 м в горах Санта-Моника и несколько меньше на островах.

Плиоценовые отложения распространены преимущественно в пределах нефтяного бассейна. В них выделяются здесь три толщи (Репетто, Пико, Санта-Барбара), сложенные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, общей мощностью более 4000 м. В верху разреза иногда встречаются прослойки вулканического пепла. В южной части впадины (в синклинали Мурпарк) мощность плиоценовых отложений уменьшается до 500—600 м. На южном борту впадины, в горах Санта-Моника, плиоценовые песчаники и глинистые сланцы, мощностью до 300 м, встречаются лишь на отдельных разрозненных участках.

Выше с местными несогласиями залегают плейстоценовые образования. Нижняя их толща, описанная в окрестностях г. Согус, сложена конгломератами, песчаниками, песками и алевролитами, по-видимому, континентального происхождения, мощностью до 600 м. Средняя толща, распространенная западнее, представлена аргиллитами, песчаниками и конгломератами морского происхождения, мощностью до 750 м. К верх-

ней толще, залегающей с резким угловым несогласием, относятся пески, песчаники и гравий континентального происхождения, мощностью около 90 м, покрытые с местными несогласиями современными речными образованиями. В синклинали Мурпарк общая мощность плейстоценовых отложений 600—700 м.

Таким образом, суммарная мощность кайнозойских полифациальных терригенных отложений впадины Вентура превышает в ее центральной части 12 000 м.

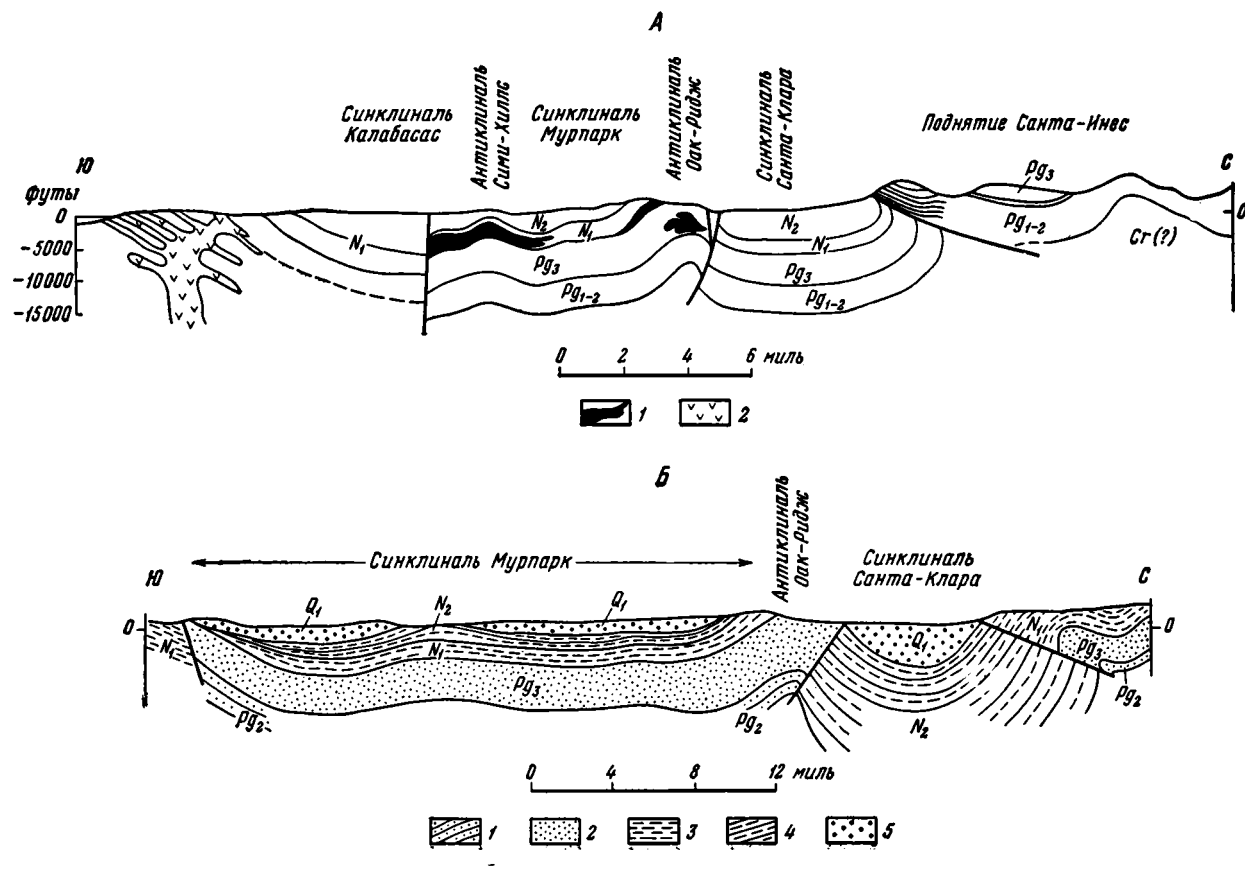
Впадина обладает складчатой структурой. Основные структурные элементы ее описаны в следующем порядке: моноклираль северного борта, северо-восточное окончание впадины, моноклираль южного борта, а затем складки внутренней части впадины. В направлении с севера на юг это синклираль Санта-Клара, антиклираль Оак-Ридж, синклираль Мурпарк, антиклираль Сими-Хиллс, синклираль Калабасас (фиг. 8).

На северном борту впадины эоценовые, олигоценые, миоценовые и местами плиоценовые образования слагают крутую моноклираль широтного простираения с наклоном слоев 45—60°, а местами и более (см. фиг. 5). На участке между мысом Концепсьон и мысом Ринкон строение северного борта наиболее простое. Здесь только в отдельных местах моноклираль осложнена небольшими разрывами широтного и северо-восточного направления, а также изгибами и складками второго порядка, имеющими обычно субширотное простираение. Изгибы слоев моноклинали наблюдаются, например, в пределах нефтяного поля Кэпитан, где описаны три антиклинальных выступа, разделенных синклинальными перегибами и оборванных на западе и на востоке небольшими взбросами. Осложняющие моноклираль складки известны на газовом поле Ла-Голета и на нефтяных полях Голета и Элвуд. В частности, в районе Элвуда залежи нефти приурочены к брахи-антиклинали запад-северо-западного простираения с более крутыми северным и южным крыльями, оборванной на севере разрывом (фиг. 9).

На участке к востоку от мыса Ринкон северный борт впадины имеет более сложное строение. Здесь моноклиральное залегание слоев осложнено многочисленными складками второго порядка, также субширотного простираения. Одной из наиболее крупных складок является антиклираль Вентура, сложенная породами плиоцена, протяженностью около 30 км. Это удлиненная антиклираль широтного простираения с довольно крутыми северным и южным крыльями, осложненная двумя поперечными перегибами и рядом мелких разрывов. Кроме того, моноклираль северного борта осложнена надвигом субширотного простираения, с надвигом и подворачиванием миоценовых, олигоценых и эоценовых слоев на юг, в сторону синклинали Санта-Клара.

В районе Сеспе-Крик, на участке восточного периклинального окончания поднятия Санта-Инес, наблюдается общий наклон толщ на юго-восток и ряд складок второго порядка, простираение которых соответствует направлению погружения слоев периклинали. Эти складки (антиклираль Топатопа, антиклираль Колдуотер и др.) закартированы в пределах нефтяных полей Сеспе-Крик, Хоппер-Каньон, Сансет, Темескал и Модело.

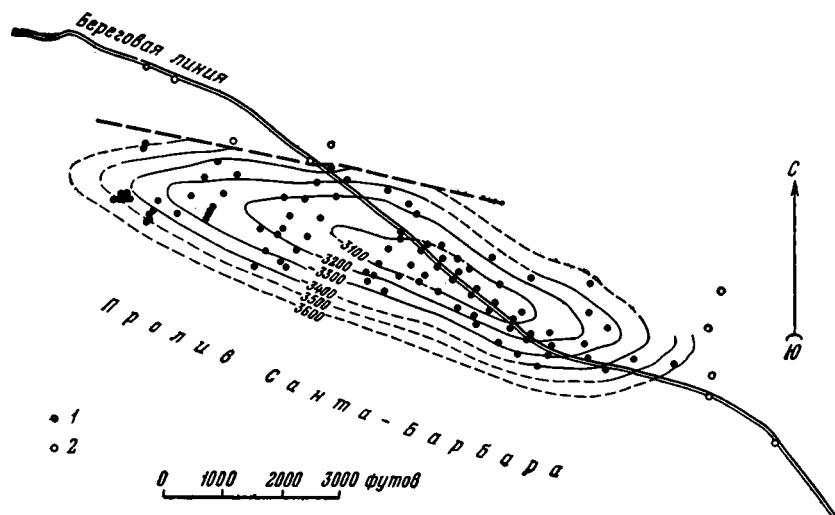
На участке северо-восточного окончания впадины Вентура миоценовые и местами плиоценовые образования залегают в двух узких грабенах северо-западного и восток-северо-восточного простираения. Из них северный, расположенный в районе Кастак-Крик, является односторонним грабеном с разломом на юго-западном борту; он характеризуется быстрым выклиниванием слоев на северо-восток и более постепенным — на северо-запад. Восточный, лежащий в районе Согус-Крик, является двусторонним грабеном, ограниченным с юга и с севера серией кулисообразно расположенных разрывов; на восток-северо-во-



Фиг. 8. Геологические профили через впадину Вентура.

А. Из книги В. Вер-Виебе (Ver Wiebe, 1952): 1 — нефтяная залежь; 2 — андезиты и базальты; Б. По Р. Риду и Дж. Холлистеру (Reed, Hollister, 1936): 1 — эоцен; 2 — олигоцен; 3 — миоцен; 4 — плиоцен; 5 — плейстоцен

сток (по простирацию грабена) мощности миоценовых толщ постепенно уменьшаются, вплоть до полного выклинивания. Постепенное выклинивание миоценовых отложений в северо-восточном направлении, а также смена морских отложений континентальными и затем вулканогенными свидетельствуют о том, что в районе Кастак-Крик и Согус-Крик располагается естественное северо-восточное окончание впадины.



Фиг. 9. Брахиантиклиналь в нижнемиоценовых отложениях на северном борту впадины Вентура. Стратоизогипсы (в футах) проведены по кровле нижнего миоцена. Из сборника «Geologic formations...» (1943).

1 — нефтяные скважины; 2 — пустые скважины

Южнее района Согуса борт впадины представляет собой моноклинал с общим падением слоев к юго-западу и выклиниванием отдельных горизонтов (особенно нижнемиоценовых) к северо-востоку. Моноклиналиное залегание слоев нарушено небольшими местными перегибами и рядом разрывов запад-северо-западного и северо-восточного направления.

На южном борту впадины, между Глендейлом и Топангой, устанавливается моноклиналиное залегание и частичное выклинивание миоценовых слоев к югу. Местами моноклинал осложнена разрывами северо-восточного и восток-северо-восточного направления и небольшими складками северо-западного и северного простираения.

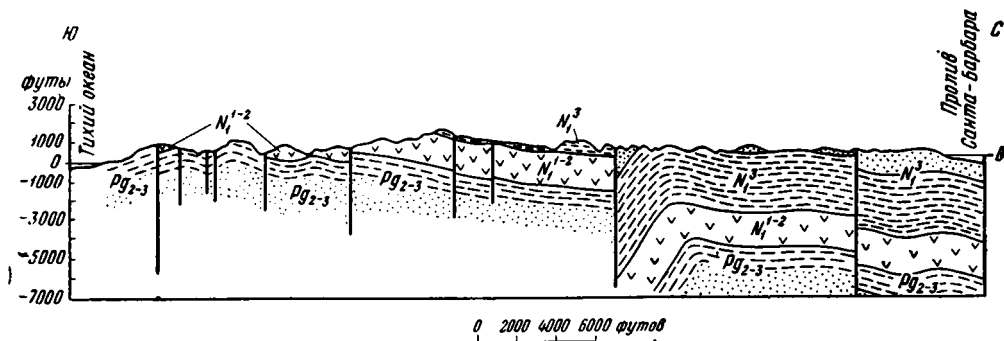
Западнее, в пределах западной части гор Санта-Моника, моноклинал южного борта характеризуется очень пологим наклоном слоев к северу, осложненным изредка мелкими складками близширотного простираения (см. фиг. 8, А).

Следует отметить, что на различных участках южного борта впадины (особенно на западе гор Санта-Моника) распространены вулканогенные миоценовые отложения, характерные для окраинных частей впадины.

Далее к западу, на островах Ченл, располагается продолжение южного борта впадины¹. Все четыре острова представляют собой части единой моноклинали широтного простираения с общим наклоном слоев к северу, то очень пологим (10—20° на о-ве Санта-Роза — фиг. 10), то более крутым (от 20—30 до 60° на о-ве Санта-Круц). Моноклинал

¹ Как отмечает Р. Рид (Reed, 1933), острова Ченл и структурно, и стратиграфически подобны горам Санта-Моника.

сложена миоценовыми образованиями, с большим количеством вулканогенных пород. В пределах островов Ченл моноклираль южного борта осложнена рядом нарушений. На островах Санта-Роза и Санта-Круз известны сбросы близширотного направления с опущенным северным крылом (величина вертикального смещения до 1500 м). Закартированы здесь и небольшие разрывы (со смещением от 50 до 200 м), обычно северо-западного или северо-восточного направления. Местами моноклиральное залегание нарушено также небольшими изгибами слоев и складками второго порядка, имеющими субширотное, северо-западное и северо-восточное простирание.



Фиг. 10. Залегание слоев на о-ве Санта-Роза (южный борт впадины Вентура).
По Р. Риду (Reed, 1933)

Синклиналь Санта-Клара расположена в северной части впадины между г. Вентура на западе и районом Согуса на востоке. Синклиналь выполнена миоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями. Длина синклинали около 70 км, ширина не более 15 км. Эта складка, имеющая восток-северо-восточное простирание, ограничена с севера и с юга крупными надвигами.

На севере установлены два надвига: Сан-Гаэтано и Ред-Маунтин, а на юге — надвиг Оак-Ридж. Все они имеют субширотное простирание. По надвику Сан-Гаэтано миоценовые, олигоценовые и эоценовые отложения северного борта впадины надвинуты на миоценовые и плиоценовые отложения синклинали. Амплитуда смещения вдоль надвига достигает 7500 м. По надвику Ред-Маунтин миоценовые толщи надвинуты на плиоценовые отложения синклинали.

На юге, вдоль надвига Оак-Ридж, миоценовые и олигоценовые толщи смежной антиклинали надвинуты на плиоценовые и плейстоценовые образования синклинали Санта-Клара. Амплитуда смещения по этому надвику около 4000—4500 м.

Синклиналь на всем протяжении довольно плоская, с поперечным сечением, близким к полукруглому, и слегка асимметричная (фиг. 11). Ядро синклинали, особенно в верхних горизонтах, смещено в южном направлении. Северный борт ее более пологий, наклон слоев изменяется здесь в северном направлении от 30 до 50° и более. В непосредственной близости от надвига Сан-Гаэтано залегание слоев становится очень крутым и часто запрокинутым (под углом 70—80°). В районе Санта-Паула крутой участок борта осложнен структурным уступом, переходящим в верхних горизонтах в разрыв. Южный борт синклинали, где надвиг Оак-Ридж проходит ближе к ее ядру, характеризуется несколько более крутым залеганием слоев, особенно в верхних горизонтах.

Антиклиналь Оак-Ридж протягивается в восток-северо-восточном направлении от района южнее Санта-Паула до района южнее

На западе впадины Вентура, на плато Окснард, и на юго-востоке впадины, в долине Сан-Фернандо, развиты четвертичные отложения, перекрывающие западные и восточные окончания описанных структур.

Впадина Лос-Анжелес

Впадина Лос-Анжелес расположена в южной части Калифорнии; она представляет собой значительный нефтяной бассейн, вытянутый в северо-западном направлении. Длина видимой части впадины — от гор Санта-Моника до Ошэнсайда — около 130 км; ширина 60 км. Южная часть впадины срезана береговой линией.

Геологическое строение впадины изучено достаточно полно при разведке нефтяных месторождений. Особенно детально изучены участки антиклиналей, к которым приурочены залежи нефти. Описание геологии всех крупных нефтяных полей бассейна приведено в статьях сборника по геологии нефтяных месторождений Калифорнии («Geologic formations...», 1943). Наиболее новые данные по геологии отдельных полей содержатся в работе М. Хилла (Hill, 1956). Сводки по геологии бассейна Лос-Анжелес имеются в работах Р. Рида и Дж. Холлистера (Reed, Hollister, 1936), С. Висслера (Wissler, 1943) и В. Вер-Виебе (Ver Wiebe, 1952); некоторые сведения приводятся также в статьях Дж. Шелтона (Shelton, 1954), Б. Кларка (Clark, 1937), В. Попеноэ (Popenoe, 1943) и Э. Ларсена (Larsen, 1948). Все описания и профили обоснованы данными многочисленных буровых скважин.

На северо-западе впадина Лос-Анжелес отделена узкой антиклинальной перемычкой от впадины Вентура, а на северо-востоке ограничена поднятием Сан-Габриэль, входящим в систему невадид. На востоке впадина примыкает к Полуостровным хребтам, также относящимся к невадидам. В пределах впадины Лос-Анжелес обнажены миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения. Выходы подстилающих более древних толщ известны лишь на ее бортах.

Наиболее древние образования отмечены в горах Сан-Габриэль на северо-восточном борту впадины. Их описание было приведено выше.

В горах Санта-Ана, на восточном борту впадины, распространены фаунистически охарактеризованные триасовые отложения (Larsen, 1948). Это метаморфизованные глинистые сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов и тонкими линзами известняков, видимой мощностью около 6000 м. Степень метаморфизма пород невысокая; тела сланцев, заключенные среди гранитов, метаморфизованы сильнее — до слюдистых сланцев и зернистых гнейсов; в целом степень метаморфизма возрастает к востоку. Выше с угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования предположительно юрского возраста. Среди них преобладают андезиты и кварцевые латиты, иногда встречаются риолиты и местами, вероятно, базальты. Мощность толщи, по видимому, превышает 1000 м. С вулканическими породами связаны интрузивные тела. И триасовые, и юрские толщи прорваны гранитоидами батолита Южной Калифорнии.

Выше резко несогласно залегают верхнемеловые толщи (Popenoe, 1943). В их основании располагается пачка конгломератов с линзами аркозовых песчаников, мощностью 100 м. Далее следует толща аркозовых песчаников, переходящих вверх в алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов, общей мощностью от 350 до 550 м. Выше с разрывом, но без заметного несогласия залегают толща аркозовых песчаников с прослоями конгломератов и алевролитов, мощностью 150 м.

На северном борту впадины, как отмечено выше, также известны отложения предположительно триасового возраста и верхнемеловые толщи.

На западной окраине впадины, в холмах Сан-Педро, отмечены выходы тальковых и глаукофановых сланцев и интрузий серпентинитов, которые условно относятся некоторыми авторами (Reed, 1933; Кинг, 1961) к «францисканской формации», т. е. к верхам верхней юры.

Палеогеновые отложения известны только на восточной окраине впадины, в районе Ричфилда. Они залегают на различных горизонтах верхнемеловых отложений, но угловое несогласие обычно очень невелико. Палеоцен и эоцен, согласно С. Висслеру (1943), сложены песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями конгломератов и имеют сравнительно небольшую мощность. Выше с местным несогласием следуют олигоценовые и частично нижнемиоценовые континентальные пестроцветные песчаники, пески, глинистые сланцы и алевролиты, мощностью от 0 до 350 м. Далее, также с местными несогласиями, залегают нижнемиоценовые пески с прослоями гравия и глинистые сланцы, мощностью от 0 до 40 м, известные тоже только на востоке впадины. Над ними залегают аркозовые песчаники и глинистые сланцы среднемиоценового и частично, может быть, также нижнемиоценового возраста, мощностью от 0 до 550 м, распространенные на восточном борту впадины и в ряде мест на западном борту.

Все вышележащие толщи распространены значительно более широко и обнаружены на всех нефтяных полях, где скважины доходят до соответствующей части разреза. Внизу — это среднемиоценовые глинистые сланцы и песчаники, иногда с прослоями туфов, мощностью от 0 до 320 м. В краевых частях впадины известны также вулканогенные образования среднего миоцена. На северо-восточном борту, в районе Глендоры, развиты лавы и пирокластические породы андезитового, иногда также базальтового и изредка риолитового состава. Эти образования переслаиваются с морскими обломочными породами; общая мощность толщи достигает 670 м. На восточном борту впадины, в Оранже, обнажена толща лав, брекчий и туфов андезитов и базальтов, мощностью около 90 м, иногда больше. Кроме того, вулканические породы андезитового и базальтового состава достигнуты скважинами в ряде пунктов на севере и на востоке впадины. На юго-западе впадины известны интрузии соответствующего состава. Выше залегают различные горизонты образований верхнемиоценового возраста. Они представлены глинистыми сланцами и песками с прослоями конгломератов. Характерны фациальная изменчивость отложений, выклинивание отдельных толщ, местные перерывы и несогласия; мощность отложений колеблется от 150 до 3000 м.

Выше с местными несогласиями залегают плиоценовые толщи. Нижнеплиоценовые отложения представлены песками, алевролитами и глинистыми сланцами, мощностью от 200 до 1600 м, а верхнеплиоценовые — преимущественно песками и алевролитами мощностью от 200 до 1000 м.

Далее с местными несогласиями следуют морские нижнеплейстоценовые пески, глины и алевролиты, мощностью от 0 до 150 м, покрытые также с местными несогласиями верхнеплейстоценовыми морскими и континентальными отложениями — глинами, алевролитами, песками, гравием и конгломератами, мощностью от 0 до 200 м.

И плейстоценовые и плиоценовые отложения имеют наибольшую мощность в центральной части впадины; в направлении к северо-восточному и юго-западному бортам мощности постепенно уменьшаются.

Плиоценовые и плейстоценовые отложения покрываются с местными несогласиями современными аллювиальными песками, глиной и гравием, мощностью до 30 м.

