

Спасская меднорудная зона охватывает северную краевую часть варисцийской Джунгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана и характеризуется сложной интерференционной структурой, сформировавшейся в конце раннего карбона – перми в течение четырех этапов деформации. Эволюция структуры контролировалась глубинными разломами в обстановке левосдвиговой транспрессии. В ранневарисцийскую фазу тектогенеза в середине визейского века на первом этапе образовались гигантские лежачие складко-покровы и надвиги, ассоциирующиеся с зональным метаморфизмом зеленосланцевой фации, на втором этапе - продольные наклонные складки, взбросы, надвиги, внедрились синдеформационные гранитоиды. На третьем этапе сформировались диагональные кулисные складки, сдвиго-взбросы, сбросы и сдвиги. В конце визейского века складчатые горы подверглись эрозии. В среднем карбоне – перми (в поздневарисцийскую фазу тектогенеза) на четвертом этапе деформации развивались разномасштабные сдвиги. В обстановке присдвигового растяжения сформировались вулканоплутонические комплексы, широко проявлялась гидротермальное рудообразование – была сформирована Спасская меднорудная зона.



Андрей Читалин

## Структурная эволюция Спасской меднорудной зоны, Центральный Казахстан



А.Ф. Читалин. Кандидат геолого-минералогических наук. Имеет двадцатилетний опыт преподавания и научной деятельности в МГУ им. М. В. Ломоносова. Работал главным геологом на поисковых и разведочных проектах в российских и зарубежных горнодобывающих компаниях. Имеет более 50 научных публикаций. Награжден знаком «Первооткрыватель месторождения».



978-613-9-93744-8

**Андрей Читалин**

**Структурная эволюция Спасской меднорудной зоны,  
Центральный Казахстан**



**Андрей Читалин**

**Структурная эволюция Спасской  
меднорудной зоны, Центральный  
Казахстан**

**LAP LAMBERT Academic Publishing RU**

## **Imprint**

Any brand names and product names mentioned in this book are subject to trademark, brand or patent protection and are trademarks or registered trademarks of their respective holders. The use of brand names, product names, common names, trade names, product descriptions etc. even without a particular marking in this work is in no way to be construed to mean that such names may be regarded as unrestricted in respect of trademark and brand protection legislation and could thus be used by anyone.

Cover image: [www.ingimage.com](http://www.ingimage.com)

Publisher:

LAP LAMBERT Academic Publishing

is a trademark of

International Book Market Service Ltd., member of OmniScriptum Publishing Group

17 Meldrum Street, Beau Bassin 71504, Mauritius

Printed at: see last page

**ISBN: 978-613-9-93744-8**

Zugl. / Утверд.: Москва, Московский Государственный Университет,  
1985

Copyright © Андрей Читалин

Copyright © 2018 International Book Market Service Ltd., member of  
OmniScriptum Publishing Group

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	5
Введение .....	6
<b>Часть I. Геологическое строение</b> .....	8
Глава 1. Развитие представлений о тектонике и происхождении структуры .....	8
1.1. Первый этап исследований .....	8
1.2. Второй этап исследований .....	9
1.3. Третий этап исследований .....	10
1.4. Четвертый этап исследований .....	14
1.5. Нерешенные и спорные вопросы .....	15
Глава 2. Тектоническое районирование .....	17
Глава 3. Сведения о стратиграфии .....	21
3.1. Верхний протерозой (?) .....	21
3.2. Нижний палеозой .....	21
3.3. Средний и верхний палеозой .....	24
3.3.1. Силурийская система .....	24
3.3.2. Девонская система .....	25
3.3.3. Каменноугольная система .....	30
3.3.4. Пермская система .....	31
3.4. Мезозой .....	33
Глава 4. Интрузивные гипабиссальные и субвулканические образования .....	34
<b>Часть II. Тектоника</b> .....	37
Глава 5. Методика структурных исследований .....	37
Глава 6. Складчатая и разрывная структура .....	41
6.1. Спасский антиклинорий .....	41
6.1.2. Западная часть Спасского антиклинория .....	42
6.1.3. Восточная часть Спасского антиклинория .....	67
6.1.4. Сланцеватость Спасского антиклинория .....	94
6.1.5. Структурные уровни Спасского надвигового пояса ....	97
6.1.6. О понятиях «Спасский антиклинорий», «Спасский надвиговой пояс», «Спасская зона смятия» .....	98

6.1.7. Этапы развития структуры Спасского антиклинория...	101
6.2. Карагандинский синклиний.....	102
6.3. Карасорский синклиний .....	105
6.3.1. Складки .....	105
6.3.2. Количественный анализ интенсивности складчатости	114
6.3.3. Разрывные нарушения .....	117
6.3.4. Этапы развития структуры Карасорского синклиория .....	121
6.4. Нуринский синклиний .....	122
6.4.1. Центральная и восточная части Нуринского Синклиория .....	123
6.4.2. Западная часть Нуринского синклиория .....	129
6.5. Фазы и этапы деформации .....	135
Глава 7. Глубинные разломы .....	138
7.1. Позиция глубинных разломов в структуре .....	138
7.2. Глубинные разломы и региональные сдвиги .....	144
7.3. Глубинные разломы и складчато-разрывная структура ..	148
<b>Часть III. Кинематические условия и история формирования структуры .....</b>	<b>156</b>
Глава 8. Тектоническая трещиноватость и поля тектонических напряжений .....	156
8.1. Трещиноватость фундамента и главного геосинклинального комплекса .....	156
8.1.1. Спасский антиклинорий .....	156
8.1.1.1. Участок Комадыр .....	157
8.1.1.2. Участок Семизкыз .....	160
8.1.1.3. Участок Кызылчеку .....	160
8.1.1.4. Участок Матак .....	163
8.1.1.5. Участок Шокай .....	163
8.1.1.6. Участок Теректы .....	164
8.1.2. Карасорский синклиний .....	164
8.1.3. Нуринский синклиний .....	167
8.1.4. Карагандинский синклиний .....	170

8.1.5. Закономерности проявления трещиноватости 1-3 этапов деформации .....	171
8.1.5.1. Трещиноватость первого этапа деформации .....	171
8.1.5.2. Трещиноватость второго и третьего этапов деформации .....	172
8.1.5.3. Возможные причины возникновения «сбросового» поля напряжений третьего этапа деформации .....	176
8.2. Трещиноватость орогенного комплекса и позднепалеозойских интрузивов .....	178
8.2.1. Кабанкулакская мульда .....	178
8.2.2. Синклиналь Пирамиды Горнова .....	180
8.2.3. Трещиноватость среднекаменноугольных интрузивов Топарского комплекса .....	181
8.2.4. Трещиноватость позднепермских даек габбродиабазов	183
Глава 9. Структурная зональность, кинематические условия и история формирования структуры .....	186
9.1. Структурная зональность .....	186
9.1.1. Зональность структуры первого этапа деформации ....	187
9.1.2. Зональность структуры второго этапа деформации ....	188
9.1.3. Зональность структуры третьего этапа деформации ....	190
9.1.4. Зональность структуры четвертого этапа деформации ...	192
9.1.5. Выводы по структурной зональности .....	192
9.2. Кинематические условия и история формирования структуры.	194
9.2.1. Первый этап деформации .....	194
9.2.2. Второй этап деформации .....	199
9.2.3. Третий этап деформации .....	201
9.2.4. Четвертый этап деформации .....	205
9.2.5. Выводы по структурной зональности .....	206
Глава 10. Особенности локализации и структурный контроль гидротермального оруденения .....	208
Заключение .....	212
Список литературы .....	215



## Предисловие

Книга написана по материалам диссертация автора (Читалин А.Ф. «Тектоника и история формирования палеозойской структуры Спасского антиклинория и его обрамления». Дисс. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 1985 г с.245), которую он подготовил под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора Ю.А. Зайцева на кафедре исторической и региональной геологии и Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова. Диссертация была успешно защищена в 1985 г. по специальности 04.00.04 геотектоника на диссертационном совете геологического факультета МГУ.

Фактический материал, положенный в основу диссертации, был собран автором в 1975-1980 гг, когда он работал геологом-съемщиком в Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ - при проведении геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в Спасской меднорудной зоне. После защиты диссертации автор продолжал изучение ее структуры, а также тектоники Центрального Казахстана, что позволило уточнить некоторые прежние выводы и расширить представления об эволюции структуры Спасской меднорудной зоны в контексте варисийской тектонической эволюции Казахстана и Урало-Монгольского складчатого пояса.

Автор глубоко признателен Ю.А.Зайцеву за руководство работой, постоянное внимание и творческую помощь, доброжелательную поддержку и конструктивную критику в процессе всего исследования; коллегам О.Е.Беляеву, Е.Ф.Бурштейну, Ю.Ф.Кабанову, В.С.Милееву, А.М.Никишину, И.А.Пославской, Л.Т.Протасевичу, Н.Н. Сигачевой, Н.П.Четвериковой, Л.А.Щеголевой и другим коллегам за полезные советы и консультации.

Я бесконечно признателен своей жене Читалиной Наталье за постоянную поддержку и помощь в работе.

## Введение

Актуальность проблемы. Проведенные в 1960х-1990х годах крупномасштабные и детальные геолого-съёмочные, геофизические, поисковые и тематические исследования в пределах Спасского антиклинория и его обрамления раскрыли чрезвычайную сложность строения региона. Они позволили установить многие закономерности его стратиграфии, тектоники, металлогении. Однако многие особенности структуры остались нераскрытыми, а некоторые вопросы - крайне спорными. В связи с этим возникла необходимость детального изучения морфологии и генезиса различных складок и разрывов, установления их относительного возраста. Решение этих проблем важно для уточнения представлений о тектоническом развитии варисцид Джунгаро-Балхашской геосинклинальной складчатой системы в палеозое. С практической точки зрения актуальность тектонических исследований определяется тесной связью гидротермального оруденения Спасской металлоносной провинции с различными элементами структуры.

Цель и задачи исследования. Целью работы являлось изучение закономерностей строения и истории тектонического развития Спасского антиклинория и его обрамления в палеозое. При этом решались следующие задачи: 1 - изучение морфологии складок и разрывов, определение их генезиса и механизма образования; 2 - установление этапов деформации; 3-изучение структурной зональности и оценка структурообразующей роли глубинных разломов; 4-выяснение кинематических условий структурообразования.

Научная новизна работы: 1 - предложена новая схема тектонического строения Спасского антиклинория и его обрамления, установлена полихронность их. структуры, выявлены черты ее сходства и отличия в различных тектонических зонах. По-новому рассмотрены механизм, кинематические условия и история формирования позднепалеозойской структуры; 2 - изучена

разновозрастная структурная зональность, показана ее связь с глубинными разломами; 3 - на основе тектонофизического анализа трещиноватости и разрывов установлена пространственная ориентировка осей позднепалеозойских полей напряжений; 4 - проанализированы некоторые закономерности регионального тектонического контроля гидротермального оруденения.

Практическое значение: составлена сводная среднемасштабная структурно-геологическая карта Спасского антиклинория и его обрамления, схемы структурной зональности, полей палеонапряжений, детальные и крупномасштабные структурные и геологические карты узловых участков. Уточнена стратиграфия ордовика. Полученные материалы могут быть использованы при геологическом картировании, для дальнейших тектонических и тектонофизических исследований, структурно-металлогенического анализа.

Методика работы. Основным методом изучения структуры являлось крупномасштабное и детальное геологическое картирование на базе широкого использования аэрофотоматериалов. Оно сопровождалось различными структурными исследованиями.

## Часть I. Геологическое строение

### Глава 1. Развитие представлений о тектонике и происхождении структуры

Целенаправленное геологическое изучение региона началось после 1917 г. Этот период условно можно разделить на четыре этапа.

#### 1.1. Первый этап исследований

Первый этап исследований охватывает 1930-1950-е годы. В 1926 г. геологом Геологического Комитета М.П.Русаковым была выделена Спасская зона смятия [77], возникшая, по его данным, в конце палеозоя в зоне крупного взброса на границе "жестких" девонских эффузивов и пластичных каменноугольных пород. Структура зоны смятия представлялась им как складчато-чешуйчато-надвиговая с широким развитием динамометаморфизма. Складки и надвиги нарушены поздними поперечными сбросами и сбросо-сдвигами. Последующие исследования И.С.Яговкина, Г.Ц.Медоева, М.А.Борисяка, Н.Ф.Балуховского и др. развили и уточнили концепцию М.П.Русакова. Максимальная ширина зоны смятия была оценена В.Ф.Беспаловым в 12км.

В 1938 г. А.А.Богдановым впервые был выделен Спасский антиклинорий, ядро которого сложено байдаулетовской свитой ордовика, а крылья - девоном, и Карагандинский синклинорий, выполненный карбоном [163]. Он считал их крупными глыбовыми конседиментационными структурами, а происхождение складок и надвигов Спасской зоны объяснял гравитационным соскальзыванием пластичных толщ со свода антиклинория и сгуживанием их в синклинории. На западе Нурина синклинория А.А.Богдановым были описаны наложенные синклинали Сулу-Медине и Топарская. Ядра синклиналей сложены средним-верхним девоном и нижним карбоном, резко несогласно залегающими на силуре и нижнем девоне.

В конце сороковых-начале пятидесятих годов в процессе эксплуатационных и разведочных работ на угольных месторождениях уточняется строение отдельных участков Карагандинского синклиория и Спасской зоны смятия, что является заслугой А.А.Костливецова [48], П.М.Пономарева [72], А.А.Трофимова [93], Р. С. Решетниковой [76] и др.

В.И.Яговкиным [113] оспаривается правомочность выделения Спасской зоны смятия как единого целого на основании того, что интенсивность деформаций внутри нее резко неоднородна к максимальна лишь вблизи частных разрывов, вдоль которых развиваются локальные зоны смятия.

Таким образом, на первом этапе изучения региона были выявлены основные черты строения крупнейших элементов его структуры.

## 1.2. Второй этап исследований

Второй этап исследований охватывает 1950-1960-е годы. В это время совершенствуются представления о структуре Центрального Казахстана, с новых позиций оценивается тектоническое положение Спасского антиклиория, Карагандинского синклиория, Спасской зоны смятия. В работах А.Д.Архангельского, Е.Д.Шлыгина, П.Н.Кропоткина, А.А.Богданова [17], Ю.А.Зайцева [39] были сформированы представления о Казахстано – Тянь-Шаньском каледонском срединном массиве Центрального Казахстана и девонском краевом вулканическом поясе. Согласно А.А.Богданову, положение вулканического пояса и располагающегося в его пределах Карагандинского синклиория контролируется глубинными разломами; с развитием последних связывается и возникновение Спасской и Успенской зон смятия [73]. В.И.Яговкиным было показано, что Спасский антиклиорий в девоне являлся геоантиклиналью [32]. Этот исследователь уже не оспаривал, как ранее [113], необходимость выделения Спасской зоны смятия, но считал, что она охватывает весь антиклиорий, а не только его северное крыло.

### 1.3. Третий этап исследований

Третий этап исследований включает 1970-е годы, когда начались государственные среднемасштабные геологические съемки региона, проводившиеся сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ и Центрально-Казахстанского территориального геологического управления Н.П.Четвериковой, М.Н.Щербаковой, Н.К.Двойченко, Н.А.Севрюгиным и др. В эти же годы силами этих организаций здесь проводились и крупномасштабные геолого-съёмочные и поисковые работы, в которых принимали участие О.Е.Беляев, Е.Ф.Бурштейн, Ю.Ф.Кабанов, С.А.Мигдисов, Л.Т.Протасевич и многие другие. Изучением тектоники Спасской зоны занимались сотрудники ГИНа АН СССР А.И.Суворов, С.Г.Самыгин и специалисты других геологических организаций.

Обильное поступление нового материала позволило существенно расширить и уточнить прежние представления о геологии и тектонике региона.

А.А.Богдановым и Н.П.Четвериковой было показано, что магматическая зональность девонского краевого вулканического пояса определяется различным тектоническим положением выделенных зон, сделан вывод о краевом положении Карагандинского синклинория на стыке каледонид и варисцид, установлено, что структурная асимметрия последнего пространственно связана с асимметрией вулканического пояса [19,20]. В Нуринском синклинория отмечено развитие широтных складок, располагающихся кулисообразно и осложненных густой сетью сбросов и продольных надвигов. Эти складки взброшены с юга на Спасский антиклинорий и западную окраину Карагандинского синклинория.

А.А.Богдановым и Н.П.Четвериковой был сделан вывод о длительном формировании Спасского антиклинория и обрамляющих его синклинориев в палеозое [97]; была высказана гипотеза о развитии в Спасской зоне смятия горизонтальных надвигов [19]. Формирование структуры Спасского антиклинория и его обрамления связывается

этими исследователями с вертикальными разнонаправленными движениями тектонических блоков.

В то же время А.И.Суворовым была выдвинута другая точка зрения. Он выделил "Спасскую зону разломов", в которую входят глубинный Байдаулет-Карасорский разлом (в палеозое - преимущественно левый сдвиг с амплитудой до 100 км) и расположенная к северу от него Спасская зона смятия. В ней развиты чешуйчатые надвиги и покровы, смещенные, в сторону Карагандинского синклинория на 30-40 км [88,89,90,91]. Протяженность зоны смятия была оценена А.И.Суворовым в 250км при ширине 10-15 км, при этом предполагалось, что она проникает на глубину до геофизического "гранитного" слоя, а Байдаулет-Карасорский разлом - до верхней мантии [75]. Надвиги сочленяются примерно под прямыми углами с ограничивающими их с запада левыми сдвигами северо-западного простирания (динамопары - по А.И.Суворову). Надвигание тектонических пластин и их сдвиговые перемещения по крутым разрывам происходили одновременно в позднем палеозое и были вызваны левосторонним сдвиганием вдоль Байдаулет-Карасорского разлома. Происхождение Спасской зоны, а равно как и сходной с ней Успенской, связывалось А.И.Суворовым с горизонтальными перемещениями крупных блоков земной коры в северо-западном направлении [88,89]. Первопричиной этих перемещений явилось глубинное перераспределение материала земной коры и верхней мантии. В поздних работах [75] и др. А.И. Суворов считает Спасскую зону выражением глубинного надвига, вдоль южной границы зоны имел место левосторонний сдвиг. Примерно такого же мнения придерживается и А.Е.Михайлов [61].

Несколько иная концепция о природе и позднепалеозойской истории развития Спасской зоны смятия была высказана в 1965 г. В.Я.Кошкиным [51]. По его мнению, в палеозое вдоль Спасской зоны имел место правый сдвиг. В конце палеозоя заложились разломы северо-западного простирания, по которым в раннем мезозое происходили правосторонние смещения, а Спасская и Успенская зоны

были преобразованы во фронтальные надвиги, поглотившие почти все 65-70-километровое перемещение по Центрально-Казахстанскому сдвигу [51]. Первичная сдвиговая структура Спасской и Успенской зон была сильно замаскирована поздними надвигами. Карасорский синклиниорий В.Я.Кошкин рассматривал как покров, далеко продвинувшийся к северу и компенсировавший горизонтальное перемещение по Центрально-Казахстанскому сдвигу.

Тектонике Спасской зоны смятия большое внимание уделял Ю.Ф.Кабанов, который развивал точку зрения о ее покровно-чешуйчатом строении. Им выделено несколько покровов, показаны особенности строения отдельных чешуй, классифицированы разрывные нарушения различных типов и возраста, рассмотрена их рудоконтролирующая роль. Алтынсуйский покров был подтвержден бурением [42,43]. По Ю.Ф.Кабанову, средние размеры покровных пластин имеют 40-50 км в длину и 12-15 км в ширину при предполагаемой толщине всего в несколько сотен метров. Максимальная амплитуда горизонтального смещения оценивается Ю.Ф.Кабановым в 8-15 км. Вслед за А.И.Суворовым он объединяет надвиги вместе с ограничивающими их северо-западными сдвигами в динамопары (*по нашим данным, северо-западные разрывы возникли позже, чем надвиги*). Покровы, надвиги и сдвиги осложняют сильно сжатые опрокинутые складки и возникли на заключительных стадиях формирования последних. Надвиги являются секущими (покровы скальвания) по отношению к осевым поверхностям складок и осевому кливажу. Ю.Ф.Кабановым отмечается систематическое несовпадение поверхностей кливажа с положением осевых поверхностей на 10-15°, что объясняется относительно более поздним возникновением кливажа по отношению к складкам.

В тыльных частях надвиговой зоны, сложенных нижним палеозоем и нижним девоном, Ю.Ф.Кабановым отмечается резкое увеличение степени метаморфизма, изменение морфологии складок и разрывов. Здесь им выделяются покровы течения.

Согласно Ю.Ф.Кабанову, покровные структуры начали

формироваться в конце карбона и «обязаны своим происхождением вертикальным контрастным движениям крупных блоков земной коры вдоль наклонных зон краевых тектонических швов и трансформации этих движений в верхних частях коры в тангенциальные однонаправленные горизонтальные движения, нормальные простирацию глубинных тектонических швов» [43, с.45]. В это время области каледонской и варисийской складчатостей представляли собой жесткие консолидированные глыбы. После формирования Спасского надвигового пояса покровные пластины были расчленены густой сетью диагональных и поперечных сдвигов, сбросо-сдвигов и взбросов. В целом формирование его закончилось к началу перми [13].

Структура восточной части Спасской зоны смятия изучалась в 1970- 72 гг. О.Е.Беляевым [12]. Изучение тектонической трещиноватости и микроструктурный анализ привели его к выводу о том, что образование зоны смятия происходило в условиях меридионального сжатия, направленного с юга на север под углом  $30^\circ$  снизу вверх. Образование Спасской зоны смятия О.Е.Беляев связывает с саурской (визейской) складчатостью в северной части Джунгаро-Балхашской области и последующим ее орогенным воздыманием в конце карбона с развитием по ее краю сильно сжатых складок и надвигов.

В 1972 г. В.Н.Бекманом и О.А.Сейдалиным были обобщены данные о тектонике Карагандинского угольного бассейна [33]. Они пришли к выводу, что основные крупные складчатые структуры и сопряженные с ними разломы сформировались в результате вертикальных движений земной коры, структурные же формы южного крыла бассейна (Спасская зона смятия) возникли в результате горизонтального давления с юга во время последних фаз герцинского тектогенеза. Выводы В.М.Бекмана и О.А. Сейдадина во многом совпадают с более ранними представлениями А.А. Костливецца [48].

Таким образом, к концу семидесятых годов была в основном расшифрована структура. Спасского антиклинория него обрамления, однако во взглядах на ее происхождение наметились существенные

противоречия, заключающиеся в различном толковании природы создавших ее тектонических движений.

#### 1.4. Четвертый этап исследований

Четвертый этап исследований региона начался в начале 1980-х годов и характеризовался расширением крупномасштабных геологосъемочных, геофизических и поисковых работ на западе Спасского антиклинория, в Нуринском и Карасорском синклинориях, структурными исследованиями. В этих работах принимали участие Q.Е.Беляев, Н.А.Беркалиев, В.Н.Денисов, А.А.Жаринов, В.А.Оправхат, М.Я.Решко, Н.Н.Сигачева, В.В.Сухин, А.Ф.Читалин и др.

В фундаменте Спасского антиклинория Н.Н.Сигачевой впервые был установлен докембрийский(?) складчатый комплекс, сложенный регионально-метаморфизованными породами, и испытавший в позднем палеозое локальный зональный метаморфизм [81,82].

О.Е.Беляевым, Ю.А.Зайцевым и А.Ф.Читалиным в структуре Спасского надвигового пояса впервые были установлены и описаны лежащие складко-покровы [15].

А.Ф.Читалиным были изучены складки и разрывы ряда участков Спасского антиклинория, Нуринского и Карасорского синклинория, проведено тектонофизическое исследование тектонической трещиноватости [101, 102,103].

