

Т. В. ГИОРГОБИАНИ, Д. П. ЗАКАРАЯ

**СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И
МЕХАНИЗМ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

Труды, новая серия, вып. 97

Т. В. ГИОРГОБИАНИ, Д. П. ЗАКАРАЯ

**СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРО-
ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И МЕХАНИЗМ
ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ**



ТБИЛИСИ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
1989

В результате детального изучения выявлены закономерности внутреннего строения альпийской складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Показано, что одной из характерных особенностей этого региона является зональности его складчатой структуры в поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене интенсивности складчатости от умеренной к слабой. Расшифрована структура Чвежипсинской структурно-фациальной зоны. Приведены факты, которые дают основание отрицать существование Воронцовского покрова. Выявлено широкое развитие в пределах южного склона СЗ Кавказа интерференционных складчатых структур, возникающих в результате наложения складчатых волн двух направлений. Рассмотрены кинематические особенности образования складчатых структур различной морфологии, развитых в пределах этого региона. На основании материалов, полученных в результате изучения складчатости, а также данных регионального структурного анализа, реконструирован механизм формирования современной складчатой структуры СЗ Кавказа. Показано, что в ее формировании ведущая роль принадлежит тангенциальным силам, направленным с юго-запада на северо-восток и возникающих в результате пододвигания Черноморско-Закавказского срединного массива под складчатую структуру Большого Кавказа. Установлено изменение направления плана этой деформации от северо-восточного на субмеридиональное в течение альпийского цикла развития Северо-Западного Кавказа.

Книга рассчитана на геологов, интересующихся вопросами региональной геологии и тектоники.

Редактор академик АН СССР И.П.Гамкредидзе

Рецензенты: канд. геол.-мин. наук С.И.Кулошвили
канд. геол.-мин. наук О.Д.Мардалеишвили

Г 1804030000 19-89
М607(06)-89
ISBN 5-520-00271-1

© Издательство "МЕТНЕБЕ" 1989

В В Е Д Е Н И Е

Изученная территория охватывает западное окончание Большого Кавказа между меридианами горы Фишт и города Анапы, протяженностью около 250 и шириной от 40 до 90 км.

Несмотря на многолетние геологические, в том числе и тектонические исследования, механизм формирования альпийских структур северо-западной части Большого Кавказа до сих пор остается малоизученным. Это вызвано, с одной стороны, чрезвычайной сложностью тектонического строения этого региона, а с другой – вообще проблемой складкообразования, которая все еще остается одной из спорных в геотектонике. Вместе с тем, решение вопроса происхождения складчатости имеет не только большое теоретическое, но и практическое значение.

В настоящее время о механизме образования складчатых структур Большого Кавказа существуют самые противоречивые представления, которые, однако, по нашему мнению, полностью не учитывают всех особенностей складчатости рассматриваемого региона.

Северо-Западный Кавказ хорошо обнажен и доступен для изучения. Слабый метаморфизм слагающих его осадочных толщ и отсутствие проявлений гранитоидного магматизма, не затуманивающих морфологию складчатых структур, в сочетании с достаточной геологической изученностью, ставят Северо-Западный Кавказ в разряд чрезвычайно благоприятных объектов для изучения механизма формирования складчатости в земной коре.

Расшифровать условия образования складчатости можно лишь на основе данных, полученных в результате детального и регионального структурного анализа и истории геотектонического развития региона. Детальные геолого-структурные профили, составленные через всю складчатую зону, являются основным исходным материалом для суждения о кинематических условиях образования структур. Важное значение имеет также региональный структурный анализ Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса, который позволяет восстановить общую геодинамическую обстановку, существовавшую в этом регионе в течение киммерийско-альпийского цикла развития. Выводы, сделанные на основании фактического материала по-возможности должны подкрепляться и экспериментальными данными, которые позволяют судить о правоте высказанных предположений относительно происхождения различных структур. Только совокупное применение всех этих методов дает, по нашему мнению, надежные результаты.

В основу работы легли полевые исследования, проведенные авторами в течение 1977–85 гг. в северо-западной части Большого Кавказа. Используются также данные геологов, изучавших в разные годы геологическое строение этого региона и фондовые материалы площадных съемок.

По всей вероятности, современная складчатая структура Большого Кавказа является результатом сложной, многократной деформации, испытанной этим регионом на протяжении альпийского цикла развития, следы которой в разной степени сохранились в тектонической структуре. Это позволяет выяснить эволюцию складчатости на разных стадиях ее развития – от самых ранних до современной. Современная структура Северо-Западного Кавказа состоит из складок и разрывных нарушений различного масштаба и морфологии и разного направления, имеющих разную кинематическую природу и возраст. Формирование их происходило, вероятно, не только на различных этапах развития региона, но и в разных кинематических условиях, вызванных изменением динамической обстановки.

вки в пределах Кавказского региона в течение альпийского цикла развития.

В работе сделана попытка выяснить причину таковой и характера складчатых форм, наблюдаемых в современной структуре, проследить эволюцию складчатости во времени и тем самым приблизиться к разрешению задачи перед авторами задачи.

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Учитывая линейный характер складчатости рассматриваемого региона, нами был выбран метод составления геолого-структурных профилей-разрезов, поперечных к простиранию складчатых структур Северо-Западного Кавказа.

Работа заключалась в весьма детальной, почти непрерывной зарисовке складчатой структуры вдоль уступов поперечных к направлению простирания Северо-Западного Кавказа русел рек, ручьев и оврагов. Одновременно проводились площадные наблюдения в полосе шириной 0,5-1 км, прилегающей к линии профиля. Масштаб этих зарисовок (1:1000) был выбран так, чтобы отразить почти все особенности исследуемой складчатой структуры. Наиболее интересные и принципиально важные обнажения фотографировались и зарисовывались в масштабе от 1:100 до 1:500. Изучались морфология и размеры складок в зависимости от литологического состава пород и мощности слоев, а также закономерности соотношения мелких складок с более крупными структурами. Изучение складчатой структуры сопровождалось систематическими наблюдениями над кливажом и разрывными нарушениями разного масштаба.

Для изучения складчатых и разрывных структур в широком диапазоне были использованы аэрофотоснимки и геологические карты масштаба 1:50 000 и 1:200 000. При составлении геолого-структурных разрезов учтены также материалы буровых скважин.

Всего было составлено семь сквозных профилей длиной от 37 до 88 км. Расстояние между профилями (25-45 км) выбиралось в таком расчете, чтобы по возможности уловить все принципиальные изменения, происходящие как вкrest, так и вдоль простирания слагающих его структур. Геолого-структурные профили составлены по рр. Дюрсо-Псебепс (I), Ушауба-Шалва-Адегой-Абин (II), Пшала-Ибинка (III), Джубга-Дефань-Менсуго-Кобва-Мавра-Аладулс (IV), Туапсе-Елизаветка-Пшиш (V), Псеуапсе-Тузунс-Пшеха (VI) и Западный Дагомис-Шахе-Цица-Курджице (VII).

Часть профиля VII, расположенная к северу от г. Фшшт, составлена по существующим геологическим материалам. Кроме того, сделано 15 пересечений (из них 6 сквозных) Чвежипсиной зоны, каждый длиной от 3,3 до 22,7 км. Профили составлены по рр. Чухукт (1), Чимит (2), Шахе-Холодный Ручей (3), Осохой (4), Беранда (5), Дегляшко (6), Буу (7), Хобза-Шахе-Псий (8), Лоо (9), Уч-Дере (10), Батха (11), Западный Дагомис-Шахе (12), Мамайка (13), Сочи-Агва (14) и Мацеста (15). Расстояние между ними меняется от 1,5 до 6,5 км. Разрезы 13, 14 и 15 пересекают также Абхазскую зону. Наряду с этим были составлены профили вдоль железной дороги от санатория ВВС до платформы Головинка (16) длиной 10 км и по р. Цусхвадх (17) - 6,1 км (рис. I, II, 12).

Составленные при полевых исследованиях профили, изображенные в крупном масштабе, плохо обозримы и громоздки. Поэтому они были уменьшены до масштаба 1:10 000, по возможности без искажения относительных размеров и морфологии складок. Полученные при этом разрезы явились рабочей основой всех дальнейших построений. По ним определялось положение зон складчатости, мощности отдельных стратиграфических единиц мезозойско-кайнозойских отложений изученного региона и т.п. Для иллюстрации эти уменьшенные профили

приводились в масштабе 1:50 000 с некоторым упрощением внутренней структуры. В дальнейшем представляется, в своей принципиальной основе они довольно полно характеризуют основные особенности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. На основании этих данных и суждения о правомерности выводов относительно механизма образования складчатых структур Северо-Западного Кавказа, сделанных на основании фактического материала, нами была проведена также серия тектонических сопоставлений на эквивалентных материалах.

С. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемая территория представляет собой западное окончание мегантиклинория Большого Кавказа. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа существенно отличается от смежных с ним областей. В этой части мегантиклинория кристаллическое ядро Большого Кавказа резко погружается и в его пределах к северо-западу последовательно обнажаются все более молодые отложения мезозоя-кайнозоя (см. рис. I).

Северной границей Северо-Западного Кавказа служит крупный Ахтырский разлом, за которым располагается Западно-Кубанский передовой прогиб. Южная граница в основном скрыта под водами Черного моря. С запада регион ограничен Джигинским (Анапским) разломом, отделяющим его от Керченско-Таманского прогиба. Восточная граница проводится по Пшехско-Адлерской зоне поперечных разломов, за которой располагается Центральный Кавказ (см. рис. II, I2).

Северо-Западный Кавказ имеет чрезвычайно сложное тектоническое строение и состоит из нескольких структурно-фациальных зон северо-западного простирания, отделенных друг от друга, длительно развивающимися разломами. С севера на юг выделяются структурно-фациальные зоны: Абино-Гунайская (северо-западнее Абино), Псебепская зона, а юго-восточнее Лагонакская зона, Гойтхская зона, Чужепская зона, Новороссийско-Лазаревская зона, Чважипсинская зона, Чважипсинская зона.

Продолжая в юго-западном направлении, в районе Галацкского разлома, имеются еще несколько зон, в которых разломы в основном имеют северо-западное простирание. В Галацкском, Галацкском и др. разломах поперечные разломы ограничивают зоны различного типа осадков, в том числе с разными морскими фашиями осадков.

В Гойтхской, Чугуевской, Абино-Гунайской, Псебепской и Новороссийско-Лазаревской зонах развиты типичные геосинклинальные осадки, представленные вулканогенно-осадочными, известково-сланцевыми, флишевыми и флишеидными формациями. В Асхазской зоне распространены субплатформенные отложения. Чважипсинская зона сложена двумя фашиальными типами осадков. От байоса до сантона включительно ее разрез сходен с разрезом Абхазской зоны. В позднем мелу, начиная с кампанского века, Чважипсинская зона была вовлечена в прогибание, и в ее пределах до конца эоцена накапливались флишевые, флишеидные и субфлишевые геосинклинальные осадки, по составу и мощности полностью идентичные с одновозрастными отложениями Новороссийско-Лазаревской зоны. Несмотря на переходный от субплатформенного к геосинклинальному характер осадков, слагающих Чважипсинскую зону, она в современной структуре Северо-Западного Кавказа входит в состав Новороссийско-Лазаревского синклиналия.

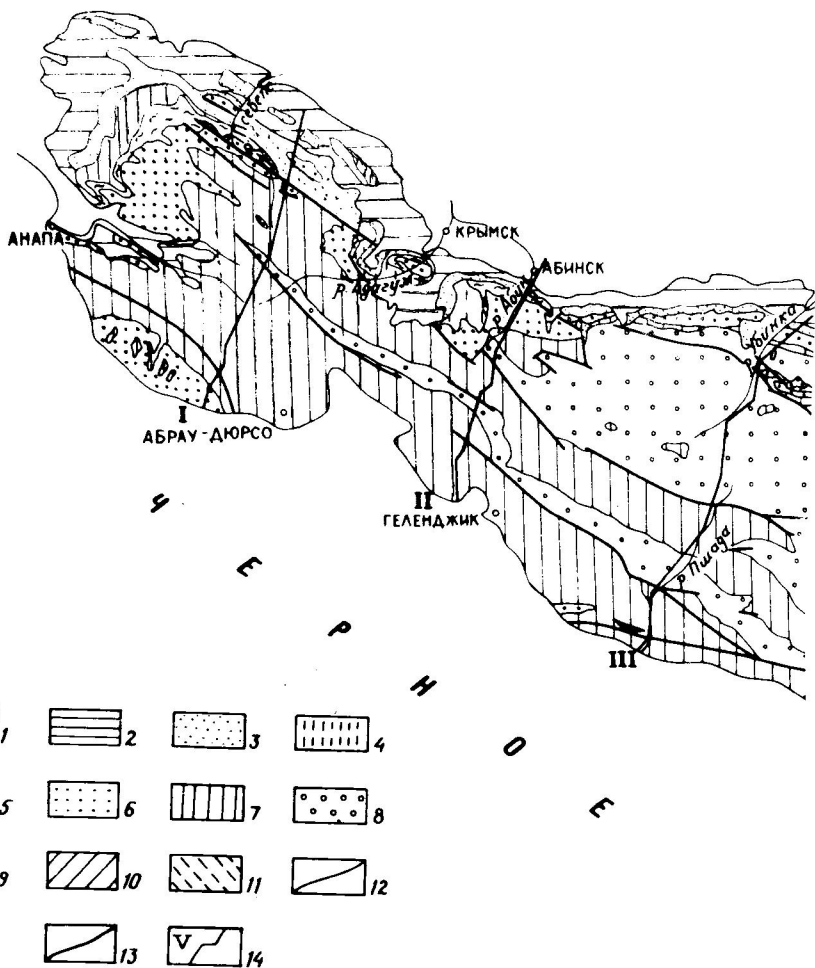
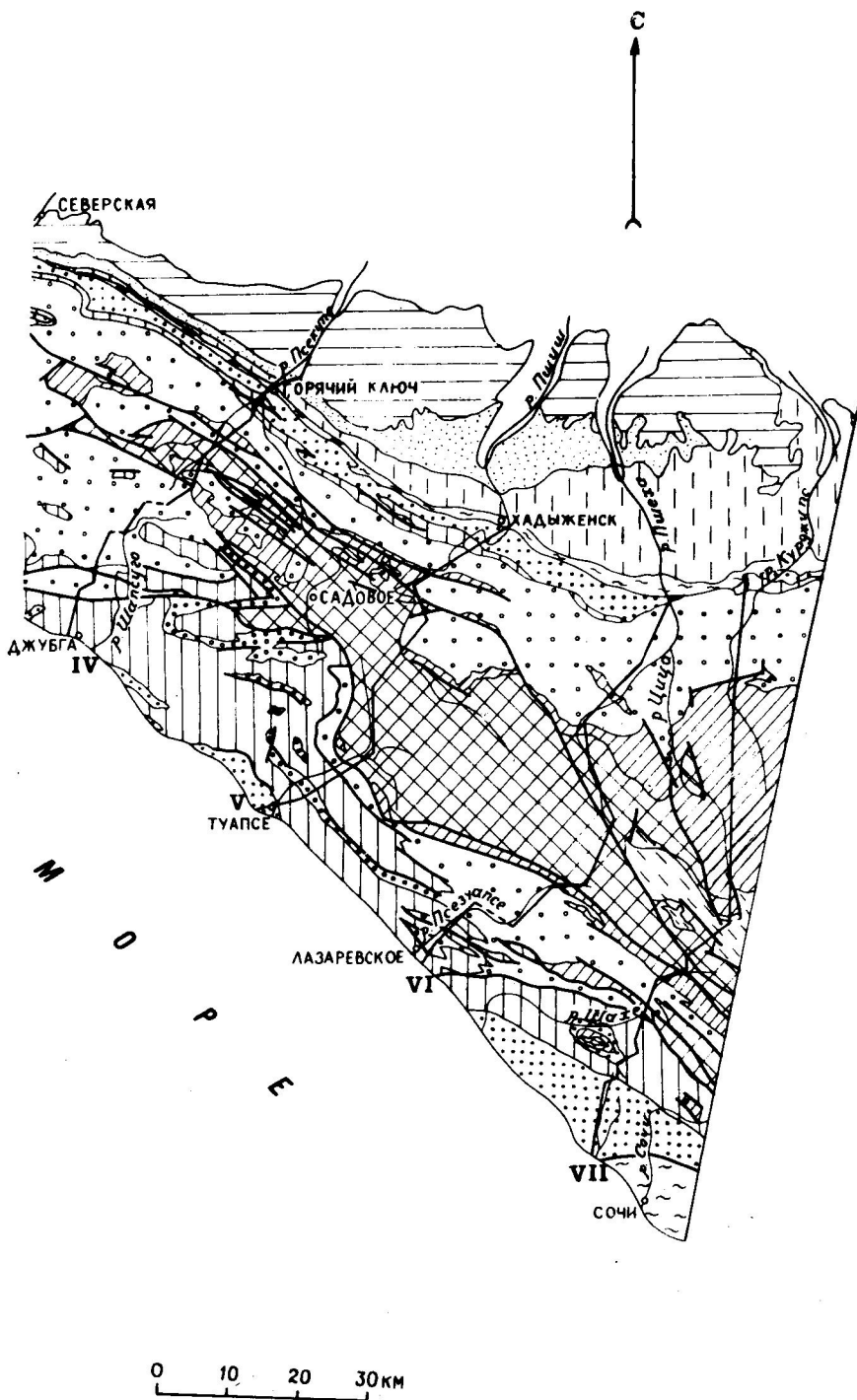


Рис. I. Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа (по геологической карте Кавказа, м. 1:500 000, под редакцией Д.В.Наливкина и В.И.Яркина, 1976).

I - четвертичные отложения; 2 - верхний плиоцен; 3 - мезотический и понтический ярусы; 4 - тортонский и сарматский ярусы; 5 - верхний олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия); 6 - палеоцен и эоцен; 7 - верхний мел; 8 - нижний мел; 9 - верхняя яра; 10 - нижняя-средняя яра; 11 - доюрский комплекс; 12 - границы стратиграфических единиц; 13 - разрывные нарушения; 14 - линии геолого-структурных профилей: I - Дюрсо-Псебелс; II - Яшамба-Адегой-Абин; III - Пшадя-Убийка; IV - Джубга-Дефань-Шапсуго-Кобза-Каверзе-Псекупс; V - Туапсе-Елизаветка-Шшиш; VI - Псезуапсе-Тутулус-Шшеха; VII - Западный Дагосым-Шахе-Цица-Курджипс.



2.1. Обзор представлений о тектонике Северо-Западного Кавказа

В изучение тектонического строения Северо-Западного Кавказа большой вклад внесли В.В.Белоусов (1937, 1939), Б.М.Трошкин (1937), А.Л.Козлов (1937), Меннер (1945), Б.М.Келлер (1945, 1947), А.В.Ульянов (1947), Г.М.Ефремов (1948), А.Н.Шарданов (1960, 1968), В.Е.Хаин (1962, 1963), Ч.Б.Борукаев (1962, 1964, 1968), М.С.Эристави (1962), В.Н.Пастушенко (1962), Е.Е.Миляновский (1963), В.С.Буртман (1964), А.И.Дьяконов (1972, 1974) и др. В период 1958–1977 гг. усилиями большого коллектива геологов съемщиков для всего Северо-Западного Кавказа были составлены геологические и тектонические карты масштабов 1:50 000 и 1:200 000. Этими же авторами был собран и проанализирован богатый фактический материал, имеющий важное значение для познания особенностей тектонического строения рассматриваемого региона.

В.В.Белоусов и Б.М.Трошкин (1937), изучив геологическое строение района рек Пшеха и Белой, сделали вывод, что основные тектонические передвижения в этом районе происходили в направлении с юго-запада на север-восток. При этом зона Южного склона пододвигалась под зону Северного склона (Белоусов, Трошкин, 1937). В.В.Белоусов, одним из первых высказавший предположение о поддвиговых движениях на Кавказе, позже отказался от этих представлений. В частности, проводивший исследования в пределах северо-западного окончания Большого Кавказа В.В.Белоусов пришел к заключению, что первичная роль в образовании складчатости принадлежит вертикальным движениям блоков земной коры, а тангенциальное перемещение масс является результатом трансформации вертикальных движений в горизонтальные.

А.В.Ульяновым (1947) в пределах зоны Южного склона было установлено опрокидывание складок в юго-западном направлении. Этот факт дал ему основание сделать вывод о том, что тектонические перемещения в указанной зоне происходили с северо-востока на юго-запад. При этом отмечается уменьшение тектонических напряжений в направлении с северо-востока на юго-запад.

Г.М.Ефремов (1948) изучил геологическое строение территории Северо-Западного Кавказа, расположенной восточнее от меридиана рр.Туалсе-Шшиш. Он пришел к выводу, что складчатые структуры, созданные предкейловейскими движениями, отличаются простотой. Преобладающей формой дислокаций для этой тектонической фазы были радиальные движения, создавшие глыбовую структуру, резко отличную от структуры вышележащих образований. Послекейловейская складчатая структура характеризуется усложнением форм по направлению с севера к югу – от моноклинали на севере через простые складки в центре, к серии изоклинальных складок на юге.

А.П.Шарданов (1960) в пределах Северо-Западного Кавказа выделяет три тектонические зоны северо-западного простирания: Южного склона, Центрального антиклинория и Северного крыла. Важным элементом тектонической структуры Северо-Западного Кавказа, по его мнению, является поперечные глубинные разломы, разделяющие этот регион на отдельные блоки или ступени. Они имеют длительную историю развития и разграничивают зоны различного геотектонического режима с разными мощностями и фациями осадков.

В.Е.Хаин, С.Л.Афанасьев, Ч.Б.Борукаев и М.Г.Ломизе (1962) рассмотрели структурно-фациальную зональность Северо-Западного Кавказа в отдельные этапы его развития. Они пришли к заключению, что на протяжении всего указанного времени структурно-фациальная зональность определялась существованием системы глубинных, продольных к общему простиранию геосинклинали Большого Кав-

кава, разломов. Но наряду с этим существенное значение имели и поперечные разломы.

По мнению Е.Е.Милановского и В.Е.Хайна (1963) Гойтхский антиклинорий имеет довольно простое, в структурном отношении строение, которое усложняется развитием дополнительной мелкой складчатости. Северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа в пределах северо-западной его части (Абинско-Гунайская зона) характеризуется развитием складчатости промежуточного типа. Южное крыло мегантиклинория (Новороссийский синклинорий) дислоцировано иначе чем северное. Оно смято в систему сложенных или даже опрокинутых к югу линейных складок, местами осложненных по южным крыльям крутыми надвигами.

А.А.Сорский (1964) на территории Северо-Западного Кавказа выделял ряд зон морфологических и генетических типов складчатости. Зона полной дисгармоничной складчатости полностью охватывает Гойтхский антиклинорий. Южнее, в пределах Новороссийского синклинория расположена зона сильно сжатых опрокинутых складок. Абхазская структурно-фашиальная зона рассматривается как зона коробчатых складок. Остальная территория входит в зону развития гребневидной складчатости. Происхождение складчатой структуры им рассмотрено с позиции глубинного диапиризма.

А.Н.Шарданов и Ч.Б.Борукаев (1968), рассмотревшие тектоническое строение Северо-Западного Кавказа, осевым элементом его тектонической структуры считают Гойтхский антиклинорий. Севернее антиклинория располагается Абинско-Гунайский синклинорий, а вдоль его южного крыла протягивается Новороссийский синклинорий, который на юге соприкасается с Адлерской депрессией. Все зоны ограничены крупными разломами глубокого заложения и вытянуты в общекавказском направлении. Кроме серии продольных глубинных разломов, Северо-Западный Кавказ разделен зонами поперечных нарушений (Геленджикский, Туапсинский и др.), которые обуславливают поперечную ступенчатость области.

А.И.Дьяконов, Ф.К.Байдов и Ю.Л.Кузьменко (1972) составили схему районирования Северо-Западного Кавказа по морфологическим и генетическим типам складчатости. По их мнению, в пределах Псебелско-Гойтхского антиклинория развит полный тип складчатости с равномерной перемежаемостью антиклиналей и синклиналей. Ведущая роль в образовании этих структур принадлежит механизму общего смятия с элементами нагнетания. Для Новороссийско-Лазаревского синклинория в основном также характерен полный тип складчатости, реже отмечается промежуточная складчатость. По генезису эти структуры общего смятия с элементами нагнетания и гравитации.

А.И.Дьяконов, А.Л.Цагарели, Я.П.Маловицкий, Ф.К.Байдов, А.А.Терехов и В.И.Корнеев (1974) составили схему тектонической зональности Северо-Западного Кавказа и смежных с ним областей. В пределах рассматриваемого региона они выделяют складчатые системы Северного склона, Осевой зоны и Южного склона, а также Адлерскую тектоническую депрессию. Складчатая система Северного склона представлена Собербашско-Гунайским синклинорием. В его пределах выделяются Абинская и Тхамахинская антиклинальные зоны, которые характеризуются развитием складчатости промежуточного типа. Механизм образования их является нормально-инверсионное сдавливание с признаками конседиментационного развития. Возраст складчатости преимущественно австрийско-роданский с новокиммерийским заложением крупных антиклиналей.