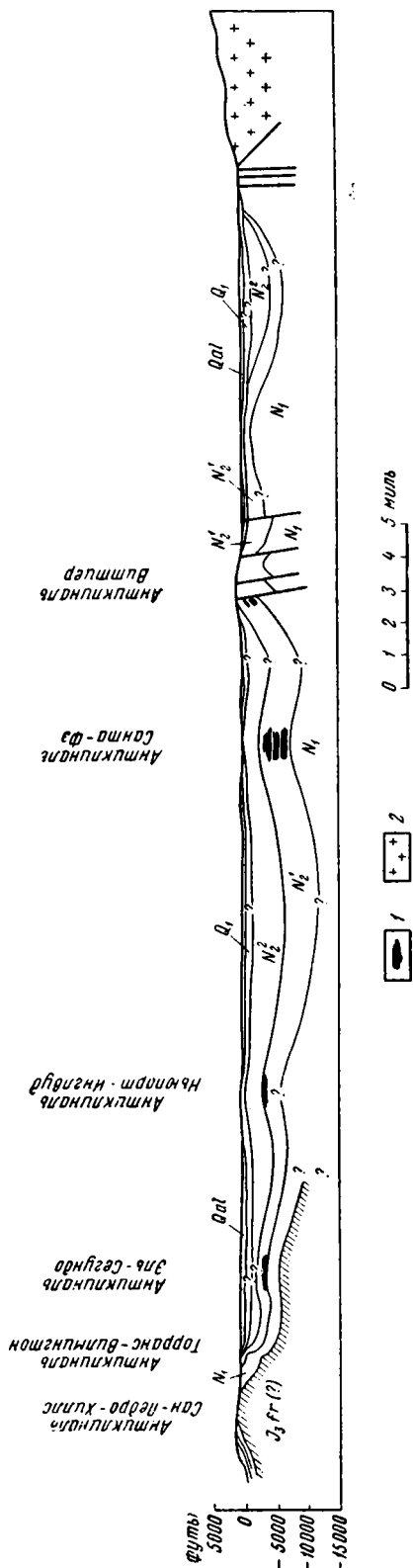
Таков геологический разрез впадины Лос-Анжелес.

Приведем теперь некоторые сведения о ее тектонике

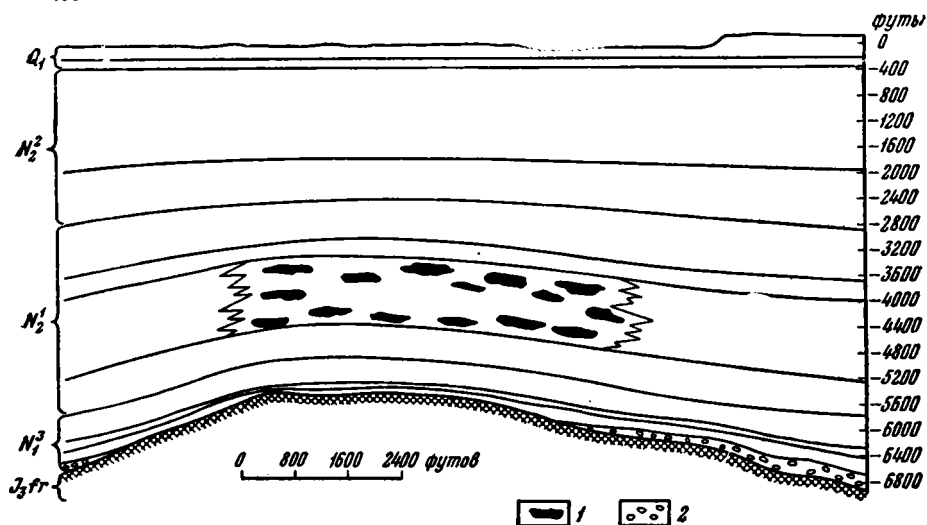
Северный борт впадины представляет собой моноклираль, в восточной части осложненную продольным сбросом с опущенным южным крылом. Миоценовые отложения здесь несогласно перекрывают породы мезозоя. Участок северо-восточного борта почти на всем протяжении покрыт четвертичными отложениями, поэтому строение его изучено очень неполно. На отрезке между Пасаденой и Помоной это моноклираль, оборванная продольным разломом Сан-Габриэль, с опущенным южным крылом. На отрезке между Помоной и Прадо (далее на юг) граница впадины проходит, по-видимому, вдоль разлома Чайно, к востоку от которого среди поля четвертичных отложений встречаются только выходы невадийских гранитов. В пределах северо-восточного борта верхнемиоценовые отложения впадины перекрывают непосредственно эти граниты.

На восточном борту миоценовые толщи залегают на породах палеогена и верхнего мела, причем в первом случае без регионального несогласия (?), а во втором — резко несогласно. Моноклиральное залегание слоев восточного борта в районе Сан-Хуан нарушено продольным разрывом с опущенным западным крылом.

Собственно впадина Лос-Анжелес в целом представляет собой синклиральную структуру с пологим наклоном слоев внутрь впадины, обычно не более 10—15° (редко 30°), и их постепенным выклиниванием на бортах. Синклираль осложнена несколькими продольными пологими антиклиналями, среди которых с юго-запада на северо-восток выделяются: антиклиналь Сан-Педро-Хиллс, антиклиналь-Торранс-Вилмингтон, антиклиналь Эль-Сегундо, антиклиналь Ньюпорт-Инглвуд, антиклиналь Санта-Фэ и антиклиналь Виттиер (фиг. 12).



Фиг. 12. Геологический профиль через впадину Лос-Анжелес. По В. Вер-Вие (Ver Wiebe, 1952)



Фиг. 13. Куполовидная складка на нефтяном поле Плайя-дель-Рей в отложениях верхнего миоцена и плиоцена (впадина Лос-Анжелес). Из сборника «Geologic formations...» (1943)

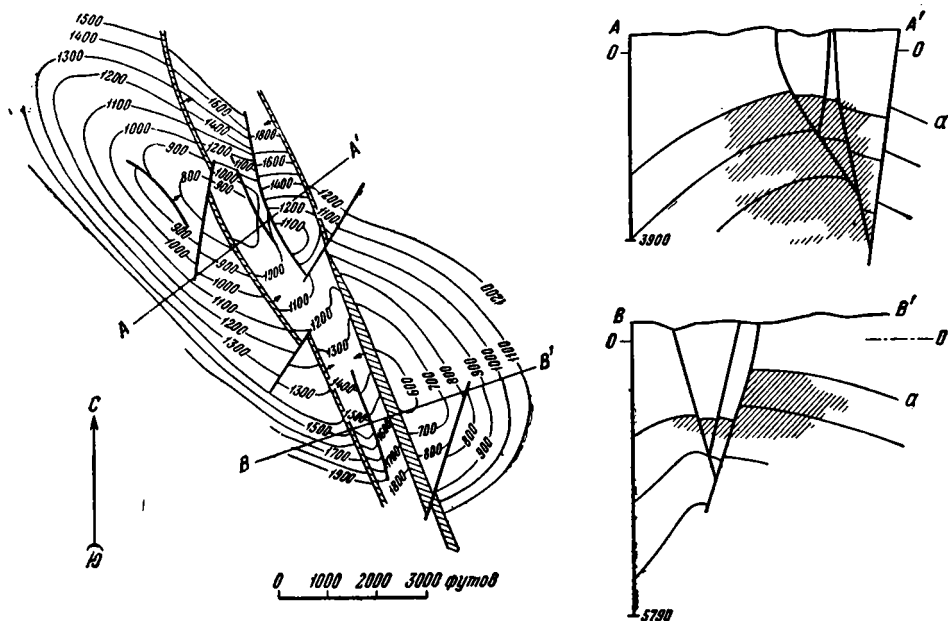
1 — скопления нефти; 2 — конгломераты

Антиклиналь Сан-Педро-Хиллс расположена на п-ове Сан-Педро. Это пологая складка северо-западного простирания, в ядре которой на небольшом участке обнажены юрские (?) отложения, а на крыльях миоценовые толщи. Характерно значительное уменьшение мощностей миоцен-плейстоценовых отложений от центральной части впадины к антиклинали Сан-Педро-Хиллс и появление на юго-западном крыле антиклинали вулканогенных миоценовых образований. Поэтому возможно, что антиклиналь является участком юго-западного борта впадины, где миоценовые толщи лежат несогласно на юрских (?) образованиях.

Антиклиналь Торранс-Вилмингтон тоже имеет северо-западное простирание и характеризуется пологим залеганием слоев на крыльях (не более 12° на северном крыле и 5° — на южном). Широкий и плоский свод антиклинали осложнен несколькими поперечными изгибами и рядом мелких разрывов.

Антиклиналь Эль-Сегундо, протягивающаяся от Вениса до Лаундейла, представляет собой полосу куполов также северо-западного простирания. Залегание слоев на крыльях куполов всегда очень пологое. Так, на нефтяном поле Эль-Сегундо слои лежат почти горизонтально, но на неровной поверхности фундамента. На нефтяном поле Плайя-дель-Рей наклон слоев на крыльях купола постепенно изменяется от 20° на поверхности фундамента до 0° в верхних горизонтах плиоценовой толщи (фиг. 13).

Антиклиналь Ньюпорт-Инглвуд выделяется как четко выраженная линейная зона, которой в рельефе соответствует полоса холмов. Антиклиналь протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 70 км; она состоит из цепочки брахиантиклиналей, кулисообразно сменяющих одна другую. Это брахиантиклинали нефтяных полей Беверли-Хиллс, Инглвуд, Потреро, Розенкранц, Домингуэц, Лонг-Бич, Сил-Бич, Хантингтон-Бич, Ньюпорт. Каждая из брахиантиклиналей представляет собой удлиненную структуру северо-западного простира-



Фиг. 14. Брахиантиклиналь в плиоценовых отложениях впадины Лос-Анжелес. Стратонизогипсы (в футах) проведены по горизонту α . Из сборника «Geologic formations...» (1943)

ния, протяженностью от 2 до 5—6 км, с относительно более крутыми северо-восточным и юго-западным крыльями. На нефтяных полях Инглвуд и Лонг-Бич наклон слоев на северо-восточном и юго-западном крыльях брахиантиклиналей, сложенных миоценовыми и плиоценовыми отложениями, достигает 40—50° (фиг. 14). Но обычно брахиантиклиналя более пологи; на нефтяных полях Потреро и Сил-Бич углы падения слоев не превышают 10—15°. Наклон слоев на северо-западном и юго-восточном крыльях брахиантиклиналей всегда менее 10—15°. Все брахиантиклинали полосы Ньюпорт-Инглвуд разбиты продольными и косыми разрывами с вертикальным смещением от нескольких метров до 200—300 м. Некоторые геологи считают, что антиклиналь Ньюпорт-Инглвуд соответствует зоне разлома, расположенной на глубине, что, видимо, справедливо и для других структур подобного типа.

Антиклиналь Санта-Фэ протягивается в запад-северо-западном направлении от Ричфилда до Санта-Фэ; она также образована цепочкой брахиантиклиналей. Большая их часть представляет собой удлиненные структуры того же простирания с несколько более крутыми северным и южным крыльями. Обычно крылья этих структур довольно пологи; например, на нефтяном поле Санта-Фэ наклон слоев не превышает 10—20°. Местами брахиантиклинали осложнены небольшими разрывами.

Антиклиналь Виттиер расположена между районом Крэмера и холмами Пуэнтэ вдоль разлома Виттиер северо-западного направления, с опущенным юго-западным крылом. В ядре антиклинали обнажены миоценовые и плиоценовые отложения, на крыльях — плиоценовые, плейстоценовые и современные толщи. Ниже четвертичных отложений углы наклона достигают 45° (см. фиг. 12). Антиклиналь осложнена несколькими разрывами и рядом поперечных изгибов, поэтому в своде антиклинали выделяется несколько небольших куполов.

Впадина Грейт-Вэлли располагается на территории Большой долины Калифорнии, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 700 км; ширина ее до 70—80 км. Это крупная впадина, разделяющая систему Береговых хребтов и горы Сьерра-Невада.

Геоморфологически Большая долина Калифорнии подразделяется на две части. Северную ее часть образует долина р. Сакраменто; южную — долина р. Сан-Хоакин.

Территория впадины изучена неравномерно. Лучшее всего известно геологическое строение ее южной части (юг долины Сан-Хоакин), являющейся крупным нефтяным бассейном. Данные по стратиграфии этого района приведены в статьях П. Гудкова (Goudkoff, 1943) и Г. Фергюсона (Ferguson, 1943); описания разрезов и ряд профилей, обоснованных данными бурения, имеются в работе Х. Хутса (Hoots, 1930). Для средней и северной частей впадины Грейт-Вэлли приводятся главным образом данные по геологии ее западного борта; по геологии центральных районов и восточного борта имеются лишь отрывочные сведения (Reed, 1933; Taliaferro, 1943¹, и др.). Геологическое строение западного борта долины Сан-Хоакин (в ее северной части) описано Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943²); строение западного борта долины Сакраменто в районе залива Сан-Франциско описано К. Уивером (Weaver, 1949). Данные по геологии нефтяных и газовых полей, имеющих впадине, приведены в сборнике по нефтяным полям Калифорнии («Geologic formations...», 1943). Эти работы сопровождаются рядом профилей и геологическими картами. Кроме упомянутых, нами использованы и некоторые другие работы (Anderson, Russel, 1939; Anderson, 1938; 1958; Hill, 1956; Matsumoto, 1960; Press, 1956; Ver Wiebe, 1952).

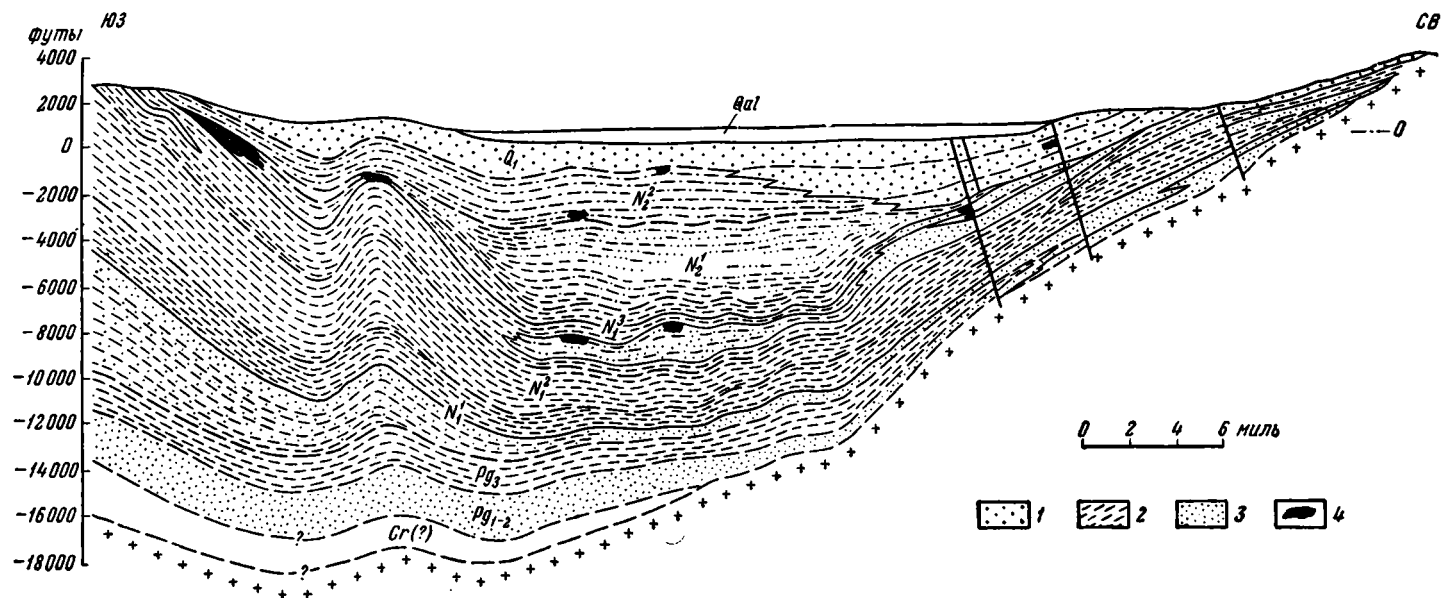
Впадина Грейт-Вэлли — это линейная и, как мы видели, очень крупная синклиналичная структура, на всем своем протяжении сравнительно пологая и в поперечном разрезе асимметричная, с более крутым юго-западным крылом (фиг. 15). Впадина выполнена главным образом отложениями третичного и четвертичного возраста, но вдоль юго-западного борта протягивается полоса мезозойских образований. Мощность третичных и четвертичных отложений достигает в центральной части впадины 5500 м (Tectonic map of the USA, 1960). Мощность всей осадочной толщи от меловых (или францисканско-ноксвиллских) до четвертичных образований, по геофизическим данным, около 10 000 м (Press, 1956)¹.

Меловые отложения юго-западного крыла впадины подстилаются францисканско-ноксвиллскими вулканогенно-осадочными толщами, мощность которых, по-видимому, уменьшается в восточном направлении.

На северо-восточном крыле впадины меловые и третичные отложения подстилаются кристаллическими породами Сьерра-Невады. Как отмечает Н. Талиаферро, скважина, пробуренная в 15 км к югу от Мерседа почти в центре долины Сан-Хоакин, обнаружила под меловыми отложениями гранодиориты; скважина, пробуренная в 10 км южнее, на глубине около 3000 м, вошла из меловых отложений в амфиболиты, переслаивающиеся с аспидными сланцами («формация Мариопоза» — J₃), прорванные гранодиоритами. В центральной части долины Сакраменто, на южном краю холмов Мэрисвилл, скважина также вошла из меловых отложений в гранодиориты на глубине около 2000 м.

Меловые отложения юго-западного крыла в долине Сакраменто представлены преимущественно породами серии Шаста нижнемелового возраста (от инфраваланжина до низов альба). Эти породы, с угловым

¹ Согласно Р. Риду (Reed, 1933), около 7500 м, а по данным Г. Штилле (Stille, 1940), — до 15 000 м.



Фиг. 15. Общий профиль через долину Сан-Хоакин (южная часть впадины Грейт-Велли). Из сборника «Geologic formations...» (1943).

1 — континентальные обломочные породы; 2 — глинистые сланцы, алевролиты и кремнистые породы; 3 — пески и песчаники; 4 — нефтяные и газовые горизонты

несогласием покрывающие образования верхов верхней юры, представлены песчанистыми и глинистыми сланцами, в меньшем количестве аркозовыми песчаниками с прослоями конгломератов и изредка известняками; мощность отложений изменяется от 8000 м (в районе Мидл-Форк) до 3000 м и меньше.

Отложения верхнемелового возраста имеют здесь неполный разрез (лишь от верхов альба до турона).

В южной части впадины (долина Сан-Хоакин), наоборот, распространены почти исключительно отложения серии Чико верхнемелового возраста (от верхов альба¹ до маастрихта или дания); отложения серии Шаста (ее нижней части) встречаются только в отдельных выходах. Породы верхнего мела обычно залегают на образованиях серии Шаста с несогласием, но, как отмечают некоторые авторы (Taliaferro, 1943; Irwin, 1957, и др.), это несогласие в пределах впадины Грейт-Вэлли менее значительно, чем в Береговых хребтах, и часто отмечаются только перерыв в отложении и размыв.

Нижняя часть отложений (толща Пачеко, от верхнего альба до турона) сложена аркозовыми песчаниками с подчиненными пачками конгломератов и алевролитов и иногда с линзами известняков. Верхняя часть серии (толща Асунсьон, от коньяка до маастрихта или дания) залегают на упомянутых образованиях с угловым несогласием. Но это несогласие также меньше, чем в Береговых хребтах, а местами оно отсутствует, переходя в стратиграфическое (Taliaferro, 1943). Толща сложена аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов и глинистых сланцев, местами с линзами известняков.

Общая мощность верхнемеловых отложений изменяется от нескольких сотен метров на северо-восточном крыле впадины в пределах долины Сакраменто и 1000—3000 м на ее юго-западном крыле (там же) до 8500 м на юго-западе долины Сан-Хоакин.

Выше с угловым несогласием на нижнемеловых отложениях и очень небольшим несогласием на верхнемеловых залегают третичные толщи. Лучше всего они изучены в южной части долины Сан-Хоакин, преимущественно вдоль юго-западного борта впадины. На них мы и остановимся.

Здесь в основании разреза третичных отложений располагаются аркозовые пески и песчаники с прослоями глинистых сланцев нижнеэоценового возраста (местами, возможно, и палеоценовые породы), развитые лишь на отдельных участках и имеющие небольшую мощность. Выше следуют среднеэоценовые толщи: внизу алевролиты и глинистые сланцы, иногда содержащие мощные пачки аркозовых песков, общей мощностью до 250 м, затем аркозовые пески и песчаники, изредка с прослоями глинистых сланцев, а иногда слоев угля и известняков, мощностью до 100 м. У северо-восточного борта впадины Грейт-Вэлли, близ подножья Сьерр, среднеэоценовые (?) отложения представлены аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами с примесью вулканогенного материала риолитового и андезитового состава. Верхнеэоценовые отложения, залегающие с местными несогласиями, в нижней части разреза сложены аркозовыми песками, мощностью до 100—150 м, а в верхней — глинистыми сланцами, мощностью до 250 м.

Над ними с небольшим угловым несогласием залегают образования олигоцена. В долине Сан-Хоакин это пески и песчаники, иногда туффовые, конгломераты и глинистые сланцы, мощностью до 200—300 м и более.

Выше с угловым несогласием залегают нижнемиоценовые толщи. Вдоль восточного борта долины Сан-Хоакин они обычно лежат непо-

¹ В южном направлении возраст нижней границы серии повышается до сеномана и затем до турона.

средственню на невадийских образованиях. В южной части долины Сан-Хоакин нижнюю часть разреза составляют аркозовые пески и песчаники с прослоями глинистых сланцев и вулканических пород базальтового и андезитового состава, мощностью от 150—200 до 800 м и более (толща Бакерос). В районе Бэкерсфилда, у восточного борта долины, этой толще отвечают по возрасту песчаники, мощностью около 100 м. Более высокие горизонты нижнемиоценовых отложений представлены в Кеттлеман-Хиллс песками, мощностью 100 м, а в более южных районах — песками и глинистыми сланцами, общей мощностью до 350 м. В районе Бэкерсфилда этим отложениям соответствуют по возрасту алевролиты, мощностью от 150 до 400 м, и выше пески, мощностью от 50 до 250 м. Далее согласно следуют среднемиоценовые отложения, нижняя часть которых образована на западе долины Сан-Хоакин песками и глинистыми сланцами, мощностью от 100 до 400 м, а на востоке — алевролитами, мощностью 100—200 м. Выше залегают глинистые сланцы, мощностью от 100 до 600 м. Верхнемиоценовые отложения представлены глинистыми сланцами и местами кремнистыми породами, имеющими мощность 300—700 м на западе долины Сан-Хоакин и 200—400 м на востоке долины. На крайнем юге района верхнемиоценовые отложения образованы глинистыми сланцами и кремнистыми породами с прослоями известняков, мощностью до 1400 м.