Глубинное строение Нуринского синклинория по геофизическим данным было проанализировано Т.Н.Шелеповой, установившей, что под ним отсутствует гранитно-метаморфический слой [105]. На основании этого Ю.А.Зайцев предположил, что под осадочными палеозойскими толщами на глубинах около 12-15км метаморфические породы приобрели свойства "базальтового" слоя, или имело место разрушение и раздвигание гранитно-метаморфического слоя [40].

По результатам тектонофизического изучения деформаций и полей палеонапряжений в пределах Карагандинского угольного бассейна, основанного на исследованиях малоамплитудных разрывов

и лабораторном моделировании, Л.А.Смирновым и В.В. Степановым были установлены два типа внешних позднепалеозойских полей напряжений, наложившихся на складчатую слабо деформированную структуру Карагандинского бассейна, в которой роль основных неоднородностей на начальной стадии играли субмеридиональные флексуры и слоистость, а на последующих стадиях - развивающиеся дислокации. На первом этапе вследствие горизонтального давления с запада возникли меридиональные взбросы, на втором этапе сжатие стало меридиональным и образовались взбросы и сдвиго-взбросы широтного простирания. Результаты моделирования опровергают мнение многих геологов о влиянии южных окраин Карагандинского бассейна на распространенность, малоамплитудных разрывов- в Чурубай-Нуринском районе. Данные эксперимента позволяют считать, что образование мелких разрывов на этом участке могло произойти только под влиянием разрывов первого этапа образования [84,85]. Таким, образом, этот этап изучения региона отличался повышенным интересом, к структуре Спасского антиклинория и его обрамления, сопровождается специальными структурными и тектонофизическими исследованиями на основе крупномасштабного и детального картирования с учетом данных геофизических работ и бурения. Это позволило существенно уточнить прежние представления о тектонике региона.

## 1.5. Нерешенные и спорные вопросы

Несмотря на высокую изученность Спасской меднорудной зоны, некоторые вопросы остались нерешенными и спорными.

Не до конца была выяснена природа Байдаулетовского разлома. Так, например, Ю.Ф.Кабанов считал, что по разлому в основном; происходили вертикальные движения, А.И.Суворов рассматривал разлом как левосторонний сдвиг длительного развития, В.Я.Кошкин полагал, что на ранних стадиях развития разлома он представлял собой правый сдвиг, а затем преобразовался в надвиг. Такая

противоречивость взглядов на природу одного и того же разлома требует тщательного изучения всей складчато-разрывной структуры вдоль него, что поможет прийти к более однозначным выводам.

Структура каледонского фундамента в ядре Спасского антиклинория была изучена недостаточно (за исключением Матакского горста), нет единой схемы сопоставления разрезов нижнепалеозойских образований. Неоднозначно оцениваются размеры Спасской зоны смятия и ее положение в структуре Спасского антиклинория. Существует противоречивость взглядов на роль и значение надвигов в зоне смятия, амплитуду горизонтального перемещения по ним. Генезис их объясняется различно: в одном случае связывается с вертикальными движениями крупных тектонических блоков (Ю.Ф.Кабанов), во втором случае доказывается их присдвиговое происхождение (А.И.Суворов), в третьем случае образование надвигов связывается с формированием глубинного надвига (В.Я.Кошкин, А.Е.Михайлов). Не выяснены типы и механизмы образования надвигов, их возрастные соотношения со складчатой структурой, связь с позднепалеозойским метаморфизмом.

Не была изучена в достаточной степени структура Нуринского и Карасорского синклиналиев, что затрудняло ее сопоставление со структурой Спасского антиклинория, установление последовательности возникновения различных структурных элементов.

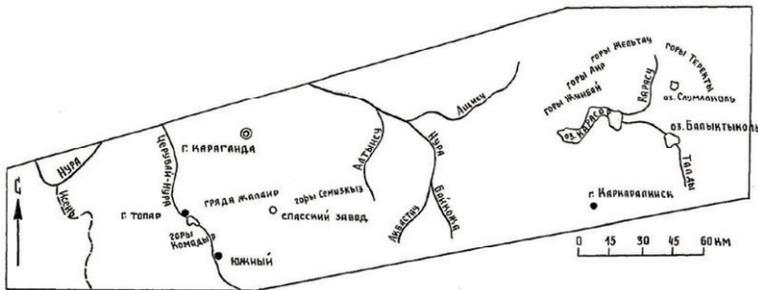
Недостаточно выяснены возрастные соотношения разноранговых разрывов различных морфологических и кинематических типов как между собой, так и со складками. Изучение таких соотношений представляется важным, так как разрывная тектоника здесь контролирует размещение подавляющего большинства рудных месторождений. Слабо изучена связь тектоники, магматизма и рудогенеза.

Эти и другие нерешенные вопросы побудили автора сосредоточиться на структурных исследованиях Спасской меднорудной зоны.

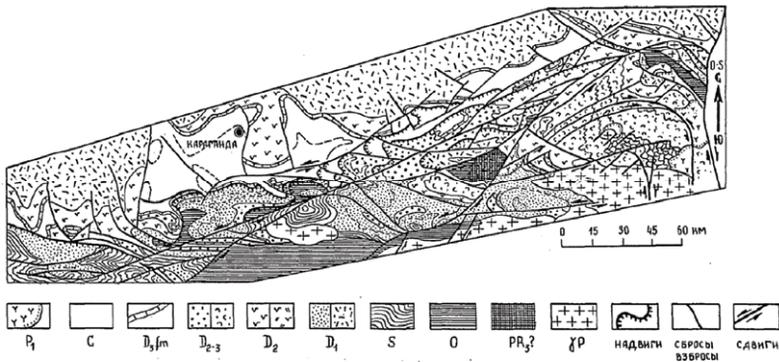
## Глава 2. Тектоническое районирование

Район исследований расположен в Карагандинской области. Рельеф здесь слабо расчлененный, мелкосопочный, с единичными эрозионно-денудационными останцами высотой до 1 км (фиг.1).

Спасский антиклинорий и его синклинорное обрамление располагаются в северной части варисцидской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной складчатой системы, в зоне ее сочленения с эпикаледонским Казахстанско-Тяньшанским срединным массивом. Спасский антиклинорий, Карагандинский, Нуринский и Карасорский синклинории являются структурными элементами первого порядка, каждый из которых характеризуется различной складчато-разрывной тектоникой (фиг.2,3).

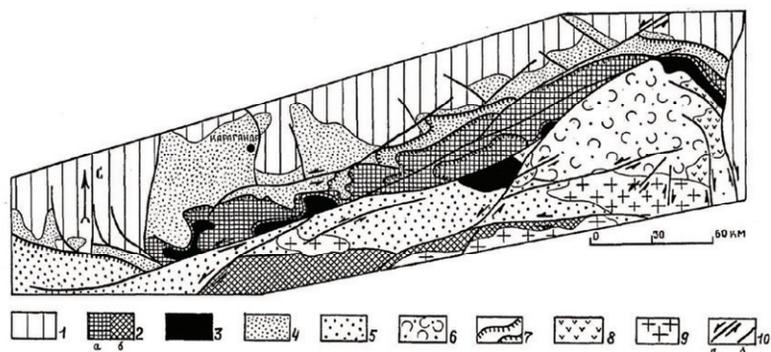


Фиг.1. Орографическая схема района исследований



Фиг.2. Схема геологического строения района исследований.

В структуре региона выделяются следующие складчатые комплексы (по терминологии М.В.Муратова [65]): комплекс основания(фундамент), главный геосинклинальный и орогенный комплексы. Комплекс основания, сложенный докембрийскими(?) и ордовикскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, обнажается в антиклинальных выступах в ядре Спасского антиклинория. Докембрийский фундамент предположительно слагает гипотетический древний Матакско-Карасорский остаточный массив, разрушенный и переработанный при заложении Джунгаро-Балхашской геосинклинали [82]. В комплексе основания выделяется три структурных этажа. В Нуринском синклинории строение фундамента неизвестно, предполагается, что он залегает на глубинах 12-15 км. [105].



Фиг.3. Схема тектонического районирования.

1 - Казахстанско-Тяньшанский эпикаледонский срединный массив; Джунгаро-Балхашская геосинклинальная складчатая система: 2 - антиклинории - Спасский(а), Тектурмасский(б); 3 - фундамент Спасского антиклинория; синклинории: 4 - Карагандинский, 5 - Нуринский, 6 - Карасорский; 7 - надвиги Спасского надвигового пояса; 8 - орогенный складчатый комплекс; 9 - орогенные интрузии; 10 - разрывные нарушения: сдвиги(а), сбросы, взбросы(б).

Объем главного геосинклинального комплекса в разных зонах различен. В Карагандинском синклинории он включает девонские и каменноугольные образования, в Спасском антиклинории и Карасорском синклинории сложен девоном, в Нуринском синклинории охватывает почти непрерывный разрез ордовика, силура и девона. Строение комплекса в антиклинории и синклинориях также различно. В Карагандинском синклинории выделяется два структурных этажа.

Верхний этаж, сложенный образованиями верхнего фамена-карбона, с небольшим, угловым и азимутальным несогласием залегает на нижнем этаже, образованном нижним и средним девоном. В Спасском антиклинории параллельное или небольшое угловое несогласие находится в основании живетско-франских отложений, которые слагают верхний структурный этаж. Нижний этаж, как и в Карагандинском синклинории, сложен нижним и средним девоном. Девон несогласно залегает на фундаменте. В западной и восточной частях Нуринского синклинория в главном геосинклинальном комплексе выделяются два структурных этажа. Нижний этаж сложен ордовиком, силуром, нижним и средним девоном, верхний - живетом, франом, фаменом и карбоном. В центральной части синклинория несогласие в основании живета исчезает.

Орогенный комплекс развит фрагментарно в приразломных мульдах и грабен-синклиналях. Он сложен континентальными вулканитами и конгломератами верхов-нижнего карбона, среднего-верхнего карбона и нижней перми.

Границы Спасского антиклинория с обрамляющими его синклинориями тектонические. С юга антиклинорий отделен от Нуринского и Карасорского синклинориев Байдаулетовским и Карасорским сдвигами. Граница с Карагандинским синклинорием проходит по линии выхода на дневную поверхность сместителей надвигов Спасского надвигового пояса и имеет сложную конфигурацию. Карасорский синклинорий с востока отделен от Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория Центрально-Казахстанским разломом (правым сдвигом). Южная граница Карасорского

синклинория с Нуринским синклинорием проходит по Байдаулет-Балыктыкольскому разлому. С юга Нуринский синклинорий ограничен Тектурмасским разломом.

## Глава 3. Сведения о стратиграфии

Стратиграфия палеозойских образований региона разработана достаточно полно и детально, что является заслугой О.Е. Беляева, Ю.Ф.Кабанова, С.А.Мигдисова, Л.Т.Протасевича, И.А.Пославской, М.Я.Решко, Н.Н.Сигачевой, А.Л.Урываевой, Л.А.Щеголевой, Н.П. Четвериковой и многих других геологов. Основу рассматриваемой стратиграфической схемы составляют региональные стратиграфические подразделения - серии, свиты и горизонты. Свиты расчленены на подсвиты, толщи и пачки. В данной работе стратиграфия рассматривается очень кратко. Изложение базируется в основном на опубликованных работах по стратиграфии, а также на собственных наблюдениях автора. При написании настоящей главы автор постоянно пользовался консультациями Н.П.Четвериковой и искренне ей признателен за помощь.

### 3.1. Верхний протерозой (?)

К верхнему протерозою, по данным Н.Н. Сигачевой [81], условно относятся метаморфизованные породы кабанкулакской свиты, слагающие ядро Матакской антиклинали (см.фиг.2). Основание свиты неизвестно. Она сложена сланцами по осадочным и туфогенно-осадочным породам, порфиритоидами и порфироидами по лавам и туфам основного и кислого состава, содержит прослой мраморов и железистых кварцитов. Неполная мощность свиты более 2500 м. Кабанкулакская свита несогласно перекрывается боркинской свитой нижнего ордовика и среднедевонской карабастауской свитой.

### 3.2. Нижний палеозой

Боркинская свита выделена Н.Н.Сигачевой в Матакском горсте [82]. Основание свиты сложено конгломератами с галькой метаморфических пород кабанкулакской свиты. Выше залегают

полевошпатовые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями туфопесчаников и туфов риолитового состава. Верхи свиты сложены риолитовыми туфами с редкими маломощными прослоями туфов и лав андезибазальтового состава, туфопесчаниками, кремнистыми туфами и фтанидами. Мощность свиты около 600 м. Сходное строение, по нашим данным, свита имеет в горах Семизкыз, где ее неполная мощность составляет 700 м (фиг.4).

Боркинская свита несогласно перекрывается байдаулетовской свитой среднего-верхнего ордовика и комадырской свитой нижнего девона. Присутствие в разрезе боркинской свиты ассоциации фтанидов и кремнистых туффитов с остатками радиолярий и спикул губок характерно для нижнего палеозоя окружающих Спасский антиклинорий районов Казахстана. Это обстоятельство и стратиграфическое положение боркинской свиты позволило Н.Н.Сигачевой считать ее возраст позднекембрийским-раннеордовикским [82].

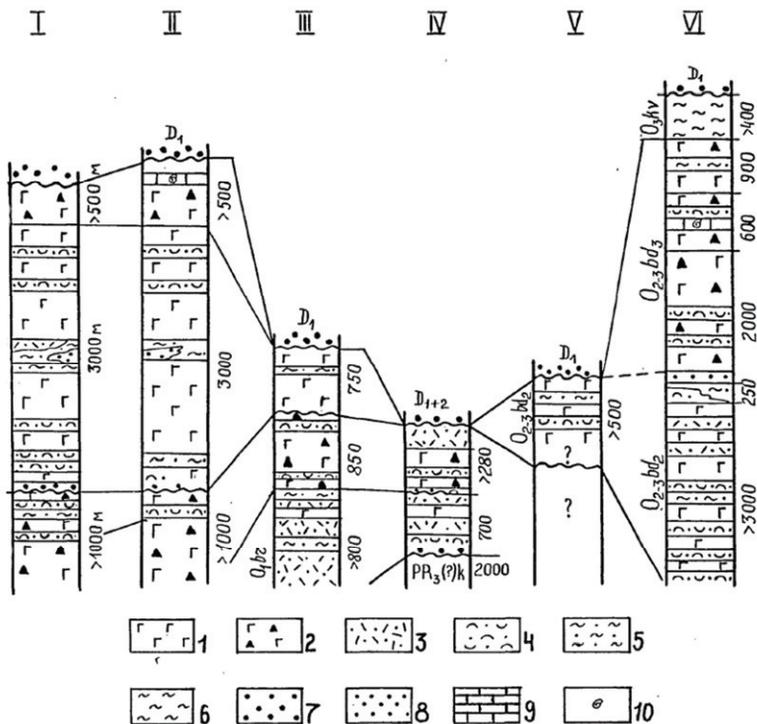
Байдаулетовская свита впервые была выделена в 1938 г. А.А.Богдановым в горах Байдаулет. На востоке Спасского антиклинория, в Теректинском горсте она согласно перекрывается верхнеордовикской кувской свитой и несогласно - шешенькаринской свитой нижнего девона. Несогласное налегание на различные горизонты байдаулетовской свиты разных свит нижнего девона отмечено в пределах всего Спасского антиклинория.

Автором на основе крупномасштабного картирования было детализировано строение байдаулетовской свиты и проведено сопоставление ее разрезов по всему Спасскому антиклинорию. Свита расчленена на три подсвиты: нижнюю - вулканогенную, среднюю - вулканогенно-терригенную и верхнюю - вулканогенную, различающиеся количеством и мощностью слагающих их базальтов, лавобрекчий, туфопесчаников и туфоалевролитов (см. фиг.4). Мощность свиты 4700-6700 м. Ее средне-позднеордовикский возраст определяется находками трилобитов и криноидей, содержащихся в мраморизованных известняках верхней подсвиты, собранных в горах

Байдаулет М.Я.Решко и др., а в горах Теректы И.Ф.Никитиным [66].

В Нуринском синклинии стратиграфическим аналогом байдаулетовской свиты является сатыбайская свита, сложенная туфогенными конгломератами, песчаниками, алевролитами и туффитами. Мощность свиты более 2000 м.

Кувская свита обнажается в западной части Теректинского горста, где, по данным. Л.Т.Протасевича, сложена песчаниками,



Фиг.4. Схема сопоставления разрезов ордовика в Спасском антиклинории, по А.Ф.Читалину, 1984 г.

1 - базальты; 2 - лавобрекчии базальтов; 3 - риолитовые туфы; 4 - туфопесчаники; 5-кремнистые алевролиты; 6 - яшмы; 7 - конгломераты; 8 - гравелиты; 9 - известняки; 10 - ископаемая фауна; свиты: РК<sub>3</sub>(?)к - кабанкулакская, O<sub>1</sub>br- боркинская, O<sub>2-3</sub>bd байдаулетовская, O<sub>3</sub>kv- кувская.

Местоположения разрезов: I-горы Комадыр, II-горы Байдаулат, III-горы Семизкыз, IV-правобережье р. Нуры, Матакский горст (по Н.Н.Сигачевой, 1979 г.), V-горы Жунбай, VI-горы Теректы.

кремнистыми алевролитами и яшмами с прослоями вулканогенно-осадочных и пирокластических образований, андезибазальтов. Позднеордовикский возраст свиты определяется находками граптолитов, кораллов, трилобитов и брахиопод [30]. Мощность более 600 м.

На западе Нурина синклиория выделяется белкараганская свита. По данным Э.М.Великовской, она несогласно залегает на сатыбайской свите и на прорывающих ее небольших интрузиях гранодиоритов. В базальных конгломератах содержатся обломки интрузивных пород, вулканитов и яшм из подстилающих толщ. Средняя часть свиты сложена песчаниками и алевролитами с глыбами-известняков, верхняя часть - песчаниками. Возраст свиты по фауне криноидей определяется в пределах позднего ордовика - низов раннего силура. Мощность свиты 2 км [30].

### 3.3. Средний и верхний палеозой

#### 3.3.1. Силурийская система

Силурийские образования Нурина синклиория представлены мощным комплексом терригенных пород, согласно залегающих на подстилающих толщах и перекрывающихся местами с размывом биотарской свитой нижнего девона. Н.П.Четвериковой они расчленены на две свиты [94], строение которых впоследствии изучалось в западной части синклиория Е.А.Биленко, З.М.Великовской, А.А.Жариновым [26], а в восточной части О.Е.Беляевым, И.А.Пославской и автором.

Нижнесилурийская ермекская свита представлена зеленоцветными, реже красноцветными песчаниками и алевролитами.

Возраст свиты определяется находками фауны граптолитов, трилобитов, брахиопод и ругоз. Мощность 4500-5000 м.

Верхнесилурийская исенская свита согласно залегает на ермекской и состоит из зеленых, серых и пестрых песчаников, алевролитов и аргиллитов, конгломератов. К разным частям разреза приурочены линзовидные пласты органогенно-обломочных известняков с фауной кораллов позднесилурийского возраста. В восточном направлении в составе свиты уменьшается количество пестроцветных грубо обломочных пород и увеличивается мощность ее от 2000 до 3000 м.

### 3.3.2. Девонская система

Девонские образования Спасского антиклинория и его обрамления чрезвычайно разнообразны. Условия залегания и характер распределения фаций и мощностей девонских отложений определяются тектоническим положением структурно-фациальных зон краевого вулканического пояса, являющегося пограничным структурным элементом, между каледонидами и варисцидами Центрального Казахстана [18,19]. Разрезы девона Спасского антиклинория характеризуются относительно сокращенными мощностями и налеганием различных его горизонтов на дислоцированный каледонский фундамент. В Нуринском и Карасорском синклинориях наблюдается непрерывный мощный разрез девона, в котором фиксируются лишь параллельные и небольшие угловые несогласия незначительной стратиграфической амплитуды. В Нуринском синклинории девон надстраивает практически непрерывный разрез ордовика и силура.

В пределах восточной части Спасского антиклинория осадочно-вулканогенный комплекс девона центральной зоны вулканического пояса лежит с размывом на ордовике, а на северном крыле Карагандинского синклинория вулканогенный комплекс нижне-среднего девона северной зоны пояса залегает несогласно на ордовике

и силуре кадедонид. Зональность пояса выражается в различном составе вулканических продуктов его северной и центральной зон [37, 56, 95]. В южной зоне вулканического пояса - в западной части Спасского антиклинория и в Карасорском синклинии, а также в Нуринском синклинии - накапливались продукты размыва вулканитов. Корреляция девонских отложений приведена в таблице 1.

Нижнедевонская биотарская свита выделяется в Нуринском синклинии, где она согласно в его ядре и с местными размывами на крыльях ложится на исенскую свиту силура. На южном склоне гор Комадыр свита несогласно налегает на байдаулетовскую свиту среднего-верхнего ордовика. Биотарская свита выделена Н.П.Четвериковой [95] и расчленена С.А.Мигдисовым, Г.Т.Ушатинской, Н.П.Четвериковой на пять подсвит, строение которых было детально рассмотрено И.А.Пославской [74].

Свита сложена пестроцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами, содержит прослой андезибазальтов (в низах разреза) и риолитовых туфов (количество и мощность последних увеличивается вверх по разрезу). Мощность биотарской свиты 4200-5800 м, она максимальная в ядре Нуринского синклиния и уменьшается на его крыльях. Раннедевонский возраст свиты определяется многочисленными находками ископаемой фауны и флоры.

В Карасорском синклинии верхам биотарской свиты соответствует вулканогенно-осадочная саумалкольская свита (2000м).

В основании разреза вулканогенной серии девона краевого вулканического пояса в Карагандинском синклинии и восточной части Спасского антиклинория выделяется шешенькаринская свита (возрастной аналог второй подсвиты биотарской свиты), несогласно залегающая на вулканитах среднего-верхнего ордовика. Свита сложена вулканомиктовыми и туфогенными конгломератами и песчаниками с прослоями лав и лавобрекчий андезибазальтов. С севера на юг мощность свиты уменьшается от 2000 м до 300 м.

На шешенькаринской свите согласно залегают семизбугинская свита, сложенная игнибритами, липаритами и их туфами, пе-

строцветными туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность свиты возрастает с юга на север от 500 м до 2000 м. Семизбугинская свита сопоставляется с саумалкольской свитой и третьей и четвертой подсвитами биотарской свиты.

Таблица 1.

Стратиграфическая схема девонских отложений  
(по данным С.А.Мигдисова, И.А.Пославской, Т.О.Федорова,  
Н.П.Четвериковой и др. [56])

Система		Отдел		Ярус		Карагандинский син-клинорий	Спасский ан-тиклино-рий	Нуринский синклино-рий	Карагандинский син-клинорий
Девонская	Верхний	Сульфидеро-вый горизонт							
		Д <sub>3</sub> f <sub>m</sub>	Мейстеровский горизонт						
	Средний	Д <sub>3</sub> f <sub>2</sub>	Акбастауская свита		Аликорин-ская свита		Ордабайская свита		
		Д <sub>2</sub> q <sub>v</sub>	Жиландьбу-таская свита		Салкин-тауская свита		Кара-бас-тауская свита		Жандарская свита
	Нижний	Д <sub>2</sub> e	Семизбугинская свита		Кома-дыр-ская сви-та		Биотарская свита /2-5 под-свиты/		Саумалколь-ская свита
		Д <sub>1</sub> s	Шешенькаринская свита						?
		Д <sub>1</sub> g <sub>d</sub>	Ордовик				I-подсвита		
							Силур		Ордовик

В западной части Спасского антиклинория нижнедевонские образования представлены комадырской свитой, которая по своему стратиграфическому объему соответствует второй-пятой подсвитам биотарской свиты и отличается от нее невыдержанным строением разреза, широким развитием конгломератов, большей насыщенностью вулканитами. В горах Комадыр и Семизкыз свита несогласно, с базальными конгломератами в основании залегает на байдаулетовской свите, а западнее гор Байдаулет несогласно перекрывается акбастауской свитой живет-франского возраста. В верхах комадырской свиты содержатся остатки эмских брахиопод [30].