В.Н.Шолдо (1978) составил схему морфологических типов складчатости Кавказа. В пределах Северо-Западного Кавказа он выделяет несколько морфологических типов складок. Изоклиальная и килевидная складчатость развита в Гойтхском антиклинории. На территории, расположенной к югу от антиклинория,

распространен открытый, дугообразный тип складчатости. Абхазская зона сложена коробчатыми складками. Остальная часть Северо-Западного Кавказа характеризуется развитием гребневидным типом складчатости.

Особо следует отметить существующие представления о тектоническом строении южной части Чвахепсинской зоны. По мнению большинства исследователей, развиты здесь карбонатно-терригенные и флишевые толщи мела-палеогена находятся в аллохтонном залегании, слагая Воронцовский тектонический покров. Этот покров впервые был установлен в 1936-1937 годах А.Л.Козловым, Б.М.Келлером и В.В.Меннером и подтвержден более поздними исследователями.

Вопрос о причинах, вызвавших складчатость как Северо-Западного Кавказа, так и Большого Кавказа в целом, неоднократно обсуждался в литературе, касающейся тектоники этого региона. В настоящее время существуют два диаметрально противоположных представления о механизме формирования тектонической структуры Большого Кавказа - фиксистское и мобилистское. Сторонники фиксистской концепции считают, что в основе складкообразования в пределах Большого Кавказа лежат вертикальные тектонические движения, вызванные силами, возникающими внутри самой подвижной зоны.

По мнению В.Н.Шолто (1978), наиболее вероятная картина развития и формирования складчатой структуры Большого Кавказа может быть получена на основании гипотезы глубинного диапиризма, впервые предложенной А.А.Сорским (1962, 1964) и развитой В.В.Белосусовым (1970). Согласно этой гипотезе процесс возникновения и развития поднятия в осевой части геосинклинального прогиба, приводящий к инверсии геотектонического режима, рассматривается как всплывание и диапироподобное внедрение образовавшихся на глубине более легких по удельному весу, чем вышележащие толщи гранитизированных масс. Внедрение происходит путем нагнетания огромных масс вещества в сравнительно узкое пространство канала, по которому поднимается ядро диапира. Это приводит сначала к продольному, а затем к нормальному сжатию внедряющегося материала и образованию интенсивной складчатости. В процессе роста ядро глубинного диапира оказывает боковое давление на окружающие его толщи, что, в свою очередь, приводит к формированию складчатости продольного изгиба за пределами ядра диапира. Интенсивность складчатости по мере удаления от ядра постепенно уменьшается.

Сторонники мобилистской концепции предполагают образование складчатой структуры Большого Кавказа тангенциальными силами, допуская при этом возникновение складчатости в результате продвижения к северу и пододвигания под складчатую систему жесткого Закавказского срединного массива. Идея о пододвигании Закавказского массива под Большой Кавказ была высказана еще в 1926 году В.П.Ренгартеном. Аналогичные взгляды высказал и А.Л.Козлов (1937), который считал, что основное давление на Кавказе было направлено с юго-запада на северо-восток и Рионская плита пододвинута под докембрийские породы современного северного склона Кавказа. Такую же мысль высказали позднее Е.Е.Милановский и В.Е.Хайн (1963). Они отметили, что в процессе создания складчатости Большого Кавказа следует допустить более активное поведение Закавказского срединного массива, как бы пододвинувшегося под Большой Кавказ. К выводу об активном пододвигании Грузинской глыбы под образующую складчатую систему Южного склона Большого Кавказа пришли П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1975, 1977) на основании изучения тектонических покровов этой области. С.А.Ушаков с соавторами (1976) предполагает, что образование складчатой структуры Кавказа от Новороссийска до Пизунды обусловлена пододвиганием более плотной черноморской литосферы к северу под Кавказ. И.А.Гаркаленко (1976) высказал предположение о возможном пододвигании (субдукции)

Восточно-Черноморского блока под Кавказский блок. Ш.А.Адамия (1977) отмечает приуроченность раннеальпийских фаз складчатости к краевым полосам геосинклинали (окраинного моря) Большого Кавказа. Этот факт он объясняет пододвиганием консолидированной коры Понтийско-Закавказской островной дуги под консолидированную кору шельфа Восточно-Европейского континента. Такое же мнение высказали Ш.А.Адамия, Н.А.Беляевский, И.П.Гамкрелидзе, А.Е.Михайлов (1978). Они считают, что наряду с погружением и разрастанием границ впадины Черного моря, имело место пододвигание земной коры Черноморско-Закавказского региона под кору Горного Крыма - Большого Кавказа или встречный процесс их надвигания. Об этом свидетельствует наличие наклоненной на север сейсмофокальной зоны, а также развитие современных линейных складок на границе этих блоков. А.Г.Шемпелев (1978) на основании комплексной интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования пришел к выводу о поддвиге Закавказской плиты под Предкавказскую. Представление о пододвигании Закавказского срединного массива под Большой Кавказ было недавно вновь подтверждено и значительно развито, с привлечением нового фактического материала И.П.Гамкрелидзе (1984).

В настоящее время фиксистская концепция и целесообразность применения ее идей для объяснения происхождения складчатости Большого Кавказа большинством исследователей отрицается. Обстоятельная критика фиксистской модели развития Большого Кавказа дана в работах И.П.Гамкрелидзе (1984) и Ш.А.Адамия (1985), в которых убедительно показано, что эти представления противоречат фактическим данным и не учитывают конкретных особенностей тектонического строения этого региона.

В заключение следует отметить, что несмотря на многолетнее изучение тектонического строения Северо-Западного Кавказа, механизм формирования его складчатости предыдущими исследователями рассматривался лишь в самых общих чертах, без учета некоторых важных особенностей его структуры. Все это послужило основанием для проведения специальных детальных структурных исследований в целях изучения закономерностей внутреннего строения складчатости Северо-Западного Кавказа.

2.2. Стратиграфия

В основу используемой в настоящей работе стратиграфической схемы Северо-Западного Кавказа положены возрастные подразделения, вошедшие в IX том "Геологии СССР, Северный Кавказ" и ряд публикаций М.Л.Сомина (1971) по доюрским образованиям, К.О.Ростовцева (1963, 1964) - по нижней и средней юре, В.Л.Егояна (1964) - по нижнему мелу, Б.М.Келлера (1947) - по верхнему мелу и Г.П.Леонова (1964) - по палеогену. Используются также материалы, полученные в результате проводившихся в этом регионе в разные годы геологосъемочных работ. В оценку мощностей отдельных стратиграфических единиц авторами внесены коррективы на основании уточнения тектонической структуры отдельных участков Северо-Западного Кавказа. В частности, значительно изменены мощности нижне-среднеюрских отложений в пределах Гойтхского антиклинория, верхнеюрско-меловых отложений Лазаревской подзоны и мел-палеогеновых отложений Чвежипсинской зоны.

Характеристика дробных стратиграфических подразделений по отдельным структурно-фаціальным зонам Северо-Западного Кавказа приводится в прилагаемых стратиграфических колонках (рис.2-10). Поэтому мы здесь ограничиваемся лишь общей характеристикой выделяемых в исследованном районе различных осадочных формаций.

дочных и вулканогенно-осадочных формаций.

В геологическом строении изученного региона принимают участие отложения среднего-верхнего палеозоя и мезозоя-кайнозоя.

Средний-верхний палеозой развит в осевой части Главного Кавказского хребта в пределах Чугушского антиклинория. Представлен метаморфическим комплексом среднего палеозоя (средний девон - нижний карбон), прорванным многочисленными телами гранитов, гранодиоритов и диоритов нижнекарбонного возраста. На метаморфический комплекс с угловым несогласием налегают угленосная (средний карбон), красноцветная (нижняя пермь) и субплатформенная карбонатная (верхняя пермь) формации. Общая мощность палеозойских образований 3500 м (см. рис. 8).

Юрская система. Нижне-среднеюрские породы представлены плинсбах-батскими образованиями, развитыми в пределах Чугушского и Гойтхского антиклинориев, а также в Чвежипсинской и Абхазской зонах.

В Чугушском и Гойтхском антиклинориях нижне-среднеюрские отложения представлены плинсбах-нижнеааленскими вулканогенно-осадочными спилит-кратофировыми и терригенными песчано-глинистыми формациями верхнеаален-байосского возраста общей мощностью около 7 км (см. рис. 3, 6, 7, 8, 9, 10). Нижнеюрские отложения (плинсбахский ярус) в Чугушском антиклинории с базальными конгломератами в основании несогласно налегают на древние метаморфические породы палеозоя. В Чвежипсинской и Абхазской зонах юрские отложения представлены вулканогенно-осадочной базальт-андезитовой формацией байосского возраста общей мощностью более 1 км. Песчано-глинистые отложения батского возраста имеют ограниченное распространение и составляют ядро Дагомысской антиклинали в Чвежипсинской зоне.

Верхнеюрские породы (кейловей-титон), трансгрессивно залегающие на нижележащих осадках, развиты в пределах всех структурно-формационных зон. Представлены они флишевой карбонатно-терригенной и флишевой терригенной подформациями в Гойтхской и Лазаревской подзонах, рафовой формации в Дагомысской зоне, подформацией карбонатно-терригенной флиши в Азоросской подзоне, подформацией карбонатно-терригенной флиши в Азоросской подзоне, в Абико-Гунайской зоне и карбонатной формацией в Чуваловской и А. 4. зонах. Общая их мощность составляет 1,5-2 км (рис. 3, 5, 6-10).

Мезозойская система представлена в основном в Абико-Гунайской зоне, где развито несколько перерывов в развитии мезозоя, выходящих на поверхность, но не выходящих за пределы зоны (см. рис. 5). В частности, перерывы отмечаются между берриасом и юрским (карбонатная осадочная сеноман, турон, коблен и сенон), между юрским и мелом (песчаная сеноман, турон, коблен и сенон). Мезозойская система представлена флишевой карбонатно-терригенной подформацией в Гойтхской, Абико-Гунайской и Лазаревской подзонах. В Чуваловской и А. 4. зонах развиты субплатформенная карбонатная формация. В А. 4. зоне развиты также в Псебихинской зоне - флишевая карбонатно-терригенная формация. Мощность этих зон в среднем составляет 1,5 км. Мезозойская система в Чугушском антиклинории представлена флишевой карбонатно-терригенной подформацией в Гойтхской и Лазаревской подзонах. В Чуваловской и А. 4. зонах развиты субплатформенная карбонатная формация. В А. 4. зоне развиты также в Псебихинской зоне - флишевая карбонатно-терригенная формация. Мощность этих зон в среднем составляет 1,5 км. Мезозойская система в Чуваловской и А. 4. зонах развиты субплатформенная карбонатная формация. В А. 4. зоне развиты также в Псебихинской зоне - флишевая карбонатно-терригенная формация. Мощность этих зон в среднем составляет 1,5 км.

Кайнозойская система. В Чугушском антиклинории развиты Палеогеновые породы в Чуваловской, Чвежипсинской, Абхазской, А. 4. зонах и А. 4. зонах.

кой зон. В первых трех зонах они согласно залегают на датском ярусе, а в других зонах палеоген (палеоцен) несогласно перекрывает более древние отложения. Палеогеновые отложения представлены флишево-терригенной, терригенно-песчано-глинистой, карбонатно-терригенной подформациями (палеоцен и эоцен) и молассовой терригенной песчано-глинистой формацией (майкопская серия) олигоцена-нижнего миоцена, мощностью от 1 до 3 км (см. рис. 2-5, 9, 10). В Абхазской зоне палеогеновые отложения (палеоцен-эоцен, нижний и средний олигоцен) представлены согласно залегающей на нижележащих породах терригенно-глинистой субплатформенной формацией общей мощностью более 1,6 км (см. рис. 10).

Неогеновая система. Неогеновые отложения имеют ограниченное распространение и развиты в пределах северо-западного погружения мегантиклинория в северо-восточных частях Псебепской и Абино-Гунайской зон. Среднемиоцен-среднеплиоценовые образования распространены на крайнем северо-западе Новороссийской подзоны, в Псебепской и Абино-Гунайской зонах. Представлены они молассовой карбонатно-терригенной формацией общей мощностью около 3 км. Несогласия отмечаются под тортонским, меотическим и киммерийским ярусами. Верхний плиоцен (мощн. до 400 м) развит только в Абино-Гунайской зоне. В северо-западной части он согласно залегает на Куяльницком ярусе, а на юго-востоке несогласно перекрывает различные ярусы нижнего и среднего плиоцена (см. рис. 2, 4, 5).

3. СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА

3.1. Структурная схема

На основании данных, полученных в результате детальных исследований и существующих геологических материалов, авторами составлена структурная схема Северо-Западного Кавказа в масштабе 1:200 000 (рис. 11), а также структурная схема Чвежипсинской и Абхазской тектонических зон в масштабе 1:50 000 (рис. 12). Показанные в пределах Черного моря главные продольные и поперечные разрывные нарушения и антиклинальные структуры выделены по данным морских геофизических исследований (Терехов и др., 1979; Скаленко, 1976; Терехов, 1979).

В тектоническом строении мегантиклинория Северо-Западного Кавказа принимают участие линейные структуры разных порядков, вытянутые в северо-западном направлении. В соответствии с общепринятыми схемами геотектонического районирования здесь выделяется ряд основных тектонических единиц: 1) Гойтхский антиклинорий, представляющий собой ядро мегантиклинория, 2) Чугушский антиклинорий, 3) Абино-Гунайский синклиний (вернее - мнотектонический), который слагает северо-восточное крыло мегантиклинория, 4) Псебепская антиклинальная зона, 5) Новороссийско-Лазаревский синклиний, представляющий собой юго-западное крыло мегантиклинория, в состав которого входит Чвежипсинская зона, 6) Абхазская зона, являющаяся северной краевой частью Грузинской глыбы Закавказского срединного массива, представленная в современной структуре Северо-Западного Кавказа Адлерской депрессией.

Выделяются семь структурных этажей: доюрский, ниже-среднеюрский, верхнеюрско-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, верхнемиоцен-нижнеплиоценовый и средне-верхнеплиоценовый. Границами этажей служат крупные структурные несогласия, не везде, однако, отчетливо заметны.

Доюрский этап развит в крайней, юго-восточной части изученного региона, обнажается в ядре Чугушского антиклинория и представлен метаморфическим

комплексом среднего палеозоя и осадочными образованиями верхнего палеозоя. Нижне-среднеюрский этаж слагает Гойтхский и Чугушский антиклинории. Верхнеюрско-эоценовый этаж распространен в Новороссийско-Лазаревском синклинии, Абино-Гунайском моноклинории и Псебепской антиклинальной зоне. Остальные структурные этажи развиты в пределах северо-западного погружения мегантиклинория и его северного крыла. Объектом наших исследований, как уже отмечалось, были нижне-среднеюрский и верхнеюрско-эоценовый этажи, из которых в основном и сложено складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа.

Гойтхский антиклинорий является осевым поднятием Северо-Западного Кавказа. Он сложен нижне-среднеюрскими вулканогенно-осадочной и терригенными глинисто-сланцевыми формациями общей мощностью около 7 км. От расположенного севернее Абино-Гунайского моноклинория, антиклинорий разграничен Тхумахинским (на западе) и Тутупсинским (на востоке) разломами. С юга он отделен от Новороссийско-Лазаревского синклиния Безепским (на западе) и Бекишейским (на востоке) разломами. Максимальную (до 30 км) ширину Гойтхский антиклинорий имеет в бассейнах рр. Пшиш и Туапсе. Западнее он постепенно сужается до 5 км и в верховьях р. Абиис перекрывается верхнеюрско-эоценовым структурным этажом. В пределах этого этажа аналогами Гойтхского антиклинория являются несколько крупных антиклинальных складок и расположенная западнее от них Псебепская антиклинальная зона. К востоку ширина Гойтхского антиклинория также уменьшается до 10 км. Здесь его кулисообразно сменяет расположенный севернее и отделенный от него Тутупсинским разломом Чугушский антиклинорий. Протяженность Гойтхского антиклинория вдоль выхода нижне-среднеюрских отложений составляет около 100 км.

Абино-Гунайский моноклинорий сложен флишевыми и субфлишевыми терригенными и карбонатно-терригенными формациями верхнеюрско-эоценового возраста общей мощностью до 11 км. Он прослеживается примерно на 140 км от верховий р. Пшеха до р. Абин, где перекрывается трансгрессивным комплексом палеогена и неогена. Ширина его составляет 7-15 км. Северной границей Абино-Гунайского моноклинория служит крупный Ахтырский разлом; севернее которого расположен Западно-Кубанский передовой прогиб. Южная граница проходит по Тхумахинскому разлому. На крайнем северо-западе моноклинорий выклинивается за счет сближения Тхумахинского и Ахтырского разломов.

Псебепская антиклинальная зона сложена флишевой карбонатно-терригенной и субфлишевой подформациями и молассовой формацией общей мощностью 7,5 км; северо-западнее р. Гечепсин она кулисообразно сменяет Абино-Гунайский моноклинорий. Протяженность ее достигает 30 км, ширина - 4-8 км. От расположенного южнее Новороссийско-Лазаревского синклиния зона разграничена Верхнеабинским разломом, а северная граница ее проходит по Тхумахинскому разлому.

Новороссийско-Лазаревский синклиний сложен малым-эоценовыми флишевыми, флишевыми и субфлишевыми терригенными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-терригенными и карбонатными формациями, общая мощность которых составляет 8-12 км. Синклиний протягивается в северо-западном направлении вдоль берега Черного моря на расстоянии 240 км от р. Хоста до г. Анапы. Ширина его меняется в пределах от 10 до 30 км. С севера синклиний граничит с Гойтхским антиклинорием по Бекишейскому (на востоке) и Безепскому (на западе) разломам. В южной части синклиния, между санаторием Чемитоквадже и восточной границей исследованной территории расположена Чвелипсинская структурно-фациальная зона. Ее с севера ограничивает крупный Краснополянский разлом. На юге она по Монастырскому разлому, проходящему на южном крыле шовной антиклинали Ахцу, соприкасается с Абхазской структурно-фациальной зоной.

Продолжением Монастырского разлома в пределах Черного моря, — как и многие другие — является Приморский разлом, уступающий ему лишь геологическим и литологическим (Черехов и др., 1978; Дьяков и др., 1971; Равильяни, 1977).

Кавказская зона, сложенная мощной осевой верифицированной и суб-платформенными карбонатными и терригенными (кристаллической верхней палеозоя и палеогена, резко отличается от вышеописанных тектонических зон характером своей складчатой структуры. Она в пределах восточного района, в общем, представляет собой пологую (5–15°) моноклинал, которая местами осложнена слабоскатами, с углами падения крыльев 30–30° крутило расположенными брахи-морфными складками северо-западного простирания.

Важным элементом тектонической структуры изученного региона являются крупные трансверсальные поперечные разломы, которые расчленяют складчатую структуру на отдельные поперечные блоки и придают ей в продольном направлении ступенчатое строение: Туапсинский, Пшадский, Джанхотский, Геланджикский, Кабардинский, Молдаванский (или Восточно-Крымский) и Джигинский (Анапский) поперечные разломы. Эти конседиментационные разрывные нарушения играли большую роль как в процессе осадконакопления, так и в формировании современной структуры Северо-Западного Кавказа.

3.2. Описание складчатой структуры

Складчатая структура Северо-Западного Кавказа являлась предметом специальных исследований и, естественно, заслуживает подробной характеристики. Описание складчатости приводится по профилям с юго-запада на северо-восток со стратиграфическими подразделениями, показанными на геологической карте (рис.1). Так как приводимые в работе профили несколько упрощены, дается довольно подробное их описание.

Профиль I (по рр.Дюрсо–Псебепс, рис.13) пересекает Новороссийско–Лазаревский синклинорий и Псебепскую антиклинорную зону. В начале профиля наблюдается синклинал, юго-западное крыло которой скрыто под водами Черного моря. Ядро складки, сложенное терригенными и карбонатно-терригенными флишевыми отложениями дания–палеогена, имеет слабоволнистое строение. В средней части оно нарушено крутопадающим (85°) на юго-запад взбросом с амплитудой 130 м, вдоль которого отмечаются мелкие приразломные складки шириной 100–150 м. Северо-восточное крыло синклинали, представленное терригенно-карбонатным флишем кампана и маастрихта, под углами 55–75° падает на юго-запад.

Далее расположена сопряженная с вышеописанной синклиналью антиклиналь шириной около 5 км, сложенная маастрихтскими отложениями. Северо-восточное крыло складки падает под углом 20°. В ее юго-западном крыле проходит крутопадающий (85°) на северо-восток Семисамский сброс с амплитудой перемещения до 500 м, вблизи которого наблюдается мелкая приразломная антиклиналь размером 250 м.

На протяжении почти 10 км, прослеживается слабо сжатая синклинал с углами падения крыльев 10–20°. Ядро складки слагают датские и маастрихтские отложения.

Северо-восточнее отмечаются узкие, шириной 3–4 км, сильно сжатые синклинали и сопряженная с ней антиклиналь, сложенные сеноман–кампанскими терригенно-карбонатными отложениями. Антиклиналь наклонена к юго-западу, а синклинал опрокинута в ту же сторону. Осевые плоскости их круто (70–80°) наклонены на северо-восток. Пологие крылья складок падают под углами 40–50, крутые — 70–80°. Замок синклинали нарушен крутопадающим (70°) на северо-восток сбросом, амплитуды смещений по которому достигают 1,2 км. Северо-восточное

крутое крыло синклинали срезано Семигорским взбросом. Восточнее расположена узкая сильно сжатая антиклиналь. В ядре складки залегают меловые-глинистые отложения альба. Амплитуда смещения по взбросу составляет 1,5 км, угол падения - 70° на северо-восток.

На протяжении 8,5 км последовательно обнажаются терригенно-карбонатные флишевые отложения от сеномана до маастрихта, которые выдают пологую синклиналь. Углы падения крыльев складки составляют $10-30^{\circ}$. Северо-восточное крыло синклинали срезано Верхнеабинским взбросом. Разлом круто (80°) наклонен на северо-восток, амплитуда смещений по нему достигает 1,6 км. Верхнеабинский взброс ограничивает с севера Новороссийско-Мазаревский синклинорий, за которым расположена Псебепская антиклинорная зона. Последняя прослеживается на расстоянии 7,2 км до Тхамехинского разлома, представляющего собой сброс с амплитудой перемещения до 500 м.

Псебепская зона сложена в основном сеноман-кампанскими терригенно-карбонатными породами, а крайнюю северо-восточную часть ее занимает песчано-глинистые отложения палеогена. Зона состоит из слабо сжатых, почти симметричных складок с углами падения крыльев $10-35^{\circ}$. Ширина складок составляет 2,5-4 км. Зона осложнена двумя крутопадающими (80°) на северо-восток разломами, амплитуды перемещений по которым достигают 1 км. В северо-восточной части Псебепской антиклинорной зоны на мел-палеогеновые образования с угловым несогласием налегают миоценовые отложения, слагающие средне-верхнемиоценовый и верхнемиоцен-нижнеплиоценовый структурные этажи.

Северо-восточнее Тхамехинского разлома выходят глинистые породы палеогена, которые полого, под углами $25-40^{\circ}$ наклонены к северо-востоку. На этих образованиях в конце профиля с небольшим угловым несогласием налегают пологопадающие ($10-15^{\circ}$) на северо-восток неогеновые отложения, образующие верхнемиоцен-нижнеплиоценовый и средне-верхнеплиоценовый структурные этажи.

В начале профиля II (по рр. Яшамба-Скобидо-Адетчи-Абети, рис. 14) развита слабо сжатая, почти симметричная антиклиналь. Ширина складки 2 км, сложенная терригенно-карбонатными флишевыми отложениями маастрихта. Углы падения крыльев составляют $15-35^{\circ}$. Крутопадающее крыло складки срезано крутопадающим (80°) на юго-запад взбросом, амплитудой перемещения до 1 км.

К северо-востоку выходящая зона осложнена складкой с крутым ($до 80^{\circ}$) сбросом, слабо асимметричной по структуре. Полое крыло этой складки составляет $20-30^{\circ}$, северо-восточное - $10-30^{\circ}$, крылья складки слабо ассиметричной конфигурации. Сбросовая плоскость круто ($80-85^{\circ}$) наклонена на юго-запад.

Юго и южное крыло антиклинали сложены выходящими на поверхность флишевыми отложениями кампан-маастрихтского возраста, а юго-восточная часть ее сложена терригенно-карбонатными флишевыми образованиями маастрихта. Складку осложняет крутопадающий (80°) на юго-запад разлом с амплитудой перемещения до 1 км.

Далее на север выходящая зона осложнена складкой с крутым ($до 80^{\circ}$) сбросом, слабо асимметричной по структуре. Полое крыло этой складки составляет $20-30^{\circ}$, северо-восточное - $10-30^{\circ}$, крылья складки слабо ассиметричной конфигурации. Сбросовая плоскость круто ($80-85^{\circ}$) наклонена на юго-запад.

Юго и южное крыло антиклинали сложены выходящими на поверхность флишевыми отложениями кампан-маастрихтского возраста, а юго-восточная часть ее сложена терригенно-карбонатными флишевыми образованиями маастрихта. Складку осложняет крутопадающий (80°) на юго-запад разлом с амплитудой перемещения до 1 км.