Миоценовые отложения с местными угловыми несогласиями (чаще лишь с перерывами в отложении) покрываются плиоценовыми морскими и континентальными образованиями. В западной и центральной частях долины Сан-Хоакин это морские аркозовые пески и песчаники, алевролиты, глины и местами конгломераты, общей мощностью от 300 до 1500 м, которые в восточном направлении замещаются континентальными толщами.

Выше, также с местным несогласием, залегают плейстоценовые отложения — глины, мощностью от 0 до 600 м, и еще выше песчаники, пески (часто аркозовые), глины и местами гравий, мощностью от 150 до 700—800 м, которые на востоке территории также сменяются континентальными образованиями.

Отмеченные континентальные отложения в нижней части разреза образованы грубообломочными породами, часто аркозового состава, мощностью 100—250 м, которые соответствуют по стратиграфическому положению верхам миоценовой и низам плиоценовой морских толщ. Верхняя часть комплекса, мощностью 300—1000 м, также имеет грубообломочный состав и соответствует по возрасту верхам плиоцена и плейстоцену.

Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Сан-Хоакин с местными несогласиями покрываются современными аллювиальными отложениями.

Описанные третичные отложения южной части долины Сан-Хоакин распространены и севернее. Однако в этом направлении во впадине Грейт-Вэлли наблюдается уменьшение мощностей отложений и выклинивание отдельных толщ.

Так, к северо-востоку от залива Сан-Франциско третичные отложения имеют следующее строение. Эоценовые образования представлены глинистыми сланцами с прослоями песчаников (до 300 м), кварцевыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов (200—250 м) и аркозовыми песчаниками (350 м). Далее с очень слабым угловым несогласием располагаются песчаники, местами туффитовые, мощностью от 100 до 250 м, верхнемиоценового возраста. Выше обычно согласно залегают континентальные песчаники, часто туффитовые, с прослоями туфов и конгломератов, мощностью до 200 м, плиоценового возраста, покрытые с местными несогласиями маломощными (50—150 м) также континен-

тальными песками, глинами и гравием плейстоценового возраста и современными аллювиальными отложениями.

Севернее эоценовые и миоценовые отложения выклиниваются и непосредственно на меловых образованиях с угловым несогласием залегают обычно плиоценовые вулканогенно-осадочные толщи континентального происхождения. Так, в крайней северо-восточной части долины Сакраменто развиты вулканогенно-осадочные образования, общей мощностью до 150—200 м, верхнеплиоценового возраста. А несколько южнее, в районе Мэрисвилл-Баттс, распространены плиоценовые и современные лавы, преимущественно андезитового состава.

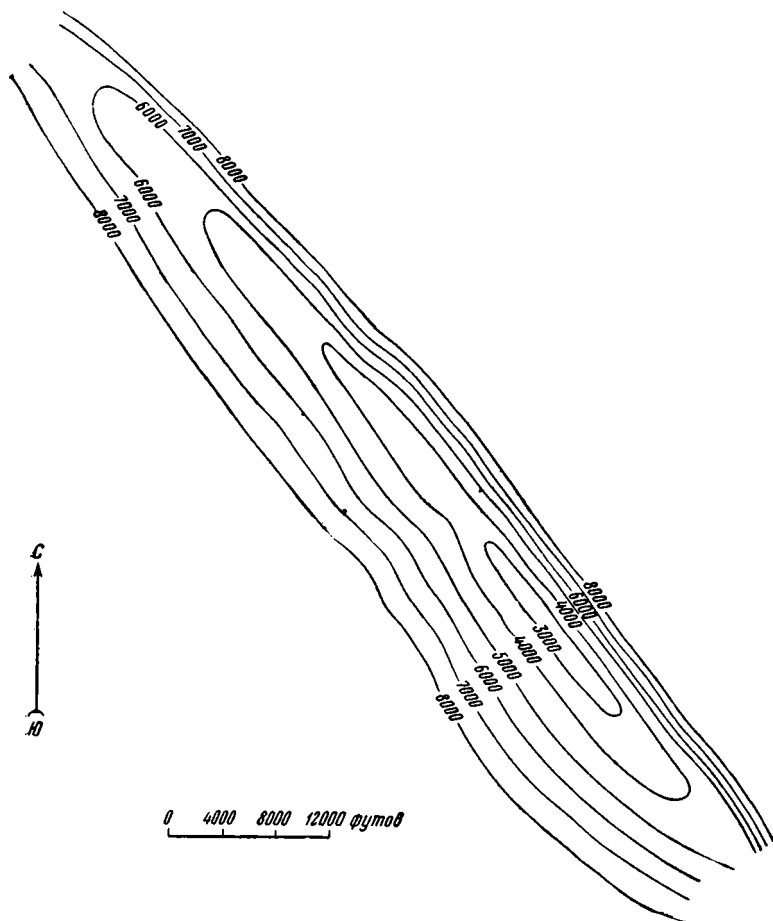
Перейдем далее к краткой характеристике структуры впадины Грейт-Вэлли. Уже упоминалось, что она имеет асимметричное строение: ее северо-восточное крыло более пологое, чем юго-западное. Оба крыла характеризуются в общем моноклиальным залеганием слоев, которое осложнено местами разрывами или пологими складками второго порядка. Наиболее простое строение юго-западное крыло имеет на севере долины Сакраменто. Здесь нижне- и верхнемеловые, а также располагающиеся выше плиоцен-плейстоценовые толщи полого наклонены на восток. В меловых отложениях наклон обычно около 30° (иногда до 60°) ближе к центру впадины; в более высоких комплексах углы наклона постепенно выполаживаются. Лишь изредка моноклиаль осложнена небольшими разрывами и пологими изгибами слоев. Близ г. Сайтса моноклиаль осложнена двумя небольшими складками меридионального простирания: узкой крутой антиклиналью и лежащей западнее синклиалью с довольно крутыми (до 60° и больше) крыльями и широким уплощенным дном. Складки образованы нижне- и верхнемеловыми толщами, которые на севере несогласно перекрываются плиоценовыми отложениями, полого наклоненными на восток. Южнее, в районе Рамзея, в меловых отложениях закартирована флексура с наклоном слоев на смыкающем крыле до 80°, имеющая меридиональное простирание и на большей части своего протяжения осложненная продольным взбросом.

На юге долины Сакраменто, в районе залива Сан-Франциско, меловые, эоценовые, миоценовые и плиоцен-плейстоценовые толщи, слагающие юго-западное крыло впадины, наклонены на северо-восток под углом 30—40°; по направлению к центру впадины угол падения также постепенно выполаживается (см. фиг. 2, 3). Местами здесь известны перегибы слоев моноклинали и складки второго порядка. На газовых полях Фэйрфилд и Рио-Виста — это пологие антиклинальные изгибы с наклоном слоев в несколько градусов; на газовом поле Потреро-Хиллс — антиклинальная складка с наклоном крыльев до 40°. Пологий антиклинальный изгиб известен также на газовом поле Макдональд-Айленд, в низовьях р. Сан-Хоакин.

Южнее, вдоль границы с поднятием Дьябло, моноклиаль юго-западного крыла на всем своем протяжении осложнена продольными разрывами. Обычно эти разрывы являются взбросами с большой амплитудой смещения и характеризуются надвиганием францисканских образований поднятия Дьябло на меловые и иногда третичные толщи моноклинали (см. фиг. 4). Близ взбросов слои моноклинали лежат очень круто и местами подвернуты.

Наиболее сложное строение юго-западное крыло впадины имеет на юге долины Сан-Хоакин. Имеются в виду кулисообразно сменяющие одна другую антиклинали нефтяных полей районов Коалинги, Кеттлеман-Хиллс, Лост-Хиллс, Белриджа и др. Они представляют собой обычно асимметричные удлиненные складки северо-западного простирания (фиг. 16). Все антиклинали, кроме Лост-Хиллс, имеют относительно крутое юго-западное и более пологое северо-восточное крылья. В северной антиклинали района Кеттлеман-Хиллс наклон юго-западного крыла

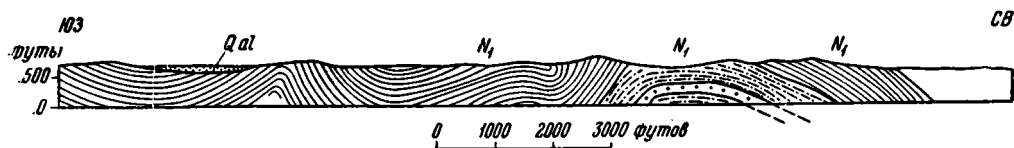
65—70°, а северо-восточного около 40°; средняя антиклиналь несколько круче; другие антиклинали обычно более пологи. Некоторые складчатые формы юго-западного крыла впадины (район нефтяного поля Девилс-



Фиг. 16. Антиклиналь в миоценовых отложениях на юге впадины Грейт-Вэлли. Из сборника «Geologic formations...» (1943). Стратоизогипсы (в футах) проведены по кровле среднего миоцена

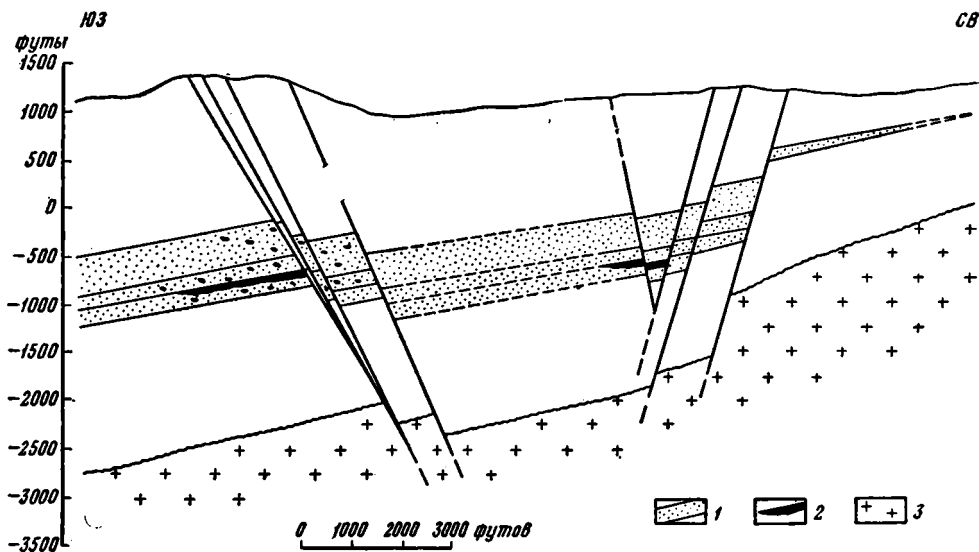
Ден) показаны на фиг. 17. Местами моноклинал юго-западного крыла впадины Грейт-Вэлли нарушена также мелкими разрывами.

Северо-восточное крыло впадины представляет собой более пологую моноклинал; оно характеризуется уменьшением мощности и постепенным выклиниванием слагающих его толщ в северо-восточном направлении, а также сменой морских образований континентальными (Tr, Q).



Фиг. 17. Складки в миоценовых отложениях на юго-западном крыле впадины Грейт-Вэлли. Из сборника «Geologic formations...» (1943)

Достаточно подробные данные имеются лишь для юга долины Сан-Хоакин. Здесь моноклинал образована миоцен-плейстоценовыми толщами, наклоненными на юго-запад под углом около 10° . В районе Керн-Ривер моноклинал осложнена крупным, но очень пологим антиклинальным выступом, разбитым несколькими небольшими разрывами северо-западного простирания. Внутри отдельных нефтяных полей этого участка закартированы местами пологие изгибы слоев или мелкие сбросы (фиг. 18).

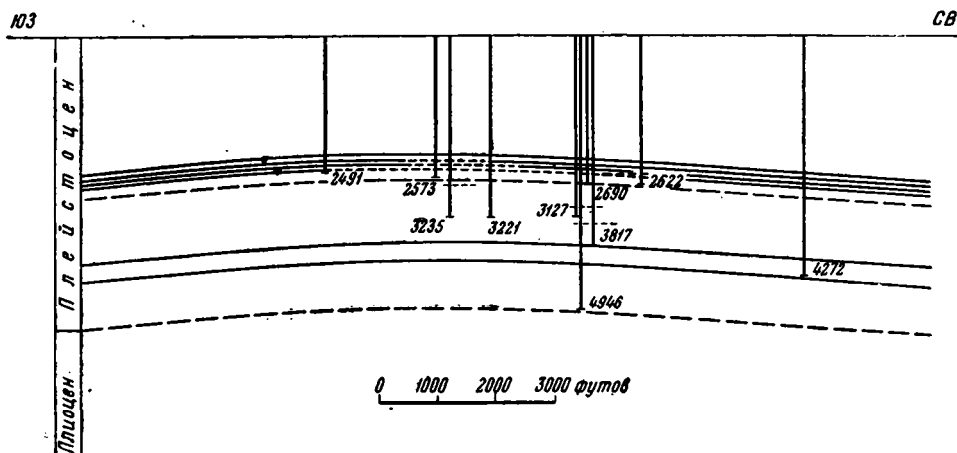


Фиг. 18. Мелкие сбросы на восточном крае впадины Грейт-Вэллс (юг долины Сан-Хоакин). Из сборника «Geologic formations...» (1943).

1 — горизонты нижнего миоцена; 2 — скопления нефти; 3 — породы основания впадины

Дно впадины Грейт-Вэллс широкое и уплощенное. Ее наиболее погруженная часть расположена ближе к юго-западному борту. Для самых низких горизонтов кайнозоя наибольшая мощность наблюдается в крайней юго-западной части впадины; в более высоких горизонтах (особенно в плиоцен-плейстоценовых отложениях) наибольшая мощность отмечается дальше к северо-востоку. В центральной части впадины выполняющие ее третичные толщи обычно залегают почти горизонтально. На юге впадины, в пределах нефтяных и газовых полей Кэнл, Стренд, Тен-Секшн, Васко, Рио-Браво, Баттонвиллоу и др., известны изгибы, осложняющие горизонтальное залегание слоев, и очень пологие складки. Эти складки нефтяных полей представляют собой брахиантиклинали северо-западного, иногда субширотного простирания, с наклоном крыльев в несколько градусов, местами осложненные мелкими разрывами (фиг. 19). Для более северных районов данные о строении центральной части впадины отсутствуют. Интересным образованием является кратер плиоцен-плейстоценового вулкана в районе Мэрисвилл-Баттс на севере впадины, расположенный сравнительно близко от вулканического плато Модок. Кратер, диаметром около 6 км, заполнен андезитовым порфиритом и окружен полосой (шириной 1—2 км) сильно дислоцированных меловых — плиоценовых отложений и далее — полосой (шириной до 4 км) плиоцен-плейстоценовых вулканогенно-обломочных образований, круто погружающихся в сторону впадины.

Впадина Грейт-Вэлли неоднородна в продольном направлении. Ее наиболее глубокий участок располагается на юге долины Сан-Хоакин, примыкая к впадине Салинас; здесь подошва третичных отложений погружена на глубину до 5,5 км. Севернее, на участке, соприкасающемся с поднятием Дьябло, подошва третичных отложений находится на глубине 1—1,5 км, а на участке, примыкающем к впадине Сан-Франциско, — погружается до глубины 2 км. На территории долины Сакраменто, примыкающей к поднятию Северных Береговых хребтов, впадина становится особенно мелкой; мощность третичных отложений не превышает здесь 1 км.



Фиг. 19. Складка в плейстоценовых отложениях в центральной части впадины Грейт-Вэлли (юг долины Сан-Хоакин). Из сборника «Geologic formations...» (1943)

На северо-западном центриклинальном окончании впадины выполняющие ее плио-плейстоценовые отложения постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются. Этот участок характеризуется очень пологим погружением меловых и третичных толщ вглубь впадины, обычно не нарушенным никакими осложнениями второго порядка.

В отличие от этого района центриклиналь юго-восточного окончания впадины осложнена рядом разломов, многочисленными изгибами слоев и мелкими складками. Наибольшие смещения по разломам и четко выраженные складки наблюдаются на юго-западе и юге центриклинали. Разломы этого участка имеют обычно восток-северо-восточное направление и являются взбросами с поднятым южным крылом, с вертикальным смещением до 1000 м. Сместители разломов и осевые плоскости складок, осложняющих центриклиналь, обычно наклонены на север-северо-запад. Антиклинали обычно острые и крутые, часто с подвернутым северным крылом; синклинали почти всегда широкие и пологие. С удалением от юго-восточного окончания внутрь впадины складки становятся более широкими и пологими. Почти всегда в ядрах антиклиналей наблюдаются угловые несогласия между миоценовыми и плиоценовыми и между плиоценовыми и плейстоценовыми толщами; в ядрах синклиналей несогласия или невелики, или отсутствуют. Юго-восточная часть центриклинали имеет более простое строение и осложнена только пологими (от нескольких градусов до 10—20°) изгибами слоев и небольшими сбросами со смещением, обычно не превышающим 200—300 м. Следует отметить наличие вулканогенных горизонтов в миоценовых отложениях юго-восточного окончания впадины.

Структура Калифорнийского полуострова

Калифорнийский полуостров протягивается на расстояние около 1300 км. Его северо-восточная часть — горы Сан-Педро-Мартир — на протяжении около 800 км образована кристаллическим комплексом, сходным с эвгеосинклинальными образованиями мезозойд Сьерра-Невады. На юго-востоке полуострова невадийские и более молодые образования перекрыты миоценовыми вулканогенными толщами. Вдоль юго-западного края полуострова протягивается огромная линейно вытянутая впадина, выполненная третичными и четвертичными, а на севере также и меловыми отложениями. Эта впадина является составной частью Калифорнийской зоны кайнозойской складчатости.

Наиболее полной работой по геологии рассматриваемой территории является книга К. Била (Beal, 1948), к которой приложены геологическая карта полуострова и ряд профилей. Некоторые сведения приведены В. Гарфиасом и Т. Чапином (1956), а также Дархэмом и Эллисоном (Durham, Allison, 1960).

Впадина Калифорнийского полуострова протягивается в северо-западном направлении более чем на 1000 км, ширина ее около 100 км. На большей части протяжения впадины ее западное крыло оборвано побережьем океана.

Основание впадины сложено породами кристаллического комплекса, обнаженными вдоль ее северо-восточного борта, в горах Сан-Педро-Мартир, а также на отдельных участках юго-западного борта: на островах Сан-Бенито и Цедрос, в горах Сьерра-Вискайно и в районе залива Магдалена. Это гнейсы и метаморфические сланцы, видимой мощностью около 1600 м. Возраст отложений определялся различно (от докембрия до мезозоя). Бил указывает на литологическое сходство некоторых типов этих пород с отложениями Южной Калифорнии и поэтому относит их к триасу, отмечая возможность и более древнего, и более молодого возраста. Описанные образования прорваны интрузиями гранитоидов, главным образом кварцевых диоритов. Внедрение гранитоидов и по геологическим признакам, и по данным определения абсолютного возраста относится к концу нижнего — началу верхнего мела.

Отложения нижнего мела (частично, может быть, и низов верхнего мела) обнажены только вдоль северо-восточного борта впадины, в его северной части. Они представлены аспидными сланцами, конгломератами, кварцитами, известняками и вулканическими породами, реже песчаниками и глинистыми сланцами; мощность толщи до 3000 м и более. В отложениях найдена фауна, характерная для серии Шаста Калифорнии. В ряде мест описанная толща прорвана дайками основных пород. Взаимоотношения толщи с более древними метаморфическими образованиями не изучены.

Выше с угловым несогласием залегают верхнемеловые толщи, распространенные на северо-западе впадины, а также в пределах ее северо-восточного борта. Обычно эти толщи сложены песчаниками с линзами грубых конгломератов, а местами — песчаниками и глинистыми сланцами, общей мощностью более 800 м. В упомянутых отложениях собрана фауна, характерная для серии Чико Калифорнии.

Выше с угловым несогласием залегают третичные толщи. Нижняя часть разреза охарактеризована фауной, типичной для палеоцен-эоценовых отложений Калифорнии. Она образована алевролитами с прослоями песчаников и песчанистых глин, с крупными шаровидными стяжениями песчаников, мощностью от 300 до 1200 м. Палеоцен-эоценовые отложения широко распространены и описаны в различных местах на северо-восточном и юго-западном бортах впадины. Контурные рас-

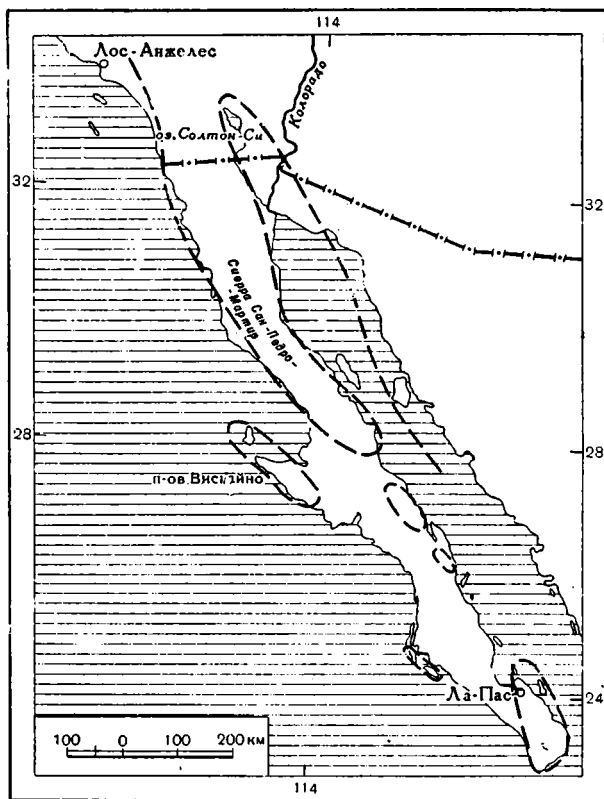
пространения эоценового моря можно видеть на фиг. 20.