Среднедевонские образования принадлежат четырем разновозрастным свитам (см. табл. 1). На северном крыле Карагандинского синклинория, в северной зоне краевого вулканического пояса, выделяется жиландыбулакская свита, сложенная туфами риолитов, вулканическими брекчиями, туфогенно-осадочными породами с прослоями андезибазальтов, известняков и алевролитов, содержащих живетскую флору. Мощность свиты 1500 м. В Спасском антиклинории и на южном крыле Карагандинского синклинория стратиграфическим аналогом жиландыбулакской свиты является салкинтауская свита, лежащая с параллельным несогласием на семизбугинской свите и несогласно перекрытая акбастауской свитой среднего-верхнего девона. По данным автора и Л.А.Щеголевой, салкинтауская свита сложена в низах андезибазальтами, которые вверх по разрезу сменяются туфами и вулканическими брекчиями, фациально замещающимися по простиранию на восток туфоконгломератами и туфопесчаниками. Верхи свиты сложены андезибазальтами, переслаивающимися с зеленоцветными песчаниками и алевролитами, в которых содержится флора среднего девона. Мощность салкинтауской свиты 2500 м. В Карасорском синклинории стратиграфическим аналогом салкинтауской свиты является жандарская свита, залегающая с параллельным несогласием на саумалкольской свите и согласно перекрываемая ордабайской свитой среднего-верхнего девона. Вместе с последней жандарская

свита входит в состав карасорокой серии [73]. В низах свита сложена туфогенными конгломератами и песчаниками основного-среднего состава с прослоями лав и туфов. Средняя часть свиты сложена тефроидами андезитового состава с прослоями алевролитов, содержащих брахиоподы и флору живетского возраста. Верхи свиты представлены туфогенными песчаниками с прослоями туфов и кремнистых туффитов. Мощность жандарской свиты 2500 м. В восточной части Нурина синклинория жандарская свита замещается карабастауской свитой близкого строения, мощность которой уменьшается к западу от 3800 м до 3000 м.

Таким образом, среднедевонские отложения характеризуются фациальной изменчивостью. Вулканогенные разрезы характерны для Спасского антиклинория и Карагандинского синклинория, расположенных соответственно в пределах центральной и северной зон вулканического пояса; в Карасорском и Нурина синклинориях в разрезе преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные породы, мощность свит увеличивается.

К живетско-франским образованиям относятся разновозрастные акбастауская, аликоринская и ордабайская свиты, фациально замещающие друг друга. Терригенная акбастауская свита развита в Спасском антиклинории и на южном крыле Карагандинского синклинория, где несогласно залегает на породах нижнего и среднего девона. Базальные конгломераты основания свиты вверх по разрезу сменяются зеленоцветными алевролитами и песчаниками с прослоями известняков, на западе в верхах появляются пестроцветные разности. На различных уровнях содержится фауна и флора среднего-верхнего девона [56]. Мощность свиты 1300 м. В западной части Спасского антиклинория и Нурина синклинория живетско-франские отложения представлены пестроцветными песчаниками и конгломератами, несогласно залегающими на нижнем девоне [18]. Аликоринская и ордабайская свиты выделяются соответственно в Нурина и Карасорском синклинориях, где они согласно залегают на подстилающих среднедевонских толщах. Основание аликоринской

свиты сложено конгломератами с галькой терригенных пород, яшм и эффузивов, основная часть свиты представлена песчаниками и алевролитами с линзами известняков и прослоями пепловых туфов кислого состава и тефроидов. Мощность свиты 2500-4500 м. Ордабайская свита обладает сходным строением. Основные отличия ее от аликоринской свиты заключаются в увеличении количества вулканического материала и в отсутствии в основании свиты конгломератов. Мощность ордабайской свиты достигает 4000 м. Возраст определяется находками брахиопод, кораллов, аммоноидей и конодонтов [21,73].

Фаменские отложения широко распространены в Карагандинском синклинории и в меньшей степени - в Нуринском и Карасорском синклинориях. Они представлены морскими фациями, с небольшим размывом залегающими на различных толщах девона. К нижнему подъярису относятся породы мейстеровского горизонта, представленные на юге Карагандинского синклинория мергелями, известняками, песчаниками и алевролитами общей мощностью 150-240 м. В Карасорском синклинории и в восточной части Нуринского синклинория нижний фамен сложен пестроцветными песчаниками и алевролитами с прослоями известняков общей мощностью более 1400м [30]. Сульциферовый горизонт верхнего подъяруса согласно надстраивает мейстеровский и повсеместно представлен комковатыми глинистыми известняками мощностью 100-140 м. На северном крыле Карагандинского синклинория верхнефаменские отложения несогласно залегают на среднем девоне.

### 3.3.3. Каменноугольная система

Каменноугольные морские и континентальные отложения широко развиты в Карагандинском синклинории, слагая почти непрерывный разрез мощностью около 2500 м, который изучался В.М.Бекманом, Н.Л.Габаем, Ю.Ф.Кабановым и многими другими исследователями [2,55]. Нижняя его часть, кремнисто-терригенно-

карбонатная, связана постепенным переходом с фаменом и представлена мелководными и глубоководными фациями симоринского, кассинского и русаковского горизонтов турнейского яруса. Мелководные известняки, мергели и алевролиты распространены на севере Карагандинского синклинория. Их суммарная мощность около 120 м. Южное крыло и ядро синклинория сложены более глубоководными образованиями - кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами известняков общей мощностью 350-400 м.

На западе синклинория, в Карагандинском угольном бассейне, широко распространены угленосные отложения. Нижняя угленосная серия, представленная аккудукской, ашлярикской и карагандинской свитами визейского-серпуховского возраста, представляет собой параличскую молассу, сложенную сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей, известняков и многочисленными угольными пластами, количество которых достигает 40 - они характерны для верхней части разреза. В основании серии выделяются теректинские слои, представленные туфами и туффитами с прослоями глинистых известняков. Мощность нижней угленосной серии меняется от 1200 до 2200 м.

Верхняя угленосная серия (лимническая моласса) средне-поздне-каменноугольного возраста состоит (снизу вверх) из надкарагандинской, долинской, тентекской и шаханской свит, сложенных зеленоцветными и красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами с редкими неустойчивыми пластами углей и пепловых туфов. Мощность серии 780-860 м.

В западной части Нуринского синклинория в грабен-синклиналях Сулу-Медине и Топарской обнажаются алевролиты и известняки турнейского яруса и визейские песчаники.

### 3.3.4. Пермская система

Нижнепермские образования развиты локально в Спасском

антиклинории и Карасорском синклинории. Наиболее полно их разрез представлен в Марзагалинской грабен-синклинали в восточной части Карасорского синклинория, где они расчленены А.М.Курчавовым на две свиты [53].

Кызылкиинская свита сложена кирпично-красными и красно-бурыми туфами, вулканическими брекчиями, туффитами и туфогенно-осадочными породами трахириолитового-трахидацитового состава с прослоями зеленых трахиандезибазальтов. Свита содержит флору кордаитов, характерных для самых низов перми. Мощность 1200 м. Кызылкиинская свита слагает также крылья Кабанкулакской мульды и установлена Ю.Ф.Кабановым в 1980 г. в западной части Спасского антиклинория (массивы Пирамиды Горнова и Западного Репера), где она слагает приразломные синклинали. Ю.Ф.Кабановым отмечена резкая невыдержанность строения свиты, большая насыщенность ее субвулканическими и жерловыми телами. К кызылкиинской свите автором, вслед за Ю.Ф.Кабановым, были отнесены вулканиты основного-среднего состава, развитые севернее и северо-восточнее Спасского завода и считавшиеся другими исследователями средне- или верхнедевонскими. М.Я.Решко в 1977г. в процессе детальных поисковых и съемочных работ установил резкое несогласное залегание этих вулканитов, слагающих пологие мульды и простые синклинали, на сложно дислоцированных породах комадырской свиты нижнего девона. *(При более поздних геолого-съемочных работах масштаба 1:50 000, проведенных О.Е. Беляевым, А.Ф. Читалиным и др., в районе Спасского Завода, возраст многих «пермских» вулканитов определен как среднедевонский и установлено их аллохтонное залегание в виде тектонических покровов и надвигов [121, 122]).*

Балатундыкская свита несогласно залегает на кызылкиинской свите и дислоцированных девонских толщах. Свита сложена красноцветными конгломератами, песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и известняков. В обломках известняков в конгломератах основания разреза содержится фауна мшанок нижнего карбона. Возраст свиты определяется находками растительных остатков, и,

согласно С.В.Мейену, соответствует верхней части ранней перми [53]. Мощность свиты 250-280м.

Позднепермский-раннетриасовый аюлинский вулканический комплекс впервые выделен Л.А.Щеголевой на восточной окраине Карагандинского синклинория [109]. Он представлен вулканогенными породами повышенной щелочности, залегающими почти горизонтально, с резким угловым несогласием. Важнейшей особенностью вулканитов аюлинского комплекса является их кайнотипный облик. Эффузивные образования прорваны многочисленными субвулканическими телами.

### 3.4. Мезозой

Верхнетриасовые-среднеюрские образования слагают Карагандинскую впадину и представлены красноцветными и пестроцветными конгломератами, песчаниками и аргиллитами с пластами бурых углей. В их составе выделяются несколько свит суммарной мощностью 700-900 м.

## Глава 4. Интрузивные гипабиссальные и субвулканические образования

В пределах Спасского антиклинория и его обрамления широко развиты интрузивные образования различного возраста. Раннепалеозойские и более древние интрузивы известны лишь в выступах фундамента варисцид в ядре антиклинория. В Матакском горсте Н.Н.Сигачевой отмечены небольшие штоки и послойные дайки метаморфизованных позднепротерозойских (?) гранит-порфиров, прорывающих кабанкулакскую свиту [62]. В ядре Жельмаинской антиклинали (горы Комадыр) и в западной части Матакского горста известны небольшие массивы гранодиоритов и габброидов предположительно позднеордовикского возраста.

Раннекаменноугольный(?) интрузивный комплекс в Спасском антиклинории представлен двумя массивами плагиогранитов и гранодиоритов, прорывающими ордовик и нижний девон Жунбайского и Теректинского горстов на востоке Спасского антиклинория. Возраст этих гранитоидов считается многими исследователями раннекаменноугольным, однако прямых данных, указывающих на это, нет. Вместе с тем цифры абсолютного возраста по калий-аргоновому методу дают среднекаменноугольный и пермский возраст отдельных интрузивных фаз [24]. По данным грави- и магниторазведки массивы прослеживаются на глубину до 4-5 км.

В центральной части Карасорского синклинория развиты многочисленные мелкие штокообразные и дайкообразные тела граносиенитов и трахириолитов позднепалеозойского—возраста. Граносиениты и трахириолиты являются разнофазными интрузиями. Они часто приурочены к разрывным нарушениям. Интересно, что эти интрузивы сосредоточены только в центральной части Карасорского синклинория, в меридиональной полосе шириной 20 км и длиной 50 км, фиксируя, по-видимому, ослабленную зону в фундаменте, а форма и размещение интрузивных тел контролируется разрывами в геосинклинальном складчатом комплексе. Для некоторых из них уста-

новлена воронкообразная форма [102]. Дайкообразные тела трахириолитов известны и в Нуринском синклинории. В юго-западной части Карасорского синклинория к этому интрузивному комплексу относится рой многочисленных даек и дайкообразных тел гранит-порфиров и диорит-порфиритов, дугообразно изгибающихся в плане согласно общему развороту осей складок. Здесь очевиден контроль размещения и формы этих тел осевым кливажем и соскладчатыми разрывами. Дайки прорывают среднекаменноугольные вулканы и смещаются кулисными сдвигами Балыктыкольской сдвиговой зоны.

Гранитоиды среднекаменноугольного топарского комплекса развиты в южной части Карасорского синклинория и в Нуринском синклинории. Интрузивы по геологическим и геофизическим данным имеют гарполитообразную форму. Корни гарполитов суживаются книзу, "шляпы" полого воздымаются в северном направлении. Как правило, с описываемыми интрузиями пространственно ассоциируют верхневизейские-среднекаменноугольные вулканы, резко несогласно перекрывающие складчатые девонские толщи. Формирование гарполитов обусловлено, по-видимому, внедрением магмы по близвертикальным разломам и ее растеканием под "панцирем" вулканитов. Интрузивы в плане часто удлиненные, их простираение совпадает с простираем складок и разрывов. В топарском комплексе выделяются три интрузивные фазы. Первая фаза сложена кварцевыми диоритами, диоритами, габбро, фациально замещающими друг друга по мере приближения к апикальной части интрузии. Они слагают небольшие, почти изометричные массивы. Вторая фаза представлена кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, гранодиоритами, также фациально замещающими друг друга по мере удаления от центральной части интрузии. Закономерная фациальная зональность обусловлена процессами гибридизма. Третья фаза сложена жильными гранитами и граносиенитами, выполняющими прототектонические трещины. Первой и второй фазам соответствуют комплексы даек основного и кислого состава, образующих рой преимущественно меридионального простираения - соответствующего простираению прототектонической

трещиноватости.

Цифры абсолютного возраста плутонов топарского комплекса, определенные калий-аргоновым методом соответствуют средне-позднекаменноугольному возрасту. Этому противоречат данные В.Я.Кошкина, А.В. Тевелева, согласно которым возраст топарского комплекса является раннепермским [30], однако эти данные не относятся к интрузиям топарского комплекса в Спасской меднорудной зоне. Строение и история формирования многофазного Топарского плутона в среднем карбоне обстановке левого сдвига рассмотрена О.Е. Беляевым и А.Ф. Читалиным [122].

К позднепермскому интрузивному комплексу относятся дайки габбродиорит-порфиритов, габбро-порфиритов, габбродиабазов и гранит-порфириров, не имеющие видимой связи с интрузивными массивами и приуроченные главным образом к крупным разрывам. В южной части Карасорского синклинория дайки габбродиабазов пересекают сдвиги Балыктыкольской зоны, последние же смещают каменноугольные и раннепермские интрузивы и вулканиты.

Лейкократовые граниты позднепермского-раннетриасового акчатауского интрузивного комплекса распространены лишь в южной части Карасорского синклинория (Каркаралинский массив) и в северной части Теректинского горста (Койтасский массив).

Большинство из рассмотренных позднепалеозойских интрузивов имеют четкий тектонический контроль - размещение интрузий в пространстве и их форма определяются разрывами и зонами тектонической трещиноватости.

## Часть II. Тектоника

### Глава 5. Методика структурных исследований

Структурные исследования на территории Спасского антклинория и его обрамления проводились автором на основе крупномасштабного и детального геологического картирования с широким использованием аэрофотоматериалов различных масштабов. Детальное расчленение стратиграфического разреза, тщательное картирование с прослеживанием маркирующих горизонтов позволило выявить многие важные особенности структуры. Было проведено изучение разрывных нарушений, мелких складок, кливажа, линейности, будинажа, тектонической трещиноватости. Для суждения о глубинном строении складок и морфологии разрывных нарушений широко использовались результаты региональных крупномасштабных геофизических исследований.

В качестве вспомогательного метода при решении структурных задач служил стереогеометрический анализ, основанный на использовании различных равноугольных стереографических сеток (построения проводились на верхней полусфере). Для оценки относительной интенсивности деформаций применялась методика определения параметров складчатой структуры по геологическим разрезам, предложенная А.В.Вихертом [27].

Целью изучения тектонической трещиноватости (совокупность мелких разрывов с амплитудой смещения крыльев, измеряемой несколькими миллиметрами - первыми десятками сантиметров) являлось восстановление типов структурообразующих палеотектонических полей напряжений, что важно при выяснении кинематики и механизма складко- и разрывообразования.

Теоретическое обоснование возникновения тектонических трещин и разрывов дал М.В.Гзовский [29]. Он разработал методику тектонофизического анализа парагенеза сопряженных трещин скалывания и трещин отрыва для определения ориентировки осей

главных нормальных напряжений. Эта методика и была использована в настоящей работе. В отдельных случаях использовалась для контроля методика П.Н.Николаева, позволяющая устанавливать сопряженность трещин скальвания по характеру разброса их элементов залегания [67]. Результаты, полученные по обоим методикам, совпали.

Известно, что кроме тектонических трещин в горных породах могут быть проявлены трещины и другого происхождения: первичные (контракционные) остывания, гипергенные (разгрузки, отпора, усыхания), трещины выветривания и т.д. В поле трещиноватость разделялась на тектоническую и нетектоническую по ряду признаков. Во-первых, тектонические трещины часто несут зеркала скольжения и жильное выполнение; во-вторых, они во многих случаях пронизывают насквозь весь скальный массив, почти на испытывая отклонения своего залегания в породах разного состава, в отличие, например, от диагенетических трещин усыхания в кровле прослоев глинистых пород, которые не выходят за пределы этих прослоев, или прототектонических трещин в интрузивных породах, залегание которых контролируется положением контактов интрузивного тела. В-третьих, тектоническая трещиноватость обычно образует системы, симметричные относительно разрывов и осевых поверхностей складок.

Установление принадлежности тектонических трещин к тем или иным генетическим типам производилось по следующим признакам:

Трещины скальвания обычно прямолинейны, с ровными притертыми поверхностями, часто несут зеркала скольжения; на затухании сколов иногда фиксировались мелкие кулисные ряды отрывов, заполненных альпийскими жилами. Сопряженность трещин скальвания определялась по направлению смещения по ним, по одинаковому минеральному выполнению, по совместной встречаемости систем в обнажениях.

Трещины отрыва характеризуются линзообразным строением, изогнутостью, незначительной протяженностью, повсеместным жильным выполнением. Отрывы не имеют регионального распространения и концентрируются локально в зонах разрывных

нарушений или образуют кулисные ряды на продолжении трещин скалывания. Иногда фиксируются внутрислоевые мелкие отрывы в пластах повышенной вязкости - песчаниках, конгломератах - обычно перпендикулярные поверхности напластования.

Трещины сплющивания отвечают осевому кливажу [45,54,68]. Для трещин кливажа характерна очень большая плотность - до 1000 шт. на 1 погонный метр перпендикулярно поверхности трещин. Плотность трещин зависит от состава пород и интенсивности смятия толщ. В любом случае плотность кливажных трещин в одном и том же обнажении всегда на один-два порядка больше плотности трещин скалывания. Кливажные поверхности слегка извилисты, часто сливаются и пересекаются под острыми углами. На их поверхностях могут развиваться сланцеватость, деформационная или минеральная линейности, а также зеркала скольжения. В конгломератах, базальтах кливаж грубый, редкий, по морфологии трещины напоминают отрывы, для них обычна "висячая" галька. В обнажениях с интенсивным развитием кливажа по нему почти всегда фиксируются смещения взбросового или сбросового, а иногда и сдвигового типов.

После разделения трещин по генетической принадлежности проводились массовые замеры трещиноватости на обнажениях объемом от 1 м<sup>3</sup> до 3 м<sup>3</sup>, причем замерялись все без исключения трещины, обнаруженные в данном объеме. На опорных участках измерялось 100-150 трещин, полюса которых наносились сразу же на равноугольную полярную сетку. После статистической обработки диаграмм определялись максимумы сопряженных систем трещин скалывания и восстанавливалась ориентировка осей главных нормальных напряжений по известной методике М.В.Гзовского [29]. Так как кливаж в пределах изученных обнажений обладал достаточно выдержанным залеганием, отпадала необходимость массовых замеров кливажных трещин; измерялись залегания лишь некоторых из них. Мелкие трещины отрыва, оперяющие трещины скалывания и образующие кулисные ряды, на диаграммы не наносились и анализировались отдельно. В случае, если в обнажении трещины

каждой системы характеризовались незначительным разбросом элементов залегания, эти системы уверенно выделялись без применения статистической обработки, производилось лишь измерение элементов залегания нескольких трещин каждой системы. Это позволяло существенно экономить время. Всего по региону тектонофизический анализ трещиноватости автором проводился на 138 обнажениях, в которых было замерено более 10 000 трещин. Построены карты горизонтальных проекций траекторий осей главных нормальных и касательных напряжений, анализировались их соотношения с различными структурными элементами и со всей структурой в целом.

## Глава 6. Складчатая и разрывная структура

Описание структуры Спасского антиклинория и его обрамления сделано для разных участков с различной степенью детальности. Подробно охарактеризовано строение ключевых участков, где решались принципиальные вопросы тектоники (как правило эти участки непосредственно изучались автором в поле). Строение других участков рассмотрено менее подробно. При описании структур, не изучавшихся автором в поле, использованы опубликованные данные других исследователей, - в этом случае обсуждаются лишь главные выводы, полученные ими, со ссылкой на соответствующую литературу. При переинтерпретации автором данных предшественников это специально оговаривается.

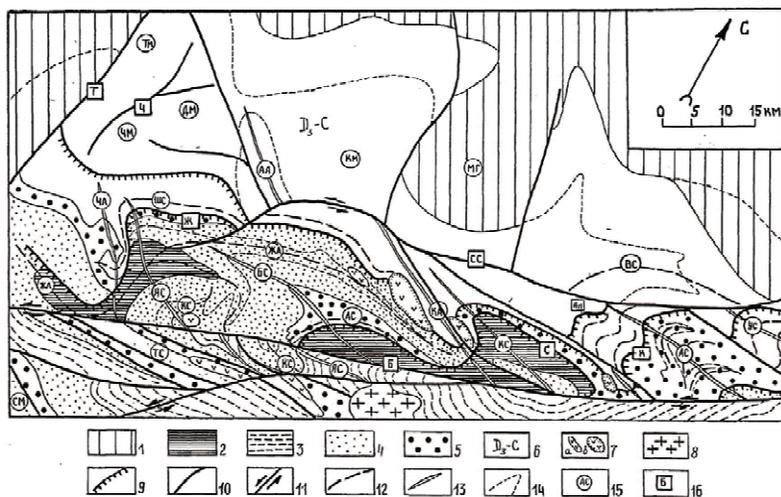
### 6.1. Спасский антиклинорий

Под Спасским антиклинорием понимается сложное складчатое сооружение, имеющее в целом антиклинальное отроение. Основу его составляют крупные складки северо-восточного простирания, осложненные более поздними поперечными и диагональными складками и разрывами. Ядро антиклинория сложено докембрийскими (?) и нижнепалеозойскими толщами комплекса основания, крылья - девонскими и нижнекаменноугольными образованиями главного геосинклинального комплекса; в последнем выделяется два структурных этажа - позднекаледонский (тельбесский) и ранне-средневарисийский. В гравитационном поле Спасскому антиклинорию соответствует эпицентральная часть крупной линейной положительной аномалии [5,6]. Антиклинорий протягивается в восток-северо-восточном направлении на 300 км. Ширина его меняется от 25 км на западе до 35 км в центральной части и до 15 км на востоке. Структура значительной части Спасского антиклинория была существенно пересмотрена автором на основании собственных исследований и переинтерпретации данных предшественников, перечисленных в гл. 1,3. Для удобства описания антиклинорий условно разделен нами на

две части: западную и восточную.

### 6.1.2. Западная часть Спасского антиклинория

На крайнем западе Спасского антиклинория находится Жельмаинская антиклиналь (фиг. 5). Это линейная, опрокинутая к северо-западу складка, ось которой S-образно изгибается. Изогнутость оси вторичная, обусловлена деформацией осевой поверхности антиклинали в Чурубай-Нуринской антиформе и Байдаулетовской синформе. Антиформа сопряжена на западе с Топарской грабен-синклиналью.