Исходящая синклиналь осложнена антиклиналью и сбросовой с ней синклиналью, в строении которых принимают участие меловые-глинистые отложения альба.

вення. Осевае складчатасць на яго-западе. Шырока іх дасягае 2,5-3,5 км. Осевае складчатасць пад угламі 30-55° падае на северо-восток. Углы падзення палогога крыла складаюць 30-40°, палогіх - 20-30°. Замок антыклиналі на паўночным захадзе (30°) на северо-восток сбросом с амплітудой перемешення 200 м. У зоне разлома назідаюцца мелкія прыразломныя складкі размерам да 10 м. Северо-восточное крыло синклиналі срезано взбросом, по которому амплітуда перемешення дасягае 1,5 км.

Далее на северо-восток назідаецца флексурны изгиб слоев, сложенный баррем-маастрехтскімі адкладамі. Верхнее крыло флексуры палого (30°) падае на яго-запад, а ніжняе - под углом 35° наклонено на северо-восток. Смыкающее крыло залегает субвертикально и осложнено двумя крутопадающими (85°) на яго-запад разломами с амплітудамі перемешення 200-300 м. Затем, на протяжении около 2 км, выходит терригенно-карбонатная толща кампана, которая на северо-востоке срезана Тхаманским разломом. Последний в пределах данного профиля представляет собой крутопадающий (80°) на северо-восток взброс с амплітудой перемешення до 450 м. Залегают кампанские отложения моноклинално с пологим (25-30°) наклоном на северо-восток.

За Тхаманским разломом на расстоянии 4 км обнажены пологопадающие (10-20°) на северо-восток песчано-глинистые отложения палеоцена. Они с небольшим углом несогласия залегают на терригенно-карбонатных образованиях маастрихта. Далее на северо-восток проходит крутопадающий (80°) на север взброс, по которому песчано-глинистая толща палеоцена соприкасается с глинистыми отложениями альба. Последние на протяжении 1,5 км залегают субгоризонтально. Затем происходит изгиб структуры, и слои приобретают пологий (30°) наклон на северо-восток. В конце профиля на эти образования с небольшим углом несогласия залегают палого (15°) наклоненные на северо-восток верхнепалеоценовые и неогеновые отложения.

В начале профиля (по рр.Шнада-Убинка, рис.15), на протяжении почти 20 км, в направлении северо-востока флишевые отложения маастрихта-даная в крутонаклонных складках залегают на палогих и крутых крыльях складки. Осевае складчатасць пад угламі 30-55° падае на северо-восток. Крутое крыло складки залегает субвертикально, а палогое - под углом 20-30°. Структура осложнена крутопадающими (75-80°) на север взбросами, с амплітудамі смешення до 0,5 км, а таксама до 2 км. Вдоль разломов назідаюцца мелкія складкі, размером до 10 м, прыразломныя складкі.

Далее на северо-восток назідаецца узкая, сильно сжатая, опрокинутая на яго-запад антыклиналь в сопряженной с ней широкая синклиналь. В ядре антыклиналі обнажаюцца неогено-глинистые отложения баррема. Осевае плоскость ее под углом 55° наклонена на северо-восток. В том же направлении падают крылья складки, палогое под углами 20-25°, крутое - 65-75°. Последнее нарушено крутопадающими (80°) на северо-восток разломами, с амплітудамі смешення до 2 км. Замок синклиналі сложен терригенно-карбонатным флишем сантона-кампана. Складка асимметрична и наклонена на яго-запад. Осевае плоскость ее под углом 75° падае на северо-восток. Крутое крыло складки залегает субвертикально. Палогое крыло осложнено сбросом и взбросом, которые круто (75°) падают на северо-восток. Амплітуды смешення составляют, соответственно, 200 и 600 м. В зонах разломов назідаюцца мелкія прыразломныя складкі шириной до 70 м.

На протяжении почти 20 км обнажаюцца песчано-глинистые отложения нижнего мела, смятые в тесно сжатые, асимметричные складки. Осевае плоскости их круто (75-80°) наклонены на северо-восток. Крутые крылья складки падают под углами 55-80°, палогіх - 15-35°. Складчатая структура нарушена многочис-

ченными разломами сбросового и взбросового типа, которые круто (80°) наклонены на северо-восток. Амплитуды перемещения по разломам достигают 150–800 м.

На расстоянии 2,5 км обнажена терригенно-карбонатная толща маастрихта, которая по Тхамахинскому разлому соприкасается с нижнемеловыми отложениями. Тхамахинский разлом представляет собой крутопадающий (75°) на юго-запад сброс, с амплитудой перемещения до 1,7 км. На этом интервале наблюдаются синклинали и сопряженная с ней антиклиналь, общее крыло которых нарушено крутопадающим (80°) на северо-восток сбросом. Углы падения крыльев складок составляют $35-70^{\circ}$. Затем, на протяжении 3 км в двух тектонических блоках, ограниченных крутыми разломами, вновь обнажаются песчано-глинистые отложения апта и альба. Они смяты в слабо сжатые, почти симметричные складки, с углами падения крыльев $20-30^{\circ}$.

Далее до конца профиля наблюдаются залегающие моноклинали и падающие на СВ под $\angle 20-40^{\circ}$ отложения кампан-маастрихта, палеогена и миоцена (сармата). Последние с небольшим угловым несогласием налегают на нижележащие образования. В средней части моноклинали проходит взброс, с амплитудой перемещения до 150 м.

Профиль IV (по рр. Джубга-Дефань-Шапсуго-Кобза-Каверзе-Псекупс, рис. 16) пересекает Новороссийско-Лазаревский синклиниорий, Гойтхский антиклинорий и Абино-Тунайский моноклинорий. В начале профиля, на протяжении 6 км, обнажаются терригенно-карбонатные флишевые отложения кампана-дания, смятые в тесно сжатые складки. Они асимметричны, наклонены или опрокинуты на юг. Осевые плоскости складок под углами $70-80^{\circ}$ падают на север. Ширина складок составляет 1,3–2,5 км. Крутые крылья складок падают под углами $60-75^{\circ}$, пологие – $35-40^{\circ}$. Складчатая структура осложнена взбросами, которые круто ($75-80^{\circ}$) наклонены на север.

На расстоянии 18 км развиты песчано-глинистые отложения готерив-аптского возраста. В конце этого отрезка профиля проходит Безепский разлом, который разграничивает здесь Новороссийско-Лазаревский синклиниорий от Гойтхского антиклинория. Нижнемеловая толща смята в сильносжатые асимметричные складки, которые наклонены, реже опрокинуты на юг. Осевые плоскости их в основном падают на север под углом $75-80^{\circ}$, реже – 55° . Морфология структур различная – наблюдаются складки как с острыми, так и округлыми замками. Крутые крылья их падают под углами $50-75$, пологие – $25-45^{\circ}$. Ширина складок достигает 1–3 км. Складчатая структура отложена многочисленными крутопадающими ($70-80^{\circ}$) разрывными нарушениями, которые в основном наклонены на север, реже на юг. По характеру перемещений они являются взбросами, иногда сбросами с амплитудами перемещения 150–500 м, редко до 2 км.

Безепский разлом представляет собой крутопадающий (85°) на север взброс, амплитуда перемещения по которому достигает 3,5 км. Вблизи взброса развиты сильно сжатые приразломные складки шириной 50–200 м, а непосредственно в зоне разлома – до 3 м.

На расстоянии 7,7 км до Тхамахинского взброса обнажен ниже-среднеюрский структурный этаж, слагающий Гойтхский антиклинорий. Последний представлен байосскими песчано-глинистыми отложениями, на которых местами с параллельным несогласием залегают толща аргиллитов титонского возраста с конгломератами в основании. Здесь ниже-среднеюрский и малым-эоценовый структурные этажи дислоцированы совместно. Они состоят из сжатых, слегка наклоненных на юго-запад, асимметричных складок шириной 0,5–3,5 км. Крутые их крылья падают под углами $60-70$, пологие – $30-40^{\circ}$. Иногда структуры осложнены дополнительными мелкими складками. Складчатость нарушена несколькими крутопадающими ($75-85^{\circ}$) на северо-восток взбросами с амплитудами перемещения

0,5–1,8 км. Вблизи разломов, как правило, наблюдаются приразломные складки, ширина которых достигает 180 м.

Тхатахинский разлом, разграничивающий Гойтхский антиклинорий и Абино-Гунайский моноклинорий, представляет собой крутопадающий (80°) на северо-восток сброс, с амплитудой смещения до 3,5 км. Вблизи зоны разлома наблюдаются мелкие разрывы и приразломные складки размером 5–20 м.

Далее, на протяжении 3 км, в отложениях титона-готерива наблюдается синклираль и сопряженная с ней антиклираль, шириной 1,5–2 км. Они асимметричны и круто (80°) наклонены на юго-запад. Пологие крылья складок падают под углами 30–35, крутое крыло – 60° . Замок синклинали осложнен крутопадающим (80°) на северо-восток взбросом с амплитудой смещения до 2,5 км.

Северо-восточнее, на расстоянии почти 9 км, последовательно обнажаются отложения титона-апта и кампана-эоцена, слагающие полого ($25\text{--}30^{\circ}$) наклоненную на северо-восток моноклираль. Структура осложнена двумя круто (80°) наклоненными на север разрывными нарушениями с амплитудами перемещения до 150 м.

В тектоническом блоке, ограниченном крутопадающими (80°) на север разломами, выходят терригенно-карбонатные породы кампан-маастрихта. Они смяты в слабо сжатые, пологие складки с углами падения крыльев $25\text{--}55^{\circ}$. В конце профиля отложения кампана – нижнего миоцена слагают полого ($20\text{--}50^{\circ}$) наклоненную на северо-восток моноклираль.

Профиль У (по рр. Туапсе–Елизаветка–Пиш, рис. 17) пересекает Новороссийско-Лазаревский синклинорий, Гойтхский антиклинорий и Абино-Гунайский моноклинорий. В начале профиля, на протяжении 5 км, развиты терригенно-карбонатные флишевые отложения маастрихта-данья. Они смяты в сильно сжатые, асимметричные, наклоненные на юго-запад складки, шириной 1–2 км. Осевые плоскости их круто ($70\text{--}80^{\circ}$) падают на северо-восток. Пологие крылья складок наклонены под углами 40–45, крутые – $55\text{--}70^{\circ}$. Эти структуры иногда осложнены складками второго порядка, размер которых составляет 100–500 м. В средней части этого отрезка профиля проходит крутопадающий (75°) на северо-восток взброс, с амплитудой перемещения до 800 м. В зоне разлома наблюдается сильно сжатая мелкая складчатость. Кроме этого, складчатая структура осложнена многочисленными более мелкими, малоамплитудными разрывными нарушениями. В конце отрезка проходит круто (80°) наклоненный на северо-восток сброс, с амплитудой смещения до 700 м. Вблизи разлома развита мелкая приразрывная складчатость, состоящая из складок различной величины и морфологии.

На расстоянии 3,8 км обнажаются терригенно-карбонатные флишевые и глинисто-терригенные отложения апта-кампана, слагающие синклираль и сопряженную с ней антиклираль. Складки асимметричны и опрокинуты к юго-западу. Осевые плоскости их наклонены на северо-восток под углами $65\text{--}75^{\circ}$. Пологое крыло синклинали падает под углом 20° . Крутое опрокинутое крыло складки наклонено под различными углами от 50 до 75° , иногда выполаживается до 25° , местами осложняясь мелкими изгибами и складками. В ядре антиклинали выходит песчаниковая толща апта. Замок складки нарушен крутопадающим (75°) на северо-восток сбросом с амплитудой смещения до 2 км.

Отложения альба-кампана, которые слагают синклираль и сопряженную с ней антиклираль, развиты на протяжении 5,5 км. Складки асимметричны и наклонены на юго-запад. Осевые плоскости их круто (80°) падают на северо-восток. Южное крыло синклинали вначале залегает круто (75°), а затем образует пологий коленообразный изгиб. Крутая часть крыла иногда осложнена мелкими сильно сжатыми складками. В пределах изгиба слоев наблюдаются небольшие флексуры. Крутое крыло синклинали падает под углом $80\text{--}85^{\circ}$, а пологое крыло

сопряженной антиклинали — 40–50°. В последнем местами развиты мелкие сжатые складки. В конце данного отрезка профиля проходит крутопадающий (80°) на северо-восток взброс, с амплитудой смещения в несколько километров.

На расстоянии 2 км до Бекишейского разлома обнажаются кимеридж-валанджские отложения, которые полого (30–40°) наклонены на северо-восток. Моноклиналиное их строение местами осложнено небольшими, шириной до 300 м слятыми складками. Бекишейский разлом разграничивает Новороссийско-Лазаревский синклиниорий и Гойтхский антиклиниорий. По характеру перемещения он представляет собой круто (75°) наклоненный на северо-восток взброс с амплитудой смещения до 3,5 км.

Далее на северо-восток, на протяжении около 24 км, обнажен ниже-среднеюрский структурный этаж, состоящий Гойтхский антиклиниорий, сложенный песчано-глинистыми отложениями аалена-байоса. Этот этаж в пределах данного выхода дислоцирован по-разному. В южной и средней части профиля развита интенсивная многопорядковая складчатость, а в южной — наблюдается полого наклоненная моноклинали. Кроме того, на юго-западе Гойтхского антиклинория, между ниже-среднеюрским и малым-эоценовыми этажами наблюдается угловое несогласие: на сильно смятые в мелкие складки ааленских пород налегает пологая синклинали, сложенная кимеридж-титонскими отложениями. На северо-востоке между этими этажами, представленными байосскими и титонскими отложениями, наблюдается параллельное несогласие. Здесь оба этажа дислоцированы совместно и полого (25–45°) наклонены на север.

Песчано-глинистая толща аалена смята в тесно смятые асимметричные складки с острыми замками и крутыми крыльями, размером от первых метров до 70 м. Они наклонены или опрокинута на юго-запад. Осевые плоскости складок круто (65–80°) падают на северо-восток. Пологие крылья их наклонены под углами 40–55, крутые — 65–85°. Наблюдаемые в обнажениях смятые складки принадлежат к складкам третьего порядка, которые осложняют более крупные структуры второго и первого порядков, сильно затуманивая их морфологию. Несмотря на это, на профиле крупная складчатая структура вырисовывается четко по конфигурации зеркала складчатости малых складок. Ширина складок второго порядка колеблется в пределах 0,3–1 км, а первого порядка составляет 1,7–5 км. Структуры третьего и второго порядка имеют сходную морфологию, а складки первого порядка образуют более пологие формы.

Складчатая структура Гойтхского антиклинория осложнена многочисленными разрывными нарушениями, расчленяющими ее на отдельные блоки. Они представляют собой крутые (80–85°), падающие на северо-восток взбросы и сбросы с амплитудами смещения 0,3–1 км.

Далее на северо-восток, на протяжении около 8 км, развита глинистая толща титонского возраста. В начале она под углом 45° падает на северо-восток, затем склон постепенно выполаживаются и становятся субгоризонтальными, а далее вновь наклоняются на северо-восток под углами 40–45°. В пределах коленаобразного изгиба толща имеет слабОВОЛНИСТОЕ строение. Складчатую структуру осложняют три разлома. Расположенный на юге Навагинский разлом представляет собой взброс, с амплитудой смещения до 300 м. Далее наблюдается сброс, по которому амплитуда перемещения составляет 700 м. По северному краю выхода титонских отложений проходит Тхаманский сброс, за которым расположен Абино-Гунайский моноклиниорий. Амплитуда смещения по разлому достигает 1 км.

На расстоянии почти 5 км обнажаются песчано-глинистые отложения готерива и баррема. Они залегает моноклиналино и наклонены на север под углами 45–60°. Структура осложнена крутопадающими (80°) на север сбросом и взбросом

с амплитудами смещения, соответственно, 1,8 и 0,7 км. Северо-восточнее, на протяжении 5,5 км песчано-глинистые и карбонатные отложения апта-альба, кампана-маастрххта и палеогена слагают синклираль и сопряженную с ней антиклираль. Первая представляет собой узкую, почти симметричную складку, с углами падения крыльев 60–70°. Замок синклинали осложнен дополнительными мелкими складками. Антиклираль имеет более пологий, широкий свод, местами осложненный мелкими складками различной морфологии. Пологое крыло складки падает на север под углами 50–55°.

Затем до конца профиля обнажены песчано-глинистые отложения палеогена-неогена, слагающие полого (20°) наклоненную на север моноклираль.

Профиль VI (по рр. Пезуапсе-Тутупс-Штеха, рис. 18) пересекает Новороссийско-Лазаревский синклинорий, Гойтхский и Чугушский антиклинорий, а также Абино-Гунайский моноклинорий. В начале профиля, на протяжении 4,5 км терригенно-карбонатные флишевые отложения сеномана-кампана слагают опрокинутую на юго-запад синклираль. Осевая плоскость складки под углом 60° наклонена на северо-восток. Пологое крыло структуры имеет волнистое строение, обусловленное развитием здесь дополнительных складок второго порядка, каждая шириной до 500 м. Крыло осложнено крутопадающими (75°) на северо-восток взбросом с амплитудой смещения 200 м. Крутое крыло складки падает под углами 65–70°. В конце данного отрезка профиля проходит круто (80°) наклоненный на север взброс, амплитуда смещения по которому достигает 2 км.

Далее на расстоянии 4,6 км обнажены терригенные и карбонатные отложения баррем-коньякского возраста. Они смяты в сильно сжатые, опрокинутые на юго-запад асимметричные складки с острыми замками и крутыми крыльями. Осевые плоскости складок круто (65–80°) наклонены на северо-восток. Пологие крылья их падают под углами 35–55, крутые – 70–80°. Самой крупной, шириной 3,5 км, является синклираль, замок которой сложен известняками турон-коньякского возраста. Северо-восточнее, на протяжении 2,5 км, в блоке, ограниченном крутопадающими (80°) на север разломами, выходят песчаники апта и аргиллиты альба. Они слагают пологую, широкую синклираль с углами падения крыльев 40–45°.

Карбонатно-терригенная толща баррема-титона, распространенная на 7,7 км, состоит из тесно сжатых, асимметричных, наклоненных на юго-запад складок шириной 1,5–3 км. Осевые плоскости их круто (70–80°) падают на северо-восток. Пологие крылья складок наклонены под углами 30–55°, крутые – 70–85°. Замки и крылья этих структур местами осложнены складками второго порядка шириной 150–250 м и более мелкими дополнительными складками третьего порядка. Складчатая структура нарушена крутопадающими (80–85°) на северо-восток двумя взбросами. Расположенный южнее разлом, имеющий амплитуду перемещения до 1,7 км, сопровождается мощной зоной смятия пород. В зоне нарушения и вблизи ее, на обоих крыльях разлома развиты многочисленные мелкие складки различной морфологии. Амплитуда смещения второго разлома составляет 1 км. В конце этого отрезка профиля проходит Бекишейский разлом, который разграничивает Новороссийско-Лазаревский синклинорий и Гойтхский антиклинорий. Он представляет собой круто (85°) наклоненный на северо-восток взброс с амплитудой перемещения до 3,5 км.

Далее на северо-восток, на протяжении 13 км, профиль пересекает Гойтхский антиклинорий, сложенный песчано-глинистыми толщами аалена. Характер складчатых структур здесь ничем существенно не отличается от складчатости, развитой в этих же отложениях на профиле V. Поэтому на их характеристике останавливаться не будем. Отметим лишь, что здесь несколько меняются размеры разнопорядковых структур: складки первого порядка имеют ширину 2–7 км,

второго - 0,2-1 км, третьего - 20-200 м. В конце данного отрезка профиля проходит Тугупсинский разлом, отделяющий Гойтхский антиклинорий от Чугушского. Тугупсинский разлом представляет собой крутопадающий (75°) на север взброс с амплитудой перемещения до 1 км.

На расстоянии 11,5 км обнажен Чугушский антиклинорий, сложенный песчано-глинистыми отложениями верхнеюрского и нижнеалаянского возраста. Складчатость здесь сохраняет в общем тот же многопорядковый и морфологический характер, что и в пределах Гойтхского антиклинория. Отличие состоит лишь в размерах складок первого (ширина 2-4,5 км) и третьего порядков (ширина 10-100 м). Во избежание повторения описание складок здесь не приводится. В конце описываемого отрезка профиля проходят два параллельных, крутопадающих (85°) на север сбросов, за которыми развиты структуры Абино-Тунайского моноклинория.

На протяжении 12,5 км отложения аалена-готерива слагают широкую пологую синклиналь и сопряженную с ней узкую антиклиналь. На южном крыле синклинали наблюдается параллельное несогласие между ниже-среднеюрскими и малам-эоценовыми этажами. Здесь на песчано-глинистые породы байоса без видимого углового несогласия налегают терригенно-карбонатные отложения оксфорда-кимериджа, которые совместно деформированы в единую структуру. Складки асимметричны и круто (80°) наклонены на юго-запад. Пологие крылья их падают под углами 20-45, крутые 30-60°. Замок антиклинали нарушен сбросом, а северное крыло - взбросом, которые круто (80°) наклонены на север. Амплитуды их достигают 150 м.

Далее на северо-восток, до конца профиля последовательно обнажаются отложения готерива-альба, кампан-маастрихта и палеоген-неогена, слагающие полого ($10-20^{\circ}$) наклоненную на север моноклиналь.

Профиль 17 (по р.Цусхвадж, рис.19) пересекает южную часть Новороссийско-Лазаревского синклинория, сложенного в основном терригенно-карбонатным флишем сеноман-кампанского возраста, а также аргиллитами альба и песчаниками апта. Эти отложения смяты в тесно сжатые, наклоненные и опрокинутые на юго-запад асимметричные складки шириной 1,8-2,4 км. Осевые плоскости их круто ($70-80^{\circ}$) падают на северо-восток. Пологие крылья складок наклонены под углами 30-40, крутые 80-85°. Замки и крылья некоторых из них осложнены дополнительными складками размером до 50 м. Складчатая структура нарушена крутопадающими ($75-80^{\circ}$) на северо-восток взбросами и сбросами с амплитудами смещения 100-150 м.

Профиль 18 (по рр.Западный Дагомыс-Шахе-Ципа-Курджиц, рис.20) пересекает Чвежипсинскую, Новороссийско-Лазаревскую, Гойтхскую и Лагонакскую зоны. В начале профиля, на протяжении 12 км, выходят терригенная флишевая толща палеогена и терригенно-карбонатные флишевые отложения маастрихта-данния. Они смяты в сильно сжатые, наклоненные на юго-запад асимметричные складки шириной 1,5-3,5 км. Осевые плоскости их падают на северо-восток под углами 45-75°. Крутые крылья складок наклонены под углами 60-85, пологие - 15-35°. Складчатая структура осложнена многочисленными крутопадающими ($65-80^{\circ}$) на северо-восток взбросами с амплитудами перемещения до 800 м. В начале профиля под песчано-глинистыми палеогеновыми отложениями, видимо, проходит Монастырский разлом, разграничивающий Чвежипсинскую и Абхазскую зоны. Краевая часть последней по пологому (20°) Воронцовскому надвижку перекрыта структурами Чвежипсинской зоны. Величина перекрытия достигает 1 км.

Далее на расстоянии 7,5 км обнажена Дагомысская антиклиналь. Ядро складки сложено терригенно-карбонатными отложениями верхней юры, а крылья - терригенно-карбонатной толщей мелового возраста. Антиклиналь почти симмет-

рична, с углами падения крыльев $40-60^{\circ}$. Замок складки представляет собой широкий (750 м) пологий свод, местами осложненный дополнительными складками размером до 50 м. На северном крыле антиклинали развиты многочисленные наклоненные на юг дополнительные складки шириной до 700 м, замки и крылья которых в свою очередь осложнены мелкими складками более высоких порядков. Дагомысская антиклиналь нарушена большим количеством крутопадающих ($65-85^{\circ}$) разломов взбросового и сбросового характера, с амплитудами смещения до 700 м. В конце данного отрезка профиля проходит Краснополянский разлом, отделяющий Чвежипсинскую зону от Новороссийско-Лазаревского синклиория. Он представляет собой крутопадающий (80°) на север взброс с амплитудой смещения 3,3 км.

На протяжении 9 км развита терригенно-карбонатная толща кимеридж-барремского возраста, смятая в тесно асимметричные, наклоненные на юг складки шириной 1-4 км. Осевые плоскости их круто ($75-80^{\circ}$) падают на север. Пологие крылья складок наклонены под углами $40-55$, крутые $70-80^{\circ}$. Замки и крылья этих структур местами осложнены дополнительными складками размером до 100 м. Складчатая структура нарушена многочисленными крутопадающими (80°) в основном на север взбросами с амплитудами перемещения до 1 км. Иногда вблизи разломов наблюдаются дополнительные мелкие складки шириной до 100 м. В конце данного отрезка профиля проходит Бекишейский разлом, разграничивающий Новороссийско-Лазаревский синклиорий и Гойтхский антиклиорий. Этот разлом представляет собой круто (80°) наклоненный на север взброс с амплитудой смещения 3,5 км.