Датированные олигоценовые отложения в пределах впадины неизвестны. Нижнемиоценовые (частично, может быть, и олигоценовые) отложения отмечены лишь в небольшом районе близ Пурисимы, в южной части северо-восточного борта впадины. Это диатомовые глинистые сланцы с прослоями кремнистых пород, мощностью около 150 м; подошва толщи нигде не обнажена. По палеонтологическим данным эта толща может быть сопоставлена с нижнемиоценовой толщей Калифорнии.

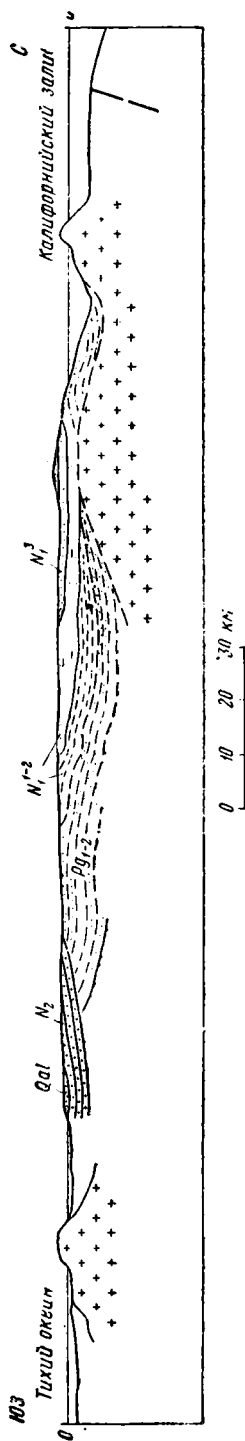
Более высокие горизонты разреза соответствуют по своей палеонтологической характеристике среднему (а местами также и нижнему) миоцену Калифорнии. Они залегают на палеоцен-эоценовых и нижнемиоценовых толщах с небольшим несогласием; представлены эти горизонты в низах глинистыми сланцами и местами диатомовыми сланцами с прослоями песчаников и известняков, в верхах — преимущественно песчаниками, в которых иногда содержатся прослои вулканогенных пород. Мощность отложений около 150 м.

Выше с местными угловыми несогласиями располагаются верхнемиоценовые образования, распространенные не только во внутренней части впадины, но и на востоке Калифорнийского полуострова, где они нередко залегают непосредственно на породах кристаллического комплекса. Это лавы и пирокластические породы риолитового, андезитового и базальтового состава, отложения грязевых потоков, а также конгломераты, песчаники, глины и иногда известняки. Отложения характеризуются частой изменчивостью фаций и мощностей: в пределах впадины преобладают песчаники, мощностью до нескольких сотен метров; на юге полуострова в значительных количествах присутствуют вулканогенные породы и конгломераты; а мощность отложений достигает 1200 м.

Выше несогласно, а иногда и без признаков несогласия залегают плиоценовые породы: песчаники и глины, иногда прослои конгломератов или линзы загрязненных известняков, мощностью от 150—200 до 900 м. Плиоценовые отложения покрываются плейстоценовыми и современными толщами, широко распространенными в центральной части



Фиг. 20. Палеогеографическая схема Калифорнийского полуострова для эоцена. По Дж. Дархэму и Е. Эллисону (Durham, Allison, 1960). Пунктирной линией показаны контуры суши



Фиг. 21. Геологический профиль через южную часть Калифорнийского полуострова. По К. Билу (Beal, 1948). Знаком + обозначены породы кристаллического комплекса фундамента

впадины. Это озерные, речные, золотые и иногда морские образования: пески, гравий и другие породы. Кроме обломочных пород, местами известны также базальтовые лавы; мощность отдельных лавовых потоков редко превышает 15 м. На востоке полуострова известны отдельные вулканические конусы. В наиболее поздних из них, возможно плейстоценовых, сохранились кратеры.

Нижнемеловые отложения северо-восточного борта впадины имеют общий наклон на юго-запад под углом около 40° ; верхнемеловые отложения наклонены более полого.

Палеогеновые и неогеновые толщи, обнаженные на бортах, тоже полого наклонены внутрь впадины; четвертичные толщи в центральной части впадины залегают горизонтально (фиг. 21).

Внутри впадины отмечаются небольшие локальные складки, то пологие, то узкие и острые. По бортам ее местами прослеживаются разломы.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Приведенное выше описание конкретных тектонических структур позволяет выяснить общие признаки впадин и поднятий, составляющих Калифорнийскую кайнозойскую складчатую зону.

Впадины Береговых хребтов представляют собой крупные синклинальные структуры с пологим наклоном слоев в направлении к центральной части и постепенным выклиниванием их на бортах. Длина впадин изменяется от 130 до 330 км, ширина — от 20 до 60 км. Все впадины вытянуты в северо-западном направлении, за исключением впадины Вентура, ориентированной в широтном направлении.

Выполнены они третичными и четвертичными отложениями, разрез которых на большей части территории начинается с миоцена. Выполнение впадин характеризуется распространением терригенных и вулканогенных формаций с мощностями в несколько тысяч метров. Тектонические формы в них полого складчатые.

На подстилающих образованиях (палеозойских и мезозойских) миоценовые толщи залегают резко несогласно. Угловые несогласия наблюдаются местами и при залегании миоценовых толщ на палеогеновых. Однако чаще всего крупных угловых несогласий между ними не отмечается.

На значительной части своего протяжения границы впадин являются эрозионными, но нередко также определяются разломами.

В частности, разломы известны на северном и северо-восточном бортах впадины Лос-Анжелес (разломы Сан-Габриэль и Чайно), на северном борту впадины Вентура (разлом Сан-Гаэтано), на южном борту впадины Санта-Мария (разлом Санта-Инес), на юго-западном борту впадины Салинас (разлом Сан-Маркос и другие) и на ее северо-восточном борту (разлом Сан-Андреас), на юго-западном борту впадины Сан-Франциско (разломы Толай и Хэйуард) и в ряде других мест. Эти разломы нередко имеют характер взбросов. Местами плоскости сбрасывателей наклонены довольно полого и разломы приобретают характер надвигов (разлом Сан-Гаэтано или разломы на южном окончании впадины Салинас). Но для большинства разломов характер смещения пока точно не выяснен. Амплитуды смещения вдоль разломов, ограничивающих впадины, обычно значительны. Так, смещение вдоль разломов на юго-западе впадины Салинас и вдоль разломов на юге впадины Вентура (острова Ченл) составляет 1,5 км и более. Смещение по надвигу Сан-Гаэтано достигает 7,5 км.

Особо нужно сказать о строении впадин Грейт-Вэлли и Калифорнийского полуострова из-за их тектонического положения и исключительно крупных размеров (700—1000 км).

Впадина Грейт-Вэлли представляет собой крупную синклиналичную структуру северо-западного простираения. На всем своем протяжении она имеет уплощенную форму и характеризуется очень пологим залеганием слоев. В поперечном сечении впадина асимметрична, особенно в меловых и нижних горизонтах третичных отложений (см. фиг. 15). Ее юго-западное крыло, примыкающее к Береговым хребтам, наклонено более круто и осложнено нарушениями второго порядка. Северо-восточное крыло, примыкающее к области невадийской складчатости, наклонено очень полого и почти не осложнено мелкими нарушениями. Наиболее глубокая часть впадины, с мощным и полным разрезом третичных отложений, находится ближе к юго-западному борту.

В продольном направлении впадина неоднородна. Ее участки, примыкающие к впадинам Береговых хребтов (особенно к впадине Салинас), характеризуются наибольшей мощностью третичных толщ и более сложным строением (наличием многочисленных складок второго порядка, изгибов слоев и мелких разрывов). Участки, примыкающие к поднятиям Береговых хребтов, отличаются меньшей мощностью третичных отложений (на севере — отсутствием части разреза) и более простым строением.

Впадина Калифорнийского полуострова также характеризуется уплощенной синклиналичной формой. По обоим ее бортам местами установлены разломы. Впадина выполнена в основном третичными отложениями, достигающими суммарной наибольшей мощности порядка 3000 м. Эти отложения очень слабо дислоцированы; лишь на отдельных участках выявлены небольшие, обычно пологие складки.

Поднятия зоны Береговых хребтов представляют собой крупные блоки, обладающие более или менее четко выраженным антиклинорным строением. Все они имеют северо-западное простираение; только поднятие Санта-Инес, лежащее между впадинами Вентура и Санта-Мария, имеет широтное простираение. Длина поднятий изменяется от 80 до 270 км (достигая 500 км в поднятии Северных Береговых хребтов); ширина — от 10 до 30—40 км (и до 200 км в поднятии Северных Береговых хребтов). Поднятия сложены различными образованиями — от палеозойских кристаллических пород и мезозойских гранитов до палеогеновых и на отдельных мелких участках более молодых отложений. Все поднятия разбиты серией продольных разломов на блоки. Однако в поднятиях Санта-Инес, Дьябло (и, может быть, в поднятии Северных Береговых хребтов) достаточно четко видно, что в целом они имеют

антиклинальное строение. В Северных и Центральных Береговых хребтах разломы, осложняющие поднятия и служащие нередко границей их с впадинами, имеют северо-западное направление. В Поперечных хребтах разломы ориентированы широтно. Согласно описанию и профилям, приводимым Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943₂), в поднятиях Санта-Лусия и Дьябло эти разломы имеют характер взбросов и иногда надвигов, с надвиганием от центра поднятия в сторону впадин. Близ разломов во францисканских, меловых и третичных отложениях образуются складки, обычно довольно крутые и нередко запрокинутые. Сходная картина наблюдается, по-видимому, в восточной части поднятия Санта-Инес, ограниченного на севере взбросом Санта-Инес, а на юге надвигами Сан-Гаэтано и Рэд-Маунтин. Подобные взаимоотношения существуют, возможно, и в южной части поднятия Сан-Рафаэль. В узких грабенах, ограниченных разломами, в пределах поднятий сохранились местами миоценовые и изредка плиоценовые образования.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В этой части работы будут подытожены изложенные выше фактические сведения и дан общий анализ истории формирования тектонических структур. При этом будут рассмотрены особенности хода осадконакопления, магматические процессы, тектонические движения и некоторые другие вопросы, необходимые для понимания структурной эволюции.

Основные черты развития структур

Как видно из описания, наиболее древние породы Калифорнийской складчатой страны развиты в западной ее части. Это в высокой степени метаморфизованные образования серии Сур, выходящие на поверхность в поднятиях Санта-Лусия и Габилан, а также на крайнем юго-западе поднятия Северных Береговых хребтов. Среди этих пород указываются гнейсы, кварциты, слюдяные, амфиболитовые и хлоритовые сланцы и мраморы, общей мощностью несколько тысяч метров. Они смяты в складки и разбиты разломами.

Породы серии Сур отождествляются с палеозойскими метаморфическими комплексами, развитыми в горных массивах Кламата и Сьерра-Невады, где они слагают крупные выступы основания в складчатой структуре мозозоид (невадид).

Помимо этой серии, к палеозойским образованиям относят вскрытый скважинами кристаллический комплекс основания впадины Салинас. Кроме того, возможно, что кристаллические сланцы о-ва Санта-Круз и гор Санта-Моника частично также являются палеозойскими. Наконец, палеозойские породы известны на восточном борту впадины Грейт-Вэлли.

Высокая степень метаморфизма первично осадочных и магматических палеозойских образований резко обособляет их от более высоких стратиграфических комплексов и указывает на самостоятельность палеозойского этапа развития. Несомненно, что этот длительный геосинклинальный этап формирования Калифорнийской складчатой страны был сложным, но скудость материалов позволяет констатировать только самую общую его особенность, а именно, что тектонический режим в это время был эвгеосинклинальным. Ясно, конечно, что Калифорнийская зона составляла единую область с Сьерра-Невадой. Это дает основание полагать, что структурное развитие отмеченного этапа закончилось в верхнем палеозое. Но это суждение недостаточно аргументировано, так как на описываемой территории Калифорнии не установлен возраст верхов палеозойского разреза и неизвестно, каким образом налегают раннемезозойские образования на породы палеозоя.

Более молодые мезозойские (дофранцисканские) образования в Калифорнийской складчатой зоне распространены также в общем незначительно; они приурочены к отдельным районам на крайнем западе страны. Помимо кристаллических сланцев, здесь развиты филлиты; гнейсы обычно не указываются. Перекрываются эти породы терригенными толщами верхнего мела. Возраст метаморфизованных мезозойских пород считается триасовым, а частично может быть юрским. Тем самым эти образования отвечают верхнему геосинклинальному этажу смежной зоны невадийских мезозоид.

Следующий этап тектонической истории области прослеживается более уверенно, поскольку ему соответствуют уже довольно широко распространенные в Калифорнии францисканские и ноксвиллские отложения. В типичном своем виде они развиты в поднятиях Северных Береговых хребтов, Дьябло, Санта-Лусия, Сан-Рафаэль и Санта-Инес. Характер залегания их на более древних образованиях не выяснен, так как обычно выходы тех и других пород разобщены.

Этот комплекс отложений резко отличен от нижележащих комплексов. В парагенезе пород, слагающих нижнюю часть мощнейшего разреза, обычно участвуют аркозы и граувакки, в меньшей степени глинистые сланцы, конгломераты, вулканогенные породы и органогенные известняки. В гальке конгломератов присутствуют различные изверженные и метаморфические породы, причем для поднятия Северных Береговых хребтов устанавливается, что снос обломков происходил с запада, т. е. из области, теперь занятой океаном. В целом эта часть разреза представляет собой трансгрессивный комплекс. Выше в разрезе большое развитие приобретают вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, представленные преимущественно лавами основного состава (редко андезитами и даже дацитами) и кремнистыми сланцами. Наиболее высокая часть разреза (ноксвиллские отложения) характеризуется очень широким распространением глинистых сланцев, которым подчинены песчаники и известняки, а иногда вулканогенные породы упомянутого выше типа. Суммарная мощность пород достигает многих километров (табл. 1).

Таблица 1

Мощности францисканских и ноксвиллских отложений разных районов Калифорнии (в м)

Толща	Поднятие Северных Береговых хребтов	Поднятие Дьябло	Поднятие Санта-Лусия	Поднятие Санта-Инес	Район залива Сан-Франциско
Ноксвиллская	Не менее 3000 (у борта впадины Грейт-Вэлли)	1000 или более			3000
Францисканская	4500 (может быть и более)	Видимая 3000; вычисленная 8000	8000 (сумм.)	5000 (сумм.)	Видимая 2100

Почти повсеместно францисканско-ноксвиллский комплекс прорван интрузивами основного и ультраосновного состава, в том числе серпентинитовыми.

Как отмечалось, возрастной диапазон комплекса для разных районов различен. Так, в Северных Береговых хребтах он охватывает образования от верхов юры до низов верхнего мела. В других районах этот комплекс принадлежит к верхним ярусам верхней юры. Из этого видно, что на протяжении сравнительно небольшого интервала времени на значительной части Калифорнийской складчатой страны происходили

грандиозные по масштабу тектонические явления, о чем свидетельствуют размах прогибания области и широкое развитие магматизма.

Указывается, что породы описываемого комплекса сильно дислоцированы. Перекрывающие их меловые отложения залегают с угловым несогласием.

Данный комплекс отражает крупный этап в истории структурного развития страны. То, что здесь существовала в это время эвгеосинклинальная зона, представляется несомненным, но соотношение ее с более древним структурным планом недостаточно ясно. Можно, однако, сказать, что зона вытягивалась вдоль края мезозойд Сьерра-Невады и выклинивалась на западной периферии последней. Во всяком случае от западного борта впадины Грейт-Вэлли в направлении на восток мощность францисканских отложений уменьшается. Если же считать, что на восточном крыле упомянутой впадины (где производилось бурение) францисканские и ноксвиллские отложения в предмеловое время не были нацело размыты, то можно говорить об их полном выклинивании в этом районе.

Начиная с меловой эпохи, тектонический режим на значительной части территории Калифорнии резко изменился — началось формирование почти нацело терригенных комплексов миогеосинклинального типа. Датированные нижнемеловые отложения такого характера распространены в районе залива Сан-Франциско, в поднятиях Дьябло, Санта-Лусия и Сан-Рафаэль, а также на западном борту впадины Грейт-Вэлли. Они состоят обычно из глинистых сланцев, чередующихся с алевролитами, аркозовыми песчаниками, изредка известняками (часто загрязненными), и включают местами линзы конгломератов.

Однако в пределах Северных Береговых хребтов и на Калифорнийском полуострове, т. е. в районах, расположенных на периферии современной океанической впадины, тектоническое развитие шло иначе. Можно сказать, что здесь продолжалось формирование прогибов эвгеосинклинального типа. Что касается Северных Береговых хребтов, то на их территории, как упоминалось, происходило формирование осадочно-вулканогенного францисканского комплекса. В пределах Калифорнийского полуострова складчатые нижнемеловые образования сложены породами граувакково-сланцевой (аспидной) формации, прорванными дайками основных пород, суммарной мощностью до 3000 м. Крайнее западное положение этих эвгеосинклинальных прогибов указывает на дальнейшее смещение эвгеосинклинальной зоны в эпоху нижнего мела в направлении от мезозойд Сьерра-Невады в сторону Тихого океана.

Данные о мощностях нижнемеловых отложений говорят о крупном, хотя и резко неравномерном прогибании территории в эту эпоху. Нижнемеловые отложения в Калифорнии повсюду залегают поверх францисканско-ноксвиллских или францисканских образований. Наибольшие мощности (до 8000 м) указываются для западного борта впадины Грейт-Вэлли (в ее северной части). В пределах поднятий Санта-Лусия и Дьябло выявляются мощности порядка 1500 м. Вместе с тем во многих районах Калифорнии нижнемеловых отложений нет, как, впрочем, нередко и более молодых образований мела или палеогена. Например, в значительной части впадины Салинас нижнемиоценовые толщи залегают непосредственно на мезозойских гранитах или прорываемых ими породах. По нашему мнению, это является результатом размыва отложений, связанного с многократными и весьма контрастными движениями отдельных небольших блоков; об этом, однако, речь будет идти ниже.

Следующий, верхнемеловой, комплекс отложений распространен более широко, чем предыдущий. Его формированию предшествовали

значительные тектонические движения, в том числе складкообразовательные. Об этом свидетельствует угловое несогласие, наблюдаемое в пределах Береговых хребтов и на Калифорнийском полуострове в основании комплекса, а также залегание его на самых различных образованиях более древнего возраста (Pz, J₃, C₁).

Судя по описаниям, по формационному составу этот комплекс близок к нижнемеловому миеосинклинального типа. Основную часть разреза составляют песчаники, часто аркозовые. Кроме того, присутствуют глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты и иногда загрязненные известняки. Наибольшие мощности наблюдаются в бортах впадин Сан-Франциско (до 3600 м) и Грейт-Вэлли (до 8500 м в ее юго-западной части). На поднятиях Сан-Рафаэль, Санта-Лусия, Дьябло и Северных Береговых хребтов максимальная мощность меньше, хотя по абсолютной величине она также очень большая (2400—4000 м). Эти данные говорят о том, что в верхнемеловое время на фоне общего прогибания Калифорнийской складчатой страны происходило формирование ряда основных структур, наблюдаемых в современном плане. Конечно, это нужно понимать лишь в общем смысле, так как, например, в пределах впадины Грейт-Вэлли крупное опускание в нижнемеловую эпоху было на севере, а в верхнемеловую — на юге. Кроме того, в некоторых впадинах (Вентура, Салинас) мощность верхнемеловых отложений может быть даже несколько меньше, чем на поднятиях, что указывает на вероятность частных блоковых движений. Косвенно эти движения выявляются также развитием в соответствующих участках конгломератов и аркозов. Важно отметить, что в некоторых случаях (поднятия Санта-Лусия и Дьябло) наблюдается угловое несогласие между верхней и нижней частями верхнемелового разреза, образовавшееся в конце турона — начале коньяка (?). Все это говорит о значительной подвижности области, ее весьма существенной тектонической гетерогенности.

С началом верхнемеловой эпохи связано внедрение гранитоидных интрузий, на характеристике которых мы остановимся в следующем разделе.

Распределение пород палеогена хорошо подчеркивает блоковый характер тектонических движений в это время. Породы представлены преимущественно песчаниками (иногда аркозовыми), глинистыми сланцами и алевролитами, реже встречаются конгломераты и очень редко прослои известняков и туфов. Наибольших мощностей отложения палеогена и эоцена достигают во впадинах Сан-Франциско и Вентура, а также на территории поднятий Санта-Инес и Сан-Рафаэль (2500—3500 м и иногда более). Достаточно большие мощности (порядка 1500 м) отмечаются в долине Куяма, на юге впадины Салинас, в хр. Дьябло и на Калифорнийском полуострове. На юге впадины Грейт-Вэлли (западный борт) мощность образований палеогена около 1000 м. В пределах поднятия Северных Береговых хребтов известна эоценовая толща, мощностью 1300 м. Во впадине Лос-Анжелес установлены сравнительно небольшие мощности пород палеогена, а во впадинах Салинас (кроме ее южной части) и Санта-Мария эти породы отсутствуют. Во многих случаях отложения палеогена залегают на подстилающих породах мезозоя с более или менее значительным угловым несогласием, что свидетельствует об общих для района движениях в начале третичного времени. В олигоцене появляются континентальные образования, представленные красноцветными отложениями (впадины Вентура, Лос-Анжелес, поднятие Санта-Инес и др.). В некоторых случаях в основании олигодена выявляются местные незначительные угловые несогласия. Мощность лишь во впадине Вентура местами достигает 2000 м; обычно она не превышает нескольких сотен метров. Структур

типа нормальных линейных антиклинориев и синклинориев в Калифорнии для палеогена не установлено.

Контрастность блоковых движений особенно возросла в неогене.

Тектонические движения конца палеогена и начала неогена обусловили резко трансгрессивное залегание миоценовых отложений на более древних и угловое несогласие в их основании. Однако в случае залегания миоцена на олигоценовых толщах угловое несогласие отмечается лишь местами.

Отложения наибольших мощностей сформировались в существующих ныне впадинах; на поднятиях породы миоцена залегают лишь в грабенах и имеют небольшую мощность (табл. 2).