Фиг.5. Схема тектонического строения западной части Спасского антиклинория.

1 - эпикаледонский срединный массив; 2 - каледонский фундамент антиклинория; 3-6 -структурные этажи главного геосинклинального комплекса: 3-4 - нижний, сложенный силуром (3), нижним-средним девоном (4); 5-6 - верхний, сложенный средним-верхним девоном (5), фаменом-карбоном (6); 7 - раннепермские субвулканические интрузии (а) и эффузивы-орогенного складчатого комплекса (б); 8 - среднекаменноугольные гранитоиды; 9 - разрывные нарушения: 9-надвиги; 10-сбросы, взбросы; 11 -

сдвиги; 12-13 - оси складок: 12 - первого и второго этапов деформации, 13 - третьего этапа деформации; 14-простирання слоев; 15-названия складок: антиклиналей и антиформ ( ЖА-Жельмаинская, АА-Алабаская, ЧА-Чурубай-Нурина, КА-Кульджумурская), синклиналей и синформ ( ШС-Шарыктинская, КС-Комадырская, АС-Акбастауская, ТС-Топарская, СМ-Сулу-Медине, ЯС-Ялтинская, БС-Байдаулетовская, КС-Коктальская, АС-Адилсуйская, УС-Узунбулакская, ВС-Верхне-Сокурская), мульд Карагандинского синклинория (ТМ-Тентекская, ЧМ-Чурубай- Нурина, КМ-Карагандинская), МГ-Майкудукский горст; 16 - названия разрывов: надвиги (Ал-Алтынсуйский, Ж-Жалаирский, К-Кызылчекинский, С-Семизкызский), сбросы, взбросы ( Ч-Чурубай-Нурина, Т-Тентекский), сдвиги, сбросо-сдвиги (СС-Северо-Спасский, Б-Байдаулетовский).

Протяженность Жельмаинской антиклинали более 100 км, ширина 5-10 км. Осевая поверхность падает в южных румбах под углами 60-80°. Северное крыло вертикально или перевернуто и срезано Жалаирским надвигом, южное падает под углами 20-60°. Шарнир пологий, однако на западной периклинали он круто (70°) погружается к северо-западу, затем выполаживается и западнее Тентекского взброса приобретает пологое обратное падение; здесь же складка затухает

В ядре антиклинали обнажаются базальты и туфопесчаники ордовика, на которых с угловым и азимутальным несогласием залегают конгломераты и песчаники нижнего девона, причем девонские свиты трансгрессивно перекрывают фундамент (фиг. 6). Южнее Байдаулетовского сдвига, срезающего южную часть ядра складки, девон согласно надстраивает силур Нурина синклинория. Повидимому, сдвиг унаследовал здесь крупный додевонский разлом, "запечатанный" девонскими толщами.

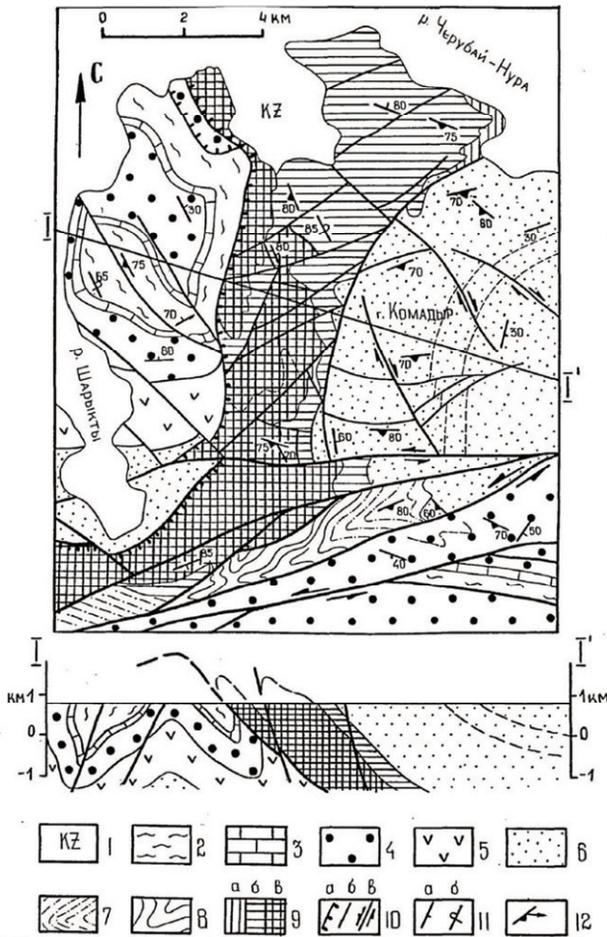
Границы подсвет байдаулетовской свиты конформны в общем подошве нижнего девона. Следовательно, можно предположить, что к моменту накопления девонских обломочных толщ фундамент не был существенно дислоцирован. Принимая во внимание то, что средняя подсвета байдаулетовской свиты залегает на нижней с угловым и азимутальным несогласием (это доказывается срезанием различных горизонтов последней подошвой средней подсветы), в фундаменте

следует выделять два структурных этажа. Фундамент был существенно переработан варисийскими складчатостями. Здесь выявляются фрагменты антиклинальной и синклиальной складок северо-западного простирания (см. фиг. 6). Эти складки в целом "вписываются" соответственно в антиклинали и синклинали главного геосинклинали комплекса, но, в отличие от последних, осложнены более интенсивной дисгармоничной мелкой складчатостью, вплоть до изоклинальной, нередко опрокинутой к юго-западу. Шарниры складок погружаются на юго-восток под углами 10-60°. Размеры складок варьируют от нескольких сотен метров до нескольких десятков сантиметров (в кремнистых туфоалевролитах). Они нарушены сдвигами и сбросо-сдвигами северо-восточного и северо-западного простираний. Некоторые из разрывов заведомо додевонские, так как "запечатаны" девоном. По-видимому, основу каледонской структуры составляли крупные простые складки с пологими крыльями, нарушенные мелкими разрывами.

На востоке ядро Жельмаинской антиклинали сопряжено с Комадырской брахисинклиалью (см. фиг. 5,6). Ось складки дугообразна. Синклиналь разрезана левосторонним Байдаулетовским сдвигом на две части, разобщенные на 16 км, так что ее южная половина находится уже в Нуринском синклинории.

Западное крыло складки пологое (20-400), восточное - крутое или перевернутое, осложненное складками второго порядка. Осевая поверхность падает в восточных румбах под углами 70-800. Ядро синклинали прорвано штоком раннепермских субвулканических андезитовых порфиритов. Крылья нарушены небольшими сбросами и взбросами, дугообразно изгибающимися параллельно ее оси.

Вдоль разрывов в породах развито интенсивное расщепление и прожилковое окварцевание. Дугообразность этих разрывов связана, очевидно, с их вторичной деформацией. Комадырская синклиналь пересекается Ялтинской синформой запад-северо-западного простирания, изгибающей ее осевую поверхность и прослеживающейся на юго-восток в Нуринском синклинории (см. фиг. 5).



Фиг.6. Схема геологического строения гор Комадыр.

1 - кайнозой; 2 - турнейский ярус; 3 - фаменский ярус; 4-7 - девон: 4 - средний-верхний, 5 - средний, 6-7 - нижний; 6 - комадырская свита, 7 - биотарская свита; 8 - силур; 9 - средний-верхний ордовик, байдаулетовская свита, подсвиты: а - верхняя, б - средняя, в - нижняя; 10 - разрывы: а - надвиги, б - взбросы и сбросы, в - сдвиги и сбросо-сдвиги; 11 - залегание слоистости: а - наклонное, б - перевернутое; 12 - наклонное залегание кливажа и деформационной линейности.

Интерференция этих складок обуславливает брахиморфность Комадырской синклинали.

Параллельно оси Ялтинской синформы протягиваются взбросы и сдвиго-взбросы, смещаемые правосторонними сдвигами северо-западного простирания. Осевой кливаж круто ( $70-80^\circ$ ) падает на юг; по-видимому, также ориентирована осевая поверхность синформы и сместители осепродольных взбросов. По кливажу отмечены взбросовые смещения, вблизи разрывов кливаж наследуется сланцеватостью.

В плоскости сланцеватости отмечаются сплюснутые гальки, имеющие форму трехосных эллипсоидов, длинные оси - а - а - которых погружаются в юго-восточных румбах, отклоняясь от линии падения кливажа на угол в  $10-30^\circ$ , а короткие оси - с - с - перпендикулярны кливажу. Соотношение осей а:в:с примерно равно 3:2:1 - 5:2:1. *(В дальнейшем изложении для краткости подобную ориентировку расплюснутых галек, зерен, миндалин, конкреций и т.п. в плоскости кливажа и сланцеватости мы, вслед за В.С.Милеевым [58], будем называть деформационной линейностью, в отличие от линейности скольжения (штрихи на зеркалах скольжения) и минеральной линейности).*

Восточнее Комадырской синклинали располагается Кулаайгырская антиклиналь, опрокинута к западу (см. фиг. 5). Осевая поверхность ее выполаживается в восточном направлении от  $80$  до  $40^\circ$ .

С востока Кулаайгырская антиклиналь сопряжена с Акбастауской синклиналью, дугообразная ось которой конформна фронтальной линии Семизкызского покрова, перекрывающего восточную половину ядра синклинали (см. фиг. 5). Длина складки более 25 км, ширина достигает 8 км в ее центральной части, совпадающей с участком пересечения оси синклинали осью Байдаулетовской синформы. Интерференция этих двух складок, первая из которых опрокинута, а вторая наклонная, обуславливает сложную конфигурацию ядра синклинали. Его очертания напоминают треугольник с вогнутыми сторонами, а форма -треугольную воронку с

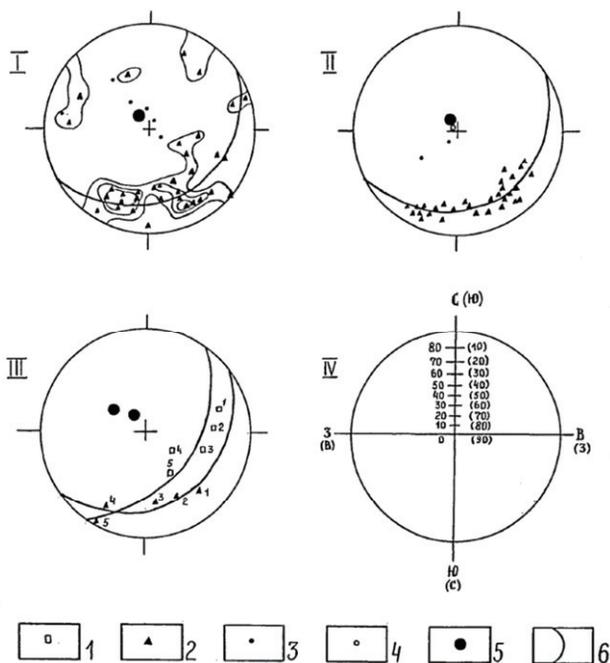
крутыми стенками (фиг. 10). На севере Акбастауская синклиналь сопряжена с восточным окончанием Жельмаинской антиклинали. Ядро синклинали осложнено складками второго порядка, которые сочетаются с дугообразными осепродольными крутыми надвигами. У дневной поверхности их сместители падают под углами 70-75° на юго-восток, что доказывается появлением вблизи разрывов так же ориентированной сланцеватости, наследующей осевой кливаж. Возможно, с глубиной надвиги выполаживаются и сливаются, образуя чешуйчатую структуру. Амплитуды вертикального смещения измеряются десятками - первыми сотнями метров. Сочетания надвигов и складок с сорванными перевернутыми крыльями приводят к многократному сдвиганию стратиграфического разреза среднего-верхнего девона в ядре синклинали.

В породах развиты кливажи двух этапов деформации. Ранний кливаж, отвечающий времени образования Акбастауской синклинали, пересекается кливажом, синхронным образованию Байдаулетовской синформы; последний падает в азимуте 190-200° под углами 80-85°. В отличие от раннего кливажа, тяготеющего к ядру синклинали, поздний кливаж равномерно пронизывает ее по всей ширине наложенной синформы.

На стереографических диаграммах полюсов кливажа (фиг. 7), составленных для Комадырской и Акбастауской синклиналей, полюса располагаются вдоль больших кругов, отвечающих пологим плоскостям, падающим на северо-запад. Нормали к этим плоскостям совпадают с крутыми шарнирами наложенных Ялтинской и Байдаулетовской синформ, погружающимися под углами 70-75°. Такое же положение имеют и шарниры мелких складок в обнажениях. На диаграмме III (см. фиг.7) выявляется взаимосвязанное изменение ориентировки кливажа и слоистости в пласте известняка на юго-западном крыле Акбастауской синклинали. Искривленность осей Жельмаинской и Кулаайгырской антиклиналей, Комадырской и Акбастауской синклиналей и осложняющих их разрывов, а также деформированность осевых поверхностей, выявленная

стереографически, однозначно свидетельствуют о возникновении этого парагенеза складок и разрывов до образования синформ и антиформ северо-западного простирания. Оси последних практически прямолинейны, а осевые поверхности устойчиво падают к юго-западу.

Жалаирский надвиг в плане криволинеен, крутой ( $60-85^\circ$ ) на западе и постепенно выполаживающийся к востоку. Он протягивается от урочища Жельмая до окрестностей Спасского завода, на расстояние почти 100 км. Линия надвига описывает очертания изгибающих его синфори и антиформ.



Фиг.7. Диаграммы полюсов осевого кливажа и слоистости, построенные для Комадырской (I) и Акбастауской (II-III) синклиналей (пояснения в тексте). IV - системы координат круговых диаграмм (верхняя полусфера) для плоскостных и линейных (в скобках) элементов.

1 - слоистость, 2 - кливаж, 3 - деформационная линейность, 4 - шарниры мелких складок, 5 - стереографические шарниры синформ третьего этапа деформации, 6 - дуги большого круга.

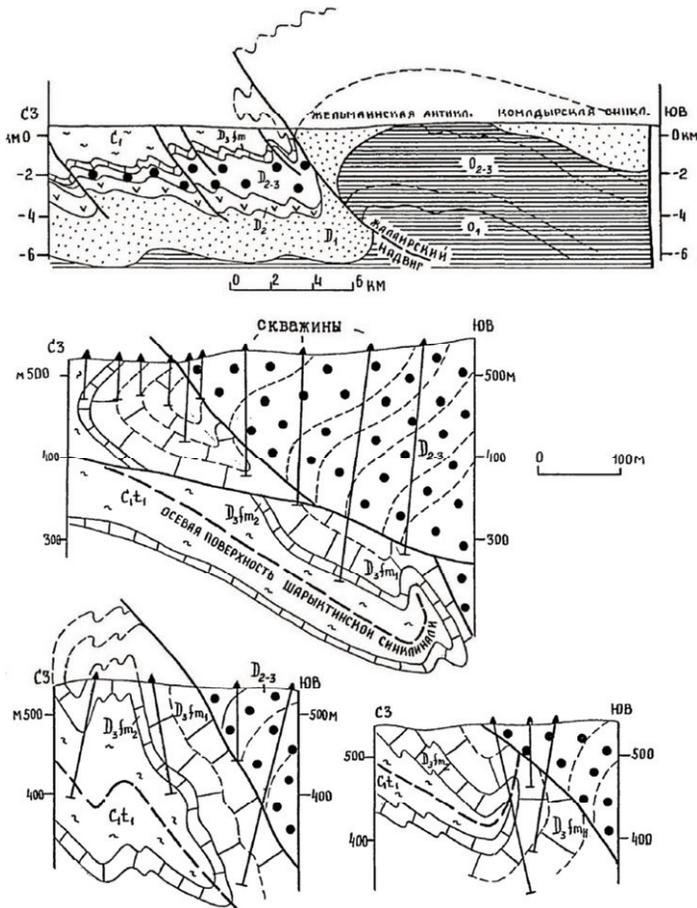
Следует отметить, что ранее синформы и антиформы не выделялись, а криволинейность надвигов и покровов считалась первичной. В своей западной части надвиг контролирует баритовое оруденение и разбурен многочисленными поисковыми скважинами (фиг.8). Бурение скважин проводилось в 1976 - 80гг. силами поисково-разведочных партий Карагандинской геологоразведочной экспедиции, руководимых Г.Ю.Коломенским и В.Д.Денисовым.

В пределах Жалаирского рудного поля на одних участках с глубиной сместитель надвига несколько выполаживается, на других - приобретает крутое северное падение, на третьих - смещается более поздними пологими надвигами и сбросами. Крутой кливаж, параллельный надвигу, также деформирован. Амплитуда перемещения по надвигу в районе гряды Жалаир более 500 м.

Надвиг вскрыт-карьером у пос. Жаргас, где пестроцветные песчаники живецко-франского возраста надвинуты на нижнефаменские алевролиты с известковыми прослоями и конкрециями. Слоистость параллельна сместителю и падает к югу под углами 70-80°. Конкреции расплющены и имеют форму трехосных эллипсоидов, длинные оси которых располагаются в плоскости кливажа и склоняются к юго-западу под углами 50-60°. Оси эллипсоидальных конкреций соотносятся в среднем как 3:2:1, однако встречаются шаровидные, дисковидные или боченовидные конкреции. На поверхностях конкреций наблюдаются штрихи скольжения, ориентированные согласно их удлинению, что свидетельствует о проскальзывании конкреций относительно алевролитового субстрата в процессе деформации; многие из них разорваны- поперечными трещинами отрыва. Деформация конкреций и их "облекание" алевролитами являются следствием пластического течения горных пород в зоне Жалаирского надвига.

Кроме кливажа, параллельного надвигу, в породах развиты крутые трещины скалывания сдвигового типа, параллельные диагональным сдвигам, смещающим надвиг (см.фиг. 8). Очевидно, сдвиги и сколовая трещиноватость возникли одновременно. На

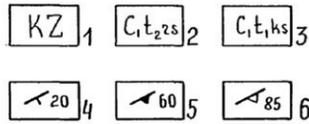
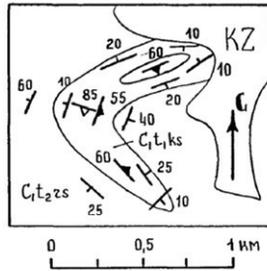
поверхностях кливажа зафиксированы горизонтальные левосдвиговые штрихи скольжения, которые не связаны с этапом надвигообразования, а возникли позже, скорее всего при деформации надвига в синформы и антиформы.



Фиг.8. Строение Жалаирского надвига у северного подножия гряды Жалаир (детальные профили пересоставлены А.Ф.Читалиным по материалам Г.Ю.Коломенского, В.Д.Денисова и др., 1976,1980 гг.).

На замыкании Кульджумурской антиформы надвиг падает на юго-восток под углами  $30-40^\circ$ , что доказывается наличием пологого кливажа и наследующей его приразломной сланцеватости, развитой лишь в девонских песчаниках и риолитовых туфах висячего крыла. Ширина зоны расланцевания не более 150-200 м. В плоскости сланцеватости отмечена деформационная линейность и почти совпадающая с ней линейность скольжения. В лежащем крыле Жалаирского надвига располагается Шарыктинская синклинали (см. фиг. 5). Это почти лежащая линейная складка протяженностью около 50 км и шириной не более 10 км. Она осложнена мелкими продольными складками, опрокинутыми на север, и крутыми ( $60-70^\circ$ ) надвигами, параллельными Жалаирскому. Эти складки и надвиги образовались позже самой синклинали, так как изгибают и смещают ее осевую поверхность (см. фиг. 8), которая первоначально полого ( $20-30^\circ$ ) падала на юго-восток. Осевые поверхности вторичных складок в свою очередь на глубине срезаются выполаживающимся Жалаирским надвигом, следовательно, он возник либо одновременно с этими складками, либо позже них. На западном замыкании синклинали, в урочище Шарыкты, ее шарнир резко воздымается ( $80^\circ$ ), совпадая с линией восстания юго-западного крыла Чурубай-Нуринской антиформы (см. фиг. 6). Ядро Шарыктинской синклинали здесь приобретает форму сплюснутой воронки с крутыми стенками. В окрестностях Спасского завода, в ядре Кульджумурской антиформы, шарнир Шарыктинской синклинали ундулирует, а деформирующие ее наклонные складки в свою очередь смяты в мелкие складки третьего этапа деформации (фиг. 9).

Кульджумурская антиформа представляет собой незамкнутую наклонную линейную складку северо-западного простирания (см. фиг. 5,10). Она деформирует Жалаирский надвиг и Семизкызский покров (см. ниже). Длина антиформы более 20 км, ширина по подошве надвига 3 км. Шарнир погружается к юго-востоку. Вполне вероятно, что северным продолжением антиформы в Карагандинском синклинории является Алабасская антиклиналь (см. фиг. 5). Оси этих складок разобщены Северо-Спасским левым сдвигом примерно на 10-15 км.



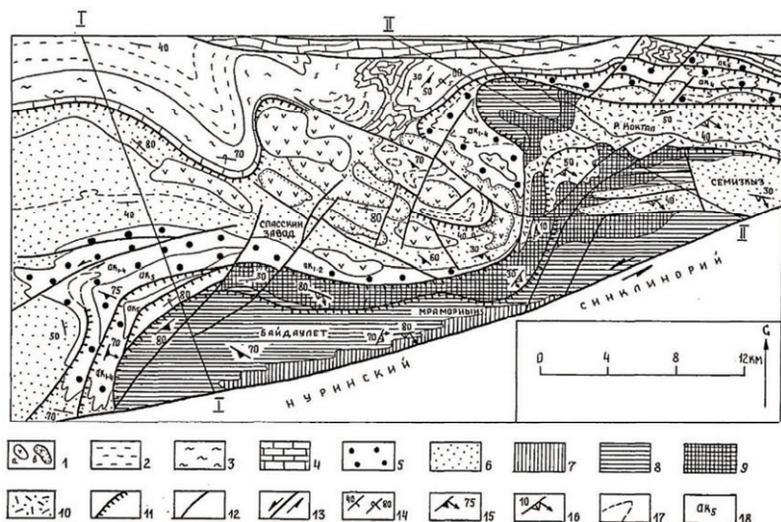
Фиг. 9. Изгибание складок второго этапа деформации в ядре Куньдзумурской антиформы.

1 - кайнозой; 2 -3 - турнейский ярус: 2 - верхний подъярус, русаковский горизонт, 3 - нижний подъярус, кассинский горизонт; 4 - слоистость; 5 - кливаж второго этапа деформации; 6 - кливаж третьего этапа деформации.

На крыльях и замыкании антиформы рассланцованные породы девона резко несогласно перекрыты пологолежщими вулканитами, отнесенными впервые Ю.Ф.Кабановым в 1980 г. к кызылкийинской свите нижней перми.

Пермь слагает мульды и синклинали преимущественно северо-западного простирания, осложненные продольными и поперечными взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами (см. фиг. 10). В вулканитах местами проявлен густой осевой кливаж.

Семизкызский складко-покров выполняет ядра деформирующих его Байдаулетовской и Коктальской синформ (см.фиг. 5,10). Он сложен рассланцованными и метаморфизованными породами ордовика и нижнего девона, образующими, по-видимому, крыло крупной лежачей антиклинали, ядро которой срезано надвигом, а замок размыт (фиг. 11).