Нижне-среднеюрский этаж, сложенный песчано-глинистыми отложениями плинсбах-ааленского возраста обнажен на расстоянии 8,5 км. Морфологически складчатая структура здесь в общем такая же, как складчатость Гойтхского антиклиория на профиле У. Разница лишь в размерах складок первого порядка, ширина которых составляет 2,5-3,8 км. Это позволяет не останавливаться на ее подробной характеристике.

Далее на протяжении 2 км в тектоническом блоке, ограниченном крутопадающими разломами, выходят сложно дислоцированные палеозойские образования, за которыми расположена Лагонакская зона.

Лагонакская зона сложена рифогенными известняками верхней юры, а также песчано-глинистыми отложениями баррем-альбского возраста. На последних, в конце профиля, налегают карбонатные и глинистые образования верхнего мела и палеоген-неогена. Структура Лагонакской зоны очень проста. На протяжении почти 13 км от контакта палеозойских пород развита широкая, слабосжатая синклиналь и сопряженная с ней пологая антиклиналь. Углы падения крыльев складок составляют $10-20^{\circ}$. Далее до конца профиля наблюдается слабо ($5-10^{\circ}$) наклоненная на север моноклиналь. Структура осложнена крутопадающими ($70-75^{\circ}$) на северо-восток двумя взбросами (с амплитудой до 150 м) и сбросом, амплитуда перемещения по которому составляет 1200 м.

Профиль I (по р. Чухукт, рис. 21) пересекает северную часть Чвежипсинской зоны и южный край Новороссийско-Лазаревского синклиория. В начале профиля, на протяжении 2,5 км развита терригенно-карбонатная флишевая толща маастрихта. Она смята в сжатые, асимметричные, флексуроподобные складки с длинными пологими ($20-25^{\circ}$) и более короткими крутыми ($65-80^{\circ}$) крыльями. Они наклонены или опрокинуты на юг. Осевые плоскости их под углами $55-60^{\circ}$ падают на север. Ширина складок 400-800 м. В конце данного отрезка профиля проходит Краснополянский разлом, разграничивающий вышеотмеченные тектонические зоны. Он представляет собой крутопадающий (60°) на север взброс с амплитудой перемещения 1,3 км. Далее на север, до конца профиля, обнажены песчаники ашта, аргиллиты альба и терригенно-карбонатные флишевые отложения сено-

ман-коньякского возраста. Они образуют тесно сжатые, асимметричные, наклоненные на юг складки размером 0,4–1,8 км. Осевые плоскости их круто ($75\text{--}80^\circ$) падают на север. Пологие крылья складок наклонены под углами $30\text{--}40^\circ$, крутые $70\text{--}75^\circ$. Складчатая структура осложнена крутопадающими ($65\text{--}80^\circ$) взбросами с амплитудами смещения 100–300 м.

Профиль 2 (по р. Чимит, рис. 22) пересекает терригенно-карбонатные флишевые отложения маастрихта-даня Чвежипсинской зоны. В начале профиля, на расстоянии 3,2 км расположена сжатая, асимметричная, наклоненная на юг синклиналь. Осевая плоскость ее круто (75°) падает на север. Пологое крыло наклонено под углом 30 , крутое – сначала залегает нормально и падает под углом $50\text{--}55^\circ$, а к северу она опрокинута под теми же углами. Далее на северо-восток до конца профиля характер складчатости несколько меняется. Здесь развиты более сжатые асимметричные, опрокинутые на юг складки с острыми замками и крутыми крыльями размером 0,4–1,2 км. Их осевые плоскости падают на север под углами $55\text{--}65^\circ$. Крутые крылья складок наклонены под углами $65\text{--}80$, пологие – $35\text{--}50^\circ$. Складчатая структура нарушена взбросами и сбросами, амплитуды перемещения по которым составляют, соответственно, 80–100 и 600–800 м.

Профиль 3 (по рр. Шахе-Холодный Ручей, рис. 23) пересекает Чвежипсинскую зону, которая с севера ограничена Краснополянским разломом. В начале профиля на протяжении 1,4 км терригенные отложения палеогена и терригенно-карбонатная флишевая толща маастрихта-даня залегают моноклинально. Сначала слои расположены субвертикально, а затем опрокидываются к югу под углами $50\text{--}70^\circ$. Моноклиналь осложнена крутопадающим (70°) на север взбросом с амплитудой смещения до 200 м. Далее на север, на расстоянии около 2 км, терригенно-карбонатные флишевые отложения маастрихта залегают, в общем, моноклинально и падают на север под углами $10\text{--}15^\circ$. Структура осложнена пологими, с углами падения крыльев $20\text{--}25^\circ$, слабо сжатыми синклиналями и антиклиналями, а также флексуобразными складками шириной 150–300 м. В этом отрезке профиля наблюдаются три крутопадающих ($70\text{--}80^\circ$) взброса с амплитудами перемещения от 120 до 500 м. Далее на север, в сторону Краснополянского разлома, интенсивность складчатости в верхнеюрских терригенно-карбонатных флишевых отложениях увеличивается. Сначала здесь наблюдается широкая (1 км) флексуобразная складка с длинным пологим (15°) и более коротким крутым (70°) крылом, которая к северу сменяется тесно сжатыми складками. Последние опрокинуты на юг и имеют острые замки и крутые крылья. Осевые плоскости складок под углом 55° падают на север. Углы падения крыльев составляют $30\text{--}75^\circ$. Эти складки осложнены двумя круто ($70\text{--}75^\circ$) наклоненными на север взбросами с амплитудами перемещения 200–800 м.

Профиль 16 (сан. ВВС – р. Шахе, рис. 24) проходит вдоль железной дороги и косо пересекает структуры Чвежипсинской зоны от Краснополянского разлома на юго-восток. Терригенно-карбонатные и терригенные флишевые отложения маастрихта-даня и палеогена смяты в сильно сжатые, асимметричные, опрокинутые на юг складки шириной 0,5–3,6 км. Осевые плоскости их круто ($60\text{--}70^\circ$) наклонены на север. Пологие крылья складок падают под углами $35\text{--}55$, крутые – $60\text{--}75^\circ$. Замки некоторых структур осложнены дополнительными мелкими складками шириной до 160 м. Складчатая структура нарушена многочисленными крутопадающими ($60\text{--}80^\circ$) на север взбросами и сбросами с амплитудами смещения 120–400 м.

Профили 4, 5, 6, 7 (рис. 25, 26, 27, 28) пересекают расположенную в южной части Чвежипсинской зоны крупную (шириной 3,6–5,2 км) Пластунскую синклиналь, сложенную терригенно-карбонатными и терригенными флишевыми отложениями маастрихта-даня и палеогена. Складчатые структуры, изображенные на этих разре-

зах, показывающие внутреннее строение синклинали, в общем однотипны. Крутое крыло синклинали опрокинута на юг и падает под углами $65-70^{\circ}$. Пологое крыло осложнено флексурами и флексуобразными складками, смыкающие крылья которых наклонены под углами $70-85^{\circ}$, а верхние и нижние крылья — $5-10^{\circ}$, редко 35° . Последние, в свою очередь, осложнены дополнительными мелкими изгибами. Структура Пластунской синклинали нарушена несколькими крутопадающими ($70-75^{\circ}$) на север взбросами с амплитудами смещения $100-800$ м.

Профиль 8 (по рр. Хобза—Шахе—Псий, рис. 29) пересекает Чвежипсинскую зону. В начале профиля, на протяжении 9 км, расположена Пластунская синклинали, сложенная терригенно-карбонатными и терригенными флишевыми отложениями маастрихта-данья и палеогена. Синклинали имеет сложное внутреннее строение. Крутое крыло складки залегает субвертикально. Пологое крыло структуры вблизи замка осложнено флексурой, сменяющейся к югу асимметричной синклиналию. Ширина флексуры достигает $1,4$ км. Ее смыкающее крыло падает под углом 80° , а пологое — до 15° . Последнее местами имеет слабоволнистое строение. Сопреженная с флексурой синклинали опрокинута к югу. Осевая плоскость ее наклонена к северу под углом 55° . Углы падения пологого крыла составляют $35-45^{\circ}$, ширина — 3 км. Пластунская синклинали нарушена двумя крутопадающими ($70-80^{\circ}$) на север взбросами с амплитудами перемещения до 400 м.

Далее на северо-восток до конца профиля, где проходит Краснополынский разлом, обнажена Дагомьсская антиклиналь. Свод складки сложен титон-берриасскими образованиями, а крылья — теми же породами и более молодыми (включая маастрихт) отложениями мела. Южное крыло залегает моноклинально и падает под углами $45-50^{\circ}$. Северное крыло складки в общем наклонено под углами $30-40^{\circ}$. Оно местами осложнено дополнительными складками второго и третьего порядка шириной, соответственно, $300-500$ и $20-60$ м. Структура Дагомьской антиклинали нарушено многочисленными крутопадающими ($60-80^{\circ}$) в основном на север, редко на юг взбросами и сбросами с амплитудой смещения от 50 до 750 м.

Профиль 9 (по рр. Лоо, рис. 30) пересекает Пластунскую синклинали, морфология которой почти не отличается от таковой данной структуры, описанной на профиле 8.

Профили 10, 11 (рис. 31, 32) проходят по южному пологому крылу Пластунской синклинали и показывают особенности его строения в этих пересечениях.

Профиль 12 (по рр. Зап. Дагомьс—Шахе, рис. 33) представляет собой южную, более сложноразбитую часть профиля VII. Однако для более детального изображения внутренней структуры этой части разреза, он приводится в крупном масштабе.

Профиль 13 (по р. Мамайка, рис. 34) пересекает Абхазскую зону и южную часть Чвежипсинской зоны, представленную пластунской синклиналию. Абхазская зона сложена песчано-глинистыми отложениями олигоцена, которые слагают широкую ($3,6$ км) пологую синклинали с углами падения крыльев $5-10^{\circ}$. Южное крыло синклинали нарушено круто (75°) наклоненным на север взбросом с амплитудой перемещения 100 м. Пластунская синклинали, в строении которой принимают участие терригенные флишевые отложения палеогена, состоит из нескольких наложенных друг на друга, тесно сжатых лежащих складок. Углы падения их крыльев составляют $15-35^{\circ}$, редко 50° . Ширина самой большей южной синклинали достигает $5,6$ км. Под нормально залегающим крылом, по-видимому, проходит Монастырский разлом, разграничивающий Абхазскую и Чвежипсинскую зоны. Южная часть этой синклинали по пологому (20°) Воронцовскому надвигу перекрывает структуру Абхазской зоны. Величина перекрытия составляет 3 км. Складчатая структура Пластунской синклинали осложнена крутопадающими ($70-80^{\circ}$) на север взбро-

сами и сбросами. Амплитуды смещения взбросов составляют 100–700, а самого южного из них – до 2 км. Амплитуды перемещения по сбросам незначительны – 100–150 м.

Профиль I4 (по рр. Сочи–Агва, рис.35) пересекает Абхазскую и Чвежипсинскую зоны. В начале профиля, на протяжении 7 км обнажены песчано-глинистые отложения олигоцена, которые слагают пологую синклинали с углами падения крыльев 10–30°. Северное крыло синклинали нарушено взбросом с амплитудой перемещения 80 м. Далее на северо-восток развиты структуры Чвежипсинской зоны. На расстоянии 1,8 км в двух тектонических блоках, ограниченных крутопадающими (65–70°) на север взбросами, выходит песчано-глинистая толща эоцена полого (20°) наклоненная на север. По взбросу, проходящему в конце данного отрезка профиля, имеющему амплитуду смещения 1,6 км, соприкасаются отложения эоцена и сеноман-сантона. В зоне разлома развита мелкая приразломная складчатость. За разломом выходят полого (10°) залегающие толщи дания и нижнего палеоцена, слагающие южное крыло Пластунской синклинали.

Пластунская синклинали, которая прослеживается на расстоянии 6,4 км, сложена карбонатно-терригенными и терригенными флишевыми отложениями дания-палеогена. Крутое крыло складки падает под углами 80–85°, пологое – 15–20°. Последнее осложнено несколькими наложенными друг на друга, лежащими складками шириной 0,5–2,5 км. В пределах пологого крыла самой южной синклинали под сеноман-сантонскими отложениями, вероятно, проходит Монастырский разлом, разграничивающий Чвежипсинскую и Абхазскую зоны. Последняя по пологому (20°) Воронцовскому надвигу перекрыта южным крылом Пластунской синклинали. Величина перекрытия составляет 2 км. Складчатая структура осложнена крутопадающими (65–70°) на север взбросами с амплитудами смещения до 100 м. Иногда вблизи разломов наблюдаются мелкие приразрывные складки.

Далее на северо-восток до конца профиля, где проходит Краснополянский разлом, обнажена восточная периклинали Дагомьской антиклинали. Она в основном сложена терригенно-карбонатным флишем турон-датского возраста. Пологое крыло складки, в общем, наклонено на север под углами 20–40°. Последнее местами осложнено каскадом наложенных друг на друга тесно сжатых разнопорядковых лежащих складок размером до 150 м. На расстоянии 2 км вблизи Краснополянского разлома на северном крыле Дагомьской антиклинали наблюдаются сильно сжатые асимметричные наклоненные и опрокинутые на юг складки шириной 500–700 м. Осевые плоскости их круто (60–70°) падают на север. Плогие крылья складок наклонены под углами 20–30°, крутые – 80–85°. Структура Дагомьской антиклинали нарушена многочисленными крутопадающими (65–80°) на север взбросами и сбросами, по которым амплитуды перемещения в большинстве случаев составляют 50–300 м, иногда достигая 2,5 км.

Профиль I5 (по р. Мацеста, рис.36) пересекает Абхазскую зону и южную часть Чвежипсинской зоны. Развитые в Абхазской зоне палеогеновые песчано-глинистые отложения слагают несколько пологих, симметричных складок шириной до 2 км. Углы падения их крыльев составляют 5–25°. Структура нарушена двумя крутопадающими (70–75°) на север сбросами с амплитудами смещения до 100 м. В конце профиля по пологому (35°) Воронцовскому надвигу песчано-глинистая толща олигоцена Абхазской зоны перекрыта структурами Чвежипсинской зоны, сложенными эоценовыми и сеноман-сантонскими отложениями. Под последними, видимо, проходит Монастырский разлом, разграничивающий эти структурно-фациальные зоны.

3.3. Анализ материала по характеру складчатой структуры

Суммируя данные о складчатой структуре Северо-Западного Кавказа отметим основные ее особенности.

3.3.1. Структура ниже-среднеюрского этажа

Ниже-среднеюрский этаж обнажен в пределах Гойтхского и Чугушского антиклинориев.

Гойтхский антиклинорий характеризуется сложным внутренним строением. Одной из наиболее характерных его черт является многопорядковость складчатости. Здесь выделяются северо-западного направления линейные складки трех порядков. Структуры первого порядка, устанавливаемые с помощью маркирующих горизонтов (свит или пачек) – самые крупные. Их длина достигает нескольких десятков км при ширине 1,7–5 км. Осложнены они складками второго порядка, размер которых колеблется в пределах 0,3–1 км. Последние, в свою очередь, состоят из складок третьего порядка, шириной до 100 м. Это в основном асимметричные, интенсивно сжатые складки с узкими замками и крутыми крыльями. Они наклонены или опрокинуты на юго-запад. Осевые плоскости складок падают на северо-восток под углами 65–80°.

Другая важная особенность внутреннего строения Гойтхского антиклинория – закономерно изменчивый характер складчатости в поперечном направлении. В юго-западной части антиклинория между ниже-среднеюрским и верхнеюрско-эоценовым этажами наблюдается угловое несогласие: на интенсивно смятые в мелкие складки среднеюрские породы налегают относительно слабоскладчатые кимеридж-титонские отложения. На северо-востоке между этими этажами наблюдается параллельное несогласие. Здесь оба этажа дислоцированы одинаково и полого (20–30°) наклонены на север. Эти факты дают основание предположить, что в поперечном сечении Гойтхского антиклинория происходит уменьшение интенсивности складчатости с юго-запада на северо-восток.

Складчатая структура Чугушского антиклинория морфологически в общем такая же, как складчатость Гойтхского антиклинория и отличается лишь размерами складок первого порядка, ширина которых 2–4,5 км.

3.3.2. Структура верхнеюрско-эоценового этажа

Выходы верхнеюрско-эоценового этажа в плане обрамляют Гойтхский антиклинорий. Он состоит из чрезвычайно разнообразных по размеру, морфологии и ориентировке складок. Господствуют линейные структуры разных порядков, вытянутые в северо-западном направлении, но наряду с ними наблюдаются складки иного простирания. Здесь происходит изменение морфологических особенностей складок как вкрест простирания структур, так и в продольном направлении.

Рассмотрим характер складчатой структуры малым-эоценового этажа с северо-запада на юго-восток. Более наглядное представление о нем дают схематизированные профили, составленные в результате упрощения детальных геологоструктурных разрезов (рис. 37); в частности, упрощения сложной складчатой структуры (ее генерализации) и изъятия малозначительных и мелкоамплитудных разрывных нарушений. Складчатая структура на этих профилях показана условными линиями, проведенными по определенным стратиграфическим горизонтам. Такие профили, по нашему мнению, дают возможность определить основные характерные черты складчатой структуры и выделить определенные типы складчатости, морфология которых сильно осложнена многочисленными разрывными нарушениями.

На профиле I, в ее юго-западной части, наблюдается узкая сжатая антиклинальная складка и разделяющая их пологая синклинали. Антиклинали асимметричны и наклонены к юго-западу. Их осевые плоскости круто ($50-70^\circ$) падают на северо-восток. Зеркало складчатости полого (до 10°) опускается к северо-востоку. В северо-восточной части профиля развиты пологие, слабо сжатые, почти симметричные складки, зеркало которых залегает горизонтально. В плане эти структуры имеют брахиморфное очертание.

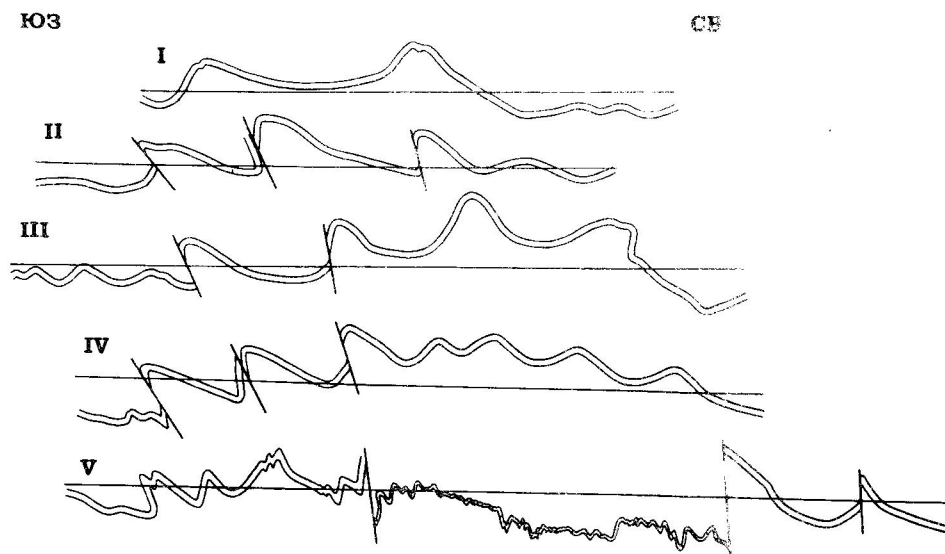


Рис. 37. Схематизированные профили геолого-структурных разрезов через Северо-Западный Кавказ вдоль рек: I - Озерейка-Цебепс, II - Мезыб-Хабль, III - Вулан-Убинка, IV - Шапсуго-Кобза, V - Агой-Пшип

В юго-западной части профиля II наблюдается гребневидный тип складчатости с развитием узких сжатых антиклиналей, разделенных широкими пологими синклиналими. Антиклинали асимметричны и опрокиннуты к юго-западу с падением осевых плоскостей на северо-восток под углом $40-60^\circ$. Зеркало складчатости наклонено к юго-западу под углом 15° . Крутые крылья антиклиналей осложнены разрывными нарушениями, круто ($50-70^\circ$) падающими на северо-восток. В северо-восточной части профиля развиты пологие открытые складки, в плане имеющие брахиморфную конфигурацию. Зеркало складчатости расположено горизонтально.

На профиле III характер складчатой структуры несколько меняется. В начале профиля развита мелкая, сильно сжатая, наклоненная к юго-западу складчатость, которая к северо-востоку сменяется типичной гребневидной складчатостью. Антиклинали наклонены или опрокиннуты к юго-западу. Их осевые плоскости падают под углом $65-75^\circ$ на северо-восток, в одном случае - на юго-запад. Крутые крылья складок разорваны разрывами, наклоненными в основном под углом $75-80^\circ$ на северо-восток, реже - на юго-запад. Зеркало складчатости в начале поднимается на северо-восток под углом $10-15^\circ$, а затем в том же направлении полого (10°) опускается. В конце профиля наблюдается слабосжатая, симметричная синклиналь.

В пределах профиля IV морфология складчатой структуры вновь меняется. В крайней юго-западной части профиля развита мелкая сильно сжатая складчатость с юго-западной вергентностью. К северо-востоку она сменяется гребневид-

ным типом складчатости. Антиклинали сильно сжаты и опрокинуты к юго-западу. Осевые плоскости их наклонены к северо-востоку под углом $50-60^{\circ}$. Крутые крылья антиклиналей осложнены крутопадающими ($60-70^{\circ}$) на северо-восток разрывными нарушениями. В том же направлении под углом 15° поднимается зеркало складчатости. Далее на северо-восток развиты пологие, слабо сжатые, почти симметричные складки, зеркало которых залегает горизонтально. В плане это кулисно расположенные типичные брахиморфные складки общекавказского направления. В конце профиля эти структуры переходят в моноклираль, полого наклоненную на северо-восток.

В пределах профиля У верхнеюрско-эоценовый этаж развит только в его юго-западной и северо-восточной частях. В середине профиля обнажен нижне-среднеюрский этаж. В начале профиля наблюдаются сильно сжатые, асимметричные складки, наклоненные или опрокинутые к юго-западу. Осевые плоскости их круто ($70-80^{\circ}$) падают на северо-восток. В северо-восточной части профиля расположена слабосжатая синклираль, за которой наблюдается моноклираль, полого наклоненная на северо-восток (Закарая, 1986).

Таким образом, в верхнеюрско-эоценовом этаже Северо-Западного Кавказа выделяются самые разнообразные морфологические типы складчатости. Это сильно сжатые, иногда близкие к изоклиральным наклоненные или опрокинутые к юго-западу складки шириной 1-3 км, нередко осложненные более мелкими складками высоких порядков размером 100-700 м. В северо-западной части региона широко распространен гребневидный тип складчатости, характеризующийся развитием узких сжатых антиклиналей, разделенных пологими синклиралями. Антиклинали асимметричны, наклонены или опрокинуты к юго-западу. Размеры их меняются в пределах 3-5 км. Пологие крылья антиклиналей падают под углом $30-40^{\circ}$, крутые - $50-75^{\circ}$. Последние, как правило, осложнены крутопадающими ($50-80^{\circ}$) на северо-восток разрывными нарушениями. Наклон складок и разрывов уменьшается в северо-восточном направлении. Зеркало складчатости полого (под углом $10-15^{\circ}$) поднимается к северо-востоку. Ширина синклинали 5-10 км. Углы падения их крыльев $15-25^{\circ}$. В складчатой структуре выделяются также пологие, слабо сжатые близкие к симметричным складки, имеющие в плане брахиморфное очертание. Размеры их достигают 4-7 км. Углы падения крыльев колеблются в пределах $15-45^{\circ}$. Зеркало складчатости расположено горизонтально. Наконец, наблюдаются моноклиральные залегающие структуры, которые полого (под углами $20-40^{\circ}$) наклонены к северо-востоку.

Чвежипсинская зона состоит из двух крупных структур второго порядка - Дагомьской антиклинали, расположенной в северной и Пластунской синклинали, занимающей южную ее часть. На границе с Новороссийско-Лазаревской зоной, вдоль Краснополянского разлома, выделяется зона сильно сжатых асимметричных, наклоненных на юго-запад складок, размеры которых составляют 150-650 м. Ширина зоны колеблется в пределах 1,5-2,5 км.

Дагомьская антиклиналь в целом представляет собой крупную (шириной более 8 км) асимметричную наклоненную к юго-западу брахиморфную складку, крутое крыло которой залегает субвертикально, а пологое - под углом $40-50^{\circ}$ падает на северо-восток. В пределах Дагомьской антиклинали обнажен полный разрез верхней юры и мела. Ядро складки сложено вулканогенными образованиями байоса и несогласно залегающими на них отложениями верхней юры, а крылья - меловыми породами. Пологое крыло антиклинали местами осложнено сильно сжатыми, асимметричными, опрокинутыми на юго-запад складками более высокого порядка размером от 300 до 700 м.