Таблица 2

Мощность миоценовых и плиоценовых отложений во впадинах Калифорнии (в м)

Возраст	Впадины							
	Лос-Анжелес	Вентура	Санта-Моника	Санта-Мария	Салинас	Сан-Франциско	Грейт-Вэлли	Калифорнийский полуостров
Миоцен	До 4000	До 1700	До 4000	До 1500	Около 5000	2600	До 2000	Около 1000
Плиоцен	» 2500	Более 4000	Нет	Более 2000	Небольшая	Более 1700	» 1500	До 900

Судя по приведенным данным, как в миоцене, так местами и в плиоцене на территории впадин происходили крупнейшие опускания. Эти опускания в большинстве случаев наследовали тектонические движения предшествовавших эпох развития. Однако впадина Салинас, заложившаяся почти целиком на кристаллическом основании, является новообразованной. Впадины выполнены обломочными породами: песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами, кремнистыми породами, а также эффузивными образованиями. Последние встречаются во всех впадинах Южной Калифорнии; они имеют здесь среднемиоценовый возраст.

Помимо этого, в северных районах Калифорнии известны плиоценовые эффузивные породы. Представлены эффузивы базальтами, андезитами, риолитами и соответствующими туфами. Отмечается особая приуроченность миоценовых эффузивов к бортам впадин, что указывает на условия растяжения в период их формирования. В некоторых впадинах среди морских образований присутствуют континентальные, в том числе пестроцветные породы. На юге впадины Салинас (в долине Куяма) плиоцен нацело сложен континентальной толщей, заключающей гипсоносные глины.

Нужно отметить, что мощности отложений во впадинах непостоянны и могут изменяться в значительных пределах. Также изменчив и фациальный состав. Если все это сопоставить с часто наблюдаемыми внутриформационными перерывами и даже несогласиями, то можно заключить, что тектонический режим во время формирования впадин был очень беспокойным. По формационному составу неогеновые отложения, выполняющие впадины, напоминают типичные формации межгорных впадин позднегеосинклинального этапа развития.

Структурное развитие в плейстоцене происходило в соответствии с общим планом распределения структур в неогене. Во впадинах формировались мощные (много сотен, иногда более 1000 м) толщи обломочных пород, сложенные песками, конгломератами, гравием, глинистыми образованиями. К окраинам впадин (например, впадина Лос-Анжелес) мощности отложений уменьшаются. Преимущественным распространением пользуются континентальные образования, однако

(особенно в нижней части плейстоцена) присутствуют и морские толщи. Характерно развитие морских отложений в западной части впадины Грейт-Вэлли, тогда как на восточном борту ее распространены уже континентальные формации. Следовательно, плейстоценовое море проникло далеко в глубь континента.

В пределах поднятий известны лишь выходы маломощных плейстоценовых базальтов и агломератов (Санта-Лусия, Дьябло).

О гранитном магматизме

Интрузии гранитоидов в Калифорнийской складчатой стране пользуются широким распространением. Мы имеем в виду не только массивы штата Калифорния, но и Калифорнийского полуострова. Нужно, однако, оговориться, что последние к зоне молодой складчатости относятся условно, так как их структурное положение недостаточно ясно.

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов Береговых хребтов, а также области Сьерра-Невады приводятся в работе Г. Картиса и др. (Curtis, Evernden, Lipson, 1958)¹. Для интрузий Береговых хребтов указываются цифры 82—92 млн. лет, тем самым геологический возраст этих образований определяется как низы верхнего мела. Что касается огромного батолита Калифорнийского полуострова, то его абсолютный возраст в среднем равен 105 млн. лет² (Larsen a. oth., 1954). В то же время гранитоиды западного склона Сьерра-Невады имеют верхнеюрский (может быть, частично нижнемеловой?) возраст, подтверждаемый и геологическими данными.

Приведенные в предыдущем разделе соображения об общности тектонического режима в дофранцисканское время в Сьерра-Неваде и на территории Калифорнийской складчатой страны позволяют предположить, что гранитоиды этого возраста могут быть встречены в ее складчатом основании, в частности, в тех районах, которые сопряжены с Сьерра-Невадой. Это подтверждается данными бурения в восточной части впадины Грейт-Вэлли. Как упоминалось, здесь под меловыми отложениями встречены гранитоиды, залегающие среди верхнеюрских аспидных сланцев и амфиболитов.

В Сьерра-Неваде, особенно в ее центральных частях, известны также и более молодые гранитоиды (того же возраста, что и в Береговых хребтах). Таким образом, гранитный магматизм, проявившийся в начале верхнемеловой эпохи, явление региональное. Напомним, что и на северо-востоке Азии выделяются в сущности те же две основные магматические эпохи: верхнеюрская — нижнемеловая и верхнемеловая.

Очень сложным является вопрос о тектонической позиции верхнемеловых гранитоидных интрузий в Береговых хребтах. Дело в том, что среди полей распространения пород францисканско-ноксвиллского комплекса гранитные интрузии не установлены. Во всех известных сейчас случаях контакт верхнемеловых интрузий с породами упомянутого комплекса тектонический, поэтому взаимоотношения между ними неизвестны. Предполагают все же (Кинг, 1961, и др.), что области распространения францисканско-ноксвиллского комплекса и верхнемеловых гранитоидов ранее далеко находились друг от друга и пришли затем в соприкосновение в результате горизонтальных (сдвиговых) движений крупных блоков. Однако эта гипотеза далеко не аргументирована. Нам представляется, что вообще развитие верхнемелового гранитного магматизма в Калифорнийской складчатой зоне надо рассматривать как явление добавочное, привходящее, а не закономерно связанное именно

¹ Определения производились кали-аргоновым методом.

² Определения производились свинцовым методом.

с ее историей, поскольку оно распространялось на огромную площадь Тихоокеанского пояса. Это, по нашему мнению, и должно быть правильным пунктом при выяснении общих тектонических закономерностей локализации верхнемеловых гранитоидных интрузий в Калифорнии.

Эпохи вулканизма

В связи с тем, что выше мы очень кратко коснулись истории вулканизма в Калифорнийской складчатой зоне, а этот вопрос важен для общих тектонических выводов, имеет смысл специально подытожить имеющиеся данные. Для цельности изложения нам придется немного повториться.

Как указывалось, в палеозойских отложениях серии Сур высоко метаморфизованным вулканическим породам принадлежит значительная роль. Это хлоритовые и амфиболитовые сланцы, образованные по средним и основным эффузивам и обнаженные в различных местах на поднятиях Центральных Береговых хребтов.

Вулканогенные метаморфизованные образования развиты также и среди триасовых кристаллических сланцев, слагающих, как и палеозойские породы, выступы основания Калифорнийской зоны.

Во францисканских (и частично ноксвиллских) отложениях Береговых хребтов вулканогенные образования также широко распространены и приурочены главным образом к верхней части комплекса. Это подушечные лавы и в значительном количестве вулканические туфы, брекчии и агломераты андезитов и базальтов (изредка также дацитов). Вулканические породы часто переслаиваются с терригенными и кремнистыми породами морского происхождения. Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи 4000—6000 м и, возможно, более. Местами породы мало изменены, но нередко изменения значительны (эпидотизация, уралитизация, альбитизация, окремнение). Кроме вулканических пород, развиты и интрузивные образования, преимущественно основного и ультраосновного состава, обычно серпентинитизированные. Интрузивные породы залегают в виде штоков, даек, силлов, лакколлитов и прорывают различные горизонты францисканских и ноксвиллских отложений. С вулканогенными горизонтами обычно парагенетически связаны кремнистые радиолариевые сланцы и иногда фораминиферовые известняки.

Упомянутые вулканические образования, переслаивающиеся с осадочными породами, встречаются в различных местах Береговых хребтов. Согласно Н. Талиаферро (Taliaferro, 1942, 1943₁), они отвечают короткому промежутку времени и датируются концом верхней юры (титонем). Однако по новым данным В. Ирвина и др. (Irwin, Tatlock, 1955; Irwin, 1957; Bailey, Irwin, 1959), в пределах Северных Береговых хребтов эти породы формировались в течение верхней юры, нижнего и даже частично верхнего мела.

На Калифорнийском полуострове, как отмечает Бил (Beal, 1948), в нижнемеловое время также отложились толщи вулканогенно-осадочных пород основного состава, мощностью до 3000 м.

Кроме образований, рассматриваемых как францисканские или их аналоги, для меловых отложений Калифорнии вулканические породы не характерны. Талиаферро (1943₂) отмечает лишь наличие маломощных слоев риолитовых (?) туфов в нижнемеловых отложениях района Орчард-Пик и к юго-западу от г. Паркфилда, в пределах поднятия Санта-Лусия, а также присутствие небольшого количества бентонитизированных туфов и загрязненных кремнистых пород среди верхнемеловых отложений в округах Станислаус и Аламеда, на севере поднятия Дьябло. Эти образования имеют, по-видимому, подводное происхождение.

Среди палеогеновых отложений Береговых хребтов и Большой долины вулканические породы, за небольшим исключением, также отсутствуют. Талиаферро (1943₂) приводит только следующие данные. В среднезоценовых отложениях Береговых хребтов изредка встречаются бентонитовые слои небольшой мощности, например, в пределах впадины Сан-Франциско. К этому же времени относится образование прослоев риолитовых и андезитовых туфов на восточном борту впадины Грейт-Вэлли, а также, возможно, и лавовых потоков в Сьерра-Неваде. В верхнезоценовых отложениях западного борта впадины Грейт-Вэлли также иногда отмечается наличие маломощных слоев бентонитов и стекловатых туфов. Среди олигоценовых образований известна пачка риолитовых туфов (30 м) во впадине Сан-Франциско и некоторые туфитовые песчаники на юго-западе впадины Грейт-Вэлли.

Миоцен, впервые после францисканского времени, был эпохой широкого развития вулканизма, когда в различных районах Калифорнии формировались толщи основных, средних и частично кислых эффузивных пород, а также многочисленные мелкие интрузии. Миоценовые вулканические породы наиболее характерны для окраинных участков впадин. Так, во впадине Лос-Анжелес вулканогенные породы андезитового и базальтового (иногда риолитового) состава известны на северном борту и в ряде мест северо-восточного и восточного бортов; на участке западного борта (на п-ове Сан-Педро) развиты интрузивные образования соответствующего состава. Во впадине Вентура вулканогенные породы отмечены на ее северо-восточном окончании. Южный борт впадины (горы Санта-Моника и острова Ченл) является самым крупным районом развития миоценового вулканизма. Здесь распространены лавы, вулканические брекчии и туфы андезитов и базальтов (изредка риолитов), чередующиеся с терригенными породами, общей мощностью до 3000 м и более, а также интрузии диабазов.

Во впадине Санта-Мария вулканогенные породы в небольшом количестве имеются в западной части южного борта; на севере впадины (в районе г. Хуасны) расположен второй по величине центр миоценового вулканизма с развитием мощной (до 1000 м) толщи лав и туфов андезитового и базальтового состава, а в прилегающей части поднятия Санта-Лусия распространены многочисленные интрузии диабазов, андезитов и риолитов. Маломощные вулканогенные образования андезитового и базальтового состава известны также на южном окончании впадины Салинас (в пределах гор Калиенте и долины Куяма), у южной окраины впадины Грейт-Вэлли и близ западного борта впадины Сан-Франциско (в районе Беркли-Хиллс). В горах Санта-Круц толща риолитовых туфов и базальтовых лав достигает значительной мощности; здесь широко распространены силлы диабазов.

В центральной и южной частях Калифорнийского полуострова среди миоценовых отложений также очень широко распространены лавы и пирокластические породы андезитового, базальтового и риолитового состава; общая мощность вулканогенно-осадочной толщи здесь более 1000 м.

Следует упомянуть, что миоценовые вулканогенные породы близкого состава распространены и за пределами Калифорнийской складчатой зоны в прилегающих районах Невадийского пояса. Согласно Н. Талиаферро и Дж. Шелтону (Taliaferro, 1943₂; Shelton, 1954), среди описанных вулканогенных образований преобладают подводные, переслаивающиеся с морскими осадочными породами. Достоверно установленные наземные образования известны только в пределах поднятия Габилан. Как отмечает Талиаферро, для различных районов Калифорнии нередко (но не всегда) намечается одинаковая последовательность

миоценовой вулканической деятельности: образование риолитовых туфов и лав — излияние андезитов и базальтов — внедрение силлов диабазов, а позднее силлов и даек натриевых риолитов — развитие взрывной деятельности. Почти всюду развитию вулканизма предшествовало образование мергелей, известняков и фораминиферовых сланцев; во время и после развития вулканической деятельности происходило отложение кремнистых и диатомовых сланцев, нередко с пепловым материалом и прослоями пепла. Отмеченные образования распространены не только близ крупных центров вулканизма, но и везде в пределах впадин. Считается, что кремнистые породы связаны с «формацией Монтерей» (верхний миоцен), но в ряде случаев они встречаются в среднемиоценовой толще, а местами появляются лишь в самых высоких горизонтах миоцена. Как отмечает большинство исследователей (Reed, 1933; Taliaferro, 1943; Shelton, 1954), основные излияния андезитовых и базальтовых лав произошли в Калифорнии в среднемиоценовое время. В нижнем и верхнем миоцене известны лишь местные проявления вулканизма. К нижнему миоцену относят несколько потоков андезитовых и риолитовых лав на юге впадины Грейт-Вэлли, небольшой поток в пределах впадины Вентура и маломощные слои вулканогенных пород в других местах. Верхнемиоценовые базальтовые лавы и брекчии отмечены только на небольшом участке впадины Вентура к северо-востоку от холмов Конейо. Нужно, впрочем, отметить, что вулканогенные образования Калифорнийского полуострова рассматриваются Билом (Beal, 1948) как верхнемиоценовые. К среднему миоцену этот автор относит только маломощные прослои лав в верхах осадочной толщи.

Плиоценовые вулканогенные образования широко распространены на севере Береговых хребтов и впадины Грейт-Вэлли, вблизи вулканического поля Модок. В пределах впадины Сан-Франциско развиты верхнеплиоценовые лавы, туфы и агломераты андезитов и базальтов (иногда риолитов), переслаивающиеся с осадочными породами, общей мощностью до 400 м и иногда более. На севере впадины Грейт-Вэлли известны вулканические породы основного состава, мощностью до 260 м, также относящиеся к верхнему плиоцену. Все описанные образования имеют, по-видимому, наземное происхождение. Для плиоценовых отложений Центральных Береговых хребтов и Южной Калифорнии, а также большей части впадины Грейт-Вэлли вулканические породы не характерны; известны только прослои вулканического пепла в верхнеплиоценовых отложениях впадины Вентура.

Плейстоценовые вулканогенные породы в Калифорнии встречаются также в очень незначительных количествах. Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943) отмечает лишь наличие небольших потоков базальтовых лав и их агломератов в поднятии Санта-Лусия (один выход) и в поднятии Дьябло. На севере впадины Грейт-Вэлли, в Мэрисвилл-Баттс, известны кратер и вулканогенно-обломочные образования плиоцен-плейстоценового вулкана. На Калифорнийском полуострове местами отмечаются маломощные потоки базальтовых лав.

Современных вулканов в Калифорнии нет.

Приведенные данные ясно намечают основные вулканические эпохи в истории области. Если говорить о вулканизме послезеогосинклинальной стадии развития, то выделяется лишь одна крупная эпоха, отвечающая неогену, с максимумом напряжения процесса в среднемиоценовое время. В плейстоцене произошло полное затухание вулканизма. Состав и распределение вулканических пород, а также тот факт, что аналогичные комплексы чехлом перекрывают тектонические структуры невадийских мезозойд, показывают, что эти образования нельзя относить к геосинклинальным формациям.

Уже упоминалось, что палеозойские и мезозойские отложения, входящие в пределы поднятий Калифорнийской складчатой зоны, интенсивно дислоцированы и сильно разбиты разломами.

Складчатость в породах францисканского комплекса характеризуется сочетанием узких сжатых антиклиналей линейного типа и относительно более широких синклинальных форм. Антиклинали принадлежат обычно к типу гребневидных. Нередко это наклонные формы, а иногда запрокинутые в сторону обрывающих их продольных разломов. Синклинали чаще всего характеризуются широким уплощенным дном и наклоном крыльев под углом $40\text{--}50^\circ$. Типична мелкая складчатость.

Меловые отложения Береговых хребтов обычно смяты в широкие линейные складки северо-западного простирания с одинаковым развитием синклиналей и антиклиналей, нередко разбитые разломами. На большей части территории меловые толщи сохранились только в синклиналях. Синклинали характеризуются не очень крутым наклоном крыльев (от $5\text{--}10$ до 50° , редко больше) и округлым или несколько асимметричным поперечным сечением; ширина их достигает $5\text{--}6$ км (иногда больше) при глубине до $4\text{--}5$ км.

Меловые отложения западного крыла впадины Грейт-Вэлли и восточного крыла впадины Калифорнийского полуострова образуют моноклинали с общим наклоном слоев под углом около 30° (иногда, близ разломов, до 60°). Местами моноклинали осложнены продольными разрывами, небольшими складками и изгибами слоев.

Резко обособляются структурные формы третичного возраста. О них мы можем судить по характеру дислокаций палеогеновых и особенно неогеновых (до плиоцена включительно) отложений, выполняющих впадины.

В Береговых хребтах борта впадин обычно представляют собой моноклинали, нередко осложненные продольными разрывами, изгибами слоев и местами небольшими пологими складками. Наклон слоев моноклиналей часто составляет $10\text{--}30^\circ$, нередко даже меньше, как это отмечается, например, на северо-восточном борту впадины Салинас. Однако вблизи продольных разломов толщи, слагающие борта впадин, приобретают наклон до $60\text{--}70^\circ$ и иногда подвергнутся (например, на северном борту впадины Вентура). Наиболее простым внутренним строением обладает впадина Салинас, в центральной части которой почти на всем ее протяжении залегание слоев близко к горизонтальному. Лишь изредка оно нарушено небольшими разрывами и близ них пологими изгибами слоев и флексурами. В других впадинах выделяется ряд пологих складок или изгибов, имеющих, как и впадины, северо-западное простирание (а во впадине Вентура широтное).

Антиклинали представляют собой пологие валообразные структуры, состоящие из цепочки брахиантиклиналей второго порядка. Большинство этих структур — удлиненные складки, ориентированные в том же направлении, что и структуры первого порядка, или под очень небольшим углом к нему. Северо-восточное и юго-западное (а во впадине Вентура северное и южное) крылья брахиантиклиналей относительно более крутые (обычно $10\text{--}20^\circ$, изредка до $40\text{--}50^\circ$); северо-западное и юго-восточное крылья всегда очень пологие (менее $10\text{--}15^\circ$). В ряде случаев брахиантиклинали, хорошо выраженные на поверхности фундамента и в нижних горизонтах третичных отложений, вверх постепенно выполаживаются (например, в антиклинали Плайя-дель-Рей во впадине Лос-Анжелес). Нередко отдельные брахиантиклинали разбиты продольными и косыми разрывами со смещением пород от нескольких

метров до 200—300 м, что хорошо видно в антиклиналях полосы Ньюпорт-Инглвуд. Антиклинали первого порядка тоже иногда связаны с разрывами.

Синклинали также представляют собой пологие, в общем плавные структуры. Дно синклиналей всегда широкое, борта наклонены под углом от 5—10 до 30°. Близ разломов, нередко располагающихся на границе синклиналей и антиклиналей, залегание слоев становится более крутым. Местами синклинали осложнены пологими складками второго порядка и небольшими изгибами слоев.

Тектоническая структура третичных отложений впадин Грейт-Вэлли и Калифорнийского полуострова также характеризуется в основном большой простотой. Лишь местами, под влиянием локальных факторов, в третичных отложениях возникали достаточно интенсивные дислокации.

Характерны тектонические структуры и движения четвертичного периода, проявляющиеся в различных формах. В пределах Береговых хребтов на протяжении этого времени происходил рост поднятий, продукты разрушения которых отлагались в смежных впадинах. Мощность этих отложений может достигать многих сотен метров. Обычно четвертичные отложения на бортах впадин залегают на более древних образованиях несогласно. Наиболее существенные для четвертичного периода тектонические движения происходили в среднем плейстоцене. По Т. Бэйли (Bailey, 1943), они фиксируются резким угловым несогласием в основании пород верхнего плейстоцена в некоторых впадинах (например, в Вентуре и Лос-Анжелес). На поднятиях эти движения вызвали образование складок и разрывов. А. Ирдли (1954) указывает, что со среднеплейстоценовыми движениями связано также погружение части Береговых хребтов под уровень океана (береговая линия обрывает прибрежные структуры).

Весьма активны современные тектонические процессы. Так, морские и речные террасы, образовавшиеся после среднего плейстоцена, подняты до высоты 700 м. Кроме того, отмечается, что во впадинах Лос-Анжелес, Вентура и на юге впадины Грейт-Вэлли (долина Сан-Хоакин) в верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях имеются пологие складки, еще почти не затронутые эрозией (Ирдли, 1954). Нужно указать также на современные горизонтальные движения, в особенности вдоль разлома Сан-Андреас. Интересные данные о современных движениях сообщает Дж. Гиллули (Gilluly, 1949). В частности, он отмечает, что в некоторых районах Южной Калифорнии скорость наблюдаемых сейчас поднятий составляет около одного метра в столетие. Кроме того, он приводит случаи возникновения в связи с землетрясениями куполовидных структур и надвигов. Гиллули приходит даже к выводу, что настоящее время — это типичная орогеническая эпоха.

Современные движения земной коры вызывают часто отмечаемые случаи изгибания кабелей, трубопроводов, мостовых и т. п.

Разлом Сан-Андреас и его роль в структурном развитии Калифорнии

Все более известным становится геологам уникальное явление, наблюдающееся в Калифорнии — гигантский сдвиг Сан-Андреас. Он расположен в Центральной и Южной Калифорнии главным образом в пределах Береговых хребтов. Разлом протягивается от Пойнт-Арена на юго-восток (азимут простирания СЗ 320°) до мексиканской границы и далее; длина разлома около 1000 км, но, возможно, на территории Мексики он послезживается еще на несколько сотен километров. Наи-

более достоверно разлом прослежен от залива Томалес (в 64 км к северо-западу от г. Сан-Франциско) до перевала Кахон-Пас (в 80 км к востоку от г. Лос-Анжелес); на остальном протяжении разлом закартирован менее определенно.

Разлом Сан-Андреас получил широкую известность после землетрясения в Сан-Франциско 18.IV 1906 г. Лоусон впервые указал на существование продольных движений по разлому. Позднее разлом Сан-Андреас рассматривался в ряде работ (Noble, 1932; Taliaferro, 1943; Hill, Dibblee, 1953; Муди и Хилл, 1960; Hall, 1960; Crowell, 1960; Ф. Кинг, 1961, и др.), авторы которых очень противоречиво оценивали и характер, и амплитуду движений по разлому, и взаимоотношение его со складками и другими разломами, и его возраст.