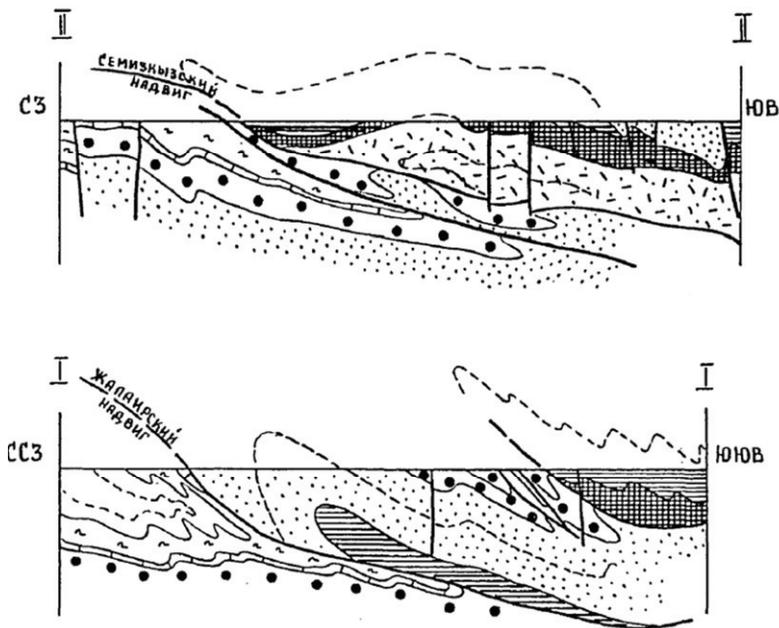


Фиг.10. Схема геологического строения окрестностей Спасского завода

1 - нижнепермские субвулканические(а) и эффузивные(б) андезиты; 2 - визейский ярус, нижний-средний подъярусы; 3 - турнейский ярус; 4 - фаменский ярус; 5-6 - девон: 5 - средний-верхний, 6 - нижний; 7-9 - средний-верхний ордовик, байдаулетовская свита, подсвиты: 7 - верхняя, 8 - средняя, 9 - нижняя; 10 - нижний ордовик, боркинская свита; 11 - надвиги; 12 - сбросы, взбросы; 13 - сдвиги; 14 - залегание слоистости; 15 -залегание осевого кливажа и деформационной линейности второго и третьего этапов деформации; 16 - залегание кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности первого этапа деформации; 17 - простираение слоев; 18 - подсвиты акбастауской свиты.

Слои смяты также в наклонные и прямые складки второго и третьего этапов деформации соответственно северо-восточного и северо-западного простираений. Вдоль р.Коктал (см.фиг. 10) обнажено ядро крупной антиклинали северо-восточного простираения, сложенной риодацитовыми туфами и кремнистыми алевролитами боркинской свиты. Замыкания и большая часть северного крыла этой складки срезаны

надвигом, который, очевидно, залегает положе ее осевой поверхности. Антиклиналь осложнена поперечными мелкими наклонными складками северо-западного простирания, параллельного осям крупных синформ и антиформ третьего этапа, изгибающих покров.



Фиг.11. Геологические разрезы к схеме на фиг.10.  
Условные обозначения см. на рис.10.

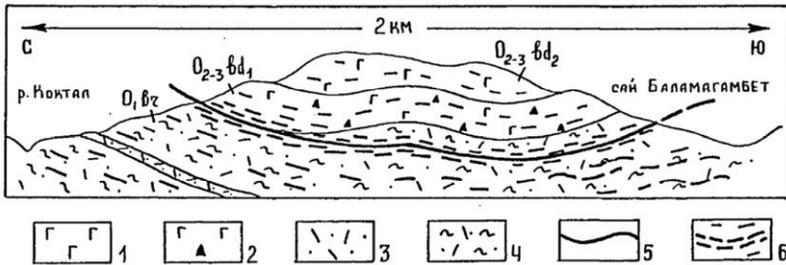
Изогнутыми в складки оказываются также послонные надвиги и срывы, развитые на границах толщ различного литологического состава. Примером таких разрывов может служить Баламагамбетский срыв (фиг. 12). Он залегает несколько круче слоистости и совпадающей с ней кристаллизационной сланцеватости и в южном направлении срезает все более молодые слои своего висячего крыла (см. фиг. 10). Вдоль срыва прослеживается зона интенсивного рассланцевания и

развальцевания пород шириной в несколько метров.

Кристаллизационная сланцеватость неравномерно развита в пределах почти всего Семизкызского покрова. Вверх по разрезу и по мере удаления от надвига ее интенсивность уменьшается. На замыканиях складок северо-западного простирания, изгибающихся сланцеватость, видно пересечение ее осевым кливажом этих складок. В плоскости сланцеватости отчетливо проявлены деформационная линейность и линейность скольжения (соотношения осей 6:2:1-20:2:1), погружающиеся на юго-восток независимо от простирания смятой в складки сланцеватости; немного изменяется лишь угол склонения линейности. Деформационная линейность и линейность скольжения обычно совпадают не совсем точно - угол отклонения может достигать 10-30°; отмечены случаи наложения на сланцеватость двух параллельных ей зеркал скольжения, в свою очередь перекрывающих друг друга, причем направления погружения штрихов скольжения и знаки смещения не совпадают, что свидетельствует о неоднократных и разноориентированных подвижках по поверхностям кристаллизационной сланцеватости. Возникновение кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности, а также послонных надвигов и срывов типа Баламагамбетского, связано с наиболее ранним этапом образования Семизкызского складко-покрова. На втором этапе деформации сланцеватость и надвиги были изогнуты в складки, срезанные в свою очередь Семизкызским надвигом. Следовательно, по нему произошли повторные надвиговые движения. На третьем этапе складко-покров был изогнут в синформы и антиформы северо-западного простирания.

Значительный разброс значений азимутов (10-230°) и углов (0-85°) погружения полюсов слоистости и сланцеватости на диаграммах (фиг. 13) обусловлен как раз изгибанием этих поверхностей в складки двух направлений (диаграммы I,III). Изменение элементов залегания линейности происходит на диаграммах вдоль дуг малых кругов, оси которых круто погружаются к югу и юго-востоку (диаграммы II,IV). Углы погружения линейности изменяются от 5 до 85°, а азимуты - в

юго- западных и юго-восточных румбах. Очевидно, что на первом этапе деформации линейность была близгоризонтально ориентирована в азимуте  $320-340^\circ$  - в этом же направлении, следовательно, происходило пластическое течение горных пород при. образовании складко-покрова.

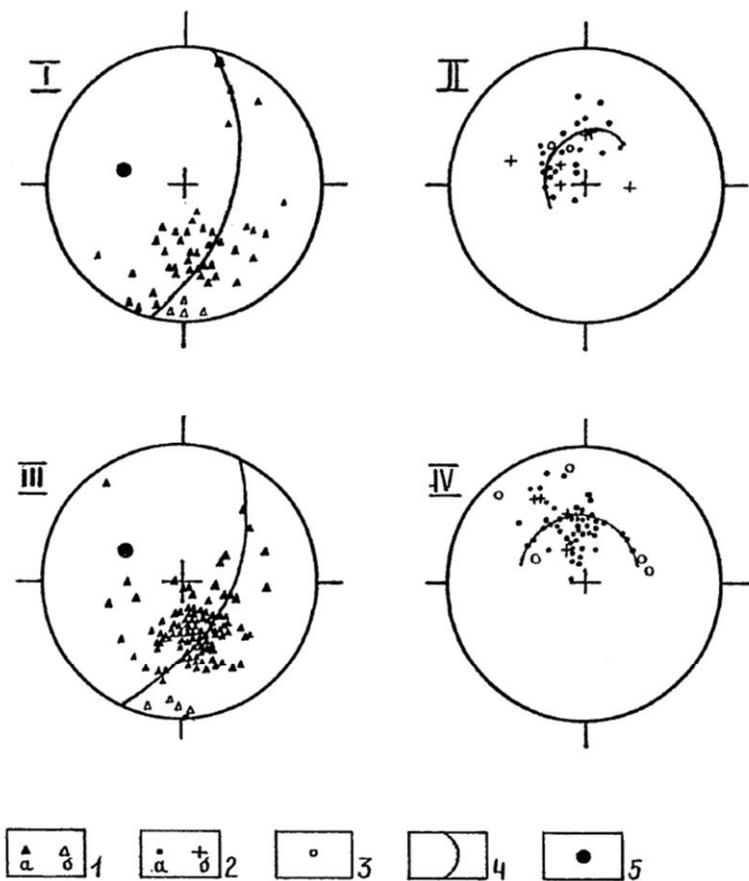


Фиг. 12. Баламагамбетский срыв в горах Семизкыз.

1-2 - байдаулетовская свита: 1 - средняя подсвита, базальты; 2 - нижняя подсвита, базальты, лазобрекчии; 3-4 - боркинская свита: 3 - риолитовый туф, 4 - переслаивание риодацитовых туфов и туфоалевролитов; 5 - поверхность срыва; 6 - рассланцевание.

В среднем течении р. Коктал Семизкызский покров перекрывает Кызылчекинский складко-покров, являющийся, как уже указывалось выше, продолжением Жалаирской надвиговой структуры.

В окрестностях горы Кызылчеку одноименный покров изогнут в Кызылогузскую антиформу и Адильсуйскую синформу, которые нарушены продольными и поперечными крутыми взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами. В ядре антиформы выступает фрагмент Алтынсуйского складко-покрова (фиг. 14,15). Алтынсуйский покров впервые был выделен и описан Ю.Ф. Кабановым восточнее - в среднем течении р. Алтынсу [43,44], но эта структура рассматривалась им не как складко-покров, а как тонкая пластина, заполненная мелкими наклонными и опрокинутыми складками, срезаемые на глубине секущим горизонтальным надвигом.



Фиг. 13. Диаграммы полюсов кристаллизационной сланцеватости, кливажа и линейности в породах Семизкызского покрова.

I, II - ядро Байдаулетовской синформы; III, IV - ядро Кокतालской синформы.

1 - кливаж и кристаллизационная сланцеватость первого(а) и кливаж второго(б) этапов деформации; 2 - линейность: а - деформационная, б - скольжения; 3 - шарниры мелких складок второго и третьего этапов деформации; 4 - дуги больших кругов; 5 - стереографические полюса синформ третьего этапа деформации.

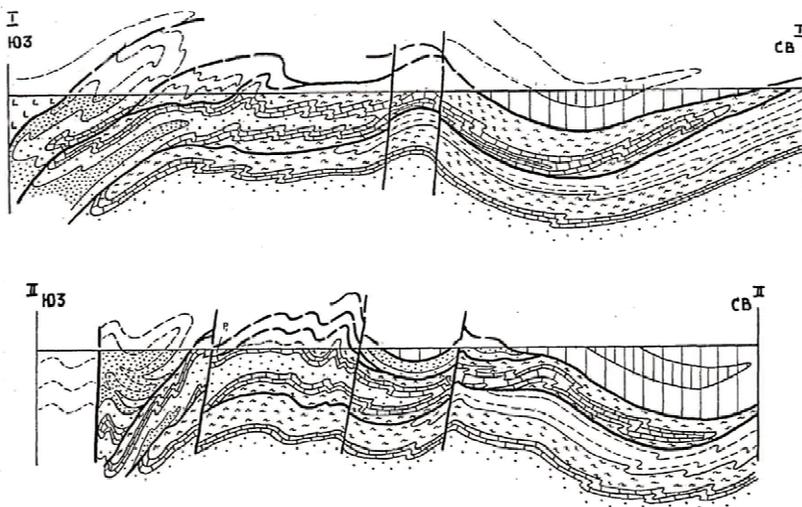
Рассматриваемый участок является опорным для изучения структуры Кызылчекинского складко-покрова, впервые выделенного и описанного в 1978 г. О.Е. Беляевым, Ю.А.Зайцевым и автором. В 1983 г. автором было проведено дополнительное изучение структуры участка, основанное на более детальном расчленении и картировании девонских толщ и специальных структурных исследованиях [104].

Перед фронтом Алтынсуйского надвига, в автохтоне, сложенном песчаниками и углистыми алевролитами нижнего-среднего визе, протягивается Верхне-Сокурская синклиналь. Нормальное крыло складки, выполаживаясь, переходит в северное крыло Карагандинского синклинория. Южное, перевернутое крыло, срезано надвигом. По своему строению складка похожа на вышеописанную Шарыктинскую синклиналь и, возможно, является ее продолжением. Алтынсуйский складко-покров сложен песчаниками верхов акбастауской свиты и глинисто-кремнистыми образованиями фамена и нижнего турне. На дневной поверхности обнажено лишь верхнее, нормальное, крыло лежащей антиклинали, замыкание и частично ядро, изогнутые в складки более поздних этапов деформации (см. фиг. 14,15). В известняках повсеместно наблюдаются "послойные" асимметричные складки течения, ограниченные поверхностями срывов, параллельных их осевым поверхностям. В породах развит тонкий кливаж и наследующая его слабовыраженная сланцеватость. Шарниры складок погружаются главным образом к юго-западу и северо-востоку под углами от 0 до 90°, отражая вторичную деформацию осевых поверхностей (фиг.16 - I, III, IV, V, VI). На диаграммах шарниры "послойных" лежащих складок образуют пояс рассеяния вдоль вертикальной плоскости северо-восточного простираения, нормаль к которой горизонтальна и отвечает шарниру Кызылогузской антиформы (фиг. 17-I). Очевидно, что на первом этапе деформации шарниры складок течения располагались в горизонтальной плоскости и были ориентированы в юго-западном - северо-восточном направлении. Следовательно, течение известняков на первом этапе происходило к северо-западу в соответствии с преобладающей вергентностью "послойных" складок.

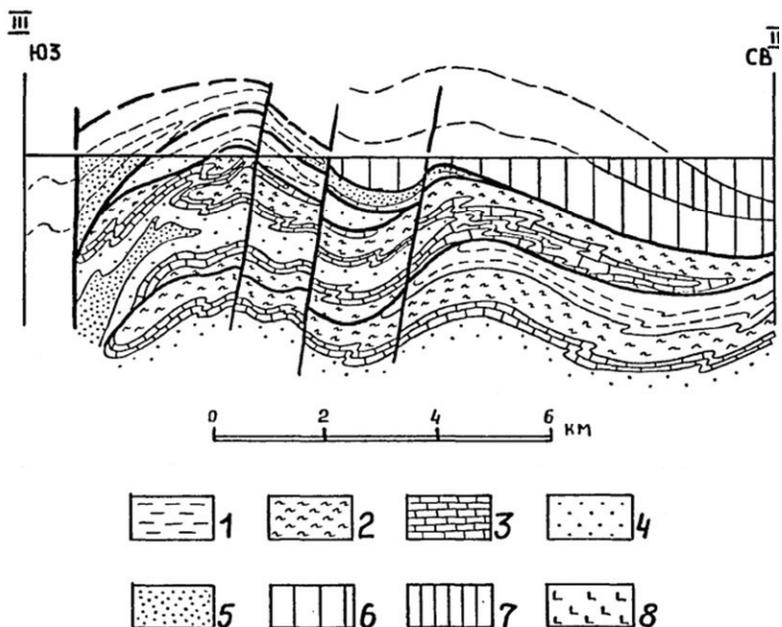


сложенные средним- верхним девоном: 4 - Кызылогузский, 5 – Сарыгумсукский, 6 - Адильсуйский; 7 - Семизкызский покров, сложенный ордовиком; 8 - наложенная синклиналь, сложенная нижней пермью; 9 - надвиги первого этапа деформации; 10 - взбросы, сбросы и сдвиги-сбросы третьего этапа деформации; 11 - Байдаулетовский сдвиг четвертого этапа деформации; 12-14 - оси складок:

12 - первого и второго этапов деформации: а-наклонных, б-опрокинутых; 13,14 - третьего этапа деформации; 15 - ориентировка шарниров складок первого(а), второго и третьего (б,в) этапов деформации; 16 - наклонное залегание кливажа и наследующей его сланцеватости первого и второго (а), третьего(б,в) этапов деформации; стрелка указывает направление погружения деформационной линейности; 17 - залегание слоистости: а-наклонное, б-перевернутое; 18 - простираение слоев.



Фиг. 15. Геологические разрезы, иллюстрирующие строение складкопокровов в окрестностях горы Кызылчеку (линии разрезов показаны на фиг.14).

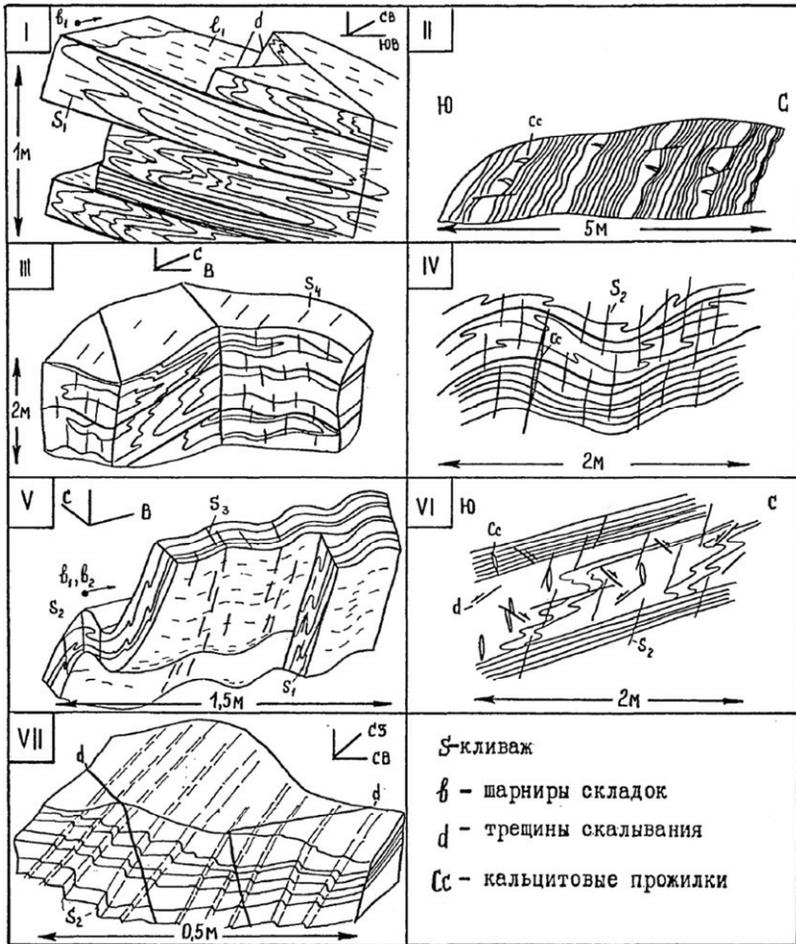


Фиг. 15 - продолжение. Геологические разрезы, иллюстрирующие строение складко-покровов в окрестностях горы Кызылчеку (линии разрезов показаны на фиг.14).

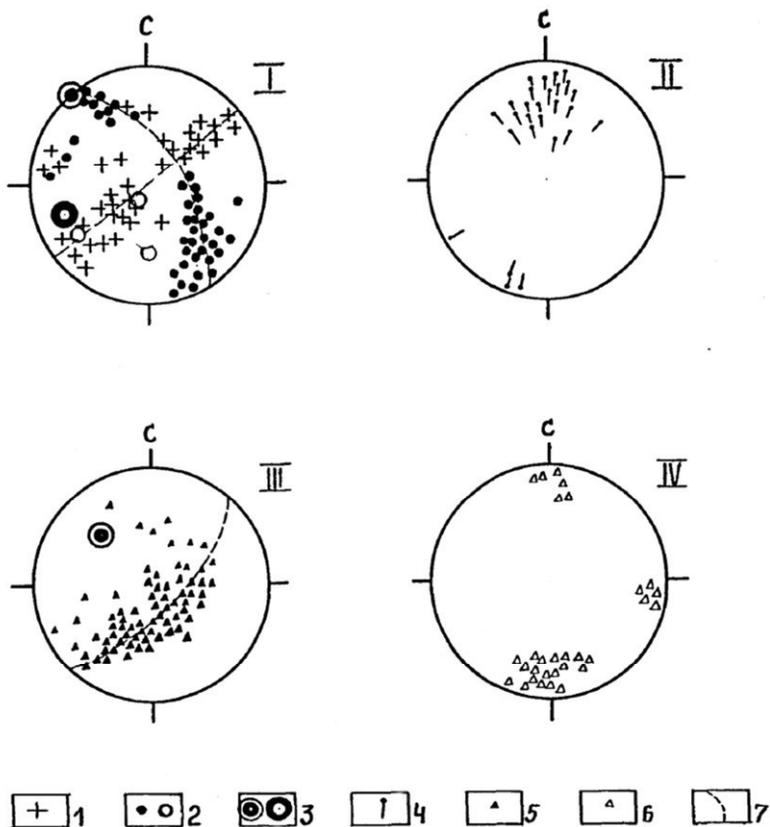
1 - визейский ярус, нижний-средний подъярус; 2 - турнейский ярус; 3 - фаменский ярус; 4-6 - средний-верхний девон, акбастауская свита, подсвиты: 4 - пятая, 5 - четвертая, 6 - вторая и третья нерасчлененные, 7 - первая; 8 - средний-верхний ордовик, байдаулетовская свита.

Нагнетание пластичного материала в одних местах сопровождалось его выжиманием из других, на что указывает наличие послойного будинажа в известняках, зафиксированного, в частности, в 2 км севернее г. Кызылчеку (см. фиг. 16 - II). Как будины, так и складки течения нарушены поперечными трещинами отрыва, заполненными кальцитом, и диагональными сколами. Этот парагенез трещин возник в конце первого этапа деформации в условиях вертикального сжатия, направленного перпендикулярно слоистости, и

северо-западного горизонтального растяжения. Вертикальное сжатие было вызвано, очевидно, литостатической нагрузкой (о возможных причинах горизонтального растяжения речь пойдет в гл. 9).



Фиг. 16. Мелкие структурные формы в фаменских известняках Алтынсуйского складко-покрова в окрестностях горы Кызылчеку (пояснения в тексте).



Фиг.17. Диаграммы шарниров мелких складок (I), деформационной линейности (II), полюсов кливажа(III, IV) в Алтынсуйском и Кызылчекинском складко-покровах (пояснения в тексте).

1-2 - шарниры складок: 1 – «внутрипластовых» первого этапа деформации; 2 - второго и третьего этапов деформации; 3 - стереографические шарниры складок третьего этапа; 4 - деформационная линейность; 5 - кливаж первого и второго этапов деформации, 6 - кливаж третьего этапа деформации; 7 - дуги большого круга.

К складкам второго этапа деформации относятся линейные наклонные и опрокинутые складки, оси которых дугообразно изогнуты,

повторяя конфигурацию линий надвигов. Осевые поверхности падают под углами 60-30°, на глубине они, возможно, выполаживаются. Складки сопряжены с мелкими надвигами и взбросами, параллельными их осевым поверхностям. В горных породах развит отчетливый осевой кливаж, по которому происходили взбросовые смещения. Статистическое изучение элементов залегания кливажа второго этапа показало, что его полюса располагаются на диаграмме вдоль дуги большого круга, полюс которой отвечает пологому шарниру Кызылогузской антиформы третьего этапа (см. фиг. 17 - III).

К складкам третьего. этапа, помимо крупных синформ и антиформ, изгибающих покров, относятся и многочисленные мелкие линейные складки близширотного простираения в ядре Кызылогузской антиформы. Следует отметить, что в смежной Адильсуйской синформе такие складки отсутствуют. Следовательно, они возникли в результате нагнетания пластичных известняков в замок антиформы с ее крыльев и из замка синформы. Оси описываемых складок веерообразно сближаются на замыканиях антиформы (см.фиг. 14), что отражается на диаграмме в виде характерного треугольника разброса шарниров в ее правом нижнем квадранте (см.фиг. 17-I). Шарниры располагаются вдоль дуги большого круга, характеризующей положение осевой поверхности антиформы.

В складках третьего этапа широко проявлен кливаж, иногда веерообразный. Кливажные трещины часто заполнены кальцитом. В тонкослоистых известняках кливаж выражен в виде кинк-зон (см. фиг. 16-IV, V, VII). Пересечение кливажей второго и третьего этапов в глинистых известняках вызывает образование эффектных муллион-структур.