Пластунская синклираль в основном сложена палеогеновыми отложениями и

представляет собой асимметричную, наклоненную на юго-запад структуру с крутым северным и пологим южным крылом. Крутое крыло залегает субвертикально, пологое (под углом $20-30^{\circ}$) — падает на северо-восток. Ширина складки достигает 10 км. Пологое крыло синклинали осложнено сильно сжатыми мелкими флексуорообразными складками с короткими крутыми и длинными пологими крыльями размером 150-350 м. Все структуры опрокинуты на юго-запад. Нередко наблюдаются лежащие складки с падением осевых плоскостей под углом $15-25^{\circ}$ на северо-восток.

Структуру Чвежипсинской зоны в целом можно рассматривать как крупную (шириной до 24 км) флексуру, пологие крылья которой падают на северо-восток под различными углами — верхнее $40-50$, а нижнее — $20-30^{\circ}$. Смыкающее крыло залегает субвертикально.

Как отмечалось, по мнению большинства исследователей, развитие в Чвежипсинской зоне карбонатно-терригенные флишевые толщи мела-палеогена находятся в аллохтонном залегании, слагая Воронцовский тектонический покров. Этот покров впервые был установлен в 1936-1937 годах А.А.Козловым, Б.М.Келлером и В.В.Меннером. Основанием для выделения Воронцовского покрова послужило выявленное ими в меловых отложениях тектоническое окно по р.Ажек, в котором обнажаются палеогеновые отложения. Другим поводом было развитие флишевых мел-палеогеновых отложений южнее поднятия Ахцу, наиболее полно представленных в пределах Пластунской синклинали. Массив Ахцу, по мнению Б.М.Келлера и В.В.Меннера (1945), Б.М.Келлера (1947), с верхнекрского времени представлял собой отчетливо выраженное поднятие, которое разграничивало мощные флишевые геосинклинальные фации от субплатформенных карбонатных осадков Абхазской зоны. В результате общего надвигания флишевых толщ мела и палеогена к югу, часть этих отложений "перевалила" через поднятие Ахцу и в настоящее время залегает к югу от него на палеогене Сочинской депрессии (Абхазской зоны) в виде тектонического покрова. Амплитуда перемещения покрова составляет 10 км (Келлер, Меннер, 1945; Келлер, 1947).

В дальнейшем существование Воронцовского покрова признавали А.В.Ульянов (1947), А.Н.Шарданов (1960), Е.Е.Милановский и В.Е.Хаин (1963).

В.Е.Хаин и др. (1962) предложили три варианта характера залегания полосы верхнего мела и палеогена к югу от Дагомынского поднятия. В одном случае эта полоса отделяется поперечным разрывом от Пластунской синклинали (Воронцовского покрова) и является автохтонным. В другом варианте она составляет непосредственное продолжение Пластунской синклинали и представляет собой аллохтон, а в третьем варианте Пластунскую синклиналь и ее западное продолжение можно рассматривать как параавтохтон, считая флишевый палеоген Головинско-Пластунской полосы отложенным в пределах северной окраины Абхазской зоны в результате миграции к югу области флишенакпления (Хаин и др., 1962).

М.С.Эристава (1962) и Ю.Н.Пастушенко (1962) выступили с отрицанием существования Воронцовского покрова в целом. По мнению М.С.Эристава, несколько отдельных выходов кампан-маастрихтских отложений, налегающих на палеоген, развитых южнее хребта Ахцу, представляют собой крупный древний оползень, сместившийся с хребта Ахцу. Он пришел к выводу, что Воронцовско-Чвежипсинский надвиг (покров) является постэрозийным и имеет гравитационное происхождение. Формирование его происходило в поверхностных условиях при расчлененном рельефе (Эристава, 1962). Ю.Н.Пастушенко также считает, что Воронцовский покров является следствием гравитационного сползания покровного комплекса мела и палеогена с наиболее приподнятой части Передового хребта (Пастушенко, 1962).

Ч.Б.Борукаев и В.С.Буртман (1964) описали тектонические окна в Воронцовском покрове, которые расположены в среднем течении р.Сочи, по ее притокам.

Они выделили три тектонических окна: Ац-Ажекское, Верхнеажекское и Сванидзское. Автохтон в Верхнеажекском окне представлен известняками мальма, на которых без видимого несогласия лежат меловые и палеогеновые отложения, относящиеся к северной части фациальной зоны Ахцу. Аллохтон сложен геосинклинальными фациями баррем-сеноманского возраста (аргиллитов и кремнистых пород), на которых залегают известняки турон-сантона и флишевые отложения мел-палеогена. В Ац-Ажекском и Верхнеажекском тектонических окнах наблюдается налегание по пологому тектоническому контакту известняков турон-сантона на кремнистые породы палеогена. Формирование покрова, по мнению указанных авторов, произошло под влиянием регионального сжатия в неогене (Борукаев, Буртман, 1964).

Детальное изучение Сванидзского, Ац-Ажекского и Верхнеажекского тектонических окон позволяет внести в указанные представления существенные коррективы. На составленных нами геолого-структурных профилях по рр. Сванидзе и Ажек (рис. 38) видно, что эти участки имеют различное тектоническое строение. Более простой структурой характеризуется разрез по р. Сванидзе (рис. 38а). В начале профиля обнажены складчатые флишевые отложения кампан-маастрихта. Они по пологому разрыву, падающему на юг под углами $30-40^{\circ}$, надвинуты на темно-серые до черного аргиллиты и на толщу светло-зеленых аргиллитов и песчаников, содержащих включения крупных (0,5-7 м) глыб известняков. Эти отложения, для которых наиболее вероятно соответственно верхнепалеоценовый и эоценовый возраст, слагают слабо сжатую антиклиналь. На ее северном крыле проходит крутопадающий (55°) на север взброс, за которым развиты темно-серые до черного аргиллиты и кремнистые аргиллиты дат-нижнепалеоценового возраста, полого ($20-30^{\circ}$) наклоненные на северо-восток. Структура осложнена падающим на север под углом 45° взбросом, вдоль которого наблюдаются мелкие (5-20 м) приразломные складки. На этих отложениях по пологому разрыву, падающему на север под углом 25° , надвинута толща светло-зеленых, фиолетовых и светло-коричневых аргиллитов баррем-сеномана, которая под углами $20-30^{\circ}$ наклонена на северо-восток. На этих породах согласно залегают известняки турон-сантона и флишевая толща кампана-маастрихта. Они слагают пологую ($25-40^{\circ}$), наклоненную на север моноклиналь, которая осложнена крутопадающим (55°) на северо-восток взбросом.

Профиль, составленный по р. Ажек, более сложного строения (рис. 38б). В начале разреза развиты дат-нижнепалеоценовые темно-серые до черного аргиллиты и кремнистые аргиллиты. Они в целом полого ($25-35^{\circ}$) наклонены на север, но осложнены дополнительными сильно сжатыми складками размером 5-20 м и крутопадающим на юг взбросом. Северо-восточнее обнажена толща зеленовато-серых и светло-коричневых аргиллитов баррем-сеномана и известняков турона-сантона, которая по пологому ($30-35^{\circ}$) разрыву, падающему на север, надвинута на породы дат-нижнего палеоцена. Далее, за крутопадающим (80°) на север разрывом вновь обнажаются кремнистые отложения дат-нижнего палеоцена, смятые в тесно сжатые опрокинутые на юг складки величиной от первых дециметров до 30 м; иногда отмечаются пологие изгибы слоев. Выход этой толщи с севера ограничен разрывом, который под углом 65° падает на юг. Затем профиль пересекает фациальную зону Ахцу. Здесь на верхнеюрские рифогенные известняки налегают зеленовато-серые аргиллиты и известняки розового цвета, сменяющиеся выше зеленовато-серыми, фиолетовыми и светло-коричневыми аргиллитами. Залегают они моноклинально и падают на север под углами $20-25^{\circ}$. Эти породы ранее (Борукаев, Буртман, 1964) считались мел-нижнепалеоценовыми, однако по нанопланктону, со-

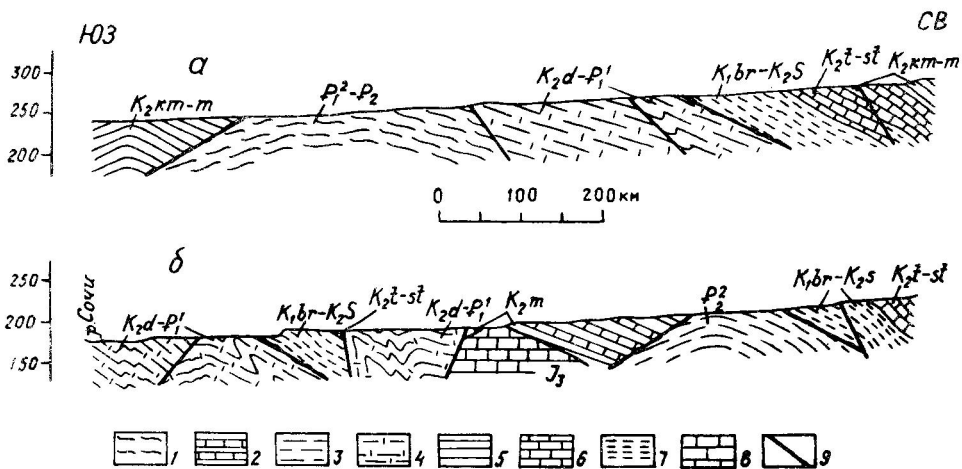


Рис.38. Геолого-структурные профили по рр.Сванидзе(а) и Ажек (б).
 1 - верхний палеоцен и эоцен; 2 - маастрихт; 3 - средний эоцен; 4 - дат-нижний палеоцен; 5 - кампан-маастрихт; 6 - турон-сантон; 7 - баррем-сеноман; 8 - верхняя юра; 9 - разрывные нарушения

держашемуся в собранных нами образцах по всему разрезу этих осадков, они датируются только маастрихтом. Эта толща по пологому (30°) разрыву, падающему на юг, надвинута на флишевые отложения, представленные переслаиванием зеленовато-серых аргиллитов и светло-серых известняков, слагающих пологую антиклиналь. Комплекс нанопланктона, содержащийся в аргиллитах указывает на среднеэоценовый возраст этой толщи (определения Т.Т.Тавтадзе). На флишевые отложения по разрыву, наклоненному полого ($25-30^{\circ}$) на север, надвинута толща пестроцветных аргиллитов баррем-сеномана, которая под углами $25-30^{\circ}$ падает на северо-восток и осложнена крутопадающим (60°) на север взбросом. На аргиллитах залегают известняки турон-сантона, которые выше, за пределами профиля, постепенно сменяются флишевыми отложениями кампана-маастрихта.

Итак, в пределах вышеописанных профилей, наблюдаются два типа разрывных нарушений, - крутые взбросы и пологие надвиги. Последние представляют собой поверхности, по которым разновозрастные толщи, принадлежащие к различным фаціальным зонам, надвинуты на более молодые отложения. Соединить эти надвиги и классифицировать их как подошву Воронцовского покрова, а верхнепалеоценовую и среднеэоценовую толщи - как тектонические окна, ничем не обоснованно. По нашему мнению, здесь выделяются две тектонические пластины, ограниченные пологими надвигами. Одна, представленная толщей дат-нижнего палеоцена, в долине р.Сочи надвинута на турон-сантонские породы и на среднеэоценовый флиш фаціальной зоны Ахцу, а вторая, сложенная меловыми породами - на первую и на отложения зоны Ахцу. Видимая амплитуда перекрытия составляет 1 км. Более молодые крутопадающие разломы расчленяют складчатую структуру на отдельные блоки.

Таким образом, наличие тектонических окон в пределах Чвежипсинской зоны нашими исследованиями не подтвердилось. Наряду с этим, как уже указывалось, в пределах Дагомисской антиклинали обнажен полный разрез верхнеюрских и меловых отложений (см.рис.29,33), где на границе баррема с нижележащими готеривскими образованиями, как и между другими ярусами верхней юры и мела, никаких следов тектонического перемещения не наблюдается. Между тем, считается, что барремские отложения слагают подошву Воронцовского покрова. На этих

участках развиты лишь пологие надвиги, которые не могут рассматриваться как покровы. Формировались эти структуры в результате сжатия направленного с юга на север после пиринейской орогенической фазы, поскольку они перекрывают складчатые толщи вплоть до эоцена. В процессе сжатия более пластичные мел-палеогеновые отложения Чвежипсинской зоны с севера и юга надвигались на геодинамическую Ахцу, сложенную более жесткими верхнеюрскими рифогенными известняками и маломощными меловыми и палеогеновыми осадками.

Изложенные выше факты дают основание отрицать существование Воронцовского покрова и констатировать, что развитые в пределах Чвежипсинской зоны мел-палеогеновые отложения находятся в автохтонном залегании. Лишь в южной части рассматриваемой территории наблюдается перекрытие по пологому тектоническому контакту палеогеновых пород Адлерской депрессии структурами Чвежипсинской зоны. Фронтом перекрытия служит пологий (менее $20-25^{\circ}$) наклоненный на север Воронцовский надвиг, протягивающийся от берега Черного моря в междуречье рр. Западный Дагомис и Мамайка до верховьев р. Мацеста. Ширина зоны перекрытия колеблется в пределах 1-3 км.

Развитие же мел-палеогеновых флишевых отложений к югу от поднятия Ахцу можно объяснить вовлечением, начиная с кампанского века этой территории в прогибание в результате перемещения южной границы области флишеобразования (Хаин и др., 1962).

3.4. Зональность складчатой структуры

Как видно из вышеизложенного материала, в пределах верхнеюрско-эоценового этажа Северо-Западного Кавказа развиты самые разнообразные типы складчатости. Однако анализ составленных нами геолого-структурных профилей показывает, что складки определенного морфологического типа и степени сжатости вполне закономерно располагаются в общей структуре региона, образуя зоны, вытянутые в общекавказском направлении (Гиоргобиани, Закарая, 1980). В поперечном сечении региона с юго-запада на северо-восток могут быть выделены четыре зоны: 1) зона сильносжатой складчатости, 2) зона среднесжатой складчатости, 3) зона слабосжатой складчатости и 4) зона моноклинали. Одна зона переходит в другую постепенно, поэтому границы между ними несколько условны (рис. 39).

Зона сильносжатой складчатости. На прилегающей к морю суше ширина зоны в междуречье Туапсе-Псезуапсе составляет 15 км, юго-восточнее достигает 22 км, а в районе рр. Джубга и Пшада она сужается до 5 км. У устья р. Мезыб зона уходит под воды Черного моря. Предполагается развитие этой зоны до Приморского глубинного разлома, который установлен по данным морских геофизических исследований (Терехов и др., 1973; Дьяконов и др., 1974; Расцветаев, 1977). Приморский разлом отделяет позднеальпийский геосинклинальный комплекс от Черноморско-Закавказского срединного массива. Поэтому можно считать, что ширина зоны достигает 20-25 км. Она характеризуется развитием сильносжатой, близкой к изоклинальной складчатости. Складки имеют острые замки и крутые крылья. Степень сжатости их достигает 45-50%. Складки асимметричны, наклонены или опрокинуты к юго-западу. Пологие их крылья падают под углом $45-50^{\circ}$, крутые $75-85^{\circ}$. Осевые плоскости круто ($70-80^{\circ}$) наклонены на северо-восток. Ширина и амплитуда их составляет 1-3 км. Соотношение ширины к амплитуде 1:1. В плане они имеют узкую линейно-вытянутую форму при протяженности 10-20 км, редко до 30 км, с соотношением длины к ширине 1:5-1:10.

Зона среднесжатой складчатости. В юго-восточной части региона ширина зоны составляет 10-15 км, а к северо-западу она постепенно увеличивается и около г. Новороссийска достигает 30 км. Интенсивность складчатости в этой

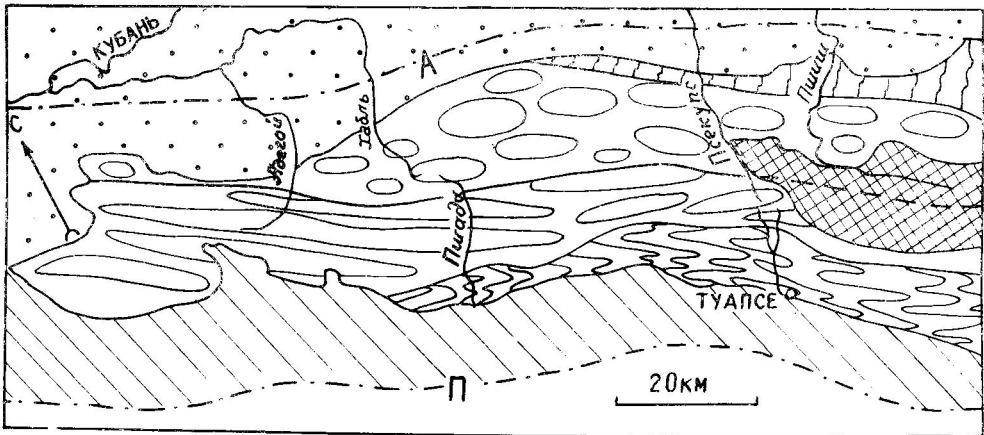


Рис.39. Схема морфологических типов складчатости Северо-Западного Кавказа.

1 - ниже-среднеюрский структурный этаж, верхнеюрско-эоценовый структурный этаж; 2 - зона сильносжатой складчатости; 3 - зона средне-сжатой складчатости; 4 - зона слабосжатой складчатости; 5 - зона моноклинали; 6 - Западно-Кубанский передовой прогиб; 7 - область распространения позднеальпийского структурного этажа под водами Черного моря; 8 - глубинные разломы: А - Ахтырский, П - Приморский; 9 - границы зон складчатости (а - установленные, б - предполагаемые)

зоне меньшая, чем в предыдущей - степень сжатости складок здесь составляет 30-35%. Складки имеют более округлые замки и сравнительно пологие крылья. Крутые крылья их падают под углом 70-75°, а пологие - 40-50°. Все складки этой зоны асимметричны и наклонены к юго-западу с падением осевых плоскостей на северо-восток под углом 70-80°. Ширина их составляет 3-6 км, амплитуда 2-3 км. Соотношение ширины к амплитуде 2:1. В плане они также линейно вытянуты в северо-западном направлении. Протяженность их достигает 15-20 км. Соотношение ширины к длине 1:5.

Зона слабосжатой складчатости. Максимальная ширина этой зоны колеблется от 20 до 25 км. В северо-западной части района (начиная от р.Шебш) она уменьшается до 5 км в связи с перекрытием зоны более молодыми отложениями, слагающими Западно-Кубанский передовой прогиб. Эта зона характеризуется еще меньшей степенью деформированности толщ - порядка 10-20%. Складки - более крупные, с открытыми замками и менее крутыми крыльями. Они слабо асимметричны, наклонены к юго-западу. Пологие их крылья падают под углом 30-40°, крутые - 50-60°. Осевые плоскости круто (80-85°) наклонены к северо-востоку. Ширина складок достигает 6-10 км, амплитуды 2-3,5 км. Соотношение ширины к амплитуде составляет 3:1. В плане это кулисно расположенные типичные брахиморфные складки, слабоотянутые в общекавказском направлении. Протяженность их достигает 15-20 км с соотношением ширины к длине 1:3.

Зона моноклинали. В настоящее время большая часть этой зоны перекрыта Западно-Кубанским передовым прогибом. Максимальной ширины (15 км) зона достигает в районе р.Шехи. Северо-западнее она постепенно сужается и в междуречье Псекупс-Шебш достигает 3-5 км. Предполагается распространение этой зоны до Ахтырского глубинного разлома, отделяющего Большой Кавказ от Скифской плиты. В этом случае ширина зоны составит 7-15 км. В целом эта область поло-

того (20–30°) моноклиального залегания слоев, наклоненных к северо-востоку и нередко осложненных коленообразными флексурами. В местах флексурных перегибов углы падения слоев возрастают до 50–85°.

Таким образом, одной из характерных особенностей среднеальпийского структурного этажа Северо-Западного Кавказа является зональность его складчатой структуры в поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой. Линейная складчатость, развитая в первых двух зонах, к северо-востоку сменяется слабовытянутыми типичными брахиморфными складками, переходящими к северо-востоку в полого наклоненную моноклиаль.

Следует отметить, что структурная зональность не совпадает с фациальной зональностью. В частности отдельные фациальные зоны не характеризуются одинаковой степенью дислоцированности толщ. Так, в пределах Новороссийско-Лазаревской фациальной зоны развита зона сильно- и среднесжатой складчатости, а в Абино-Гунайской – зона слабосжатой складчатости и зона моноклинали. Этот факт указывает на то, что характер распределения зон складчатости различной интенсивности здесь не зависит от фациального состава отложений (Гамкрелидзе, Гиоргобидани, Кавелашвили, 1984).

Более сложная картина наблюдается в крайне южной переходной Чвежипсинской зоне, где в северной и южной ее частях в мел-палеогеновых отложениях наблюдаются сильносжатые опрокинутые к югу (вплоть до лежащих) линейные складки, по своему характеру в общем отвечающие структурам зоны сильносжатой складчатости. Однако, в осевой части зоны развита крупная брахиморфная Дагомьсская антиклиналь, морфология которой нарушает закономерную картину зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа.

3.5. Преобразованные (интерференционные) складчатые структуры

Проведенные нами исследования показали, что еще одной особенностью складчатой структуры Северо-Западного Кавказа является присутствие здесь складчатости весьма своеобразной морфологии и аномального простирания. В частности, на южном склоне Северо-Западного Кавказа в полосе развития мел-палеогеновых флишевых отложений, непосредственно к северу от Пшадского блока Закавказского массива складчатая структура имеет аномальное, в общем близширотное простирание. Изменение основного северо-западного направления складчатой структуры на близширотное происходит на меридиане города Туапсе. Такие простирания продолжают далеко на запад на протяжении около 90 км, до устья р. Мезуб. Здесь складки вновь меняют свое направление и приобретают обычную северо-западную ориентировку. Северная граница развития структур с близширотным простиранием восточнее р. Вулан проходит по водоразделу Кавказского хребта, западнее – в осевой части южного склона и затем уходит под воды Черного моря. Максимальная ширина этой полосы 20 км (рис. 40).

Складчатые структуры субширотного простирания наблюдаются также в пределах южного края Чвежипсинской зоны – между рр. Уч-Дере и Западный Дагомьс. Протяженность этого участка вдоль берега моря составляет 4 км, а ширина достигает 2 км (см. рис. II, I2).

Полоса развития аномально направленных складчатых структур имеет чрезвычайно сложное внутреннее строение и сложена разнообразными по морфологии и ориентировке складками. Для этих структур характерны близширотные и даже юго-западные простирания осей, изгибание шарниров складок как в плане, так

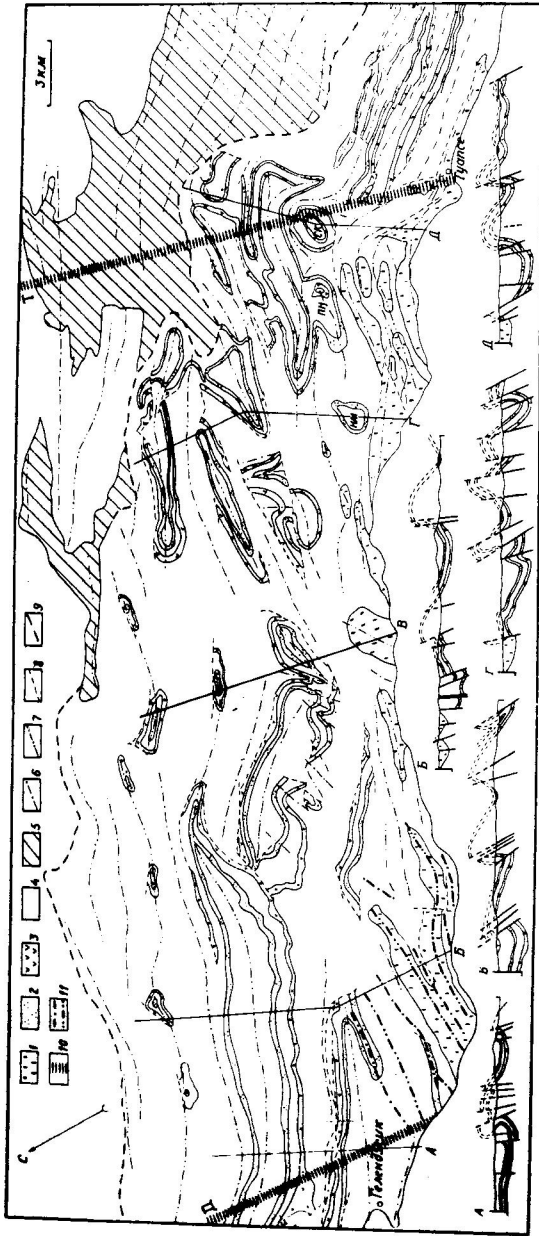


Рис. 40. Геолого-структурная схема территории распространения преобразованной (дифференционной) складчатости (использованы геологические карты, составленные В. И. Резниковым и В. В. Гриторенко).

1 - палеоген; верхний мел; 2 - сантонский ярус, 3 - сеноманский ярус; 4 - нижний мел, а также турон-коньякский и кампан-датский ярусы объединенные; 5 - нижняя-средняя пра; 6 - оси антиклиналей; 7 - оси синклиналей; 8 - разрывные нарушения; 9 - разломы; 10 - поперечные разломы; Д - Джанхотский, Г - Гуагбисский; П - оси новообразованных антиклиналей и синклиналей. А, Б, В, Г, Д - геолого-структурные профили.