Разлом Сан-Андреас прослеживается по геологическим и топографическим особенностям. Зона разлома всегда выделяется как зона контакта пород различного возраста. Эта зона, шириной от нескольких метров до нескольких километров (до 9,6 км), хорошо выражена в рельефе в виде рвов, озер, образовавшихся во впадинах, невысоких хребтов и обрывов, которые обычно грубо параллельны главному разлому. Эта зона состоит из одного или нескольких почти параллельных один другому разломов, разбивающих участок на несколько блоков; во многих местах зоны имеются участки дробления и повсеместно развита брекчия трения.

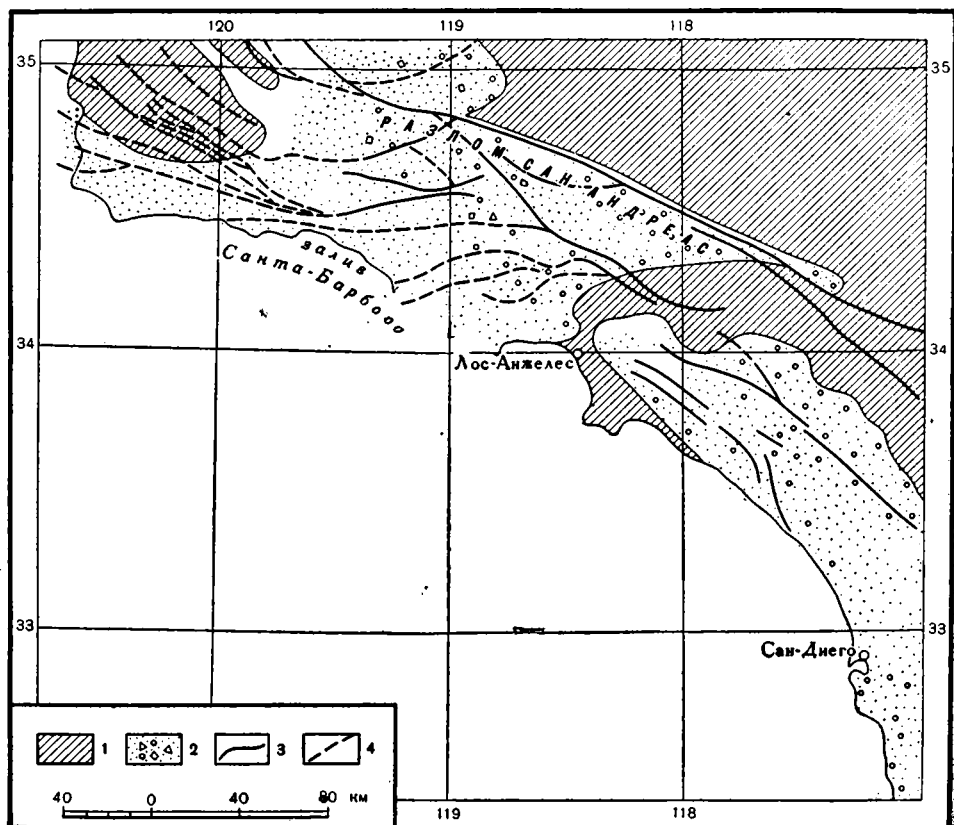
Все исследователи подчеркивают большую протяженность и прямолинейность разлома Сан-Андреас (лишь на двух участках — близ Холлистера и между Марикопой и Баннингом — простирание разлома отклоняется от обычных 320°). Это свидетельствует о большой крутизне сместителя, что подтверждается и данными бурения.

На всем протяжении разлома Сан-Андреас имеются доказательства современных движений сдвигового характера (правобоковое смещение). Об этом свидетельствуют, в частности, большие горизонтальные перемещения во время землетрясений. Так, в результате землетрясения в г. Сан-Эмигдио в 1957 г., на протяжении 330 км установлено перемещение 9 м. В районе Сан-Франциско в 1906 г. перемещение составило 7 м, причем движение было прослежено на расстоянии 450 км и произошло оно в течение нескольких секунд (средняя амплитуда 4 м). Имеются и другие данные на этот счет.

О том же говорят и геодезические наблюдения. При этом среднее годовое перемещение, по данным Б. Гутенберга (1960), составляет 5 см. Имеются также геоморфологические признаки, например передвинутые водоразделы и русла рек, с перемещением порядка 1—2 км. Нередко в соприкосновение по разлому приведены различные формы рельефа, так что хребты пересекают устья каньонов и обрывают сток.

Отмечаются смещенные геологические структуры. Хилл и Диббли (Hill, Dibblee, 1953) приводят ряд примеров современных и древних горизонтальных смещений.

В районе южного окончания впадины Грейт-Вэлли на юго-западном крыле разлома плейстоценовый гравий, состоящий из обломков гранитов, гнейсов, кварцитов, известняков, черных сланцев и лесчаников и образованный, несомненно, в результате разрушения пород хр. Сан-Эмигдио, передвинут приблизительно на 16 км на северо-запад (правобоковое смещение) и приведен в соприкосновение с плейстоценовым гравием, состоящим из обломков белых кремнистых сланцев и образованным, по-видимому, при размыве миоценовых отложений хр. Темблор. Далее, граница морских и континентальных фаций средне- и верхнемиоценовых отложений в районе плато Карризо в послеверхнемиоценовое время передвинута примерно на 105 км к северо-западу (также



Фиг. 22. Палеогеографическая схема Южной Калифорнии для эоцена
По В. Корей (Corey, 1954).

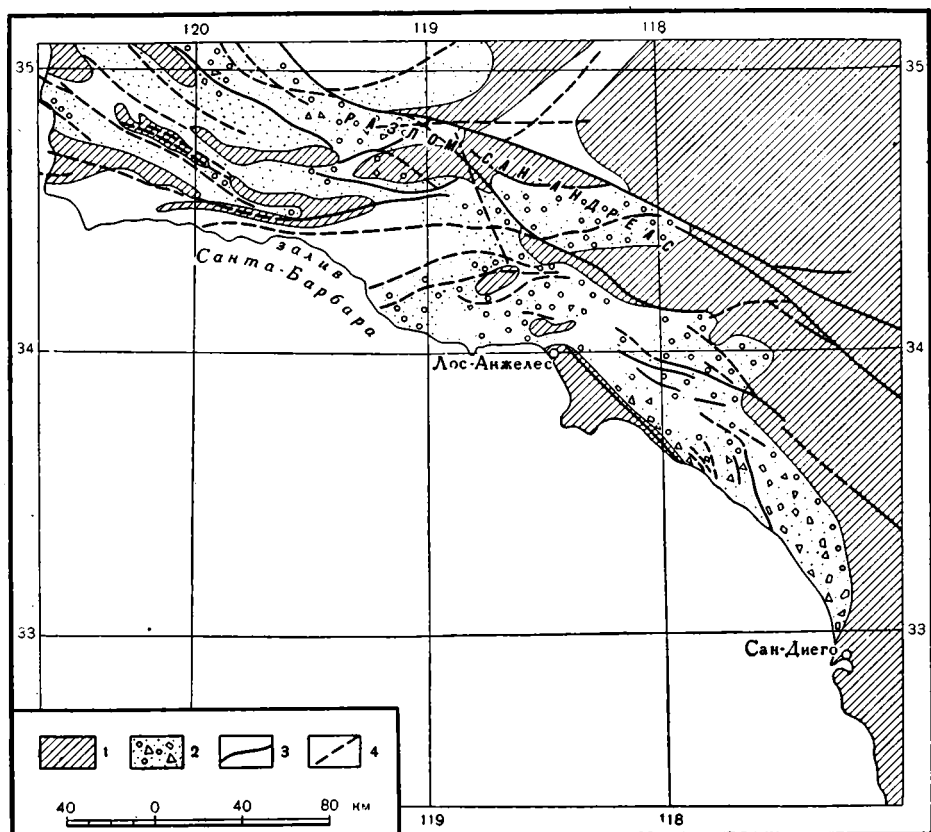
1 — участки размыва; 2 — участки осадконакопления; 3 — современные разломы;
4 — предполагаемые разломы

правобоковой сдвиг), так что по разлому пришли в соприкосновение на северо-востоке морские и на юго-западе континентальные миоценовые отложения. На основании сравнения нижнемиоценовых вулканических образований, «красных слоев» и нижнемиоценовых и олигоценовых морских отложений хр. Габилан и гор Сан-Эмигдио сделан вывод о возможном перемещении (правобоковом) с раннемиоценового времени на 280 км.

Вдоль северо-восточного крыла разлома Сан-Андреас в Центральной и Южной Калифорнии располагается ряд складок, простирающихся обычно на СЗ 300—310°. Это антиклинали Циерво, Коалинга, Орчард, Макдональд и др.; такие же складки отмечаются и на юго-западном крыле разлома. С. Муди и М. Хилл рассматривают эти складки как складки волочения, связанные со сдвигом. Угол между складками волочения и разломом в среднем около 17°. Расположение складок, по мнению указанных авторов, служит явным доказательством правобокового движения по разлому.

Другие геологические данные, более или менее обоснованные, можно найти в работах Дж. Кроуэлла (Crowell, 1960), Ф. Кинга (1961) и других авторов.

Л. Нобл считает разлом Сан-Андреас позднемезозойским или раннетретичным, но отмечает, что первые движения, возраст которых мо-



Фиг. 23. Палеогеографическая схема Южной Калифорнии для нижнего миоцена По В. Корей (Corey, 1954).

1 — участки размыва; 2 — участки осадконакопления; 3 — современные разломы; 4 — предполагаемые разломы

жет быть приблизительно установлен, имели место между верхним миоценом и плейстоценом.

Н. Талиаферро полагает, что разлом образовался в верхнем плейстоцене и частично наследует, а частично сечет более древние разломы.

М. Хилл и Т. Диббли считают, что разлом по крайней мере не моложе нижнего плейстоцена, но, вероятно, образовался еще в дотретичное время. С. Муди и М. Хилл согласны с этим выводом.

Из высказываний самого последнего времени упомянем два: Д. Кроуэлла (Crowell, 1960 и Ф. Кинга (1961). Первый из упомянутых авторов допускает сдвиговое перемещение в раннетретичное время. Кинг считает, что оно происходило уже в позднемиловое время.

Местами от разлома Сан-Андреас отходят другие разломы, иногда крупные (такие как Гарлок, Биг-Пайн, Сан-Габриэль и др.), иногда более мелкие. Простираание большинства этих разломов близко к простираанию разлома Сан-Андреас. Некоторые исследователи, в том числе Муди и Хилл, подчеркивают связь этих разломов с разломом Сан-Андреас, причем они рассматриваются либо как разломы второго порядка, либо как части крупной системы разломов, в которой разлом Сан-Андреас наиболее резко выражен.

На обоих концах разлом Сан-Андреас расщепляется на две ветви. Некоторые геологи, в частности Кроуэлл, рассматривают отдельные

разломы, например, Сан-Джасинто и Сан-Габриэль (более древний, чем Сан-Джасинто) в качестве древних продолжений разлома Сан-Андреас в Южной Калифорнии. Точно так же разломы Хэйуард и Калаверас рассматриваются этими авторами как древние продолжения разлома Сан-Андреас в районе залива Сан-Франциско.

Таким образом, даже приведенные краткие сведения о разломе Сан-Андреас показывают, что мы имеем здесь пример интереснейшей структуры типа сдвига.

Нас, однако, в данной работе интересуют не геодинамические вопросы и выводы, а то, в какой мере сдвиг Сан-Андреас должен учитываться при самых общих историко-геологических построениях. Итак, будем считать, что этот гигантский разлом в третичное время уже развивался как сдвиговая структура с правобокowym смещением. Весьма вероятно, что при этом в зоне сдвига возникали горстовые поднятия, откуда происходил снос материала в сопредельные бассейны седиментации (фиг. 22, 23). Некоторые признаки на этот счет сообщает Ф. Кинг. Однако это обстоятельство нисколько не ослабляет, а лишь усиливает то принципиальное положение, что тектонический режим в кайнозое характеризовался большой контрастностью тектонических движений блокового типа. Далее, необходимо отметить, что сдвиг Сан-Андреас не обладает рядом особенностей, которые мы привыкли связывать с развитием крупных глубинных разломов. Он, например, не разграничивает области с существенно отличной геологической историей. Так, по одну его сторону располагается впадина Сан-Франциско, а по другую — очень сходные впадины Вентура или Лос-Анжелес. Более того, разлом Сан-Андреас, можно сказать, не наследует основных структурных направлений или границ предыдущего тектонического плана, например, границы между позднемезозойскими мио- и эвгеосинклинальными зонами. Обращает на себя внимание также то, что с этим разломом не связана интрузивная деятельность, да и размещение миоценовых эффузивов он фактически не контролирует. С этих позиций роль сдвига Сан-Андреас в отношении формирования крупных комплексов горных пород Калифорнии на протяжении кайнозойской истории приходится признать в общем незначительной. В то же время этот разлом в результате сдвигового движения по нему вносил значительное изменение в пространственное положение тектонических структур. Если верно, что амплитуда сдвига эоценовых образований достигает сейчас нескольких сотен километров, как думают некоторые исследователи (Кроуэлл, Кинг и др.), то отсюда видно, что разлом Сан-Андреас — крупнейшая структурная линия. Однако в очень большой своей части эта линия лишь под небольшим углом сечет простирание основных тектонических зон и поэтому почти не нарушает их общих структурных взаимоотношений. Очень характерно, что западный край впадины Грейт-Вэлли, заложившейся в верхнем мезозое и развивавшейся как единый элемент в кайнозое, проходит почти параллельно разлому Сан-Андреас на расстоянии по простиранию свыше 400 км при изменении расстояния между ними в поперечном направлении от 0 до 75—80 км. Изменение расстояния в плане между краем впадины и разломом характеризует ту относительно небольшую величину расхождения простираний (на среднем участке сдвига), о которой мы только что говорили.

Таким образом, разлом Сан-Андреас не является причиной своеобразия тектонического развития Калифорнии в кайнозое, а сам является одной из интереснейших особенностей этого развития. Ф. Кинг, безусловно, прав, когда он связывает сдвиг Сан-Андреас с гигантским разломом Мендосино, протягивающимся, по его мнению, на 1600 км в Тихом океане и выходящим на континент севернее разлома Сан-Ан-

дреас. Сам разлом Мендосино представляет собой лишь элемент системы гигантских тихоокеанских разломов. Южнее его, как известно (Menard, 1955), существует еще более крупный разлом — Мюррей, протягивающийся от Южной Калифорнии на Гавайские острова (3000 км) и еще далее на запад. Существуют в восточной области Тихого океана и другие крупные разломы. Фрагментом этой системы в континентальной области и является сдвиг Сан-Андреас.

О сейсмичности

Калифорнийская складчатая страна, по оценке Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (Gutenberg, Richter, 1945), принадлежит к районам умеренно высокой сейсмичности. Наиболее сейсмичен участок северной прибрежной зоны. Глубокофокусных землетрясений здесь не зафиксировано; большинство эпицентров находится, по-видимому, на глубине 18 км, располагаясь у подошвы гранитного слоя (Gutenberg, 1943), но иногда эпицентры устанавливаются на глубине всего немногих километров. Обычно сила землетрясений измеряется несколькими баллами и лишь в исключительных случаях она достигает 8 баллов или немножко больше (Richter, Gutenberg, 1954).

Выявляется четкая связь между основными зонами разломов и расположением эпицентров. Землетрясения повышенной силы вызывают существенные движения блоков вдоль разломов, в том числе и горизонтальные смещения.

Очаги землетрясений возникают не только на континенте, но и в океане, однако недалеко от берега. Талиаферро (Taliaferro, 1943) отмечает, что в Северной Калифорнии они не заходят западнее полосы, расположенной в 180 км от побережья. Вся эта площадь дна океана, ныне погруженная на глубину более 3000 м, по мнению упомянутого исследователя, имеет континентальное строение. Другими словами, это оторванный и опустившийся на дно океана крупный континентальный блок.

Распределение эпицентров землетрясений в Калифорнии показано на схеме А. Ирдли (1954).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги нашему обзору, прежде всего нужно отметить, что по особенностям строения и развития Калифорнийская складчатая зона существенно отличается от других зон кайнозойской складчатости, распространенных по периферии Тихого океана. Схематически основные этапы ее структурного развития намечаются следующим образом.

На протяжении палеозоя и триаса (а может быть, частично и юры) Калифорнийская зона входила в единый эвгеосинклинальный пояс североамериканских невадид (мезозойд) и, таким образом, в это время происходило формирование ее складчатого основания. Начиная с конца юрского периода, т. е. в эпоху становления Сьерра-Невады как складчатой области, территория Калифорнии обособилась в качестве самостоятельной геосинклинальной зоны. На первом этапе ее развития в общем наследованно формировался эвгеосинклинальный комплекс, зафиксированный францисканско-ноксвиллскими образованиями. В эпоху нижнего мела эвгеосинклинальный режим сохранился лишь в Северных Береговых хребтах и на Калифорнийском полуострове, тогда как вся область, расположенная по периферии Сьерра-Невады, стала миогеосинклиналью.

Таким образом, эвгеосинклинальный процесс во времени оттеснялся все дальше и дальше в сторону Тихого океана. В верхнемеловую эпоху

эвгеосинклинальный режим прекратил свое существование, а с третичного времени уже четко определилась структура локальных впадин, разграниченных поднятиями, с большой контрастностью тектонического рельефа. Нам представляется даже, что отдельные из этих структур наметились еще в меловом периоде, хотя тогда они являлись не более чем частными осложнениями геосинклинальной зоны.

Возникает вопрос, не имеем ли мы в Калифорнии дело с ларамидами? Может быть, это в известной мере и справедливо, однако нельзя не констатировать здесь крупной линейной зоны с существенными тектоническими процессами, проявленными в кайнозое. Наряду с фактом большой контрастности кайнозойского тектонического рельефа нужно подчеркнуть антиклинальную форму поднятий-блоков, разделяющих впадины; развитие сложной системы разрывных нарушений, сопровождаемое блоковыми подвижками; дислокации складчатого типа, хотя и не столь интенсивные, но охватывающие как третичные, так и четвертичные отложения; вулканические процессы неогена и плейстоцена и, наконец, современные сейсмические и тектонические явления.

С чем же можно связать в таком случае отсутствие в Калифорнии линейных кайнозойских геосинклинальных элементов с соответствующими формациями и структурами? Обратимся к общему тектоническому положению Калифорнии. Она занимает большой район, отделяющий Аляскинскую часть пояса кайнозойской складчатости от сложной системы кайнозойских структур Южной Америки. Зона молодой складчатости Аляски вместе с Алеутской дугой пространственно и генетически тесно связана с поясом кайнозойских структур Восточной Азии, развитие которого продолжается и в настоящее время. Что же касается Южноамериканской зоны, то она существенно отлична от Азиатско-Аляскинской. Одним из отличий является то, что Андийская система сопровождается неогеновыми краевыми прогибами, отделяющими ее от древней платформы континента, и, таким образом, является завершенной складчатой системой. Представляется, что Калифорнийская зона кайнозойской складчатости тектонически занимает промежуточное положение между двумя упомянутыми областями. С этой позиции относительно ослабленное проявление кайнозойских тектонических процессов в Калифорнии находит свое объяснение.

Имеются признаки, что часть Калифорнийской складчатой зоны в настоящее время сильно опущена и находится на дне океана. Поэтому можно считать, что описанные нами структуры располагаются в периферической части кайнозойского складчатого пояса. Однако, судя по имеющимся данным, погруженные под воду тектонические структуры Калифорнии в общем сходны с существующими на континенте.

Хорошо известно, что впадины Калифорнийской складчатой зоны богаты нефтяными месторождениями. Этот факт вполне согласуется с представлением об общей тектонической позиции района, изложенным выше.

Точных аналогов существующей структуры в поясе кайнозойской складчатости на востоке СССР нет. Однако сходные структурные образования могут возникнуть и в иной тектонической позиции, например, в тыловых частях геосинклинальных систем или в поперечных зонах их затухания (Пущаровский, 1961). С этой точки зрения подходящими районами для сравнения являются соответственно районы Корякского нагорья, частично Западной Камчатки и о-в Сахалин.

Таким образом, выясняется, что крупные секторы кайнозойской складчатости, распространенные в пределах Тихоокеанского кольца, по особенностям своего строения и развития существенно различаются. Из того, что известно по литературным данным, можно заключить, что

Восточноазиатский сектор продолжается на Аляску. Калифорния представляет собой промежуточный район между этим сектором и более южным — Андийским, который продолжается, вероятно, в Антарктиду. Четвертый специфический район составляет Индонезийско-Бирманская зона, где происходит слияние Средиземноморского пояса альпид с поясом кайнозойской складчатости Восточной Азии.

Все это самые первые и самые общие выводы относительно тектонического районирования Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарфиас В., Чапин Т. Геология Мексики. Пер. с испанск. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Гутенберг Б. Критический разбор вопроса о перемещении континентов. Пер. с нем. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. Пер. с англ. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Пушаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 6.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3, 4, 5—6.
- Anderson F. M. Lower cretaceous deposits in California and Oregon.— *Geol. Soc. Amer., Spec. pap.*, 1938, 16.
- Anderson F. M. Upper cretaceous of the Pacific coast.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, № 71.
- Anderson C. A., Russel R. D. Tertiary formations of Northern Sacramento valley, California.— *Calif. J. Mines. a. Geol.*, 1939, 35, № 3.
- Atwill E. R. Oligocene Tumey formation of California.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1935, 19, № 8.
- Bailey T. L. Late pleistocene Coast Range orogenesis in Southern California.— *Bull. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1943, № 54.
- Bailey E. H., Irwin W. P. K-feldspar content of jurassic and cretaceous graywackes of Northern Coast ranges and Sacramento valley.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1959, 43, № 12.
- Beal C. H. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico, 1948.
- Cardwell G. T. Geology and ground water in the Santa Rosa and Petaluma valley areas, Sonoma county, California.— *U. S. Geol. Survey, Water-Supply pap.*, 1958, № 1427.
- Clark B. L. Folding of the California Coast Range type, illustrated by a series of experiments.— *J. Geol.*, 1937, 45, № 3.
- Corey W. H. Tertiary basins of Southern California.— *St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull.*, 1954, № 170, ch. III.
- Crowell J. C. The San Andreas fault in Southern California. In: «Report of the XXI Session, Congress Geological International, Norden, 1960, pt. 18 (Structure of the Earth's crust and deformation of rocks).
- Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J. Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.— *St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines, Spec. Rep.*, 1958, № 54.
- Durham J. W., Allison E. C. The geologic history of Baja California, and its marine faunas. (Symposium; The biogeography of Baja California and adjacent seas. Pt. 1. Geologic history).— *Systematic Zool.*, 1960, 9, № 2.
- Eaton I. E. Geology and oil possibilities of Caliente Range, Cuyama valley and Carriso plain, California.— *Calif. J. Mines a. Geol.*, 1939, 35, № 3.
- Ferguson G. C. Correlation of oil field formations on east side of San Joaquin valley.— *St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull.*, 1943, № 118.
- Geologic formations and economic development of the oil and gas fields of California.— *St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull.*, 1943, № 118.