К складкам третьего этапа также относятся прямые и наклонные мелкие складки северо-восточного и меридионального простираений, с крутыми и пологими шарнирами (см. фиг. 16 - III, V). К этой группе складок относится и поперечная седловина на своде Кызылогузской антиформы. В поперечных складках кливаж развит неравномерно, иногда он наследуется сланцеватостью. Наличием поперечных складок,

по-видимому, следует объяснять ромбовидные очертания ядра Кызылогузской антиформы.

В строении Кызылчекинского складко-покрова на рассматриваемом участке выделяются три частных складко-покрова (Кызылогузский, Сарытумсукский, Адильсуйский), имеющих одинаковую внутреннюю структуру. Каждый из них представляет собой лежащую антиклиналь, ограниченную сверху и снизу пологими надвигами. Складко-покровы изогнуты в складки второго и третьего этапов деформации (см. фиг.14,15). Осевые поверхности лежащих складок падают под углами 15-30°, породы вдоль надвигов интенсивно рассланцованы. На западном замыкании Кызылогузской антиформы пологий одноименный надвиг срезает осевые поверхности опрокинутых складок второго этапа, деформирующих лежащие складки. По данным бурения, сместитель надвига падает под углом 20°, а осевой кливаж в складках второго этапа - под углами 30-60°. В 3 км южнее г.Кызылчеку оси мелких лежащих складок дугообразно изогнуты, отражая изгибание осевых поверхностей в складки второго этапа, последние же срезаны Семизкызским надвигом.

Рассмотренные соотношения складок и надвигов позволяют заключить, что надвиги первого этапа деформации на втором этапе были регенерированы, но недеформированы, в то время как слои сминались в складки. Образование последних, учитывая их широкое распространение и пологое зеркало складчатости, можно связывать, вероятно, с волочением слоев при надвиговых перемещениях складко-покровов на втором этапе деформации.

Значительные изменения' углов падения осевых поверхностей складок второго этапа (от 25 до 60°) связаны, очевидно, с изгибанием их в складки третьего этапа.

Деформационная линейность в складках первого и второго этапов ориентирована как по падению, так и по простиранию кливажа или занимает промежуточное положение. Она погружается главным образом в южном или юго-восточном направлениях под углами от 5 до 60°, реже - к северо-востоку. Такой разброс углов падения линейности

отражает ее изгибание в Кызылогузскую антиформу (см.фиг. 17-II).

В бассейне рек Адильсу и Алтынесу Алтынсуйский покров подтержден Ю.Ф.Кабановым структурным бурением [43]. По данным этого исследователя, здесь развиты многочисленные тектонические чешуи мощностью в первые сотни метров и шириной от сотен метров до 7- 12 км. Каждая чешуя имеет складчатое внутреннее строение и сложена породами близких стратиграфических интервалов, так что более молодые породы оказываются наиболее продвинутыми на север. На наш взгляд, такое закономерное "удревнение" чешуй с севера на юг свидетельствует о наличии здесь гигантской лежащей складки-антиклинали, от которой неразмытым сохранилось лишь нижнее перевернутое крыло, хотя нельзя полностью исключить и наличие отдельных чешуй и пологих секущих надвигов. Величина горизонтального сближения глубоководных и мелководных фаций фамена и турне по надвигам оценивается Ю.Ф.Кабановым на этом участке в 15-20 км.

Изменения простираний складок в отдельных чешуях объясняются Ю.Ф.Кабановым вращением чешуй при надвигании покровов, а извилистая конфигурация надвигов в плане - их пологим (0-20°) залеганием.

Однако, нам представляется, что плавные округлые линии надвигов большого радиуса кривизны скорее являются следствием изгибания их в синформы и антиформы, так как трудно представить себе иначе изгибание надвига в плане почти на 90° при равнинном характере рельефа. Геометрическая реконструкция залегания Алтынсуйского надвига (в ядре Узынбулакской синформы) с учетом его гипотетического равномерного падения на юго-восток под углом 20° показывает, что многие точки пересечения линии надвига со стратоизогипсами его сместителя и с поверхностью рельефа располагались бы в этом случае на отметках с отрицательными абсолютными значениями высот (до -1400 м). Однако это не соответствует действительности, так как надвиг пересекает дневную поверхность везде на отметках +600 м. Следовательно, надвиг вторично изогнут. Наличие синформ и антиформ северо-западного простирания косвенно

подтверждается наличием соответствующих максимумов на диаграммах полюсов осевого кливажа, составленных Ю.Ф.Кабановым для тектонических чешуй в бассейне рек Алтынсу и Адильсу [42]. На многих диаграммах им выделено две системы кливажа, одна из которых, на наш взгляд, отвечает складкам второго этапа, а вторая - параллельна осевым поверхностям изгибающих эти складки и надвиги синформ и антиформ третьего этапа деформации.

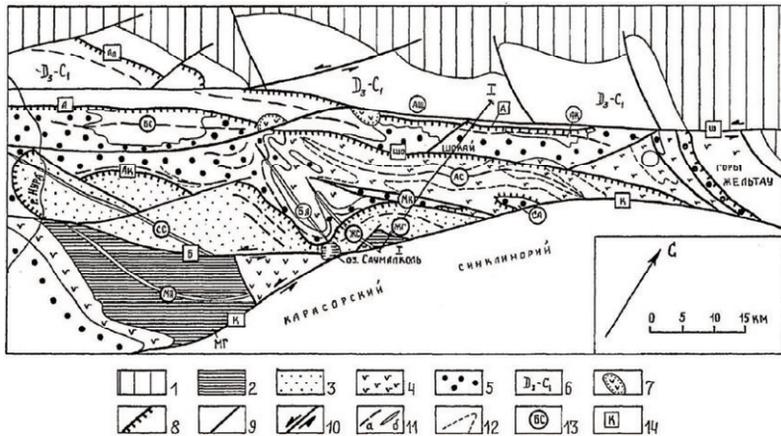
### 6.1.3. Восточная часть Спасского антиклинория

На востоке Спасского антиклинория в его ядре обособляются горстовые выступы фундамента, а в Спасском надвиговом поясе выделяются Алтынсуйский, Кызылчекинский и Акбулакский складко-покровы первого порядка (первые два покрова частично описаны выше). Алтынсуйский складко-покров срезается здесь Кызылчекинским, а последний состоит из двух покровов второго порядка - Адильсуйского и Шокайского. Складчато-разрывная структура антиклинория нарушена крупными сдвигами (фиг. 18).

Основой структуры Адильсуйского складко-покрова на востоке Спасского антиклинория, так же, как и на западе, является крупная лежащая складка-антиклиналь - местами, вероятно, ныряющая (согласно нашей интерпретации данных О.Е.Беляева, Ю.Ф.Кабанова и др., изучавших этот регион в процессе геолого-съёмочных работ). Она ограничена снизу пологим надвигом (фиг. 19). Пологое залегание надвига косвенно доказывается значительными горизонтальными смещениями (до 1 км) его поперечными мелкими сбросами и сдвигосбросдвигами (см. фиг. 18).

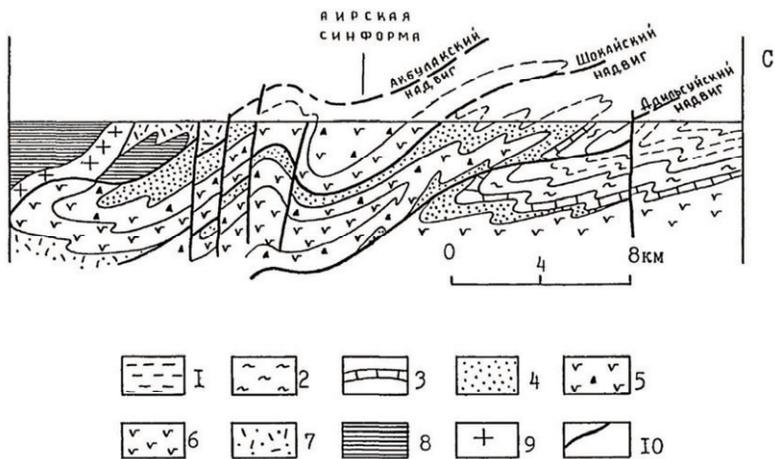
Оси мелких лежащих складок, осложняющих лежащую антиклиналь, изогнуты. Это, несомненно, следствие деформированности их в наклонные и опрокинутые к северо-западу складки второго этапа (фиг. 20). В породах развит осевой кливаж второго этапа, падающий на юго-восток под углами 60-70°. Простираение кливажа, как и простираение складок второго этапа, на

отдельных участках плавно и волнообразно меняется, в породах отмечен также поперечный крутой кливаж близмеридионального простирания. Эти явления свидетельствуют о наличии здесь слабо выраженных мелких складок третьего этапа деформации, деформирующих складки второго этапа и лежащие складки и надвиги первого этапа деформации.



Фиг. 18. Схема тектонического строения восточной части Спасского антиклинория (без Теректинского горста).

1 - эпикаледонский срединный массив; 2 - фундамент антиклинория; 3-6 - структурные этажи главного геосинклинального комплекса: 3-4 - нижний, сложенный нижним(3) и средним(4) девоном; 5-6 - верхний, сложенный средним-верхним девоном(5), фаменом-нижним карбоном(6); 7 - орогенный складчатый комплекс, сложенный нижней пермью; 8 - надвиги; 9 - взбросы; 10 - сдвиги; 11 - оси складок: а - первого и второго, б - третьего этапов деформации; 12-простираения слоев; 13 - названия складок: антиклиналей и антиформ (МА-Матакская, БА-Булакадырская, СА-Садыкольская), синклиналей и синформ (БС-Бузулдайская, СС-Саумалкольская, ЖС-Жунбайская, АС-Аирская, АЖ-Албайжартасская, АЩ-Ащисуйская); горсты (МГ-Матакский, МК-Маликкайнарский); названия разрывов: надвиги (Ал-Алтынсуйский, А-Адилсуйский, Шо-Шокайский, Ак-Акбулакский); сдвиги, сбросо-сдвиги (Ш-Шалкаркольский, Б-Байдаулетовский, К-Карасорский).

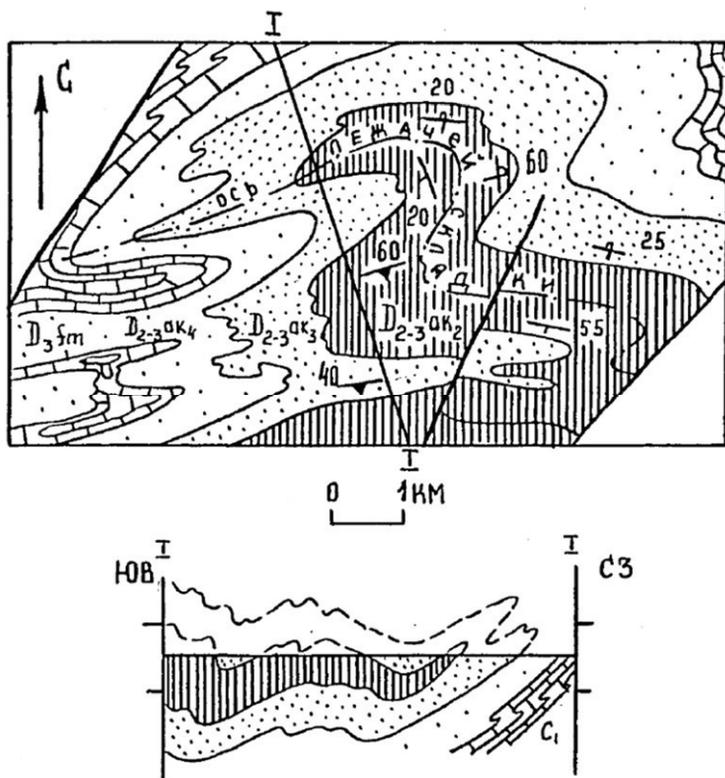


Фиг.19. Схематический геологический разрез, иллюстрирующий строение складко-покровов в восточной части Спасского антиклинория (составлен по данным автора и с использованием материалов Ю.Ф.Кабанова; линия разреза, показана на фиг. 18).

1 - визейский ярус; 2 - турнейский ярус; 3 - фаменский ярус; 4 - средний-верхний девон; 5-6 - средний девон, салкинтауская свита, подсвиты: 5 - средняя, 6 - нижняя; 7 - нижний девон; 8 - ордовик; 9 - граниты; 10 - надвиги.

Шарнир Адильсуйского складко-покрова полого ундулирует, поэтому вдоль фронта надвига на дневной поверхности обнажается то ядро лежащей складки, сложенной акбастауской свитой, то ее верхнее крыло, сложенное фаменом и карбоном, выполняющими ядра крупных брахисинклиналей второго этапа деформации.

Интерференция разнопорядковых и разноориентированных складок трех этапов деформации обусловила возникновение очень сложной результирующей структуры; очертания ядер интерференционных складок самые различные – S-образные, трапециевидные, серповидные, паукообразные, λ-образные.



Фиг.20. Изгибание лежачей антиклинали первого этапа деформации в продольные складки второго этапа, наклонные к СЗ. Фрагмент Адильсуйского складко-покрова в 10 км северо-восточнее пос. Шокай (см.фиг.18), по данным Ю.Ф.Кабанова в интерпретации А.Ф.Читалина.

$D_{2-3ak2}$ ,  $ak_3$ ,  $ak_4$  - подбиты акбастауской свиты, песчаники, алевролиты;  $D_{3fm}$  - фаменские известняки.

Шокайский складко-покров (впервые выделяется автором) протягивается от р.Нура на западе до гор Жельтау на востоке на расстояние 45 км и имеет максимальную ширину 7 км. Его фронтальная часть на западе срезана Шалкаркольским сдвигом (см.фиг. 18,19).

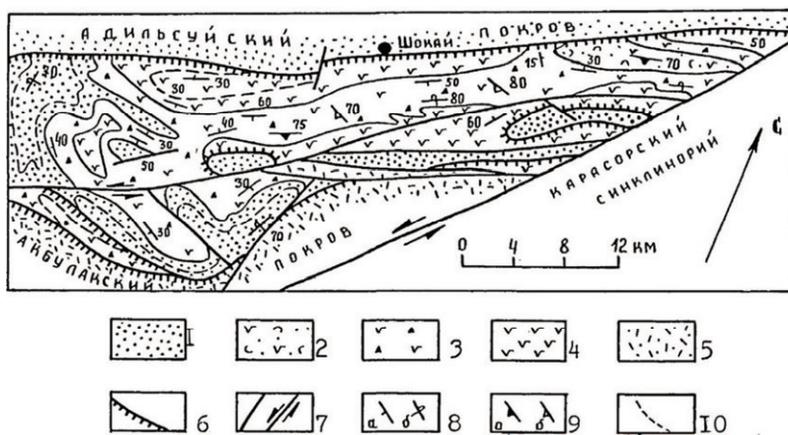
Шокайский покров сложен вулканитами и песчаниками

салкинтауской и акбастауской свит, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности (см. фиг. 20) и, возможно, слагающими верхнее крыло лежащей антиклинальной складки (см.фиг. 19). Между свитами имеется региональное несогласие - в западной части покрова акбастауская свита залегает на средней подсвите салкинтауской свиты, а в горах Аир - средняя подсвита согласно надстраивается верхней. Величину углового несогласия оценить трудно вследствие совместной дислоцированности обеих свит, но, вероятно, она невелика.

В геофизических полях Шокайскому покрову соответствуют линейные положительные гравитационная и магнитная аномалии, интенсивность, которых уменьшается к юго-западу в направлении погружения слагающих покров плотных и «магнитных» андезибазальтов салкинтауской свиты под Акбулакский покров. Максимум гравитационной аномалии совпадает с ядром Аирской синформы, изгибающей Шокайский покров, а северная граница аномалии - с его фронтальной линией. По мнению Г.Р.Бекжанова, Р.Н.Кирилловой, Э.А.Токарского (1976г.), анализировавших строение геофизических полей Спасского антиклинория и его обрамления, эти аномалии обусловлены увеличенной мощностью андезибазальтов салкинтауской свиты. Возможная причина аномальной «мощности» андезибазальтов рассмотрена далее.

Западная часть Шокайского покрова, между р.Нурой и оз.Саумалколь эродирована меньше восточной и в ядре Саумалкольской синформы почти полностью перекрыта Акбулакским покровом, который на востоке размыт; здесь размыта и акбастауская свита, слагающая верхнюю часть Шокайского покрова. Восточная часть покрова смята в линейную Аирскую синформу северо-восточного простирания (фиг.21). Осевая поверхность синформы падает к югу под углами 70-80°, южное крыло местами перевернуто. Шарнир синформы пологий, складка раскрывается к западу и востоку. Ядро осложнено складками второго порядка, измеряющимися первыми километрами. В горах Аир, в наиболее прогнутой части ядра синформы, слои залегают

очень полого (10-15°). В породах развит осевой кливаж, падающий на юго-восток под углами около 75°. Кроме продольного кливажа местами отмечен диагональный крутой кливаж северо-западного простирания, параллельный осям небольших слабо выраженных складок, изгибающих северное крыло синформы.



Фиг. 21. Схема строения Шокайского покрова (составлена автором на основании материалов собственных исследований, данных Ю.Ф.Кабанова и Л.А.Щеголевой).

1 - средний-верхний девон, акбастауская свита, песчаники, алевролиты; 2-4 - средний девон, салкынтауская свита; подсвиты: 2 - верхняя, андезибазальты, туфопесчаники; 3 - средняя, лавобрекчии, туфы, туфопесчаники; 4 - нижняя, андезибазальты; 5 - нижний девон; 6 - надвиги; 7- сбросы, сбросо-сдвиги; 8 - залегание слоистости; а - наклонное, б - перевернутое; 9 - наклонное залегание кливажа второго(а) и третьего(б) этапов деформации; 10-простирание слоев.

На юге Аирская синформа сопряжена с Садыкольской антиформой, в ядре которой обнажаются песчаники акбастауской свиты, смятые в мелкие опрокинутые к северу изоклиналильные складки (см. фиг.21). Антиформа под острым углом пересекается

Маликкайнарским горстом в котором обнажена также акбастауская свита параавтохтона, прорванная небольшими штоками позднепалеозойских трахиандезитов (Ю.Ф.Кабановым был выделен Маликкайнарский грабен, но, в свете излагаемых здесь представлений о структуре Шокайского покрова, логично предположить, что это горст, выводящий на дневную поверхность породы "параавтохтона" - Адильсуйского покрова).

При изгибании покровов в синформы и антиформы складкообразование вследствие различной компетентности сминавшихся толщ было дисгармоничным - порфириды образовали простые крупные складки, а переслаивающиеся песчаники и алевролиты - мелкие. Срезание последних Шокайским надвигом, вероятно, связано с относительным проскальзыванием складкопокровов на крыльях формировавшихся синформ и антиформ.

Покровным строением Айрской синформы объясняется аномальная "мощность" порфиритов в ее ядре и замке, суммирующаяся из мощностей салкинтауской свиты на крыльях и в ядрах складкопокровов, участвующих в строении синформы (см. фиг.19). Толщина образовавшейся тектонической линзы, сложенной плотными и "магнитными" порфиритами (при известной мощности свиты не более 2,5 км) достигает, вероятно, 6-8 км. По-видимому, это и послужило причиной гравитационной и магнитной аномалий над Айрской синформой.

Акбулакский покров занимает значительную площадь между р. Нурой на западе и сопками Жунбай на востоке. Протяженность покрова более 70 км, а максимальная ширина - 15 км. Он слагает ядра Саумалкодьской и Жунбайской синформ, разделенных Булакадырской антиформой, в ядре которой он размыт (см.фиг. 18). Фронтальная линия надвига испытывает значительные горизонтальные смещения (до 4-6 км) по небольшим сбросам и сбросо-сдвигам, что свидетельствует о пологом падении его сместителя. С юга покров срезан Байдаулетовским и Карасорским сдвигами; восточное его окончание, вероятно, обнажено в Теректинском горсте.

В гравитационном поле западной части покрова соответствует изометричная отрицательная аномалия; в восточном направлении, по мере погружения шарнира Саумалкольской синформы и увеличения мощности покрова в ее ядре, значения поля силы тяжести возрастают.

Покров сложен неравномерно метаморфизованными и рассланцованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами ордовика, нижнего и среднего девона, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности. По всей видимости, он представляет собой фрагмент нормального крыла крупной лежачей антиклинали, ядро и замок которой срезаны надвигом и размыты. Вдоль фронта покрова прослеживаются узкие изоклинальные складки второго порядка, обладающие на крыльях синформ и антиформ крутыми шарнирами. В ядре Саумалкольской синформы развиты нормальные или наклонные линейные складки с пологими крыльями, простирающиеся параллельно ее оси. Эти складки возникли, очевидно, одновременно с образованием синформы.

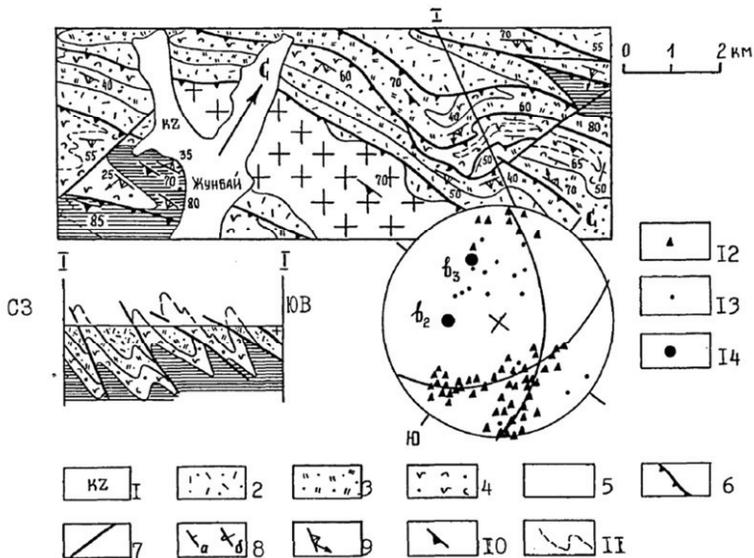
Многие породы Акбулакского покрова, по данным Н.Н.Сигачевой, метаморфизованы в фации зеленых сланцев и превращены в сланцы, порфириды и порфиритоиды. Слоистость унаследована кристаллизационной сланцеватостью, в плоскости которой линейно вытянуты в юго-восточных румбах расплющенные зерна, гальки и миндалины. На наш взгляд, степень метаморфических преобразований пород и характер кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности такие же, как и в описанном выше Семизкызском покрове, в западной части Спасского антиклинория. Вполне возможно, что эти оба покрова представляли некогда единый шарьяж, впоследствии разделенный на части Шалкаркольским сдвигом. Слоистость и сланцеватость смяты в широтные и северо-западные линейные складки нескольких порядков, вплоть до мелкой плейчатости. Наиболее рассланцованы риолитовые и дацитовые туфы и туфопесчаники семизбугинской свиты, наименее - андезибазальты и базальты байдаулетовской свиты.

В ядре Жунбайокой синформы слоистость и сланцеватость смяты

в изоклинные складки второго этапа, осложненные взбросами и крутыми надвигами, а иногда и пологими секущими надвигами, совместно с которыми они изогнуты в небольшие сигмоиды северо-западного простирания (фиг.22). Вдоль этих надвигов и взбросов отмечена гофрировка осевого кливажа и сланцеватости второго этапа. В изоклинных складках сланцеватость первого этапа (по слоистости) и сланцеватость второго этапа (по осевому кливажу) практически неразличимы. Смятие кливажа и сланцеватости в плейки, шарниры которых почти вертикальны, вызвано, очевидно, более поздними сдвиговыми подвижками по взбросам.