и в вертикальном разрезе. Наряду с этим существенно меняются и морфология складчатости. Часто наблюдается разветвление складок и фестончатые формы их периклиналей. Отмечаются необычные клинообразные формы складок. Нередко антиклинали имеют изометричную или овальную куполообразную форму, а синклинали — чашеобразный или корытообразный вид. Наблюдается развитие относительно мелких новообразованных складок субширотного направления на пологих крыльях крупных первичных складок северо-западного простирания. Складки на крыльях осложнены крутопадающими взбросами и взбросо-сдвигами в основном субширотного простирания. Сочетание всех этих структурных форм создает чрезвычайно сложный рисунок морфологии складчатости, который резко выделяется на общем фоне линейных структур.

Вышеотмеченные особенности складчатой структуры рассматриваемой полосы являются, как известно, важнейшими признаками пересекающейся складчатости, возникающей в результате интерференционного наложения деформаций различных направлений (Ситтер, 1960; Гогель, 1969; Паталах, Слепых, 1974; Казаков, 1976; Эз, 1978).

Развитие интерференционных складчатых структур в пределах крайней восточной части рассматриваемой полосы было отмечено ранее А.Б.Островским и В.Б.Бурлакиным (1974), Ю.П.Посадневым и В.Г.Баевым, а позднее И.П.Гамкрелидзе и Т.В.Гиоргобиани (1985). Однако масштабы проявления пересекающейся складчатости в пределах Северо-Западного Кавказа, ее морфологические особенности и причины образования до сих пор не были установлены. Вместе с тем изучение интерференционных складчатых структур Северо-Западного Кавказа имеет важное значение для восстановления кинематических и динамических условий образования его складчатой структуры.

Как уже отмечалось, интерференционная складчатость возникает в результате наложения друг на друга деформаций разного плана и возраста, вызывающих переориентировку и преобразование первичных складчатых форм. Следовательно, в преобразованной складчатой структуре, развитой в пределах рассматриваемой полосы, отражено последовательное изменение направления сжатия этой области в течение альпийского цикла ее развития.

Характерное для этого региона в целом северо-западное направление линейной складчатости, зональность складчатой структуры и ее юго-западная вергентность указывают на то, что своим происхождением складчатость обязана горизонтальному сжатию, ориентированному на северо-восток вкрест простирания структур.

Общее субширотное направление зоны преобразованной складчатости, аналогичное простиранию осей новообразованных складок и разрывных нарушений, свидетельствует о повторном тангенциальном сжатии первичной складчатой структуры в субмеридиональном направлении.

Таким образом, в течение альпийского цикла развития на Северо-Западном Кавказе происходила смена направления сжатия от северо-восточного на субмеридиональное, т.е. примерно на 45° .

Формировались преобразованные структуры после эоцена, поскольку переориентированные складки сложены отложениями вплоть до эоцена. Однако геофизическими исследованиями Прикавказской части Черного моря установлено, что складчатая система, продолжающаяся в пределах Черного моря, в прибрежной части, как и на суше, сложена флишевыми толщами мела-палеогена, а внешняя полоса — отложениями конца миоцена (Терехов и др., 1973; Терехов, 1979). Между Туапсинским и Джанхотским поперечными разломами, которые продолжают в пределы Черного моря, складчатые структуры, как и на суше, меняют свое северо-

западное простираение на субширотное, что, вероятно, связано с переориентировкой этих структур. Эти данные позволяют предположить, что возникновение преобразованных складчатых структур Северо-Западного Кавказа происходило после миоцена, скорее всего в предсреднемиоценовую (роданскую) фазу складчатости.

4. КЛИВАЖ

Кливаж в изученном регионе имеет ограниченное распространение и развит на крайнем юго-востоке Северо-Западного Кавказа, в пределах Чутушского и Гойтхского антиклинориев и Новороссийско-Лазаревского синклиналия, включая Чвежипсинскую тектоническую зону (рис.4I). В связи с различным характером дислоцированности толщ в указанных структурах и интенсивность кливажа различная. На остальной части исследованной территории секущий кливаж не проявлен.

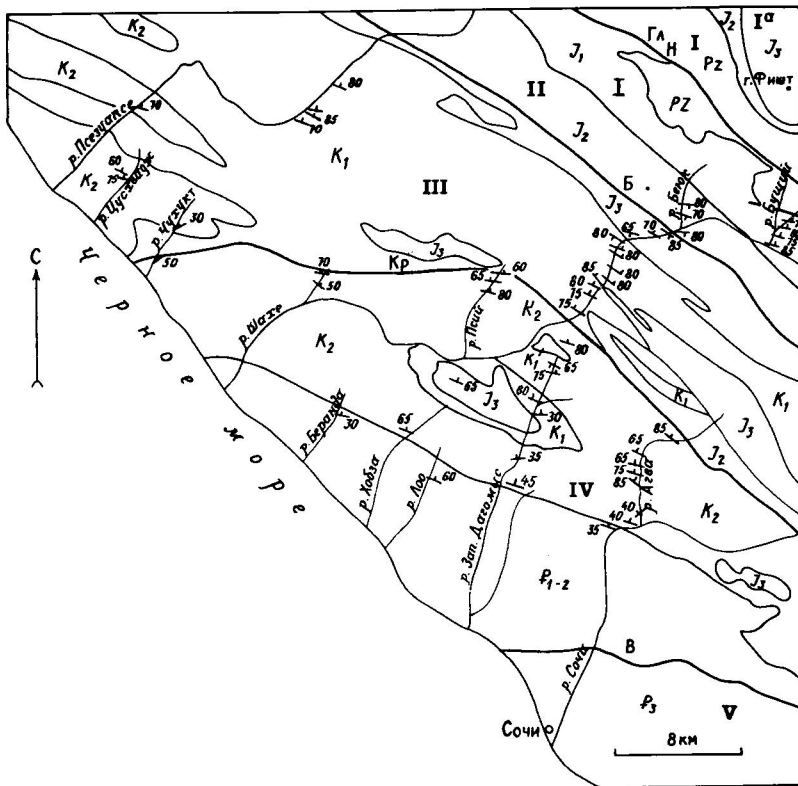


Рис.4I. Схема распространения кливажа в пределах Северо-Западного Кавказа.

I - Чутушский антиклинорий; Ia - Лагонакская зона;
 II - Гойтхский антиклинорий; III - Новороссийско-Лазаревский синклиналий; IV - Чвежипсинская зона; V - Абхазская зона. Разрывные нарушения: ГЛН - Надвиг Главного хребта; Кр - Бекийский; В - Воронцовский надвиг

Простираение кливажа северо-западное - 280-310, реже 320-325° и в общем совпадает с ориентировкой складчатых структур. Несоответствие в их направлении, как правило, не превышает 5-15°, иногда достигает 20-30°. В случае изменения складчатой структуры обычного общекавказского простираения на близкостное или юго-западное, соответственно меняет свое направление и кливаж. Поэтому наряду с обычными северо-западными простираениями в изученном регионе иногда наблюдаются "антикавказские" (220-245 и 265-275°) ориентировки кливажа. Падения плоскостей кливажа, в основном северо-восточные, очень редко юго-западные, а также северные и северо-западные. Углы наклона обычно крутые - 60-85, иногда 30-50°.

Характерной особенностью кливажа в изученном регионе является его избирательное (селективное) развитие. Кливаж наблюдается в аргиллитах, алевролитах и мергелях, а в песчаниках, известняках и кремнистых породах вообще не проявлен. Селективность кливажа не зависит от мощности переслаивающихся пластов. Независимо от мощностей вязких и пластичных пород и от соотношения этих мощностей в разрезе, в твердых породах кливаж никогда не проявлен, а в мягких - всегда хорошо выражен (рис.42, I, III, IV, VIII).

В толщах, представленных переслаиванием аргиллитов, алевролитов и мергелей, иногда наблюдается преломление (рефракция) кливажных плоскостей между слоями. В пластах различного литологического состава меняется угол между поверхностями кливажа и слоистости. В аргиллитах этот угол меньше и достигает 25, а в алевролитах и мергелях - 65°. Разница между углами падения плоскостей кливажа составляет 10-20°. В связи с этим, след преломленных плоскостей кливажа представляет собой ломаную линию (см.рис.42, II, VI, VIII).

Наиболее интенсивно кливаж развит в аргиллитах и алевролитах. В этих породах поверхности кливажа обычно прямолинейные, почти параллельные и расстояние между ними колеблется от 1 до 5 мм. В мергелях и глинистых известняках плоскости кливажа также сравнительно прямолинейны, но развиты реже - через 2-15 мм.

Характер расположения кливажа в складчатой структуре определяется морфологическими особенностями складок. В сильно сжатых складках развит кливаж осевой плоскости. Для среднесжатых складок характерно веерообразное расположение кливажа относительно осевых плоскостей (см.рис.42). На крутом крыле складки поверхности кливажа залегают более круто, чем на пологом. Разница в их углах падения, как правило, составляет 5-20°. В результате плоскости кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями, т.е. образуют прямой веер. Крайне редко встречается обратный веер, когда поверхности кливажа пересекаются под антиклиналями и над синклиналями. Иногда в одной складке наблюдаются оба веера - в слоях аргиллита плоскости кливажа образуют прямой веер, а в глинистых известняках - обратный (см.рис.42, II). В наиболее распространенных в изученном регионе наклонных и опрокинутых складках этого типа, веера кливажных поверхностей также асимметричны и наклонены в ту же сторону, что и осевые плоскости складок.

Наиболее интенсивно кливаж проявлен в пределах Чугушского и Гойтхского антиклинорий, в основном сложенных соответственно нижнеюрскими (плинско-бах-тоар) и среднеюрскими (аален) песчано-глинистыми отложениями. В Чугушском антиклинории по р.Бушуй развиты сильно сжатые, асимметричные, наклоненные на юго-запад складки разного порядка, в которых наблюдается кливаж осевой плоскости. Поверхности его падают на северо-восток под углами 70-85°. В Гойтхском антиклинории, по р.Бек, кливажные плоскости тоже занимают секущее положение по отношению к пластам. Однако угол между ними очень острый и достигает 5°. Часто в вертикальном срезе обнажений наблюдается параллельное

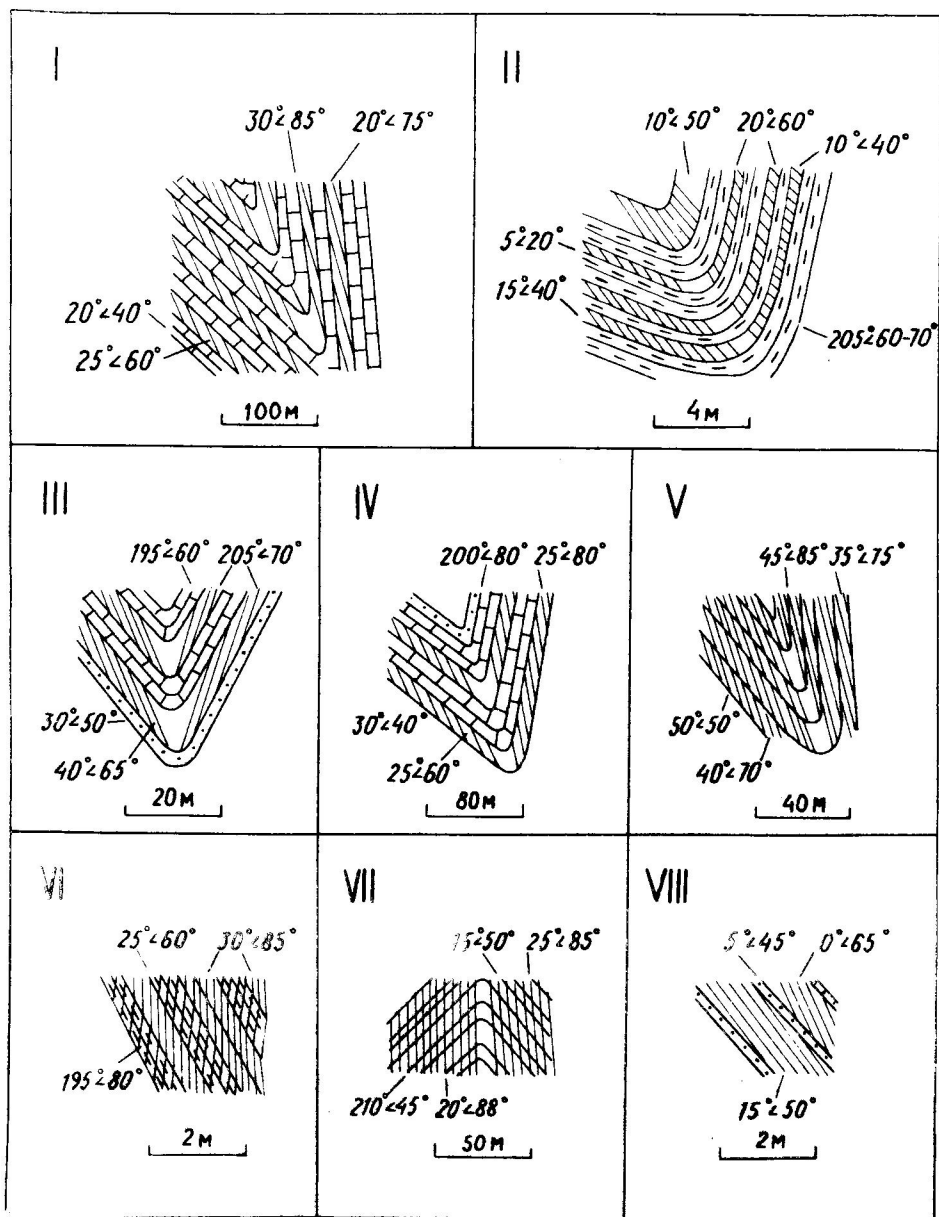


Рис. 42. Характер расположения кливажа в складчатой структуре Северо-Западного Кавказа.

I - асимметричный прямой веер в аргиллитах турон-коньякского возраста по р. Дусхвадж. В известняках кливаж не проявлен. II - асимметричный прямой веер в аргиллитах и обратный веер в глинистых известняках. В замковой части синклинали развит кливаж, параллельный осевой плоскости. Валанжин-готеривские отложения, обнаженные по автодороге вблизи с. Солох-Аул. III - симметричный прямой веер в мергелях маастрихтского возраста по р. Западный Дагомис. В песчаниках и известняках кливаж не развит. IV - асимметричный прямой веер в мергелях кампанского возраста, р. Западный Дагомис. В песчаниках и известняках кливаж не проявлен. V - кливаж параллельный осевой плоскости синклинали в аргиллитах берриас-валанжинского возраста по р. Шахе. VI - рефракция кливажных поверхностей в аргиллитах и мергелях берриас-валанжинского возраста по р. Шахе. VII - кливаж, параллельный осевой плоскости антиклинали в аргиллитах берриас-валанжинского возраста, р. Шахе. VIII - рефракция кливажа в аргиллитах и алевролитах титонского возраста по р. Шахе. В песчаниках кливаж не развит.

расположение поверхностей кливажа и слоистости. В этом случае, как правило, отмечается разница в их простирании. Плоскости кливажа наклонены в основном под углами $60-80^\circ$ на северо-восток или юго-запад. В этих структурах интенсивный кливаж нередко сильно затушевывает слоистость, особенно в однообразных глинистых породах, что иногда крайне затрудняет выявление складчатых форм. Толщи, охваченные кливажем в Чугушском и Гойтхском антиклинориях, характеризуются повышенной степенью динамометаморфизма пород: здесь все глинистые отложения превращены в разнообразные по составу сланцы.

В пределах Новороссийско-Лазаревского синклиория кливаж наиболее четко выражен в разрезе по р.Шахе, между Краснополянским и Бекишейским разломами. Развитые здесь верхнеюрско-нижнемеловые карбонатно-терригенные флишевые отложения смяты в тесно сжатые, асимметричные, наклоненные на юго-запад складки различного размера. В этой толще, в основном, распространены прямой веерообразный кливаж. Угол между его сходящимися поверхностями обычно составляет $15-20^\circ$. Иногда этот угол уменьшается до $3-5^\circ$ и тогда кливаж становится почти параллельным осевым плоскостям складок (см. рис. 42, V, VII). Поверхности кливажа в нижнемеловых толщах круто ($60-85^\circ$) падают главным образом на северо-восток и очень редко на юго-запад под такими же углами. В пределах развития верхнеюрских отложений они, как правило, наклонены на юго-запад под углами $65-85^\circ$, иногда круто ($80-85^\circ$) падают на северо-восток.

В разрезе по р.Псезуапсе, в верхнеюрской карбонатно-терригенной флишевой толще секущий кливаж не проявлен. В нижнемеловых отложениях кливаж развит локально в пределах сильно сжатых мелких приразрывных складках шириной до $5-35$ м. Однако в этих структурах он становится несовершенным, менее интенсивным. Расстояние между поверхностями кливажа в аргиллитах увеличивается до $5-10$ мм. Сами поверхности неровные и не отличаются прямолинейностью. Они не строго параллельны и состоят из коротких и криволинейных отрезков, сочлененных между собой под очень острым углом. Наклоны кливажных плоскостей северо-восточные, углы падения $70-85$, иногда 90° .

В нижнемеловых карбонатно-терригенных флишевых отложениях, развитых в пределах Новороссийско-Лазаревского синклиория, кливаж распространен локально в разрезах по рр.Псезуапсе, Цусхвадж и Чухукт. По р.Псезуапсе в турон-коньякской толще, сложенной переслаиванием известняков и мергелей, развит несовершенный кливаж, плоскости которого падают на северо-восток под углами $60-70^\circ$. Кливаж наблюдается в осложняющих ядро синклинали мелких асимметричных, наклоненных на юго-запад складках шириной до 100 м. В разрезе по р.Цусхвадж кливаж развит на крыльях синклинали, сложенной известняками и аргиллитами турон-коньякского возраста. Плоскости кливажа круто ($60-70^\circ$) падают на северо-восток и образуют наклоненный прямой веер (см. рис. 42, I). По р.Чухукт кливаж распространен в турон-коньякских и маастрихтских отложениях, представленных чередованием известняков и мергелей. Он развит на пологих крыльях синклиналей, имеющих юго-западное простирание. В соответствии с изменением ориентировки складок кливаж меняет свое простирание в том же направлении. Поверхности кливажа наклонены на северо-запад под углом $30-50^\circ$.

В Чвекипсинской зоне кливаж распространен локально в верхнеюрских, нижне- и верхнемеловых, а также в палеогеновых отложениях. В титон-берриаской толще кливаж наблюдается в ядре Дагомьской антиклинали по автодороге вблизи с.Солох Аул. Здесь в мергелях отмечается кливаж с круто падающими (65°) на северо-восток плоскостями. В разрезе по р.Западный Дагомьс в аргиллитах баррем-сеноманского возраста развит кливаж, поверхности которого наклонены на северо-восток под углом $30-60^\circ$. В карбонатно-терригенной толще кампана, маастрихта, а также дата, плоскости кливажа, в основном круто ($60-$

-80°), редко под углом 35-45°, падают на северо-восток и местами образуют прямой асимметричный веер (см. рис. 42, IV). Однако иногда отмечаются их обратные залегания под такими же углами. В результате в складках наблюдается прямой почти симметричный веер кливажных поверхностей (см. рис. 42, III).

По р. Хобза, в аргиллитах дания, на крутом крыле опрокинутой на юго-запад синклинали, падающем на северо-восток под углом 80°, наблюдается четко выраженный кливаж. Плоскости его наклонены в том же направлении, но более полого - 65°, что указывает на опрокинутое залегание слоев в структуре. В разрезе по рр. Шахе-Холодный Ручей в отложениях турон-коньяка, а также кампан-маастрихта, сложенных переслаиванием известняков, мергелей и аргиллитов, местами отмечается слабо выраженный кливаж. Он развит на пологих крыльях синклиналей, расположенных вблизи их замков. Поверхности кливажа падают на северо-восток под углами 50-70°. Наиболее широко в верхнемеловых карбонатно-терригенных толщах в Чвежипсинской зоне кливаж распространен по р. Агва. Плоскости кливажа наклонены на северо-восток, угол падения колеблется от 40 до 85°. Здесь иногда местами отмечается изменение северо-западного простирания складок на юго-западное, что вызывает смену ориентировки кливажа в том же направлении.

В Чвежипсинской зоне, в пределах развития терригенных флишевых отложений палеогена (нижний палеоцен), кливаж распространен на локальных участках. В разрезе по р. Беранда он наблюдается в нижнепалеоценовых отложениях, представленных переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Развит он в опрокинутом крыле синклинали, где его поверхности наклонены на северо-восток под углом 30°, положе чем слои, что свидетельствует об опрокинутом залегании последних. В нижнеплиоценовой песчано-глинистой толще отмечается кливаж по р. Лоо. Расположен он на пологом крыле небольшой (ширина I км) флексуры. Плоскости кливажа падают на северо-восток под углом 30-60°. В разрезе по р. Сочи в аргиллитах нижнеплиоценового возраста распространен хорошо выраженный кливаж, наблюдаемый на смыкающем крыле крупной флексуры. Поверхности кливажа полого (35°) наклонены на северо-восток. Кроме того, в сильно сжатых опрокинутых складках различного размера, развитых в пределах Чвежипсинской зоны, иногда распространен кливаж, плоскости которого расположены под очень острым углом (до 5°) к пластам. Вследствие этого в этих структурах часто наблюдается почти параллельное залегание поверхностей кливажа и слоистости. В Абхазской зоне секущий кливаж не проявлен.

Таким образом, в пределах изученного региона кливаж с различной интенсивностью развит в толщах, имеющих большой возрастной диапазон - от плинсбаха до эоцена. Он распространен в той части исследованной территории, которая характеризуется наибольшими деформациями слагающих ее отложений. Возраст кливажа в настоящее время не совсем ясен. Известен лишь его верхний предел. Как было отмечено, в пределах Чвежипсинской зоны кливаж совместно со складчатостью меняет свое обычное северо-западное простирание на юго-западное. Изгибание складчатой структуры, по нашему мнению, происходило на позднеальпийском этапе развития региона, в период предсреднеплиоценовой (роданской) фазы складчатости.

В пределах хребта Армянского, а также по р. Белой и ее левым притокам, раскливаживаемые ниже-среднеюрские глинистые толщи очень близко подходят к верхнеюрским рифовым известнякам Лагонакской зоны. Создается впечатление, что кливаж, развитый в этих отложениях, по простиранию перекрывается известняками. Если это так, то можно допустить, что кливаж в ниже-среднеюрских толщах возник во время батской (предкелловейской) фазы складчатости. Однако

на большей части территории распространения нижне-среднеюрских отложений в изученном регионе секущий кливаж не проявлен. Следовательно можно предположить, что он образовался позднее в предолигоценовой (пиринейской) фазе складчатости совместно с кливажом, развитым в верхнеюрско-плиоценовых толщах. Однако в последних, время его формирования точно не установлено. Он мог возникнуть и в период последующих фаз складчатости - штирийской или аттической. Вышеотмеченное дает основание допустить, что кливаж в пределах Северо-Западного Кавказа имеет различный возраст и образование его происходило непрерывно в процессе каждой из альпийских фаз складчатости до роданской фазы. Его формирование, видимо, представляет собой результат суммарной деформации толщ, проявившихся в каждой из перечисленных фаз складчатости. Определение возраста и причин образования кливажа как в пределах Большого Кавказа, так и в его северо-западной части, требует дальнейших специальных исследований.

5. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складчатая структура Северо-Западного Кавказа осложнена многочисленными разнообразными по ориентировке, морфологии и возрасту разрывными нарушениями. Они по расположению относительно складчатых структур отчетливо разделяются на продольные и диагональные, а по отношению к складкообразовательному процессу - на доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые нарушения (см. рис. II, I2).

Продольные долгоживущие доскладчатые разломы являются межзональными и разграничивают смежные тектонические единицы изученного региона. К ним относятся Монастырский, Краснополянский, Бекишейско-Безепский, Верхнеабинский, Тугупсинско-Тхамахинский и Ахтырский разломы, представляющие на раннеальпийском этапе сбросы с опущенными северными крыльями.

Монастырский разлом в плане имеет выпуклую к северу дугообразную форму, азимут простирания от 260° до 300° , протяженность нарушения 22 км. На поверхность он выходит за пределами изученной территории в верховьях р. Большая Хоста, где представляет собой круто (80°) наклоненный на север взброс с вертикальной амплитудой, достигающей первых километров. Северо-западнее, в пределах рассматриваемого региона, он перекрыт полого надвинутыми на Абхазскую зону структурами Чвежипсинской зоны. Продолжением Монастырского разлома в пределах Черного моря, по нашему мнению, является Приморский разлом, установленный морскими геофизическими исследованиями. Этот разлом разграничивает полосу развития складчатых флишевых толщ мела-палеогена от зоны, сложенной складчатыми отложениями конца миоцена, южным ограничением которой служит Восточно-Черноморский разлом (Терехов и др., 1973; Дьяконов и др., 1974; Расцветаев, 1977).