- Geologic map of California, Scale 1:500 000. Ed. by Jenkins O. P.—St. Calif., Dep. Nat. Res., Div. Mines, San Francisco, 1938.
- Geologic map of California. Scale 1:1 000 000. Ed. by Jenkins O. P.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines, San Francisco, 1943.
- Geologic map of California. Scale 1:250 000. Ed. by O. P. Jenkins. St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines, San Francisco, 1958—1959.
- Gilluly J. Distribution of mountain building in geologic time.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, **60**, № 4.
- Goudkoff P. P. Correlation of oil field formations on west side of San Joaquin valley.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Gutenberg B. Earthquakes and structure in Southern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, **54**, № 4.
- Gutenberg B., Richter Ch. F. Seismicity of the Earth.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, **56**, № 6.
- Hall C. A., Jr. Displaced miocene molluscan provinces along the San Andreas fault, California.—Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1960, **34**, № 6.
- Hill M. L. Oil in California. In: XX session. Congress Geological International, «Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas», t. 3 (America del Norte). Mexico, 1956.
- Hill M. L., Carlson S. A., Dibblee T. W., Jr. Stratigraphy of Cuyama valley—Caliente range area, California.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, **42**, № 12.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, **64**, № 4.
- Hobson H. D. Piru oil field.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 18.
- Hoots H. W. Geology and oil resources along the southern border of San Joaquin valley, California.—U. S. Dep. Interior Geol. Survey. Bull., 1930, № 812-D.
- Irwin W. P. Franciscan group in Coast Ranges and its equivalents in Sacramento valley, California.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, **41**, № 10.
- Irwin W. P., Tatlock D. B. Reconnaissance of Northern California. Progress report. (Abstr.).—Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, **66**, № 12.
- Kilkenny J. E. Geology and exploration for oil in Salinas valley, California.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1948, **32**, № 2.
- Larsen E. C. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1948, № 29.
- Larsen E. C. oth. Age of the Southern California, Sierra Nevada and Idaho batholites. (Abstr.).—Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, **65**, № 12, pt. 2.
- Lawson A. C. Description of the San Francisco district: Tamalpais, San Francisco, Concord, San Mateo and Hayward quadrangles.—U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Folio № 193, San Francisco, 1914.
- Matsumoto T. Upper cretaceous ammonites of California.—Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D., Geology spec., 1960, 2.
- Menard H. W. Deformation of the Northeastern Pacific basin and the West coast of North America.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, **66**, № 9.
- Noble L. F. The San Andreas rift in the desert region of Southeastern California. In: «Carnegie Institution Washington Year Book», 1932, 31.
- Oakeshott G. B. Geologic sketch of the Southern Coast Ranges.—Min. Inform. Serv. Calif., 1960, **13**, № 1.
- Page B. M., Marks J. G., Walker G. W. Stratigraphy and structure of mountains northeast of Santa Barbara, California.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, **35**, № 8.
- Popenoe W. P. Cretaceous formations of the Northern Santa Ana mountains.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Press F. Determination of crustal structure from phase velocity rayleigh waves.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, **67**, № 12.
- Reed R. D. Geology of California. Tulsa, Oklahoma, 1933.
- Reed R. D., Hollister J. S. Structural evolution of Southern California.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1936, **20**, № 12.
- Reiche P. Geology of the Lucia quadrangle, California.—Bull. Calif. Dep. Geol. Sci., 1937, **24**, № 7.
- Richter Ch. F., Gutenberg B. Seismicity of Southern California.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1954, № 170, ch. V.
- Shelton J. S. Miocene volcanism in coastal Southern California.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1954, № 170, ch. VII.
- Stewart R. E. Rincon oil field.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stipp T. F. Simi oil field.—St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Taliaferro N. L. Geologic history and correlation of the jurassic of Southern Oregon and California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, 53.
- Taliaferro N. L. I. Franciscan—Knoxville problem.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1943, **27**, № 2.

- Taliaferro N. L. 2. Geological history and structure of the Central Coast Ranges of California.— St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Taliaferro N. L. Cretaceous and paleocene of Santa Lucia range, California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1944, 28, № 4.
- Tectonic map of the United States. Scale 1:2 500 000. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Oklahoma, 1960.
- Ver Wiebe W. A. North American petroleum. Wichita, Kansas, 1952.
- Weaver C. E. Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, California.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1949, № 35.
- Wissler S. G. Stratigraphic relations of the producing zones of the Los Angeles basin oil fields.— St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
- Wissler S. G., Dreyer F. E. Correlation of the oil fields of the Santa Maria district.— St. Calif. Dep. Nat. Res., Div. Mines Bull., 1943, № 118.
-

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 89, 1963

Отв. редактор академик А. Л. Яншин

Ю. Б. ГЛАДЕНКОВ

**ОФИОЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ
НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ХАТЫРКИ
(Корякское нагорье)****ВВЕДЕНИЕ**

Район нижнего течения р. Хатырки, расположенный в восточной части Корякского нагорья, до последнего времени оставался слабо изученным. Лишь с 1955 г. в его пределах начали проводить систематические работы геологи НИИГА. Непосредственно бассейн р. Хатырки и прилегающая к нему территория были охвачены мелкомасштабной геологической съемкой и тематическими исследованиями (И. М. Русаков, А. В. Щербаков, К. С. Агеев).

С 1959 по 1960 г. в нижнем течении р. Хатырки работали геологи СВГУ Ю. Б. Гладенков, В. Г. Азарова, В. П. Похиалайнен и Л. А. Щеголева, осуществившие более детальную геологическую съемку, а также В. И. Богудаева, проводившая изучение третичных отложений. В результате этих исследований появилась возможность уточнить представления И. М. Русакова и других сотрудников НИИГА о геологическом строении низовой р. Хатырки. В частности, выяснилось, что палеозойский возраст всех кремнисто-вулканогенных пород бассейна р. Хатырки и согласное залегание меловых и третичных отложений, как это принималось геологами НИИГА, нельзя считать доказанным, а также то, что мощности нижнемиоценовых отложений были завышены чуть ли не в два раза и что отнесение большинства интрузий района к палеозойским было ошибочным.

В настоящей статье приводятся некоторые новые данные, касающиеся одного из важнейших вопросов геологии указанного района — положения в разрезе вулканогенно-кремнистых пород и возраста гипербазитовых интрузий.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Кремнисто-вулканогенные образования бассейна р. Хатырки И. М. Русаковым (Русаков и Егизаров, 1959_{1,2}) выделены в две свиты: хатырскую и наанкнэйскую. Первая сложена шоколадными и зеленовато-серыми яшмо-кварцитами и палеотипными эффузивами основного состава, приуроченными главным образом к нижней части разреза. В верхней половине свиты отмечены линзы рифогенных известняков с фауной брахиопод, фораминифер и др. силура (?) — нижнего карбона. Мощность свиты от 900 до 1500 м.

Наанкнэйская свита перекрывает хатырскую с угловым несогла-

сием. В низах наанкнэйской свиты, по Русакову, преобладают конгломераты и яшмы; в средней части — эффузивно-пирокластические породы основного состава, переслаивающиеся с кремнистыми образованиями; наконец, в верхней части развиты преимущественно яшмоиды. В известняках, найденных среди кремнисто-вулканогенных пород, обнаружена фауна брахиопод, фораминифер и др. среднего карбона — верхней перми. Мощность свиты 1200—1400 м.

Возраст описанных свит был определен по фауне, содержащейся в известняках, которые были отмечены в кремнисто-вулканогенных образованиях. Наличие в последних радиолярий, по определению палеонтологов, мезозойского возраста не принималось во внимание, так как, по мнению Русакова, степень изученности радиолярий недостаточна. Следует отметить, что терригенные отложения с ауцелловой фауной верхней юры — валанжина были выделены в отдельную, инаськваамскую свиту (мощность 600—1000 м), которая, по Русакову, залегает на кремнисто-вулканогенных породах с угловым несогласием. Почти все ультраосновные — основные и гранитные интрузии он относил к палеозойскому комплексу.

В 1955—1957 гг. геологами НИИГА (И. М. Русаков и Б. Х. Егизаров) было сделано предположение о широком развитии палеозойских отложений и в других областях Корякского нагорья (ватынская свита юго-западной и центральной частей нагорья) и в Анадырском крае (хребты Пекульней и Золотой). Найденная в кремнистых породах битая ракуша пелеципод с призматическим слоем, по их мнению, могла принадлежать к иноцерамоподобным пелециподам, широко распространенным в пермских отложениях Северо-Востока СССР (Русаков и Егизаров, 1959_{1,2}).

Эти выводы противоречили данным геологов СВГУ, которые обнаруживали, например, в ватынской свите верхнемеловую фауну (Титов, 1959). Позднее большинство геологов НИИГА признало верхнемеловой возраст ватынской свиты (Егизаров, 1961). Однако свою точку зрения о палеозойском возрасте всех или почти всех кремнисто-вулканогенных пород восточной части Корякского нагорья и связанных с ними гипербазитовых интрузий Русаков отстаивает и сейчас.

Существуют и другие взгляды на возраст кремнисто-вулканогенных образований Корякского нагорья. М. В. Богидеева и В. Т. Матвеев (1960) склонны считать эти образования сенонскими. Связанные с ними ультраосновные и основные интрузии, по их мнению, тоже являются верхнемеловыми.

А. Ф. Михайлов (1959), В. А. Титов (1959) и другие исследователи предполагают наличие в данном регионе нескольких разновозрастных вулканогенно-осадочных толщ (среди которых могут быть палеозойские, нижнемезозойские, меловые и, возможно, палеогеновые) и ассоциирующих с ними пространственно и генетически интрузий гипербазитов и базитов. В частности, Михайлов и Титов критически подошли к выводам Русакова о положении известняков с палеозойской фауной среди кремнисто-вулканогенных пород бассейна р. Хатырки. По данным Русакова, эти известняки залегают в виде мелких и крупных линз (длиной от 25—30 до 200—250 м и мощностью от 2—3 до 25—35 м) и «штоков». Последние резко ограничены боковыми плоскостями; на контактах известняков с вмещающими породами отмечены брекчии, состоящие из угловатых, реже окатанных глыб и обломков тех же известняков, сцементированных кальцитом с примесью терригенного материала. Мощность брекчий 1—1,5 м и более. Тела известняков расположены цепочками, вытянутыми на десятки километров, согласно с общим простиранием пород. Несмотря на то, что в большинстве случаев известняки почти нацело перекристаллизованы, по материалам Русакова, с пол-

ной очевидностью выявляется решающая роль организмов в их сложении, причем основная их масса относится к рифообразующим формам.

Резюмируя наблюдения над формой и условиями залегания, литологическими особенностями и комплексом палеонтологических остатков известняков, Русаков приходит к выводу об их принадлежности к ископаемым рифогенным образованиям. Геологами НИИГА отмечались также известняки (в виде обломков и глыб) в вулканогенных породах. Образование этих известняков связывается с разрушением и растаскиванием глыб рифогенных известняков, развитых на склонах вулканических островов при вулканических извержениях. По мнению Михайлова и Титова, описанные Русаковым линзы и «штоки» известняков нельзя синхронизировать с кремнисто-вулканогенными породами, так как в большинстве случаев известняки древнее окружающих образований. Они считают, что тела известняков являются клиппенами или тектоническими останцами, приуроченными к крупным разрывным нарушениям (Михайлов, 1959; Титов, 1959).

Эти взгляды были поддержаны и Г. Г. Кайгородцевым, который также отмечает принадлежность указанных известняков к клиппенам. По его мнению, присутствие в известняках фауны широкого возрастного диапазона (от S до P_2) показывает, что были «расташены» разновозрастные геологические образования, которые потом локализовались по существу на одних и тех же стратиграфических горизонтах. По-видимому, только этим и можно объяснить кажущийся большой возрастной диапазон пород хатырской и наанкнэйской свит. К этому можно добавить, что приводимые Русаковым мощности палеозойских пород относительно невелики, хотя, по его мнению, комплекс указанных образований формировался в течение целого геосинклинального цикла.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

В геологическом строении нижнего течения р. Хатырки принимают участие осадочные, вулканогенные и интрузивные породы мезозойской и кайнозойской групп. Незначительным развитием пользуются палеозойские отложения.

Мезозойские образования включают верхнеюрские — валанжинские и верхнемеловые породы. К первым относится пекульнейская серия, представленная двумя фациально замещающимися толщами: кремнисто-вулканогенной (1500 м) и терригенной (1500—1750 м). Верхнемеловые отложения представлены двумя свитами: эльгинмынской коньяк-маастрихтского возраста (820—980 м), сложенной алевролитами, в меньшей степени песчаниками и конгломератами, и высокореченской, предположительно маастрихтского возраста (550—650 м), состоящей в основном из базальтов и терригенных песчаников.

Кайнозойские образования включают ионайскую свиту олигоценного возраста (алевролиты, аргиллиты, реже песчаники и конгломераты, 1150—1300 м), маллэнскую свиту нижнего миоцена (6000 м) и ундаль-уменскую свиту среднего — верхнего миоцена (980—1870 м). Маллэнская свита подразделена на три подсвиты: нижнюю — алевролитопесчанниковую (700 м), среднюю — песчанниковую (песчаники известковистые и туфогенные с линзами гравелитов, 4500 м) и верхнюю — алевролитопесчанниковую (800 м). В ундаль-уменской свите выделяются нижняя — конгломератопесчанниковая (410—1000 м) и верхняя — песчанниковая (570—870 м) подсвиты.

Мезозойские образования прорваны интрузиями двух возрастных комплексов. Более древний, раннемеловой, представлен гипербазита-

ми, габброидами и гранитоидами. К молодому — верхнемеловому комплексу относятся нормальные и щелочные габброиды.

В структурном отношении район низовьев р. Хатырки приурочен к двум крупным структурам северо-восточной части Корякской складчатой области: Хатырскому антиклинорию (антиклинальному поднятию), сложенному осадочными и магматическими образованиями мезозоя, и примыкающему к нему с юго-востока Опухско-Пекульнейскому прогибу, который выполнен осадочным комплексом кайнозоя. Обе структуры имеют северо-восточное простирание и далеко прослеживаются за пределы района. Для Хатырского антиклинория характерно развитие линейных и глыбовых складок северо-восточного простирания. Опухско-Пекульнейский прогиб, юго-восточная часть которого скрыта водами Берингова моря, характеризуется развитием пологих брахискладок, тоже в основном северо-восточного простирания. Заложение этих структур произошло в конце мезозоя — начале кайнозоя в связи с ларамийской фазой тектогенеза; окончательное их оформление было завершено в неогене.

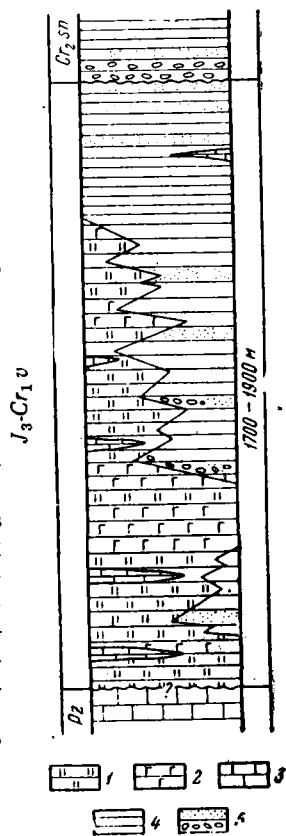
ОФИОЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Кремнисто-вулканогенные породы нижнего течения р. Хатырки вместе с терригенными отложениями выделяются в пекульнейскую серию. В структурном отношении эти образования приурочены к ядрам антиклинальных складок Хатырского антиклинория. Вышележащая эльгинмынская свита сенонского возраста перекрывает пекульнейскую серию с резким угловым несогласием.

Широкое развитие разрывных нарушений в породах пекульнейской серии, характерная для нее фациальная изменчивость, довольно однообразный литологический состав отдельных ее частей, недостаточная палеонтологическая охарактеризованность кремнисто-вулканогенных образований — все это затрудняет расчленение серии и составление ее сводного разреза.

Пекульнейская серия по литологическому признаку разделяется на две толщи: кремнисто-вулканогенную и терригенную. Терригенные отложения тяготеют к верхней части серии. Между собой толщи связаны фациальными взаимопереходами, что проявляется в замещении по простиранию кремнисто-вулканогенных пород алевролитопесчаниковыми (фиг. 1).

Кремнисто-вулканогенная толща сложена яшмами, кремнистыми сланцами, спилитами, палеотипными базальтами, их туфами, в меньшем количестве терригенными породами; среди них присутствуют линзы перекристаллизованных известняков. Толща имеет следующее строение. Нижняя ее часть (500 м) представлена преимущественно яшмами; средняя — вулканогенными образованиями (250—300 м); верхняя часть сложена яшмами (400 м) и переслаивающимися кремнисто-вулканогенными породами (300 м).



Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка пекульнейской серии (J_3-Cr_{1v}). Нижнее течение р. Хатырки.

1 — яшмы; 2 — вулканогенные породы; 3 — известняки; 4 — алевриты; 5 — песчаники и конгломераты

Наиболее полный разрез толщи составлен для бассейна р. Кокуй (снизу вверх):

Мощность, м

1. Зеленовато-серые массивные яшмы с пластами и пачками (5—20 м) зеленокаменных эффузивов основного состава, маломощных кремнистых пелитолитов, песчаников, конгломератов, черных и бурых яшм и с линзами (2—3 м) перекристаллизованных известняков	400
2. Чередующиеся тонкослоистые яшмы различного цвета (зеленого, серого, синего)	100
3. Темно-зеленые, часто рассланцованные спилиты, миндалекаменные базальты, их туфы и агломератовые вулканические брекчии с пластами (10—20 м) яшм, кремнистых пелитолитов и песчаников	250—300
4. Зеленовато-серые тонкослоистые яшмы, чередующиеся со спилитами, базальтами, вулканическими брекчиями и туфами основного состава. Мощность пластов и пачек яшм увеличивается вверх по разрезу от 5—10 до 25 м; мощность вулканогенных пород уменьшается от 15 до 3 м	100 до 60
5. Серые мраморизованные известняки, залегающие в виде линзы	
6. Зеленовато-серые массивные и тонкослоистые яшмы с пластами (3—20 м) спилитов, базальтов, их туфов, вулканических брекчий, кремнистых пелитолитов, окремненных песчаников и с линзами (2—3 м) перекристаллизованных известняков	400
7. Серые и зеленоватые яшмы (8—30 м), переслаивающиеся с базальтами, туфами и вулканическими брекчиями основного состава (6—20 м), реже с кремнистыми пелитолитами	300
Общая мощность толщи 1500—1600 м.	

Сходные разрезы описываемой толщи зафиксированы на между-речье Ионайвэем и Пнаквывэем, в бассейне р. Илюнейвэем и руч. Мэй. В связи с фациальной изменчивостью пород толщи характер разреза иногда меняется. Так, на правом берегу р. Эльгинмываям (руч. Мэй) яшмы, подстилающие вулканогенные породы, по простиранию замещаются туфогенными алевролитами (100 м).

Отмеченные более чем в 70 случаях линзы известняков являются характерной особенностью толщи. Среди них выделяются линзы небольшой мощности (1—5 м) и протяженности (5—40 м) и линзы значительной протяженности (1—3 км) мощностью 20—60 м. На контакте с вмещающими образованиями известняки содержат небольшие линзочки и включения кремнистых пород. В то же время в кремнистых образованиях вблизи контакта с известняками отмечаются линзы и включения известняков. Согласно залегание известняков среди кремнисто-вулканогенных пород говорит о синхронности их образования. Известняки хорошо прослеживаются по простиранию и часто подчеркивают структурные элементы. Однако в некоторых случаях характер залегания известняков остался не выясненным.

Терригенная толща представлена неяснослоистыми алевролитами, часто туфогенными, с прослоями песчаников, реже кремнистых и пирокластических пород. В алевролитах часто встречаются конкреции пелитоморфного известняка и единичные линзы органогенно-обломочных известняков. Наиболее полный разрез толщи описан в бассейне р. Пнаквывэем (снизу вверх):

Мощность, м

1. Средне- и крупнообломочные конгломераты с глинистым цементом и галькой яшм, содержащих реликты радиолярий, известняков, эффузивов основного состава, алевролитов	0—20
2. Темно-серые, часто туфогенные алевролиты и кремнистые пелитолиты с прослоями (0,5—3 м) песчаников, конгломератов, туфов кислого состава. В 150 м от основания толщи в алевролитах найдена <i>Aucella cf. fischeriana</i> Orb.	150—170
3. Серые плотные органогенные известняки с <i>Rhynchonella</i> sp., <i>Aucella</i> sp.	0—30
4. Переслаивающиеся темно-серые массивные крупнозернистые (1—5 м) и серые, часто туфогенные (10—30 м) алевролиты с <i>Aucella cf. lahusei</i> Keys. и (в верхней части) <i>A. cf. uncitoides</i> Pavl., <i>A. cf. crassicolis</i> Keys.	100—150

	Мощность, м
5. Темно-серые мелкозернистые алевролиты с шаровыми конкрециями пелитоморфных известняков диаметром 0,3—0,5 м с <i>Aucella</i> sp.	50
6. Серые скорлуповатые алевролиты (5—30 м), чередующиеся с зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками (0,2—10, реже до 30 м) с <i>Aucella</i> cf. <i>uncitoides</i> Pavl., <i>A. cf. crassicollis</i> Keys.	350
7. Серые алевролиты с мало мощными (0,2—0,5 м) прослоями песчаников и линзами органогенных известняков (0,3—1 м) с <i>Aucella</i> cf. <i>uncitoides</i> Pavl.	150—200
8. Серые, часто со скорлуповатой отдельностью алевролиты с шаровидными конкрециями пелитоморфных известняков диаметром 0,3—0,5 м и линзами органогенно-обломочных известняков (до 10—20 см) с <i>Aucella</i> cf. <i>crassicollis</i> Keys.	50
9. Алевролиты и тонкозернистые песчаники (0,4 м) с прослоями (0,05—0,2 м) ракушняка с <i>Aucella</i> cf. <i>crassa</i> Pavl., <i>A. crassicollis</i> Keys.	200
Суммарная мощность разреза 1050—1250 м.	