Жунбайский горст обособляется в ядре одноименной синформы, где он имеет треугольные очертания и ограничен с запада меридиональным сбросом, с севера - широтным взбросом или надвигом, а с юга - Карасорским сдвигом. В горсте обнажены базальты второй подсвиты байдаулетовской свиты, перекрытые конгломератами шешенькариной свиты, и совместно с ними смятые в линейные складки, опрокинутые к северу. Складки почти изоклинные - углы наклона крыльев достигают 60-80° (см. фиг. 22). Выходы ордовикских пород установлены нами и в 10 км северо-восточнее горста, где они слагают клинообразные в плане выступы среди нижнедевонских образований. Ранее Ю.Ф.Кабановым в одном из таких блоков были установлены базальты и яшмы, сопоставлявшиеся им с уртынжальской серией Тектурмасского антиклинория, кроме того, среди этих пород им были отмечены выходы серпентинитов [13]. Серпентиниты, по мнению автора, имеют явно протрузивное положение, так как обнажаются в высыпках в виде сплюснутых эллипсоидальных обломков с оттянутыми концами и оглаженных со всех сторон. Яшмы и базальты, отмеченные Ю.Ф.Кабановым, на наш взгляд, не отличаются от таковых в байдаулетовской свите.

Складки Жунбайского горста прорваны рассланцованными гранитоидами раннекаменноугольного (?) возраста, аналогичными гранитоидам в Теректинском горсте на востоке Спасского антиклинория.



Фиг. 22. Схема геологического строения окрестностей сопки Жунбай.

1 - кайнозой; 2-4 - нижний девон: 2-3 - саумалкольская свита, подсвиты: 2 - верхняя, риолитовые туфы; 3 - нижняя, дацитовые туфы; 4 - шешенькаринская свита, туфоконгломераты, андезибазальты; 5 - средний-верхний ордовик, байдаулетовская свита, средняя подсвита, базальты, туфопесчаники, яшмоиды; 6 - надвиги, взбросы второго этапа деформации; 7 - сбросы и сбросо-сдвиги третьего этапа деформации; 8-залегание слоистости: а - наклонное, б - перевернутое; 9 - наклонное залегание кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности первого этапа деформации; 10 - наклонное залегание осевого кливажа второго этапа деформации; 11 - простираение слоев; 12-14 - к диаграмме: 12 - сланцеватость первого этапа, 13 - деформационная линейность первого этапа; 14 - стереографические шарниры складок второго и третьего этапов (пояснения в тексте).

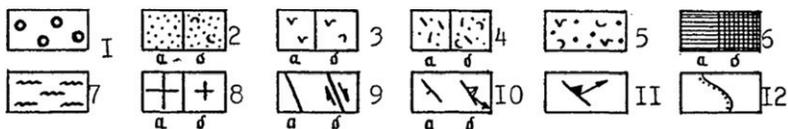
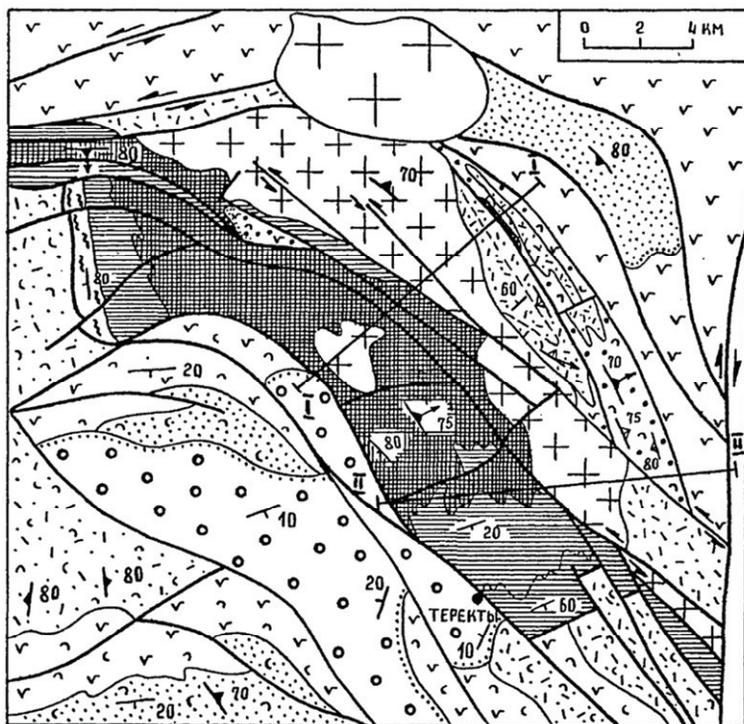
На диаграмме (см. фиг. 22), показывающей положение полюсов кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности первого этапа деформации, видно, что полюса располагаются вдоль дуг

большого круга, отвечающих плоскостям северо-восточного и северо-западного простираний. Нормали к этим плоскостям параллельны шарнирам складок второго и третьего этапов, изгибающих сланцеватость и линейность. На первом этапе сланцеватость была близгоризонтальна, а линейность ориентирована в ее плоскости в северо-западном направлении. В этом же направлении, очевидно, происходило и движение Акбулакского складко-покрова.

Таким образом, структурные особенности, характер метаморфических преобразований и реконструированное направление тектонического течения горных пород для Акбулакского и описанного выше Семизкызекского покровов одинаковы.

Как уже указывалось выше, восточное продолжение Акбулакского складко-покрова предполагается нами в Теректинском горсте (см. фиг.2). Строение горста изучалось в 1963-64гг. Л.Т.Протасевичем, Б.Я.Журавлевым, Г.П.Кошелевым, Н.И.Зардиашвили и др. Позднее специальные тектонические и металлогенические исследования здесь проводились О.Е.Беляевым, Е.Ф.Бурштейном, А.П.Урываевой и др. Автором, при участии Л.Т.Протасевича и Н.Н.Сигачевой, в 1977-81гг. здесь была детально откартирована байдаулетовская свита и подробно изучена ее стратиграфия.

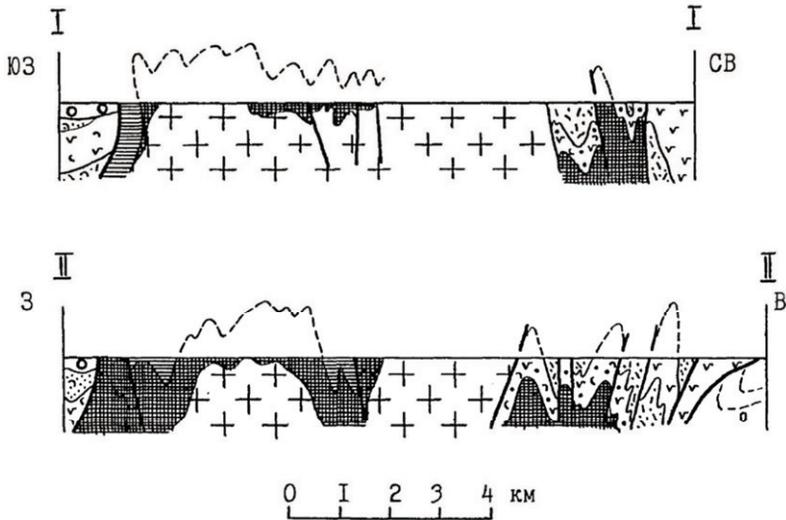
С юго-запада горст ограничен Западно-Теректинским сбросом, коленообразно изогнутым в плане. По данным гравиразведки, сброс на глубине круто падает в сторону Карасорского синклинория, а в приповерхностной части, изгибаясь, приобретает обратное падение под горст, образуя козырек. В западном крыле сброса, в смежном грабене, обнажены породы девона и нижней перми. Амплитуда вертикального смещения по разлому не менее 1,5-2 км. Параллельно ему протягивается Восточно-Теректинский сброс, ограничивающий горст с востока, в восточном крыле которого обнажаются породы среднего-верхнего девона (фиг. 23).



Фиг. 23-І. Схематическая геологическая карта Теректинского горста (составлена А.Ф.Читалиным с использованием данных Л.Т.Протасевича, Н.Н.Сигачевой).

1 - нижняя пермь, вулканиты, конгломераты; 2 - средний-верхний девон: а - акбастауская, б - ордабайская свиты; 3 - средний девон, свиты: а - салкинтауская и жиландыбулакская, б - жандарская; 4-5 - нижний девон, свиты: 4 - семизбугинская (а), саумалкольская (б); 5 - шешенькаринская; 6 - средний-верхний ордовик, байдаулетовская свита, подсвиты: а - верхняя, б - средняя; 7 - верхний ордовик, кувская свита; 8 - граниты и гранитоиды: а -

позднепермские, б - раннекаменноугольные (?); 9 - разрывные нарушения: а - сбросы, взбросы, б - сдвиги, сбросо-сдвиги; 10 - ориентировка слоистости (а), кристаллизационной сланцеватости и деформационной линейности первого этапа деформации (б); 11 - ориентировка осевого кливажа и линейности 2 и 3 этапов деформации; 12 - граница несогласного залегания.



Фиг. 23 - II. Геологические разрезы Теректинского горста.  
Условные обозначения и линии профилей показаны на фиг. 23-I.

Теректинскому горсту соответствуют интенсивные гравитационная и магнитная аномалии, обусловленные повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью слагающих его базальтов байдаулетовской свиты. В северо-западной части горста аномалии приобретают юго-западную ориентировку и, расширяясь, постепенно затухают в северной части Карасорского синклиория, отражая пологое погружение фундамента под девон. Согласно расчетам Ю.В.Юнаковской, в юго-западном и северо-восточном направлениях горст на глубине клинообразно расширяется [11].

В строении Теректинского горста нами выделяются две зоны, ра-

зделенные сравнительно узкой полосой выходов гранитоидов Коктасджальского массива, который, согласно данным грави- и магниторазведки, на глубине занимает почти всю ширину горста (см. профили на фиг.23). Западную часть горста слагает линейная Теректинская антиклиналь, обнаженная лишь своей восточной частью. Западное крыло складки почти полностью обрублено Западно-Теректинским сбросом, восточное - "съедено" интрузией. В ядре складки обнажаются переслаивающиеся базальты и туфопесчаники средней подсвиты байдаулетовской свиты, выше которых на замыкании антиклинали (восточнее пос. Теректы) залегают вулканические брекчии, базальты и кремнистые туфоалевролиты и известняки верхней подсвиты; в крайней северо-западной части горста (в 10 км севернее оз.Саумалколь) в строении сохранившегося фрагмента крыла участвуют яшмоиды, кремнистые туффиты и алевролиты кувской свиты верхнего ордовика.

Осевая поверхность Теректинской антиклинали близвертикальна, кливаж в породах падает как к юго-западу, так и к северо-востоку под углами 75-80°; складка почти изоклиальная. Замыкание ее осложнено продольными мелкими складками как с крутыми, так и с пологими шарнирами.

Кливаж пронизывает складку довольно равномерно, но особенно он интенсивен на ее восточном крыле, в зоне сближенных продольных взбросов, где развиты мелкие изоклиальные складки. Возраст разрывов – раннекаменноугольный, так как они смещают гранитоиды Коктасджальского массива, но прорываются позднепермскими гранитами Коктайского интрузива.

По кливажу вблизи взбросов развивается сланцеватость, породы сильно расплющены - вкрапленники и миндалины в базальтах уплощены в плоскости кливажа и линейно ориентированы по его падению. В зоне сближенных взбросов отмечены мелкие поперечные складки с крутыми шарнирами, изгибающие сланцеватость. В узкой синклинали в северо-западной части горста обнажаются конгломераты и песчаники шешенькаринской свиты нижнего девона, залегающие на базальтах

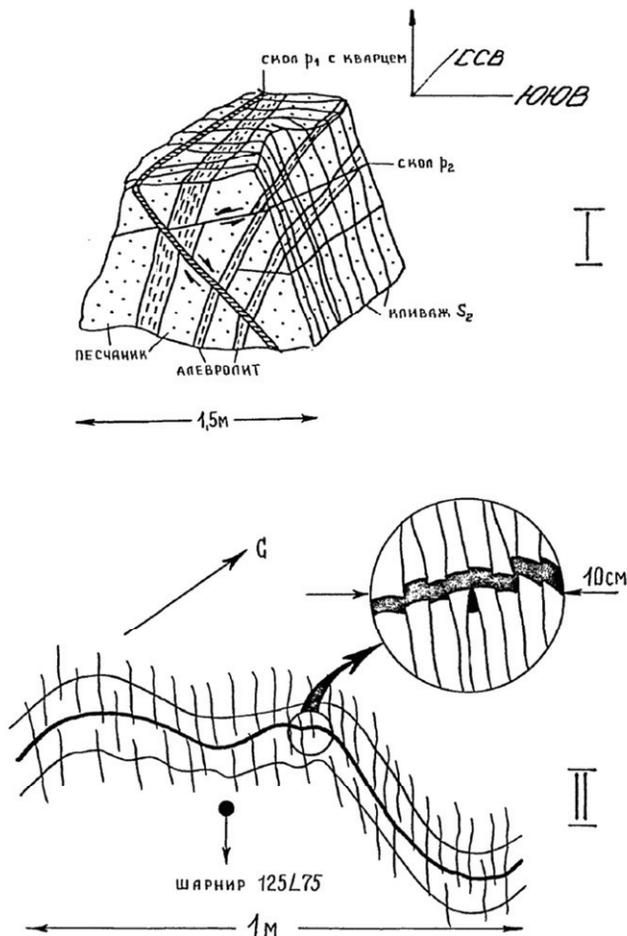
средней подсвиты байдаулетовской свиты. Песчаники и базальты однотипно кливажированы и слабо рассланцованы.

Западное крыло Теректинской антиклинали нарушено поперечными малоамплитудными широтными сбросами и сбросо-сдвигами; некоторые из них смещают Западно-Теректинский сброс.

Теректинская антиклиналь пересекается продольным роем даек основного и кислого состава, которые прорывают гранитоиды Коктасжальского массива, но, в отличие от них, нерассланцованы. Возраст даек, вероятно, пермский. В гранитоидах дайки заполняют протек-тонические трещины, а в складках - трещины осевого кливажа и осепоперечные крутые сколы.

На востоке Теректинского горста обособляется Коктасжальская зона изоклиальных складок, осложненная многочисленными продольными взбросами с амплитудами вертикального смещения до нескольких сотен метров. Взбросы и складки смещаются диагональными сбросо-сдвигами запад-северо-западного простирания с амплитудами горизонтальных смещений до первых десятков метров. Крылья складок падают на северо-восток под углами  $75-65^\circ$ , с ними совпадает осевой кливаж. Предыдущими исследователями (О.Е.Беляевым, Ю.Ф.Кабановым, Л.Т.Протасевичем, Н.П.Четвериковой и др.) эта зона рассматривалась как крутая моноклираль линзообразного строения, осложненная крутыми надвигами. Мощность слагающих ее толщ нижнего девона оценивалась более чем в 4000 м [13]. Нами мощность нижнего девона оценена всего в 800-1000 м.

На замыканиях складок слои пересекаются перпендикулярно осевым кливажем (фиг. 24-1). Крутое ( $65^\circ$ ) падение слоев на замыканиях является признаком пересекающейся складчатости. Повидимому, изоклиальные складки наложились здесь на более древнюю складчатую структуру широтного простирания и полностью переработали ее. Плотность трещин осевого кливажа в породах велика - количество их достигает иногда 500 трещин на 1 м, за исключением базальтов, где кливаж менее интенсивный (50-100 трещин на 1 м). Вблизи взбросов кливаж обычно наследуется сланцеватостью.



Фиг.24. Мелкие структурные формы в ордовике и девоне Теректинского горста (пояснения в тексте).

I - пересечение слоистости (на замыкании изоклиальной синклинали второй стадии деформации) с кливажем второй стадии и сланцами третьей стадии деформации;

II - сдвиговые смещения по кливажу второй стадии на замыканиях крутошарнирных складок.

На замыканиях складок Коктасжальской зоны установлено пересечение осевым кливажем кристаллизационной сланцеватости в риолитовых и дацитовых туфах, совпадающей со слоистостью. Следовательно, описанные складки и сопряженные с ними взбросы возникли на втором этапе деформации. Вследствие изоклиального характера складок, сланцеватость первого этапа на их крыльях унаследована сланцеватостью второго этапа. Для последней характерна крутая деформационная линейность, однако в редких случаях зафиксирована и горизонтальная линейность первого этапа, совпадающая с простиранием сланцеватости.

Кливаж второго этапа характеризуется взбросовыми смещениями микролитонов, но в некоторых обнажениях отмечены и сдвиговые смещения, причем как правосторонние, так и левосторонние (см.фиг. 24-II). По-видимому, это связано с повторными подвижками по кливажным трещинам на более поздних этапах деформации. Рассланцевание по кливажу вблизи взбросов сопровождается развитием многочисленных крутопадающих кварцевых жил и прожилков, заполняющих трещины кливажа или пересекающие их под углами в 10-15°.

О.Е.Беляевым изучалась ориентировка оптических осей кварца в этих жилах. Им был сделан вывод о том, что направление приложения максимальных сжимающих усилий было ориентировано почти горизонтально, перпендикулярно простиранию кливажа и жил, и направлено к северу и северо-востоку под углом 30° снизу вверх. Вблизи Центрально-Казахстанского разлома под влиянием более поздних деформаций в зернах кварца произошла частичная переориентировка оптических осей параллельно разлому.

Плагиограниты и гранодиориты Коктасжальского массива, прорывающие изоклиальные складки второго этапа, слабо и неравномерно рассланцованы. Сланцеватость наследует крутые продольные прототектонические трещины и параллельна сланцеватости второго этапа в складках. Не исключено, что рассланцевание гранитоидов связано с более поздним этапом

деформации.

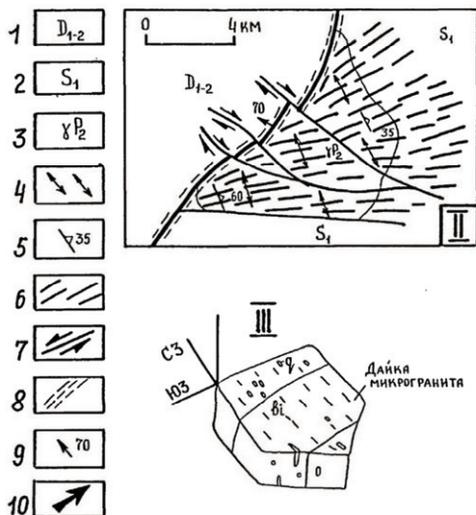
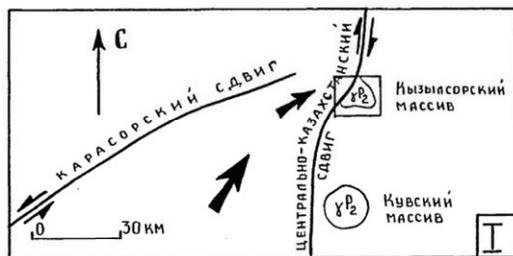
Складки и разрывы Теректинского горста и его обрамления прорваны пермскими субвулканическими андезибазальтами и риолитами, образующими штоки или кольцевые линзообразные тела, приуроченные к разрывам.

Юго-восточная часть горста пересечена под острым углом пучком левых сбросо-сдвигов северо-западного простирания, оперяющих меридиональный правосторонний Центрально-Казахстанский сдвиг. Эти разрывы следует относить уже к четвертому этапу деформации.

Северо-восточнее Теректинского горста, в смежном грабене, средний-верхний девон также смят в изоклиналильные складки. Последние обрезаются Центрально-Казахстанским сдвигом, коленообразно изгибающимся здесь в плане.

О.Е.Беляевым проанализированы причины резкого коленообразного изгибаания Центрально-Казахстанского разлома, смещение его небольшими правосторонними северо-западными сдвигами. С востока к разлому примыкает позднепермский Кызылсорский гранитный массив. Граниты расланцованы и катаклазированы, причем расланцевание параллельно разлому, а перпендикулярно ему простирается рой даек.

Из двух систем крутых прототектонических трещин в гранитах дайки "выбрали" лишь одну - перпендикулярную сланцеватости (фиг. 25-II). Образование мелких сдвигов, смещающих Центрально-Казахстанский разлом, расланцевание гранитов и северо-восточная ориентировка даек объясняются О.Е.Беляевым воздействием в конце перми-начале, триаса горизонтальных сил сжатия, направленных с запада на восток. Этим же сжатием объясняется и выполаживание сместителя Центрально-Казахстанского разлома у дневной поверхности на этом участке, устанавливаемое по данным гравиразведочных работ Ю.В.Юнаковской [11]. На наш взгляд, судя по северо-западной ориентировке правых сдвигов, смещающих Центрально-Казахстанский сдвиг, сжатие должно было быть направлено с юго-запада на северо-восток.



Фиг. 25. Структура Кызылсорского гранитного массива (по О.Е. Беляеву, В.А.Соловьеву и Т.О.Федорову[9], О.Е.Беляеву[10], упрощено). Кинематическая интерпретация А.Ф.Читалина.

I - расположение массива. II - схематическая геологическая карта массива, III - линейная и план-параллельная ориентировка удлинённых зерен кварца (q) и биотита (bi) в граните и дайке микрогранита Кызылсорского массива (зарисовка образца); 1- нижний и средний девон; 2 - нижний силур; 3 - граниты; 4 - минеральная линейность; 5 - плоскостная текстура; 6 - дайки; 7 - сдвиги; 8 - зона рассланцевания и катаклаза; 9 - направление и угол падения сместителя разлома; 10 - направление регионального сжатия в конце перми-начале триаса.

Возможная причина такого сжатия рассмотрена в дальнейшем изложении. Интересно отметить, что это сжатие локально проявилось только на рассмотренном участке, так как граниты подобного Кызылсорскому Кувского массива, расположенного южнее в 30 км, также вблизи Центрально-Казахстанского сдвига, на отрезке его «нормального» меридионального простирания, не рассланцованы.

Формирование структуры Теректинского горста представляется следующим образом. В результате каледонской складчатости, в конце ордовика или в силуре, образовались крупные простые складки фундамента, размытые и "запечатанные" впоследствии девоном. В процессе варисцийских складчатостей каледонская структура фундамента была сильно искажена и замаскирована.

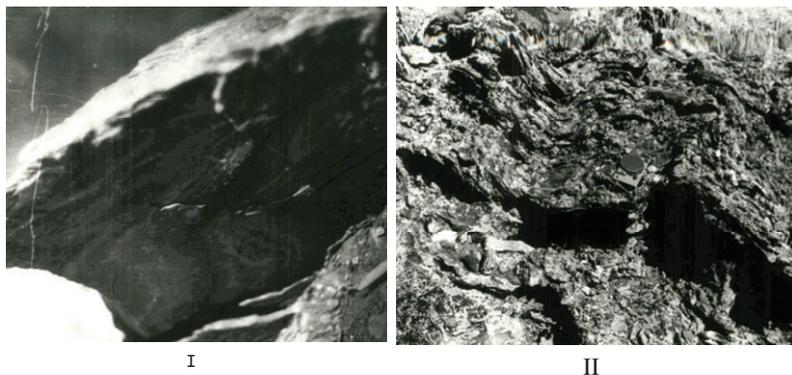
На первом этапе варисцийских деформаций при образовании Акбулакского складко-покрова (фрагмент его, как уже указывалось, составляет Теректинский горст) возникла горизонтальная кристаллизационная сланцеватость и деформационная линейность, ориентированная в северо-западных румбах. На втором этапе сланцеватость и надвиги были смяты в изоклиальные складки, осложнены крутыми взбросами. Возникли кливаж и сланцеватость второго этапа, крутая деформационная линейность. Сланцеватость третьего этапа возникла в гранитоидах Коктасжальского массива, после его становления. На четвертом этапе, после размыва структуры, накопления пермских вулканитов и моласс, внедрения интрузий, произошло структурное обособление горста и смежных грабенов, возникли сдвиги. Наиболее поздние деформации выразились в изгибании сдвигов и приразломном рассланцевании.