Для Краснополянского разлома, прослеживаемого на протяжении 50 км, характерна слабоизогнутая форма и смена простирания с северо-запада ($280-310^{\circ}$) на юго-восток ($240-260^{\circ}$). Он представляет собой крутопадающий ($60-85^{\circ}$) на север взброс с амплитудой перемещения по нему 1-3,3 км.

Вблизи Туапсинского разлома простирающийся в северо-западном направлении Бекишейско-Безепский разлом образует коленообразный изгиб. На юго-востоке до верховьев р. Псекупс он именуется Бекишейским, а северо-западнее - Безепским разломом. Бекишейское нарушение представляет собой взброс протяженностью до 100 км. Амплитуда смещения составляет 2-3,5 км. Плоскость взброса круто ($80-85^{\circ}$) падает на север. Безепский разлом прослеживается на расстоя-

на почти 94 км. По характеру смещения — это также крутопадающий (30–25°) на север взброс с амплитудой 2–3,5 км.

Верхнеабинский разлом, направленный на северо-запад (295–305°), представляет собой круто (75–80°) наклоненный на север взброс с амплитудой перемещения 0,6–1,6 км. Протяженность разлома достигает 36 км.

Тутупсинско-Тхамахинский разлом является крутопадающим (80°) на север сбросом с опущенным северным крылом. На юго-востоке, до верховьев р. Сосновка он именуется Тутупсинским разломом, а на северо-западе — Тхамахинским. Тутупсинское нарушение имеет северо-западное (320–335°) простирание и прослеживается на расстоянии 42 км. Амплитуда смещения составляет 600–1000 м. Тхамахинский разлом протягивается на 184 км в северо-западном (280–320°) направлении. Амплитуда нарушения составляет 0,5–3,5 км.

Ахтырский разлом — это взброс с крутонаклоненной (80–85°) к югу плоскостью сместителя, местами в осадочном чехле выраженный крупной флексурой. Протяженность разлома — 214 км, амплитуда до 3 км.

Продольные складчатые разломы представляют собой внутризональные нарушения, тесно связанные с формированием складчатых структур. Поэтому их простирания почти полностью совпадают с направлением этих структур. Таковыми являются: Семигорский, Семисамский, Новомихайловский, Навагинский, Пшицкий, Южный и другие разломы.

Семигорский разлом, прослеживаемый на 104 км, круто (70–80°) наклонен на север, реже на юг, взброс с амплитудой смещения до 3,5 км.

Семисамский разлом — крутопадающий (85°) на север сброс с амплитудой смещения до 500 м. Протяженность разлома почти 31 км.

Новомихайловский разлом протягивается на 62 км, образуя вблизи Туапсинского разлома коленообразный изгиб. Нарушение представляет собой круто (75–80°) наклоненный на север взброс с амплитудой смещения до 800 м.

Навагинский разлом является крутопадающим (75–80°) на север взбросом протяженностью 73 км с амплитудой перемещения 300 м.

Пшицкий разлом протяженностью 32 км представляет собой круто (80°) наклоненный на север взброс с амплитудой смещения до 1,2 км.

Южный разлом является крутопадающим (80°) на север сбросом с амплитудой перемещения 1,1 км. Протяженность разлома достигает 30 км.

В складчатых разломах относятся также Эронцовский надвиг, который вблизи отмеченного, имеет пологое (20–35°) северное падение и горизонтальную амплитуду не более 3 км.

В зонах продольных нарушений породы интенсивно брекчированы, перемяты и в них отмечаются многочисленные зеркала скольжения. Иногда вблизи разломов наблюдаются сжатые приразломные складки шириной до 250 м.

Кроме вышеотмеченных разломов в пределах Северо-Западного Кавказа наблюдаются многочисленные мелкоамплитудные складчатые взбросы и сбросы, имеющие такую же южную вергентность как складчатость и тесно связанные с образованием последних. Большинство из них были охарактеризованы при описании геолого-структурных профилей. Наблюдаемое здесь немалое количество сбросов, по нашему мнению, в большинстве случаев не связаны с процессами растяжения земной коры, а представляют собой результат дифференциальных разноамплитудных перемещений отдельных блоков.

Диагональные доскладчатые разломы являются трансзональными и имеют в основном субмеридиональное (0–15°), редко северо-восточное (20–30°) направление. Некоторые из них продолжают в пределах Черного моря. Они расчленяют складчатую структуру на отдельные поперечные блоки и придают ей в продольном

направлении ступенчатое строение. Эти конседиментационные разрывные нарушения играли большую роль как в процессе осадконакопления, так и в формировании современной структуры Северо-Западного Кавказа. К разломам этой категории относятся: Шехско-Адлерский, Туапсинский, Пшадский, Джанхотский, Геленджикский, Кабардинский, Молдаванский, или Восточно-Крымский и Джигинский, или Анапский разломы (см. рис. II).

Шехско-Адлерская зона разломов субмеридионального ($350-355^{\circ}$) простирания. Если судить по входящим в ее состав Ципинским и Курджинским нарушениям, зона в целом представляет собой сброс с крутым (85°) западным падением. Амплитуды перемещения по ним составляют более 0,5 км. На южном склоне Главного хребта в осадочном чехле Шехско-Адлерский разлом фактически не проявлен.

Туапсинский разлом прослеживается только до Бекишейского разлома. Далее к северу в осадочном чехле он не проявлен. Нарушение представляет собой правый сбросо-сдвиг с крутым (85°) западным падением плоскости сместителя. Горизонтальная амплитуда смещения по нему составляет около 1,4, вертикальная - 1,2 км.

Пшадский разлом протягивается до Семигорского нарушения, а далее к югу в осадочном чехле не выражен. Он представляет собой левый сбросо-сдвиг с крутым (80°) западным падением. Вертикальная амплитуда перемещения достигает 0,5, горизонтальная - 1 км.

Джанхотский разлом - круто (85°) наклоненный на запад левый сбросо-сдвиг. Горизонтальная амплитуда смещения - 0,5-1, вертикальная - 0,5 км.

Геленджикский разлом - крутопадающий (80°) на запад левый сбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой 0,3 и горизонтальной - 0,8 км.

Кабардинский разлом представляет собой круто (80°) наклоненный на запад сброс с амплитудой перемещения до 0,5 км.

Молдаванский разлом - крутопадающий (80°) на запад левый сбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой смещения 0,3, горизонтальной - до 1 км.

Джигинский разлом - это сброс с крутым ($80-85^{\circ}$) западным падением плоскости сместителя с амплитудой перемещения 1,5 км. В осадочном чехле разлом имеет вид нулевой флексуры.

Внутримеридиональные диагональные сокращающиеся разломы протяженностью до 10 км прослеживаются субширотно ($260-275^{\circ}$) и по характеру движения представляют собой взбросы, плоскости которых круто ($70-85^{\circ}$) наклонены на север. Образовались разломы на позднеальпийском этапе в процессе формирования интерферентных складчатых структур.

Диагональные постскладчатые разломы представляют собой трансзональные нарушения, деформирующие как складчатые структуры, так и тесно связанные с ними продольные разломы. В плане они обычно прямолинейны или слабо изогнуты и протягиваются на 0,5-10 км. Выделяются в основном две группы нарушений - северо-восточного ($40-65^{\circ}$) и северо-западного ($340-350^{\circ}$) направления. Эти разломы, как правило, круто ($70-85^{\circ}$) падают и представляют собой взбросы, сбросы и взбросо- и сбросо-сдвиги с амплитудами перемещения до первых сотен метров. Встретившиеся соотношения этих постскладчатых разломов не всегда являются пересечения северо-восточными нарушениями разрывов северо-западного направления. Однако встречаются и обратные взаимоотношения. Можно предположить, что указанные разломы возникли почти одновременно на позднеальпийском этапе развития Северо-Западного Кавказа.

6. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ

Анализ фактического материала, истории тектонического развития, а также региональный структурный анализ Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса, дают возможность высказать мнение о механизме формирования современной структуры Северо-Западного Кавказа.

Сейчас трудно достоверно судить о характере тех складчатых структур, которые образовались в пределах Северо-Западного Кавказа в процессе формирования его нижне-среднеюрского структурного этажа. Это связано с тем, что последующие фазы складчатости несомненно сильно видоизменили их первичный облик. Кроме того, выходы этого этажа в Гойтхском антиклинории с северо-востока и юго-запада ограничены крупными разломами, при помощи которых он соприкасается с верхнеюрско-эоценовым этажом. Это обстоятельство не дает возможности судить о характере складчатости, перекрытой верхним структурным этажом. Однако анализ особенностей внутреннего строения складчатой структуры этого этажа все-таки позволяет высказать некоторые предположения о возможном механизме ее формирования.

Как уже говорилось, одной из характерных черт Гойтхского антиклинория является многопорядковость складчатости, строгая линейность структур всех порядков, а также уменьшение интенсивности складчатости в поперечном направлении с юго-запада на северо-восток. Такой характер морфологии складчатой структуры антиклинория дает возможность допустить, что ведущая роль в ее формировании принадлежит тангенциальным силам, направленным с юго-запада на северо-восток. Они вызвали деформацию мощных (до 7 км) нижне-среднеюрских песчано-глинистых толщ, происходившую в батскую (предкелловейскую) фазу складчатости. Уменьшение интенсивности складчатости к северо-востоку связано с ослаблением влияния активно продвигавшегося на северо-восток Черноморско-Закавказского срединного массива. Наиболее слабая деформированность нижне-среднеюрских толщ, наблюдавшаяся вблизи границы со Скифской плитой, свидетельствует об относительной неподвижности ее в процессе образования складчатости.

О механизме формирования складчатой структуры верхнеюрско-эоценового структурного этажа Северо-Западного Кавказа и эволюции на разных стадиях развития — от самых ранних до современной, можно судить более достоверно. Как отмечалось, одной из характерных особенностей этого этажа является зональность складчатой структуры в поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой. Линейная складчатость, развитая в юго-западной части региона к северо-востоку сменяется слабо вытянутыми брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклоненную к северу моноклиаль. Другая важная черта верхнеюрско-эоценового этажа — моновергентность складчатой структуры, проявившаяся в опрокидывании и наклоне подавляющего большинства складок к юго-западу. О таком же движении масс свидетельствует и южная вергентность всех соскладчатых разрывных нарушений этого этажа. Вышеотмеченные особенности складчатости указывают на то, что своим происхождением она обязана тангенциальным силам, приложенным с юго-запада и возникшим в результате пододвигания Черноморско-Закавказского срединного массива под складчатую систему Северо-Западного Кавказа, происходившего в преолигоценную (пиренейскую) фазу складчатости.

На основании регионального структурного анализа Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса было показано, что на ранне-среднеальпийском этапе Кавказский регион, имеющий в общем северо-западное направление,

испытывал поперечное сжатие, ориентированное вкрест простирания структур (Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1985, 1987), что и определяло динамическую обстановку в указанное время в пределах Северо-Западного Кавказа. Мощная (более 12 км) верхнеюрско-эоценовая флишевая и субфлишевая толщи в предолигоценую фазу складчатости подвергались одностороннему сжатию, вызванному движением Черноморско-Закавказского срединного массива к северо-востоку в сторону Скифской платформы, чем и было обусловлено постепенное уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении.

О кинематике складчатости, происходящей в предолигоценую и в последующие фазы тектогенеза, можно судить с большей достоверностью.

В процессе одностороннего горизонтального сжатия Северо-Западного Кавказа, происходящего в предолигоценую фазу складчатости, наиболее интенсивную деформацию испытывали, очевидно, Чвежипсинская зона и южная часть Новороссийско-Лазаревской зоны, сложенные пластичными флишевыми отложениями и расположенные на границе с Абхазской зоной, в строении которой принимают участие субплатформенные осадки. В результате в полосе, прилегающей к Черноморско-Закавказскому срединному массиву, возникла сжатая, асимметричная складчатость с юго-западной вергентностью. Наиболее сильно дислоцировался южный край Чвежипсинской зоны, расположенный ближе всех к зоне поддвига. Здесь образовалась серия наложенных друг на друга мелких опрокинутых на юг и лежащих изоклинальных складок.

Особо веда себя осевая, относительно приподнятая часть Чвежипсинской зоны, где наличие мощной массивной вулканогенной формации байоса в ядре Дагомьской антиклинали, препятствовало возникновению сжатой мелкой складчатости.

В удалении от зоны поддвига давление с юго-запада вызывало дифференцированные движения блоков фундамента по межзональным и внутризональным разломам, возникшим еще в период заложения геосинклинали Большого Кавказа. В пластичном осадочном чехле эти перемещения приводили к образованию ступеней, отраженных во флексурных перегибах слоев на поверхности. Лестница этих флексур полого поднималась к северо-востоку в сторону Скифской платформы (рис. 43).

В это время деформацию испытывала и северная краевая часть Черноморско-Закавказского срединного массива (Абхазская зона). Она была смята в слабосжатые брахиоморфные складки, расположенные кулисообразно.

При нарастании тангенциального сжатия, происходящего в предолигоценую фазу складчатости и во время последующих фаз (ширийской и аттической), складчатая структура верхнеюрско-эоценового этажа подвергалась еще большим деформациям. Сжатые складки, развитые на границе с зоной поддвига, дожимались и становились более крутыми. Верхние замки флексур, расположенных ближе к срединному массиву, испытывали дальнейшие осложнения и превращались в узкие сжатые антиклинали. В результате складчатая структура в этой части изученного региона приняла гребневидный характер (рис. 44).

Как известно, вопрос о причинах возникновения этих складчатых структур до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи предполагают, что гребневидная складчатость образуется в результате вертикальных движений блоков земной коры, способствующих перетеканию пластичного глинистого материала и нагнетанию его в ядра антиклиналей со стороны смежных ступеней и синклиналей (Белюсов, 1962; Вихерт и др., 1966). Другие считают, что гребневидная складчатость является результатом совместного двустороннего горизонтального сжатия слоистого чехла и фундамента, расчлененного разрывами на блоки (Патала-

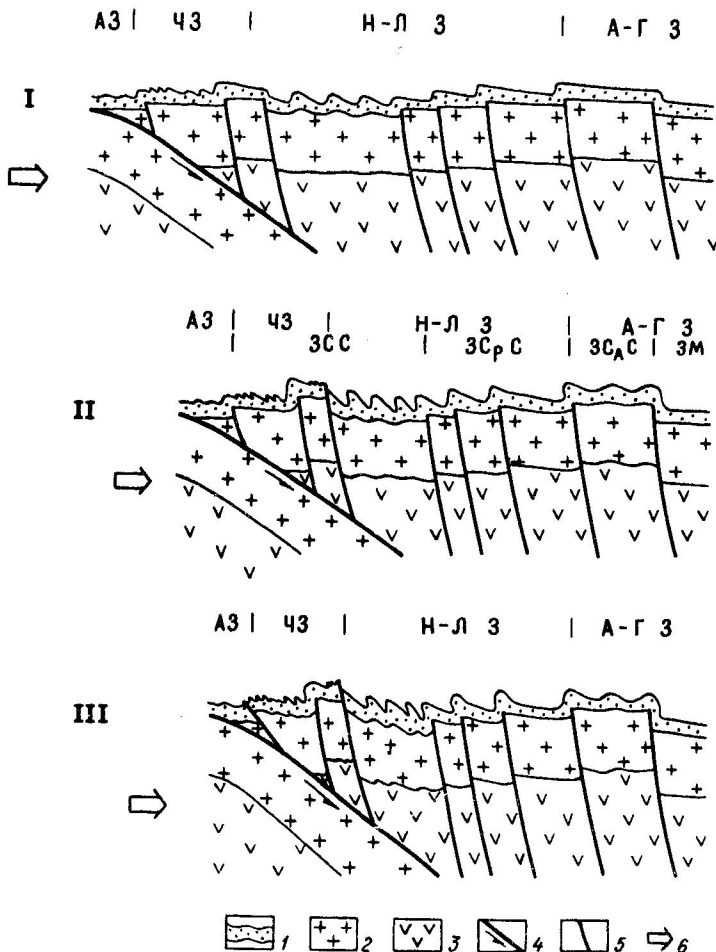


Рис. 43. Принципиальная схема механизма формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа в средне-позднеальпийское время.

1 - осадочный слой; 2 - "гранитный" слой; 3 - "базальтовый" слой; 4 - зона поддвига; 5 - межзональные и внутризональные разломы, ограничивающие крупные блоки фундамента; 6 - направление сжатия. АЗ - Абхазская зона; ЧЗ - Чвежипсинская зона; Н-ЛЗ - Новороссийско-Лазаревская зона; А-ГЗ - Абино-Гунайская зона; ЗСС - зона сильносжатой складчатости; ЗСрС - зона среднесжатой складчатости; ЗСлС - зона слабосжатой складчатости; ЗМ - зона моноклинали

ха, Радченко, 1975). Как видно из вышеизложенного, формирование гребневидной складчатости Северо-Западного Кавказа происходило в обстановке одностороннего бокового сжатия и предопределялось блоковой структурой фундамента.

На пологих крыльях флексур, расположенных дальше мест приложения внешних сил, в результате постепенного уменьшения напряжений образовались слабовытянутые брахиморфные складки. Еще дальше на северо-восток, в полосе, прилегающей к Скифской платформе, слои почти не деформировались и приобрели лишь пологий моноклиальный наклон к северо-востоку. В процессе этих деформаций некоторые разломы фундамента прорвали чехол, а также возникли новые

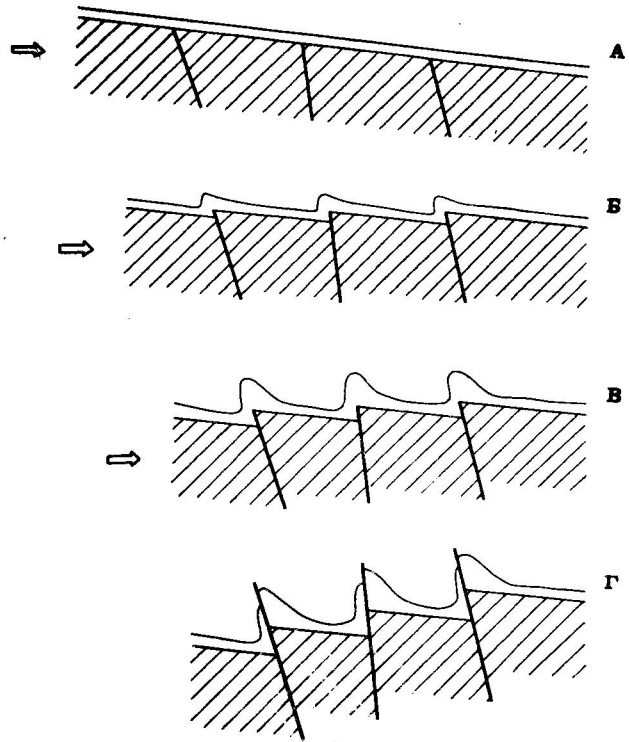


Рис.44. Принципиальная схема механизма формирования гребневидной складчатости Северо-Западного Кавказа.

А-Г - различные стадии ее образования

нарушения на крыльях сжатых складок, что привело к образованию серии крутых надвигов во всей структуре. Такова, по нашему мнению, кинематика образования зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Асимметричный характер этой зональности свидетельствует об относительной неподвижности Скифской плиты в процессе альпийского складчатого образования (см. рис. 43).

Таким образом, в формировании складчатости Северо-Западного Кавказа участвовали не только как горизонтальные, так и вертикальные движения, возникшие в процессе общего регионального одностороннего тангенциального сжатия. В настоящее время зональность складчатой структуры является главным результатом проявления пиренейской (предолигоценовой), штирийской (предсреднемиоценовой) и аттатической (предэоценовой) фаз складчатости. В течение двух последних фаз тектогенеза были дислоцированы олигоцен-нижнеплиоценовые молассовые отложения Северо-Западного Кавказа. Одновременно в процессе формирования складчатости происходило образование кливажа в пределах крайней юго-восточной части исследованной территории, которая испытывала наибольшую деформацию. Во время проявления этих трех фаз геодинамическая обстановка (направление и характер движения Черноморско-Закавказского срединного массива) в пределах изученного региона, вероятно, не менялась. Об этом свидетельствует линейный характер и одинаковые северо-западные простирания структур этих возмущений.

Величину деформаций в процессе проявления каждой из перечисленных фаз складчатости в настоящее время можно определять лишь приблизительно. Величина горизонтального сжатия, испытанного Северо-Западным Кавказом в процессе формирования складчатой структуры, была определена нами путем распрямления слоев, смятых в складки, с учетом горизонтальных амплитуд смещения по разломам. Использование этого метода для приблизительного определения сте-

пени сжатости складчатой структуры в данном случае допустимо, поскольку в пределах Северо-Западного Кавказа развиты концентрические складки изгиба, возникающие, как известно, без существенного изменения длины слоев в процессе деформации.

Для оценки степени деформированности складчатости нами были использованы геолого-структурные профили (см. рис. 13-18, 20).

В северо-западной части региона, в пределах профилей, проходящих по рр. Дюрсо-Псебелс и Яшамба-Адегой, степень сжатости складчатой зоны составляет около 25%. Величины горизонтального сокращения структуры достигают, соответственно, 13 и 12 км. Юго-восточнее, в пределах профиля, составленного по рр. Пшада-Убинка, степень деформации складчатой зоны равна 35%, а величина горизонтального сокращения структуры - 26 км. Далее на юго-востоке верхнеюрско-эоценовый этаж развит только на южном и северном склонах Кавказского хребта. Интенсивность складчатости на южном склоне значительно больше, чем на северном. Так, в пределах профиля, проходящего по рр. Туапсе-Пиш., степень сжатости южной части складчатой зоны достигает 46,5%. Величина горизонтального сокращения структуры примерно 14 км. В северной части профиля степень деформированности складчатой зоны достигает всего 9,5%, а горизонтальное сокращение структуры лишь 2,8 км. Наиболее полную информацию о степени деформированности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа дает профиль, проходящий по рр. Западный Дагомыс-Пшеха и почти целиком пересекающий мегантиклинорий от Закавказского срединного массива до эпигерцинской Скифской платформы. В южной части профиля степень сжатости складчатой структуры достигает 48%. Величина горизонтального сокращения складчатой зоны здесь 21 км. В северной части этого разреза деформация складчатой структуры составляет 11%, а величина ее горизонтального сокращения - 3 км.

С учетом степени деформированности складчатой структуры в различных частях Северо-Западного Кавказа, суммарная деформация складчатого сооружения составляет примерно одну треть его первоначальной ширины (30-35%). Из них деформация, вызванная проявлением аттической фазы складчатости, составляет около 7%. Эти данные дают возможность приблизительно определить ширину бассейна осадконакопления в позднеюрско-эоценовое время. В частности, ее ширина достигала, видимо, 120-130 км.

На позднеальпийском этапе, после проявления субгерцинской фазы складчатости, геодинамическая обстановка в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса резко изменилась. В результате продвижения Аравийского выступа к северу, волна, связанных с ним деформаций, начинает распространяться с юга на север в субмеридиональном направлении и достигает южного склона Большого Кавказа, видимо, лишь в предсреднеплиоценовую (роданскую) фазу складчатости (Гамкрелидзе, Гиоргобани, 1985, 1987). Во время этого процесса возобновляются движения по поперечным доскладчатым нарушениям - Джанхотским, Туапсинским и Пшехско-Адлерским разломам. Они расчленяют складчатую структуру Северо-Западного Кавказа и Черноморско-Закавказский срединный массив на отдельные блоки (рис. 45). Наиболее крупный из них - Пшадский блок (ширина до 90 км) ограничен Джанхотским и Туапсинским разломами. Расположенный восточнее Пишский блок по размерам несколько меньше - 85 км. Восточным ограничением его служит Пшехско-Адлерская зона поперечных нарушений, движение вдоль которой, очевидно, вызвало флексурообразное изгибание складчатой структуры Абхазской зоны в плане. В результате этого процесса в современной структуре Северо-Западного Кавказа Абхазская зона расположена на непосредственном северо-западном продолжении Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Еще восточнее, за пределами изученной терри-

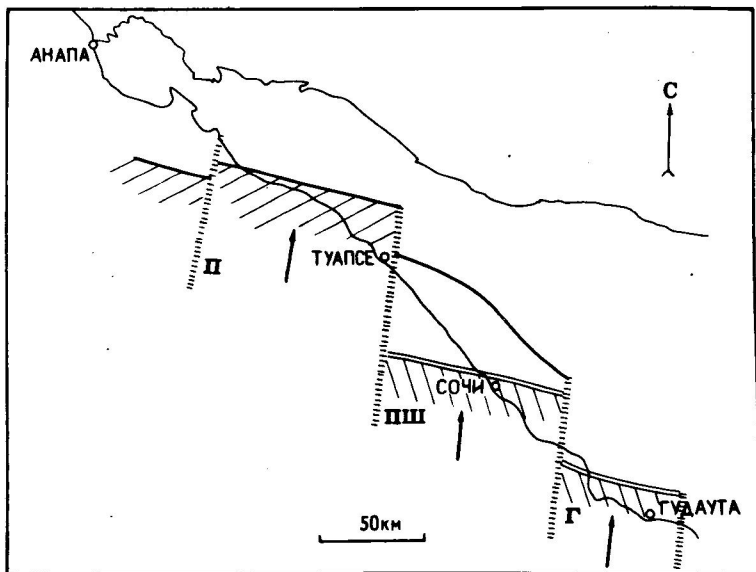


Рис.45. Схема движения блоков Черноморско-Закавказского срединного массива в процессе формирования преобразованной складчатости.