В нижних горизонтах терригенной толщи конгломераты отмечаются лишь в единичных случаях (левобережье р. Пнаквывээм). Они не выдерживаются по простирацию и замещаются алевролитами с прослоями лесчаников и осадочных брекчий (руч. Пнак, Ил, Рикша)¹. В низах толщи среди алевролитов присутствуют также прослойки туфов кислого состава и кремнистые породы, содержащие остатки белемнитов и призматические слои иноцерамоподобных пелелипод (руч. Пнак, Мираж).

Ниже приводится описание главнейших литологических разностей пекульнейской серии.

Яшмы — плотные породы серого, зеленого, бурого цвета. Состоят из точно поляризующего кремнистого вещества, криптозернистого кварца и халцедона. Иногда отмечаются шаровидные реликты радиоларий (0,15—0,6 мм).

Спилиты — миндалекаменные породы темно-зеленого цвета с вкрапленниками альбита и хлоритизированного темноцветного минерала. Основная масса имеет спутанноволокнистую структуру и состоит из мелких лейст альбита, погруженных в хлоритовый мезостазис, с участками неизмененного вулканического стекла. Миндалины имеют округлую форму и сложены кварцем, халцедоном, кальцитом, реже цеолитом.

Палеотипные базальты — мелкокристаллические породы темно-зеленого цвета с вкрапленниками (до 10%) серицитизированного и хлоритизированного плагиоклаза. Основная масса имеет интерсертальную и пойкилоофитовую структуру и состоит из зерен моноклинного пироксена, лейст пелитизированного плагиоклаза и хлорита (до 20%), выполняющего промежутки между кристаллами.

Агломератовые туфы и агломератовые вулканические брекчии основного состава — плотные серовато-зеленые породы, различаются размером обломочного материала. В туфах размер обломков достигает нескольких миллиметров, в брекчиях колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м. В обломках находятся спилиты, базальты, известняки, яшмы, осколки кристаллов пренитизированного плагиоклаза. Цемент туфов (20—30%) состоит из криптозернистой массы хлорита с примесью рудной пыли.

Алевролиты и песчаники состоят из угловатых зерен кварца, плагиоклаза, реже пироксена и биотита, а также обломков аргиллитов и яшм. Цемент (30—40%) глинистый, глинисто-кремнистый или глинисто-карбонатный, иногда содержит осколки вулканического стекла (туфогенные разности).

Аргиллиты и глинистые сланцы состоят из массы глинистых, хлоритовых и эпидот-цоизитовых частиц, с редкими алевроитовыми

¹ Отметим, что аналогичные конгломераты встречаются как в более высоких, так и в более низких частях разреза.

ми зернами кварца и полевых шпатов, а также осколками вулканического стекла (в туфогенных разностях). Отмечаются реликты радиолярий, замещенные кварцем.

Общая мощность пекульнейской серии достигает 1700—1900 м.

В изученной области кремнисто-вулканогенные и терригенные образования связаны пространственно, единством структурного плана, взаимопереходами. В кремнисто-вулканогенной толще часто отмечаются прослои алевролитов и песчаников; среди терригенной толщи встречаются кремнистые и вулканогенные породы. Все это позволяет объединить кремнисто-вулканогенную и терригенную толщи в одну серию. Этому выводу не противоречат палеонтологические остатки, найденные в обеих толщах. Сходные формации верхнеюрского — валанжинского возраста отмечены и в других районах Корякской складчатой области: в районе хр. Пекульней, в бассейне р. Великой (Кайгородцев, 1961).

Возраст пекульнейской серии принимается верхнеюрским — валанжинским. Основанием для этого послужили прежде всего находки в кремнистых породах серии радиолярий, среди которых, по определению А. И. Жамойда и Р. Х. Липман, присутствуют мезозойские формы: *Genosphaera* cf. *sphaerozoica* Zham., *C. sp. 1*, *C. sp. 2*, *C. sp.*, *Casposphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Staurosphaera* sp., *Dictyastrum* sp., *Hagiastrum* sp., *Dictyomitra* aff. *plicatoderma* Zham., *Lithomitra* sp., *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* cf. *ovata* Hinde. и др. Кроме того, обнаружен скелет фораминиферы, по М. И. Сосниной, не встречающейся в палеозойских породах. Мезозойский комплекс радиолярий отмечен также в кремнистых отложениях района Пекульнейского озера, причем радиолярии из последнего района сходны с микрофауной Пекульнейского хребта, где возраст кремнисто-вулканогенных образований на основании макрофауны определен как верхнеюрский — валанжинский (Кайгородцев, 1961).

В терригенной толще пекульнейской серии собрана обильная фауна. Для низов толщи характерны следующие формы: *Rhynchonella* sp., *Aucella* cf. *russiensis* Pavl., *A. cf. fischeriana* Orb., *A. cf. lahusei* Pavl., *A. keyserlingi* Lah., *A. cf. uncitoides* Pavl. и *Camptonectes* (?) sp.; для средней части — *Rhynchonella* sp., *Aucella* cf. *volgensis* Lah., *A. cf. keyserlingi* Lah., *A. cf. uncitoides* Pavl., *A. cf. crassicollis* Keys., *A. cf. sublaevis* Keys.; для верхов — *Rhynchonella* sp. и обычно крупнораковинные — *Aucella* cf. *okensis* Pavl., *A. crassa* Pavl., *A. cf. crassicollis* Keys., *A. cf. bulloides* Lah., *A. cf. inflata* (Toula) Lah.

По заключению В. Н. Верещагина, определявшего фауну, она в основном принадлежит к валанжинскому ярусу. Однако, поскольку нижние горизонты толщи фаунистически не охарактеризованы, а перекрывающие их слои содержат *Aucella* cf. *lahusei* Pavl., *A. cf. fischeriana* Orb., и *A. cf. russiensis* Pavl. — формы, которые встречаются как в верхней юре, так и в валанжине и вместе с которыми найдены плохо сохранившиеся аммониты (*Phylloceras* sp.), возможно, что нижняя часть толщи принадлежит к верхам верхней юры.

Что касается известняков с палеозойской фауной, то на изученной территории они обнаружены в виде развалов (несколько квадратных метров) среди кремнисто-вулканогенных пород верхнеюрского — валанжинского возраста на двух разобренных участках: на левобережье р. Ионайвэем и левобережье руч. Какомэй. Известняки розоватые, серовато-бурые, перекристаллизованные. Состоят из мелких неправильных, иногда изометричных зерен кристаллического кальцита; по трещинам развиты гидроокислы железа. Известняки левобережья р. Ионайвэем содержат фауну: *Pentagoncyclicus* ex gr. *ligatus* Yelt., характерную для девона — перми (определение Р. С. Елтышевой), микрофауну: *Pseudofusulina* aff. *kroffti* Schellw et Dyhr., *P. sp.*, *Parafusulina*

сх *gr. japonica* Gumb., относящуюся к нижней перми (определения А. Д. Миклухо-Маклая), и крупные фузулины пермского (скорее нижнепермского) возраста (по М. И. Сосниной). На левобережье руч. Какомэй в глыбе известняков ($2,5 \times 1,5$ м) отмечены плохо сохранившиеся обломки криноидей и кораллов древнего облика. Характер залегания известняков с палеозойской фауной неясен. Вероятно, по отношению к вмещающим их кремнисто-вулканогенным породам верхнеюрского — валанжинского возраста они представляют собой инородные тела (экзотические глыбы). Известняки с палеозойской фауной отмечены в сопредельных областях на правобережье р. Хатырки и в районе Пекульнейского озера (Русаков и Егiazаров, 1959₂; Титов, 1959).

Теперь перейдем к рассмотрению раннемелового интрузивного комплекса, связанного с вулканогенно-осадочными породами верхней юры — валанжина.

К этому комплексу относится несколько десятков небольших сложно построенных интрузий, состоящих из гипербазитов, габбро, гранитоидов (в основном плагиогранитов); эти интрузии прорывают образования пекульнейской серии. Одни из них вытянуты по простиранию вмещающих пород на 7—8 км при ширине 1 км. Такие интрузии представляют собой межформационные факолитобразные тела (интрузии междуречья рек Эльгинмываям — Пнаквывээм), обычно приуроченные к контактам кремнисто-вулканогенной и терригенной толщ пекульнейской серии. Как правило, они сопровождаются акмолитоподобными апофизами. Вторая группа интрузий, имеющих меньшие размеры (выходы $0,5$ — 1 км²), представлена небольшими штоками округлой или слегка вытянутой формы и согласными телами мощностью в несколько метров, залегающими среди кремнисто-вулканогенных пород. Третья группа интрузий — это более крупные штоки, имеющие выходы округлой и треугольной формы площадью до 4 км² (горы Пареймынай).

По данным аэромагнитной съемки можно предположить наличие в северной части района тел гипербазитов и габбро, еще не вскрытых эрозией. Пространственно интрузии обычно тяготеют к дизъюнктивным нарушениям. Их цепочечное расположение в общем плане, вероятно, предопределено ориентировкой разрывов глубокого заложения.

Чаще всего интрузии состоят из ультраосновных, основных и гранитоидных пород, с преобладанием гипербазитовых или, реже, плагиогранитовых разностей. Мелкие интрузии обладают, как правило, однородным составом. В сложных массивах габбро прорывают гипербазиты и содержат их ксенолиты. Однако не исключено, что в краевых частях некоторых крупных интрузий габброиды в ультраосновные породы переходят постепенно. Гранитоиды тоже прорывают гипербазиты; ксенолиты последних часто присутствуют в кислых породах. Неоднократно отмечались жилы плагиогранитов среди ультраосновных и основных пород. В приконтактных зонах с кислыми породами гипербазиты обычно рассланцованы, карбонатизированы и интенсивно серпентинизированы. В гранитоидах на контакте некоторое развитие получают гибридные породы. По-видимому, формирование интрузий данного комплекса проходило в несколько фаз: сначала внедрились гипербазиты, потом габброиды и, наконец, плагиограниты. Основные и ультраосновные породы, вероятно, относятся к габбро-перидотитовой, а гранитоиды — к плагиогранитовой формациям данного комплекса («комплексы» и «формации» понимаются по Ир. А. Половинкиной и Т. Н. Ивановой). Плагиограниты образовались в заключительный этап становления комплекса и их следует рассматривать как дифференциаты базальтоидной магмы, из которой формировался раннемеловой интрузивный комплекс.

Контактное воздействие гипербазитов и габбро на вмещающие породы проявлено слабо и выражено в уплотнении, слабом ороговико-

вании и хлоритизации вмещающих пород в зоне, ширина которой — от нескольких сантиметров до нескольких метров (реже первые десятки метров); мощность таких зон более значительна около габбро.

В экзоконтактах гранитоидных пород метаморфизм проявлен значительно (ороговикование, осветление пород и др.); в этом случае ширина контактовых зон достигает 10—15 м и даже нескольких десятков метров. Эндоконтактовые зоны гипербазитов и габбро не несут сколько-нибудь заметных изменений, гранитоиды в эндоконтакте приобретают порфировидную структуру. Среди пород ультраосновного и основного состава (габбро-перидотитовая формация) отмечены перидотиты, пироксениты, серпентиниты и габбро.

Перидотиты (верлиты) — темно-зеленые и черные породы. Состоят из изометричных зерен диаллага (35—45, реже 50—55%), в меньшем количестве ромбического пироксена (5—10%), обычно замещенного баститом, хризотила (50—60, реже 35—50%), единичных зерен оливины и рудного минерала. Структура панидиоморфнозернистая.

Пироксениты (диаллагиты) — зеленовато-серого цвета кристаллические плотные породы, имеющие панидиоморфнозернистую структуру. Состоят из изометричных зерен диаллага (85%) и ромбического пироксена (10%). По пироксену развиваются уралит и тонкочешуйчатый или пластинчатый хлорит (до 5%). Акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном (1—5%).

Серпентиниты (апоперидотитовые) — голубоватые, зеленоватые и черные породы, обладающие обычно петельчатой или решетчатой структурой. Состоят из серпентина нескольких разновидностей: волокнистого (хризотила), листоватого (антгорита), пластинчатого, радиально-лучистого и криптокристаллического. Вместе с серпентином присутствуют хлорит и мелкие зерна хромшпинелидов. В искусственных протоочках ультраосновных пород обнаружены хромшпинелиды.

Г а б б р о (роговообманковые габбро-нориты) — темно-серые мелко- и среднекристаллические, иногда пегматонидные породы с габбровой структурой и массивной, участками полосчатой текстурой. Состоят из изометричных зерен сосюритизированного лабрадора № 54—67 (40—70%), диопсида (15%) и гиперстена (до 10%). В роговообманковых габбро из темноцветных минералов преобладает зелено-бурая роговая обманка; из акцессорных отмечены магнетит (иногда до 5—7%) и апатит. По темноцветным минералам развиты уралит, хлорит, эпидот, актинолит и идингсит (по оливину в редко встречающихся оливиновых габбро).

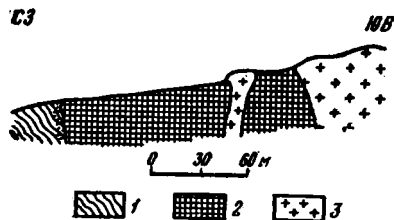
Гранитоиды, относящиеся к плагиогранитовой формации, представлены главным образом плагиогранитами. Они отличаются обогащенностью кварцем и натриевым полевым шпатом и в то же время обедненностью калиевым полевым шпатом, что является характерным для подобных формаций.

П л а г и о г р а н и т ы — светло- и темно-серые средне- и крупнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят в основном из кислого плагиоклаза и кварца с примесью цветного минерала. Плагиоклаз (60—80%) образует удлинённые, изометричные полисинтетически сдвойникованные идиоморфные кристаллы, представлен альбитом и олигоклазом (№ 12—29). Калиевый полевой шпат (до 5%) встречается в единичных ксеноморфных зернах, интенсивно пелитизирован. Кварц (до 15—30%) образует крупные и мелкие ксеноморфные зерна, обычно катаклазированные. Темноцветные минералы (5—10%) представлены ксеноморфными зернами бурого биотита, реже роговой обманки. Среди акцессорных минералов преобладают циркон, апатит, сфен, рудный минерал; среди вторичных — хлорит, мусковит, кальцит, пренит и эпидот.

Среди гранитоидных пород, помимо описанных плагиогранитов, в крайне небольшом количестве отмечены также кварцевые диориты, гранодиориты и роговообманковые граниты. Внешне они от плагиогранитов почти не отличаются. Видимо, их следует рассматривать как крайние дифференциаты плагиогранитов. С этими породами тесно связаны диориты; большая часть из них развивается вблизи контактов кислых и ультраосновных — основных пород.

Послемагматические изменения интрузивных пород раннемелового комплекса проявились прежде всего в серпентинизации гипербазитов и в меньшей мере в хлоритизации и карбонатизации ультраосновных — основных пород. Серпентиниты слагают как значительные площади, так и отдельные небольшие (5—10×10—50 м) участки интрузивных массивов. В краевых частях интрузий обычно развиты перемятые и рассланцованные серпентиниты. В интрузиях данного комплекса большое развитие получили наложенная экзокинетическая трещиноватость и катакластические структуры. Возможно, что одной из причин этих явлений служит изменение объема пород, сопровождающее процессы серпентинизации («змеевиковая тектоника»).

Нижняя возрастная граница описываемого интрузивного комплекса определяется интрузивными контактами с породами верхнеюрского — валанжинского возраста (фиг. 2), верхняя — по налеганию сенонских отложений на размытую поверхность интрузий (верховья р. Ионайвэем, левобережье р. Эльгинмываям). В конгломератах, лежащих в основании сенонских толщ, содержится галька описанных габброидов и гранитоидов. Исследования минералогического состава окружающих интрузивных массивы кластических сенонских толщ (в искусственных шлихах) показали присутствие хромшпинелидов, являющихся продуктами разрушения гипербазитов. Скорее всего формирование интрузивного комплекса связано с постваланжинской фазой складчатости.



Фиг. 2. Прорывание алевролитов пеккульнейской серии (J_3 — Cr_{IV}) интрузиями раннемелового комплекса. Правобережье р. Накепейлак.

1 — алевролиты; 2 — гипербазиты; 3 — гранитониты

ВЫВОДЫ

1. В нижнем течении р. Хатырки устанавливаются офиолитовые формации верхнеюрского — валанжинского возраста (осадочно-вулканогенные толщи пеккульнейской серии, габбро-перидотитовые и плагиогранитовые интрузии). По-видимому, их формирование происходило в начальный период развития Корякско-Камчатской геосинклинальной зоны. По мнению автора, вулканогенно-кремнистые и терригенные образования Хатырского района нельзя рассматривать как резко различные возрастные комплексы; они формировались практически синхронно, хотя и в различных структурно-фациальных условиях. Вполне вероятно, как это следует из материалов М. И. Бушуева, О. П. Дундо и др., что пеккульнейская серия в различных местах Корякского нагорья имеет неодинаковое строение. Меняются состав, относительная роль и положение в разрезе вулканогенно-кремнистых пород.

Этот вывод коренным образом отличается от взглядов И. М. Русакова, который терригенные образования с ауцелловой фауной выделял в отдельную свиту (инаськваамскую) верхней юры — валанжина, по его мнению, несогласно залегающую на кремнисто-вулканогенных породах, считавшихся палеозойскими, а интрузивные образования отно-

сил в основном к палеозойскому комплексу. Видимо, офиолитовые формации палеозойского возраста в пределах восточной части Корякского нагорья не имеют широкого распространения. Если они и присутствуют там, то, вероятно, вскрываются в незначительных по размерам эрозионных окнах среди мезо-кайнозойских пород, как, например, в бассейне р. Иомраутваам (Русаков, Трухалев, 1962).

2. Известняки с палеозойской фауной нижнего течения р. Хатырки являются по отношению к вмещающим их осадочно-вулканогенным породам инородными телами. Происхождение таких тел, отмеченных в вулканогенно-осадочных образованиях триаса, верхней юры — валанжина, а также верхнего мела в пределах Корякского нагорья (Майнские и Усть-Бельские горы, бассейны рек Хатырки, Великой, Алгана — данные В. Ф. Белого, Г. Г. Кайгородцева и др.) не всегда ясно: они встречаются в виде экзотических скал и глыб, пространственно часто вытянутых в единую цепочку. Связаны ли они с шарьяжами или тектоническими блоками, являются ли они продуктами разрушения кордильер во время формирования мезозойских толщ или выбросами вулканической деятельности — в каждом конкретном случае этот вопрос надо решать отдельно. Судя по всему, в большинстве случаев палеозойские породы среди мезозойских залегают в виде бескорневых глыб и блоков. Не исключено, что при более детальном изучении разреза кремнисто-вулканогенных образований окажется, что глыбы палеозойских известняков приурочены к определенным стратиграфическим горизонтam.

В будущем вопросам фациальных взаимоотношений кремнисто-вулканогенных и терригенных толщ и положению среди них известняков с палеозойской фауной следует уделить большее внимание.

Определенное значение при исследовании кремнисто-вулканогенных толщ может сыграть привлечение данных по изучению радиолярий, содержащихся в породах этих толщ. Первое подведение итогов в этой области позволило Р. Х. Липман и А. И. Жамойда установить для Корякского нагорья пять комплексов радиолярий: кингивеевский — ранне-мезозойский, койвэрэланский — раннемеловой, ватынский — поздне-меловой, пекульнейский — меловой, вочвинский — поздне-меловой — палеогеновый. Однако радиолярии изучены еще весьма слабо, в частности, много предстоит сделать для выяснения зависимости состава фаун радиолярий от условий обитания, нашедших свое отражение в особенностях литологии кремнисто-вулканогенных толщ и их фациальных взаимоотношениях, приуроченности радиолярий к определенным фациям и т. п. Конечно, необходимо также и изучение фораминифер.

ЛИТЕРАТУРА

- Богидеева М. В., Матвеев В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (северо-восток СССР).— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов. Магадан, 1960, вып. 59.
- Егизаров Б. Х. Новые данные по геологии и полезным ископаемым центральной части Корякского хребта.— Информ. бюлл. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, вып. 23.
- Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, 1961, вып. 15.
- Михайлов А. Ф. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского кряжа.— Информ. бюлл. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, вып. 15.
- Русаков И. М., Егизаров Б. Х. 1. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Русаков И. М., Егизаров Б. Х. 2. Схема стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хребта. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Русаков И. М., Трухалев А. И. Находки триасовой фауны в восточной части Корякского нагорья и ее значение. Докл. АН СССР, 5, 1962, № 2.
- Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5.
В. И. Тихонов. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов	7.
Ю. М. Пушаровский. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны	28.
Ю. М. Пушаровский, Е. Н. Меланхолина. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны	55.
Ю. Б. Гладенков. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье)	120.

CONTENTS

Foreword	5.
V. I. Tikhonov. Inherited and superimposed structures of Kamchatka and their role in the distribution of volcanoes	7.
Yu. M. Puscharovsky. Sketch of the structure and development of the Aleutian-Alaska tectonic zone	28.
Yu. M. Puscharovsky, E. N. Melankholina. Specific features in the tectonic structure of the Californian cenozoic folded zone	55.
Yu. B. Gladenkov. Ophiolitic series in the lower reaches of the river Khatyrka (Koriak upland)	120.

Коллектив авторов

Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца
Труды геологического института, вып. 89

Утверждено к печати Геологическим Институтом АН СССР

Редактор Издательства Г. Ф. Неманова

Технический редактор О. М. Гуськова

РИСО АН СССР № 23—54В. Сдано в набор 30/XI 1962 г.

Подписано к печати 23/III 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆.

Печ. л. 8¹/₄+2 вкл. Усл. печ. л. 12,67 (11,30+1,37).

Уч.-изд. л. 11,7 (10,9+0,8) Т-03377. Тираж 1000 экз.

Изд. № 1420. Тип. зак. № 5459

Цена 94 коп.

Издательство Академии наук СССР

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