Отдельные блоки: II - Пшадский, III - Пшишский, Г - Гудаутский; стрелками показано направление движения

тории выделяется третий блок, именуемый нами Гудаутским (ширина 60 км). Вероятно, с востока он ограничен крупным разломом, перемещением по которому, обусловило возникновение крупного поперечного изгиба складчатой структуры Абхазской зоны, наблюдавшегося в районе с.Приморское.

Начиная с роданской фазы складчатости указанные блоки Черноморско-Закавказского срединного массива начали продвигаться в субмеридиальном направлении на север и "внедрились" в складчатую структуру южного склона Северо-Западного Кавказа. Перемещение блоков относительно друг друга носило правосдвиговый характер. Во время этого процесса Пшадский блок опережал в продвижении Пшишский, что привело к более глубокому проникновению его в тело складчатой системы. Движение блоков вызвали крупные коленообразные изгибы складчатой структуры вдоль зон ограничивающих их разрывных нарушений (см.рис.II). Амплитуда перемещения блоков, если учитывать величины изгибов структуры, составляет 6-10 км.

Продвижение Пшадского блока в субмеридиальном направлении повлекло за собой преобразование и переориентировку первичных линейных складчатых структур, имеющих до этого северо-западное простирание. Вследствие наложения деформаций разного плана и возраста возникла типичная интерференционная или пересекающаяся складчатость. Одновременно с преобразованием первичной складчатой структуры на пологих крыльях первичных крупных структур северо-западного простирания происходило возникновение новых сжатых, линейных, более мелких складок субширотного направления. Пшишский блок (Абхазская зона) по системе пологих надвигов, возникших в это время, пододвинулся под Чвежипсинскую зону. В результате произошло частичное перекрытие северной части Адлерской депрессии структурами Чвежипсинской зоны. Величина перекрытия разная и колеблется от 1 до 3 км.

Кроме того, продвижение Пшишского блока в целом или составляющих его

более мелких блоков в субмеридиональном направлении вызвало дугообразное искривление Краснополянского разлома и надвигание по нему Лазаревской зоны к югу на Чвежипсинскую, возникновение в северной части последней серии пологих надвигов, изгибание Монастырского разлома и складчатой структуры Пластунской синклинали непосредственно к северу от разлома, а также образование сжатой складчатости субширотного простирания в пределах южного края Чвежипсинской зоны, наблюдаемой между рр. Западный Дагомьс и Уч-Дере (см. рис. II, I²).

Субмеридионально направленные движения блоков Черноморско-Закавказского срединного массива продолжались и в период последующей валахской фазы складчатости, которая завершила длительную эволюцию формирования современной складчатой структуры Северо-Западного Кавказа.

Таким образом, современная складчатая структура Северо-Западного Кавказа состоит из складок разного генезиса и возраста. Линейные складки северо-западного простирания являются первичными структурами ранне-среднеальпийского возраста. В формировании преобразованных и новообразовавшихся складчатых структур принимали участие позднеальпийские движения.

Следует остановиться и на кинематических условиях развития разрывных нарушений в течение альпийского цикла. Как было отмечено, в пределах Северо-Западного Кавказа выделяются четыре группы разрывных нарушений, образовавшихся в процессе формирования складчатости, имеющие северо-западное ($295-315^{\circ}$) северо-северо-западное ($335-350^{\circ}$), северо-восточное ($40-65^{\circ}$) и субширотное ($260-275^{\circ}$) направления. Эти разломы, очевидно, возникли на разных этапах формирования складчатой структуры в различных кинематических условиях. На ранне-среднеальпийском этапе в обстановке тангенциального одностороннего сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток, образовались, видимо, разломы северо-западного простирания, ориентированные перпендикулярно к направлению сжатия и представленные в основном взбросами.

На позднеальпийском этапе в результате смены направления сжатия с северо-восточного на субмеридиональное происходит формирование разломов трех направлений. Возникают разрывные нарушения субширотного простирания, которые расположены вкрест направления одностороннего горизонтального сжатия и представляют собой главным образом взбросы. Кроме того, образуются две системы разломов северо-северо-западного и северо-восточного простирания сдвигового типа, которые секут нарушения всех остальных направлений.

7. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

7.1. Эксперименты по моделированию преобразованных (интерференционных) складчатых структур Северо-Западного Кавказа

Для установления правомерности выводов о механизме возникновения преобразованных складчатых структур, сделанных на основании детального и регионального структурного анализа, нами была поставлена серия экспериментов на эквивалентном материале (Гамкрелидзе и др., 1985). Опыты проводились на специальном приборе, позволяющем производить одностороннее горизонтальное сжатие слоистой модели и литостатическую нагрузку. Исходные модели ($2,5 \times 15 \times 21$ см) состояли из чередования слоев (толщиной 2-3 мм) петролатума и сплава петролатума и каолина (рис. 46, I). Литостатическая нагрузка создавалась с помощью баритового порошка, засыпаемого поверх модели.

В процессе экспериментов исходные модели подвергались двукратному, но разнонаправленному одностороннему сжатию, чем имитировались разные этапы

формирования складчатой структуры Кавказа. Величина горизонтального сокращения модели колебалась в пределах 25–30%. При однократном сжатии исходной модели возникли кулисообразно расположенные линейные складки различной величины (рис. 46, II и 47, I). Затем складчатая модель сжималась повторно под углом 45° по отношению к простиранию осей первичных складок, что соответствует предполагаемому изменению плана деформации на позднеальпийском этапе развития Кавказа. После повторного сжатия модели первичная линейная складчатая структура полностью преобразовалась и возникли все отмеченные выше наблюдаемые в природе морфологические разновидности интерференционных складчатых структур (рис. 46, III и 47, II).

Таким образом, эксперименты подтвердили мнение о возникновении отмеченных преобразованных складчатых структур в результате изменения направления сжатия Кавказского региона от северо-восточного на ранне-среднеальпийском этапе на субмеридиональное в позднеальпийское время.

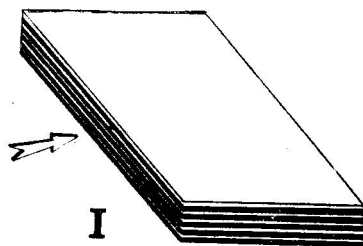


Рис. 46. Моделирование преобразованной (интерференционной) складчатости: I – исходная модель; II – после первого этапа сжатия; III – после второго этапа сжатия под углом 45° , черные слои – петролатум, белые – петролатум+каолин, стрелки – направление сжатия

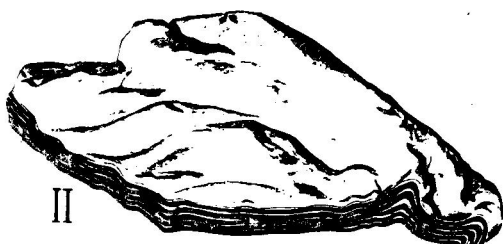
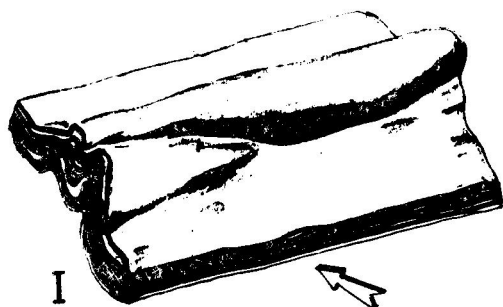


Рис. 47. Образование дополнительных складок иного направления на пологом крыле антиклинали при изменении направления сжатия на 45° : I – после первого этапа сжатия; II – после второго этапа сжатия

7.2. Эксперименты по моделированию гребневидной складчатости Северо-Западного Кавказа

Для суждения о правомерности выводов относительно механизма образования гребневидной складчатости на основании геологических данных, нами были поставлены эксперименты на эквивалентных материалах. Исходные модели (5x6x30 см) состояли из "фундамента" и расположенной на нем слоистой пачки ("осадочный чехол") (рис.48). Фундамент был смонтирован из ряда отдельных блоков, прилегающих друг к другу вплотную по наклонным плоскостям, имитирующим продольные разломы. Модельным материалом для фундамента служил сплав петролатума и каолина в весовой пропорции 2:3, а покрывающая его пачка состояла из 5-10 горизонтально лежащих слоев петролатума и смеси петролатума и каолина толщиной 1,5-2 мм.

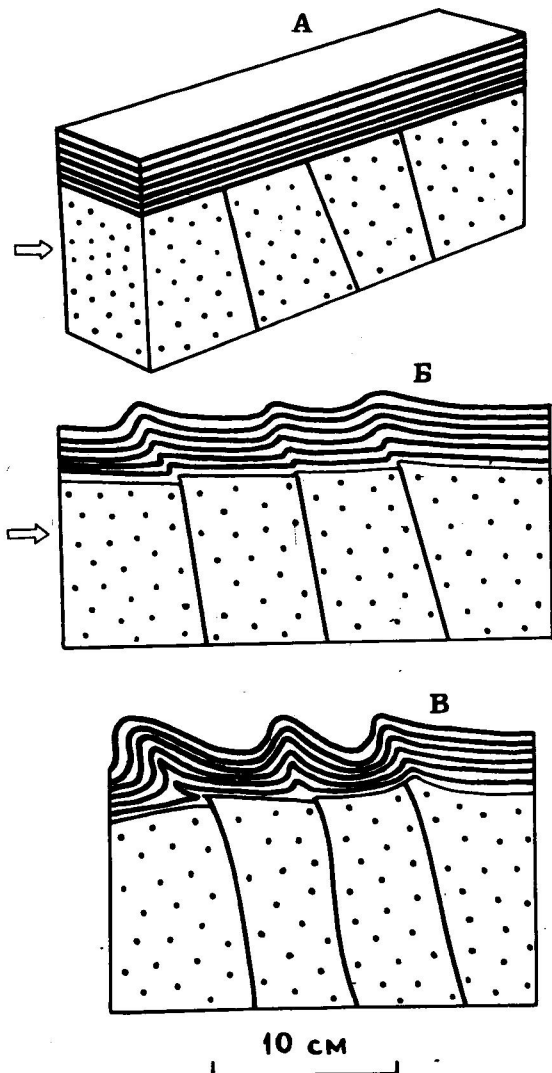


Рис.48. Моделирование гребневидной складчатости.

А - исходная модель; Б - после первого этапа сжатия; В - после второго этапа сжатия; точки - фундамент; черные слои - петролатум; белые - петролатум+каолин; стрелки - направление сжатия

Во время экспериментов исходные модели подвергались одностороннему тангенциальному сжатию. Величина горизонтального сокращения колебалась в пределах 15-20%. В процессе сжатия модели имели место вертикальные дифференциальные перемещения блоков фундамента. При этом сами блоки оставались почти недеформированными, а в слоистой чехле возникали надразломные флексуры. Затем складчатые модели сжимались повторно в том же направлении. Величина блокового сжатия вновь составляла 15-20%. При нарастании тангенциального сжатия фундамент модели в основном испытывал однородную деформацию без существенного перемещения блоков по разломам. Верхние замки флексур постепенно меняли свою форму и впоследствии превращались в узкие гребневидные антиклинали. Следовательно, гребневидные антиклинали по существу это т.н. "уши", часто возникающие в местах флексурных перегибов. В процессе их формирования происходило смещение антиклиналей в сторону нижних крыльев флексур. Это обусловлено скольжением слоистой пачки вдоль поверхности фундамента во время деформации модели.

Таким образом, эксперименты подтверждают принципиальную возможность образования гребневидной складчатой структуры Северо-Западного

Кавказа в результате тангенциального одностороннего сжатия. При этом обязательным условием для возникновения такой складчатости является блоковое строение фундамента. Формирование гребневидных структур происходит в две стадии. В начале, в результате вертикальных перемещений блоков фундамента в осадочном чехле возникает серия флексур. Затем при увеличении сжатия верхние замки флексур постепенно преобразуются в узкие сжатые гребневидные антиклинали. Они резко выделяются на фоне широких плоских синклиналей, образованных пологими крыльями и нижними замками флексур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований расшифрованы особенности внутреннего строения складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Установлено, что характерными чертами ниже-среднеюрского структурного этажа являются многопорядковость линейной складчатости и уменьшение ее интенсивности в поперечном направлении с юго-запада на северо-восток. В пределах верхнеюрско-эоценового структурного этажа выявлено изменение морфологических особенностей складок как вкрест простирания этих структур, так и в продольном направлении. В поперечном сечении установлена независимая от фациальных особенностей отложений зональность, выразившаяся в последовательной смене к северо-востоку интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой.

Выяснено, что на ранне- и среднеальпийском этапе развития во время проявления батской, пиренейской, штирийской и аттической фаз складчатости Северо-Западный Кавказ, имеющий северо-западное направление, испытывал одностороннее поперечное сжатие, ориентированное с юго-запада на северо-восток вкрест простирания структур. Рассмотрена кинематика складкообразования в течение проявления вышеперечисленных фаз складчатости. В результате движения Черноморско-Закавказского срединного массива к северо-востоку в зоне, прилегающей к нему, возникла интенсивная складчатость. Спад складкообразующих усилий при удалении от срединного массива обусловил появление зональности складчатой структуры. Асимметричный характер этой зональности свидетельствует об относительной неподвижности Скифской плиты в процессе складкообразования.

При рассмотрении условий формирования гребневидной складчатости показано, что эти структуры образуются в обстановке одностороннего тангенциального сжатия в результате дифференцированных движений блоков фундамента.

Выяснено, что развитые в пределах Чвежипсинской зоны мел-палеогеновые отложения находятся в автохтонном залегании и лишь в южной части изученной территории наблюдается наибольшее (1-3 км) перекрытие по пологому Воронцовскому надвигу палеогеновых пород Адлерской депрессии структурами Чвежипсинской зоны.

Показано существование в пределах Северо-Западного Кавказа интерференционной (преобразованной) складчатости, имеющей важное значение для восстановления кинематических и динамических условий образования складчатой структуры исследованного региона.

Установлены причины возникновения интерференционной складчатости: она образовалась на позднеальпийском этапе, после аттической фазы складчатости, в результате изменения в регионе плана деформации от северо-восточного на субмеридиональное. Крупные блоки Черноморско-Закавказского срединного массива с роданской фазы тектогенеза начали продвигаться в субмеридиональном

движении на север и внедрились в складчатую структуру южного склона Северо-Западного Кавказа. Такие движения продолжаются и в период валахской фазы складчатости. Вследствие наложения деформаций разного плана и возраста здесь возникла типичная интерференционная складчатость. Одновременно с преобразованием первичной складчатой структуры происходило образование новых складок субширотного направления. Таким образом выяснено, что складчатая структура Северо-Западного Кавказа состоит из складок разного возраста. Линейная зональная складчатость северо-западного простирания образовалась на ранне- и среднеальпийском этапе. Преобразованные (интерференционные) структуры и складки субширотного направления формировались на позднеальпийском этапе развития региона.

Выявлены закономерности распространения кливажа в складчатой структуре и выявлены его характерные особенности. Выделены морфологические типы кливажа, развитые в пределах ниже-среднеюрской и верхнеюрской-эоценовой толщ. Установлено, что в сильно сжатых складках наблюдается кливаж осевой плоскости, а для среднесжатых характерно веерообразное расположение кливажа относительно осевых плоскостей структур.

Выявлено расположение в пространстве и кинематика разновозрастных и равнообразных по масштабу разрывных нарушений. В частности показано, что в процессе формирования складчатости образовались четыре системы разрывных нарушений, имеющие северо-западное, северо-восточное, северо-северо-западное и субширотное простирания. Первая система разломов возникла на ранне-среднеальпийском этапе в результате горизонтального сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток и представлена в основном взбросами. Остальные три группы разрывных нарушений формировались на позднеальпийском этапе в обстановке субмеридионального тангенциального сжатия и представлены сдвигами, взбросо- и сбросо-сдвигами.

На основании анализа внутреннего строения Северо-Западного Кавказа, его тектонического развития, а также некоторых особенностей тектонической обстановки в кавказском регионе выявлены морфологические особенности складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. Установлено, что складчатая структура южного склона Северо-Западного Кавказа имеет сложную структуру, характеризующуюся наличием нескольких фаз складчатости. Выявлено, что складчатая структура южного склона Северо-Западного Кавказа имеет сложную структуру, характеризующуюся наличием нескольких фаз складчатости. Выявлено, что складчатая структура южного склона Северо-Западного Кавказа имеет сложную структуру, характеризующуюся наличием нескольких фаз складчатости.

На основании анализа детальных геолого-структурных профилей произведена количественная оценка деформации складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Установлено, что суммарная деформация складчатого сооружения составляет примерно одну треть (30-35%) его первоначальной ширины.

Проведенными экспериментами подтверждено высказанное авторами мнение о механизме возникновения интерференционных и гребневидных складчатых структур Северо-Западного Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып.54, 1977, с.68.
- Адамия Ш.А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа. - В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М., Наука, 1985, с.98-III.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, часть III, Л.-М.: 1939, с.21-28, 75.

- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники.-М.: Гостеолтехиздат, 1962, с.608.
- Белоусов В.В. Об одной гипотезе развития океанов. - Бюлл.МОИП, отд. геол., 1970, №4, с.92-114.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. - Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1937, ч.66, вып.4, с.796-824.
- Борукаев Ч.Б., Буртман В.С. Тектонические окна в Воронцовском покрове (Северо-Западный Кавказ).-Бюлл. МОИП, отд.геол., 1964, №5, с.112-118.
- Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа.-М.: Недра, 1966, с.187.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. - В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., 1984, вып.86, с.105-184.
- Гамкрелидзе И.П., Гамкрелидзе И.П. Описание маршрутов экскурсии Жинвали-Навлеури / Путеводитель экскурсий Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, Мцниереба, 1975, с.21-22.
- Гамкрелидзе И.П., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. - Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., 1977, вып.57, с.83.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.-М.: Наука; 1987, с.35-40.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей. - Сообщ. АН СССР, 1985, т.120, вып.1, с.113-116.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В., Башелеишвили Л.В., Закарая Д.П. Эксперименты по моделированию преобразованных складчатых структур некоторых зон Кавказа. - Сообщ.АН СССР, 1985, т.120, вып.2, с.337-340.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В., Кавелашвили А.И. К исследованию механизма формирования тектонических структур Кавказа / Сб.тр. по геологии Кавк. и Запад. Карпат. Братислава, 1984, с.39-41.
- Гаризаненко И.А. О горизонтальных движениях блоков земной коры в пределах евразийской части СССР и акваторий Черного и Азовского морей. - Сб. Геодинамика и полезные ископаемые. М.: 1976, с.70.
- Геодинамический анализ взаимосвязи мезо- и неотектонических структур Альпийско-Гималайского пояса (на примере Крыма, Кавказа и Копетдага). - В сб.: С.А.Ушаков, Ю.И.Галушкин и др. Геодинамика и полезные ископаемые. М.: 1976, с.37-41.
- Геология СССР, том IX, Северный Кавказ, часть I, М.: Недра, 1968, 759с.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. - Сообщ.АН СССР, 1980, т.100, №2, с.357-360.
- Гогель Ж. Основы тектоники.-М.: Мир, 1969, с.440.
- Дьяконов А.И., Байдов Ф.К., Кузьменко Ю.Д. Типы локальных структур геосинклинальной и переходной областей. - В кн.: Тектоника Сибири, т.У, М.: Наука, с.149-153.
- Егоян В.Л. Очерк стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа.- Тр.Краснод. фил. ВНИИ, вып.2, М.: Недра, 1964, с.113-154.
- Ефремов Г.М. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа и история ее формирования. - Тр.Новочеркасского политех.ин-та, т.ХVII(XXXI), 1948, с.27-38.
- Закарая Д.П. Характер и механизм формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. - Сообщ. АН СССР, 1986, т.124, №1, с.109-112.

Казаков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. - М.: Недра, 1976, с.238.

Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. - Тр.ИГН АН СССР, вып.48, геол.сер., М.: 1947, №15, с.125.

Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. - Бюлл.МОИП, отд.геол., т.XX(1-2), 1945, с.83-103.

Козлов А.Л. Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р.Мзымты / Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. ОНТИ НКТП СССР, 1937, с.26-44.

Леонов Г.П., Алимарина В.П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. - Изд-во МГУ, 1964, с.87-103.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963, с.229-232, 310-315.

Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности) / В.Е. Хаин, С.Л. Афанасьев и др. М.: Гостопиздат, 1962, с.5-47.

Островский А.Б., Бурлакин В.Е. Об интерференционных тектонических структурах (на примере южного склона Западного Кавказа) - Тез.докл. IУ конференции по геол. и полезн.иск. Северного Кавказа, Ессентуки, 1974, с.96-97.

Пастушенко Ю.Н. Структура Воронцовского надвига на южном склоне Северо-Западного Кавказа. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1962, №5, с.104-107.

Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. - М.: Недра, 1974, с.118.

Паталаха Е.И., Радченко И.Г. О происхождении гребневидной складчатости. - Информационный сборник научно-исследовательских работ 1974 г. Алма-Ата: Наука Каз.ССР, 1975, с.159-164.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. Наука, М.: с.95-114.

Ростовцев К.О. Нижняя и средняя юра Краснодарского края. - Тр.Краснодар.фил.ВНИИ, вып.12, М.: Недра, 1964, с.73-112.

Ростовцев К.О., Корнеев Г.П. Нижне-среднеюрские отложения Северо-Западного Кавказа. - Сов.геол., 1963, №8, с.100-107.

Ситтер Л.У. Структурная геология. - М.: Мир, 1960, с.474.

Сомин М.Л. Доурское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. - М.: Наука, 1971, с.41-75, 103-111.

Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. - В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с.9-41.

Сорский А.А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. - В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с.303-317.

Строение и происхождение Черноморской впадины / Ш.А.Адамия, Н.А.Беляевский и др. - В сб.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: 1978, с.42-46.

Тектоническое районирование и история геологического развития Восточного Причерноморья (СЗ Кавказ, Западная Грузия) и прилегающей акватории Черного моря / А.И.Дьяконов, А.Л.Цагарели и др. - В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974, с.58-96.

Терехов А.А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря. - Геотектоника, 1979, №2, с.108-120.

Терехов А.А., Мамашина К.И., Москаленко Э.П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. - Геотектоника, 1973, №1, с.113-120.

Ульянов А.В. Тектоника Северо-Западного Кавказа. - В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, М.-Л.: 1947, с. 479-483.

Шарданов А.Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. - Тр. Краснодарского филиала ВНИИ. М.: 1960, с. 82-119.

Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Тектоника Западного Кавказа. - В кн.: Геология СССР, т. IX, М.: Недра, 1968, с. 595-606.

Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. - Геотектоника, 1978, №8, с. 57-65.

Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа.-М.: Недра, 1978, с. 3-176.

Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов.-М.: Недра, 1978, с. 191.

Эристави М.С. Некоторые вопросы тектоники бассейнов рр. Псоу и Мзымты. - Изв. геол. общ-ва Грузии, т. II, вып. 2, 1962, с. 41-53.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Методика исследований	4
2. Геологический очерк	5
2.1. Обзор представлений о тектонике Северо-Западного Кавказа	8
2.2. Стратиграфия	II
3. Складчатая структура	13
3.1. Структурная схема	13
3.2. Описание складчатой структуры	15
3.3. Анализ материала по характеру складчатой структуры	27
3.3.1. Структура ниже-среднеюрского этажа	27
3.3.2. Структура верхнеюрско-эоценового этажа	27
3.4. Зональность складчатой структуры	33
3.5. Преобразованные (интерференционные) складчатые структуры	35
4. Кливаж	38
5. Разрывные нарушения	43
6. Механизм формирования складчатой структуры	46
7. Тектонические эксперименты	52
7.1. Эксперименты по моделированию преобразованных (интерференционных) складчатых структур Северо-Западного Кавказа	52
7.2. Эксперименты по моделированию гребневидной складчатости Северо-Западного Кавказа	54
Заключение	55
Литература	56

Тамаз Варламович Гиоргобиани
Давид Парменович Закарая

СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА
И МЕХАНИЗМ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

ТБИЛИСИ
«МЕЦНИЕРЕБА»
1989

თამაზ ვარლამის ძე გიორგობიანი
დავით პარმენის ძე ზაქარაია

ჩრდილო-დასავლეთ კავკასიონის ნაოჭა სტრუქტურა
და მისი ფორმირების მექანიზმი

Напечатано по постановлению Научно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 3899

Редактор издательства Г. Ц. Бокучава
Худож. редактор Г. А. Ломидзе
Техредактор Э. Б. Бокерия

Одано в производство 26.4.89; Подписано к печати 21.2.89; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага офсетная; Печать офсетная;
Усл. печ. л. 8,5; Уч. изд. л. 6,7; Усл. кр.-отг. 8,4;

УЭ 02244; Тираж 500; Заказ 1248;

Цена 1 руб. 30 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19.

Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Грузинской ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19