Матакский горст имеет очертания равнобедренного треугольника и ограничен с трех сторон крупными разломами (фиг. 26).

В строении фундамента горста Н.Н.Сигачева выделяет два структурных этажа, разделенных поверхностью углового несогласия. Нижний докембрийский(?) этаж сложен регионально-метаморфизованными породами кабанкулакской свиты, обнажающимися в ядре Матакской брахиантиклинали. Ядро имеет



Нами установлены мелкие складки трех генераций. В мраморах и сланцах отмечены "послойные" складки течения с меридиональными шарнирами (фиг. 27-I). Морфологически эти складки аналогичны складкам первого этапа деформации, описанным для Алтынсуйского складко-покрова (см.фиг. 16). Эти складки следует считать, очевидно, наиболее ранними, образовавшимися одновременно с кристаллизационной сланцеватостью. К этой же группе складок относятся и резко асимметричные изоклинные складки на южном крыле Матакской антиклинали. Шарниры и осевые поверхности изоклиналей направлены по падению крыла. Крутое залегание осевых поверхностей и шарниров обусловлено вторичным изгибанием этих складок. Очевидно, что до образования Матакской антиклинали, эти изоклинали были лежащими, а шарниры их имели пологую близмеридиональную ориентировку. Деформационная линейность в плоскости кристаллизационной сланцеватости располагается перпендикулярно шарнирам описываемых изоклиналей. Несомненно, что в образовании рассмотренных складок решающая роль принадлежала механизму «послойного течения».

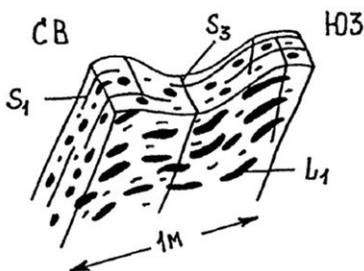


Фиг. 27. «Послойные» асимметричные складки течения в мраморах кабанкулакской свиты (I) и складки продольного изгиба в сланцах (II). Северо-восточное замыкание Матакской антиклинали.

К складкам третьего этапа относятся мелкие продольные и поперечные (по отношению к оси Матакской антиклинали) складки, изгибающие кристаллизационную сланцеватость (фиг. 27-II; 28).

Описываемая складчатость дисгармонична. Максимальное развитие мелких складок отмечено в сланцах средней части разреза кабанкулакской свиты и в замке Матакской антиклинали. Избирательная приуроченность мелких складок к замку антиклинали и к маловязким пластам (сланцам) свидетельствует о процессах нагнетания пластичного материала с крыльев складки в ее замок, кливаж редок и плохо выражен.

Таким образом, рассмотренные мелкие складки, осложняющие Матакскую антиклиналь, а также и сама антиклиналь, сочетают в себе признаки складок продольного изгиба и течения.



Фиг. 28. Мелкие осепоперечные крутошарнирные складки в сланцах, изгибающие кристаллизационную сланцеватость S<sub>1</sub> и деформационную линейность L<sub>1</sub>. Южное крыло Матакской антиклинали.

Следует отметить, что вообще для Матакской антиклинали (вернее, для ее докембрийского (?) ядра) не характерен региональный осевой кливаж. Очевидно, в процессе образования антиклинали основную роль играл механизм продольного изгиба слоев и перетекания маловязких слоев с крыла складки в ее замок.

Вместе со сланцеватостью в складки изгибаются и параллельные ей дайки метаморфизованных гранит-порфиров, насыщающих среднюю часть разреза кабанкулакской свиты.

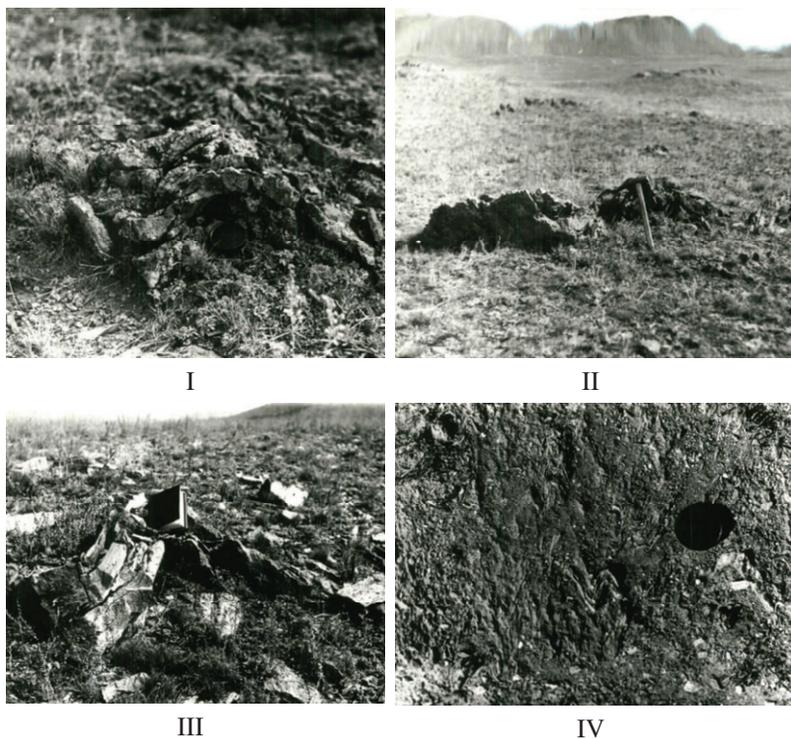
На западной периклинали Матакской антиклинали кабанкулакская свита, по данным Н.Н.Сигачевой [82], несогласно, с базальными конгломератами в основании перекрывается боркинской свитой нижнего ордовика. Конфигурация подошвы боркинской свиты грубо конформна границам подсвит кабанкулакской свиты, а на крыле Матакской антиклинали обе свиты залегают практически параллельно друг другу. Рассмотренные соотношения подсвит позволяют поставить вопрос об отсутствии резкого структурного несогласия между докембрием (?) и ордовиком на рассматриваемом участке.

Ордовикские породы смяты в полого- и крутошарнирные линейные и брахиморфные складки (фиг. 29-I-III), осложненные взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами. Вблизи последних отмечены плейки с вертикальными шарнирами. Плейки изгибают кристаллизационную сланцеватость, совпадающую со слоистостью, и кварцевые прожилки, параллельные сланцеватости (фиг. 29-IV). Рассланцевание пород неравномерное, в некоторых слоях оно отсутствует (фиг. 30). В плоскостях сланцеватости часто отмечается деформационная линейность, ориентированная близшироотно (фиг. 31).

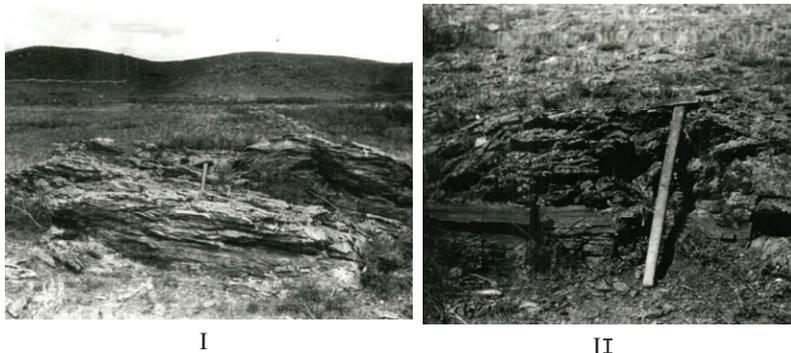
Складчатость ордовика дисгармонична: базальты байдаулетовской свиты изогнуты в простые складки с пологими крыльями, а подстилающие их кремнистые алевролиты и риолитовые туфы боркинской свиты образуют мелкие линейные складки изоклиального типа. Осевой кливаж в складках проявлен неравномерно, тяготея к соскладчатым осепродольным взбросам или к наиболее сжатым складкам.

Сложной складчатостью характеризуется узкая полоса развития девонских отложений, примыкающая к Байдаулет-Балыктыкольскому разлому. Здесь развиты пересекающиеся складки северо-западного и северо-восточного простираний, нарушенные сеткой малоамплитудных разноориентированных сбросов и сбросо-сдвигов. Девонские породы по южному краю Матакского горста рассланцованы и деформированы аналогично ордовикским породам, в них также развиты послонная кристаллизационная сланцеватость и

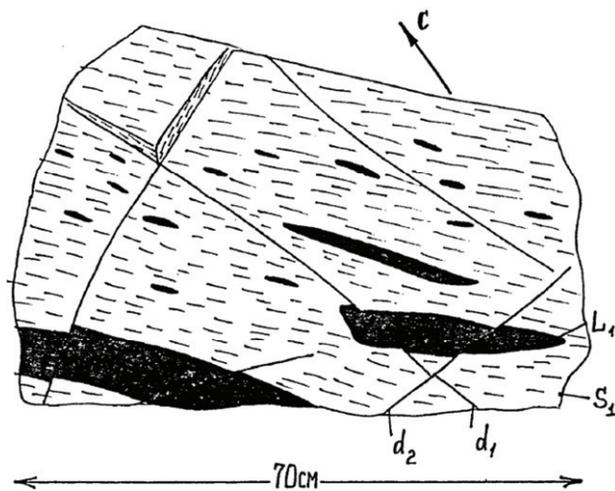
деформационная линейность (фиг.32). Южнее Байдаулет-Балыктыкольского разлома кристаллизационная сланцеватость отсутствует.



Фиг. 29. Мелкие складки в рассланцованных туфах байдаулетовской свиты в западной части Матакского горста: I, II - складки с пологими шарнирами, III - складки с крутыми шарнирами, IV - складки волочения с вертикальными шарнирами, изгибающие сланцеватость и кварцевые прожилки вблизи Кайрактинского сбросо-сдвига.



Фиг. 30. Кристаллизационная сланцеватость в породах байдаулетовской (I) и боркинской (II) свит. I - рассланцованные туфобрекчии на крыле синклинали. Ядро складки сложено массивными базальтами (высокие сопки на снимке). II - параллельность сланцеватости (в кварцевых туфах) слоистости (в кремнистых алевролитах).



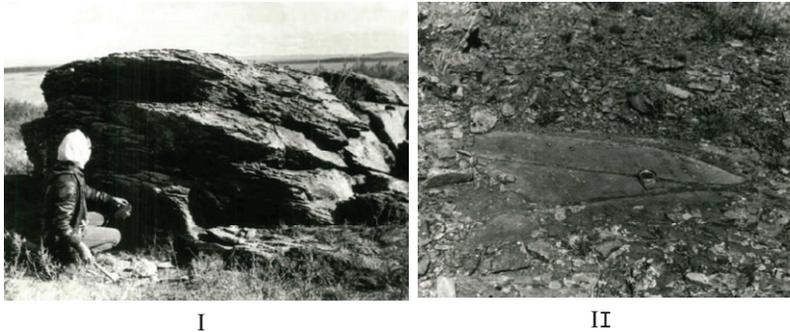
Фиг. 31 Деформированные гальки в туфоконгломератах байдаулетовской свиты. Видно смещение галек сколами  $d_1$  и  $d_2$  третьего этапа деформации.

Сравнивая особенности строения складок Матакского горста, развитых в породах докембрия (?), ордовика и девона, легко видеть, что они имеют много общего. Это общее заключается в однотипности складок и разрывов, их одинаковой пространственной ориентировке, наличии кристаллизационной сланцеватости, деформационной линейности и "послойных" мелких складок течения первого этапа деформации.

Простираение Матакской антиклинали совпадает с простираением сопряженной с ней на юге Карашокинской синклинали (см. фиг.2) третьего этапа деформации (см. ниже раздел «Нуринский синклинорий») и с простираением синформ и антиформ третьего этапа в Спасском антиклинории.

Логично предположить, что Матакская антиклиналь является складкой третьего этапа.

Выявление особенностей собственно докембрийской (?) и каледонской структуры в Матакском горсте затруднено. На наш взгляд, структура горста нуждается в дополнительном изучении.



Фиг. 32. Кристаллизационная сланцеватость (I) и деформированные валуны (II) в базальных рассланцованных конгломератах среднего девона. Южное крыло Матакской антиклинали.

#### 6.1.4. Сланцеватость Спасского антиклинория

Как известно, сланцеватостью называется текстура горных пород, обусловленная плоскопараллельным расположением новообразованных чешуйчатых, таблитчатых и вытянутых минералов, а также уплощенных зерен и включений [34,57,112]. Сланцеватость возникает при перекристаллизации горных пород при пластической деформации. Ориентировка сланцеватости зависит от направления действия стресса и от расположения наследуемых ею поверхностей (слоистости, кливажа). Степень перекристаллизации и деформации пород, появление тех или иных ассоциаций новообразованных минералов зависят от температуры, давления и флюидного режима метаморфизма, сопутствующего стрессу.

В Спасском антиклинории проявлены два типа сланцеватости. М.П.Русаковым еще в 1928 г. было установлено рассланцевание горных пород, параллельное чешуйчатым надвигам и взбросам Спасской зоны смятия [78]. В 1961 г. Ф.С.Моисеенко, отмечая «рассланцевание по слоистости» в пределах «Саумалкольского блока» (в нашем понимании он соответствует Матакскому горсту и Акбулакскому покрову), предлагал искать объяснение этому явлению вне связи с этими надвигами и взбросами [62]. Н.Н.Сигачевой в Матакском горсте и его обрамлении была выделена кристаллизационная сланцеватость первого (I) рода, изогнутая в складки, и более поздняя сланцеватость второго (II) рода по осевому кливажу в этих складках [82]. Возникновение кристаллизационной сланцеватости в докембрийском (?) фундаменте Н.Н.Сигачева связывает с протерозойским региональным метаморфизмом (в биотитовой субфации фации зеленых сланцев). Кристаллизационная сланцеватость в палеозойских породах, по ее данным, возникла в условиях позднепалеозойского допермского локального динамотермального метаморфизма в обрамлении докембрийского цоколя [44,83].

Локальный метаморфизм выявлен Н.Н.Сигачевой по

образованию бластических структур, линейности и кристаллизационной сланцеватости. Степень, перекристаллизации пород возрастает по мере приближения к ядру Матакской антиклинали, вокруг которого выделяются две зоны, связанные постепенным переходом: внутренняя хлоритовая зона с полным бластезом и внешняя зона неравномерного бластеза.

Контуры и ширина метаморфических зон определяются положением контакта между палеозойскими и протерозойскими (?) породами - чем ближе контакт, тем больше ширина зоны локального метаморфизма. Кристаллизационная сланцеватость, деформационная и параллельная ей минеральная линейности одинаковы для внутренней и внешней зон, а также для докембрийского (?) ядра складки. Линейность повсеместно пологая, ориентированная близширотно.

Принимая во внимание отсутствие резкого скачка метаморфизма между областью равномерного метаморфизма, совпадающей с докембрийским (?) цоколем и внешними зонами неравномерного метаморфизма, а также сходство кристаллизационной сланцеватости и линейности, нельзя исключить и того, что метаморфизм здесь был одноактный - только позднепалеозойский. Эта проблема, по мнению автора, заслуживает специального изучения.

Наличие резко выраженной деформационной линейности в метаморфитах всех зон и выявленное нами совпадение с линейностью оптических осей метаморфогенного кварца [15], несомненно, свидетельствует о значительной пластической деформации горных пород в условиях вертикального сжатия и близширотного горизонтального растяжения, сопутствовавших метаморфизму.

Метаморфические преобразования ордовикских и девонских пород, аналогичные установленным Н.Н.Сигачевой для внешних зон метаморфизма в Матакском горсте и Акбулакском покрове, макроскопически идентичны отмеченным нами в Семизкызском покрове и Теректинском горсте.

Сильное рассланцевание девонских пород отмечено вблизи восточной части Жалаирского надвига, в Кызылогузском и

Сарытумсукском складко-покровах. Для последних характерна очень пологая сланцеватость, наследующая осевой кливаж в лежащих складках, она наиболее интенсивна вблизи сместителей надвигов.

Нарастание метаморфизма, рассланцевания и развальцевания пород вблизи надвигов первого этапа деформации свидетельствует, очевидно, о тесной связи покровообразования и метаморфизма.

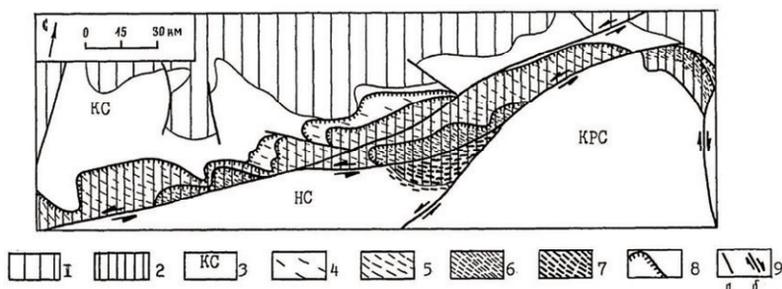
Таким, образом, позднепалеозойский динамотермальный метаморфизм и обусловленная им кристаллизационная сланцеватость «привязаны» к высокотеплопроводному докембрийскому (?) цоколю Спасского антиклинория и тесно связаны со складко-покровами первого этапа деформации. Наличие деформационной линейности, региональная выдержанность ее ориентировки в северо-западных и широтных румбах, наследование сланцеватостью осевого кливажа в лежащих складко-покровах свидетельствуют о том, что метаморфизм пород происходил в процессе их пластического течения при образовании складко-покровов. Это течение осуществлялось в условиях вертикального сжатия и горизонтального растяжения в широтном и северо-западном направлениях.

Согласно шкале метаморфических фаций Н.Л.Добрецова [36], зеленосланцевый метаморфизм низких ступеней (характерный для Спасского антиклинория) мог происходить при температурах 350-400° и давлениях 2-3 кбар. Такие давления, согласно оценкам В.В.Белоусова и М.А.Гончарова [34], могли быть обусловлены одной литостатической нагрузкой (при средней плотности пород 2,5 г/см<sup>3</sup>) на глубинах не более 7-10 км. Естественно, что при наличии дополнительного давления-стресса, глубина метаморфизма могла быть меньшей.

Расчетная суммарная мощность слоев девона и карбона, покрывавших докембрий (?) и ордовик Матакского горста, оценивается в пределах 3-8 км. Таким образом, можно полагать, что метаморфизм и рассланцевание пород в процессе шарьирования на первом этапе деформации происходили на глубинах около 5 км.

### 6.1.5. Структурные уровни Спасского надвигового пояса

В Спасском надвиговом поясе, на наш взгляд, целесообразно выделять (кроме автохтона) три структурных уровня складко-покровов и фрагмент их корневой зоны, обнаженный в Матакеком горсте (фиг.33). Правомерность выделения этих структурных элементов обосновывается следующим образом. Каждому структурному уровню соответствуют покровы, сложенные породами относительно узких стратиграфических интервалов, в различной степени метаморфизованных. Древнейшие образования антиклинория (кабанкулакская свита), слагающие его ядро, располагаются в пределах корневой зоны покровов.



Фиг. 33. Структура Спасского надвигового пояса и соотношение его со Спасским антиклинорием и смежными синклиниями.

1 - эпикаледонский срединный массив; 2-3 - варисциды: 2 - Спасский антиклинорий, 3 - синклинии: КС - Карагандинский, НС - Нуринский, КРС - Карасорский; 4-8 - Спасский надвиговой пояс (наложенный крап): 4-6 - структурные уровни складко-покровов: 4 - нижний, 5 - средний, 6 - верхний; 7 - фрагмент корневой зоны (штриховка показывает ориентировку деформационной линейности); 8 - надвиги; 9 - разрывы: а - сбросы, взбросы, б - региональные сдвиги.

Для корневой зоны характерен максимальный, по сравнению с остальной областью, метаморфизм пород и сильное их расщепление. Пластическая деформация слоев, выразившаяся в их расплющивании в

вертикальном направлении и горизонтальном удлинении, в корневой зоне также максимальна. В латеральном направлении, от корневой зоны к автохтону, метаморфизм и расщепление пород в целом уменьшаются, уменьшается и величина пластической деформации, определявшаяся по расплюснутым, галькам и конкрециям (см. гл. 9). Таким образом, из корневой зоны происходило выжимание горных пород и их нагнетание в направлении к форланду (эпикаледонскому срединному массиву). Выявленная структурная асимметрия надвигового пояса, являющаяся следствием однонаправленного тектонического течения вещества в пределах его, связано, очевидно, с заложением пояса на границе блоков с различным строением земной коры - эпикаледонского срединного массива и варисийской геосинклинали.

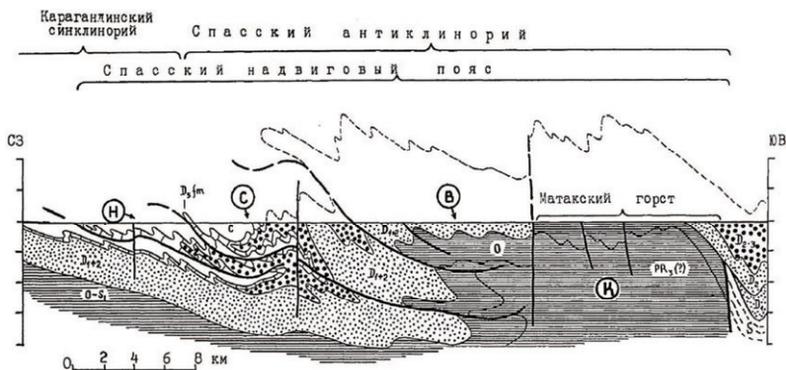
Обращает на себя внимание отсутствие следов вертикального течения пород в корневой зоне на этапе шарьирования - этим она отличается от классических корневых зон [7]. Следует также отметить дугообразность траекторий горизонтальных проекций деформационной линейности, ориентированной в корневой зоне широтно, а в покровах - в северо-западных румбах, причем перпендикулярно простиранию надвигового пояса. Эти структурные особенности свидетельствуют о левостороннем пластичном сдвигании вдоль пояса, происходившем во время формирования покровов (подробнее кинематика и механизм образования надвигового пояса обсуждаются в гл. 9).

#### 6.1.6. О понятиях «Спасский антиклинорий», «Спасский надвиговой пояс», «Спасская зона смятия»

Как следует из всего вышеизложенного, автор противопоставляет Спасский антиклинорий одноименному надвиговому поясу и делает это, исходя из следующих соображений. Под антиклинорием вообще нами понимается складчатое сооружение, обладающее в целом антиклинальным строением, в ядре которого находятся более древние

толщи, чем на его крыльях. Наше определение антиклинория, таким образом, по существу, не отличается от общепринятых определений и является сугубо структурным. Антиклинорий также можно определить как громадную антиклинальную складку первого порядка. Она может быть осложнена складками более высоких порядков и различными разрывами, причем эти складки и разрывы могут образовываться не только одновременно с формированием антиклинория, но и позже - накладываясь на него и искажая, затушевывая или, наоборот, подчеркивая его антиклинальную структуру.

Как видно из фиг. 34, надвигами осложнено ядро и северное крыло Спасского антиклинория, а также южное крыло и ядро Карагандинского синклинория. Естественно предположить, что если бы надвиги не возникли, то антиклинорий все равно остался бы антиклинорием, а синклинорий - синклинорием (как и простая антиклиналь, осложненная надвигом, не перестает от этого оставаться антиклиналью), хотя, как представляется, покровообразование и формирование Спасского антиклинория и краевого Карагандинского синклинория было взаимосвязанным и вызвано общей причиной.



Фиг. 34. Схематический геологический профиль через Спасский надвиговый пояс (в кружках буквами обозначены структурные уровни складко-покровов: Н - нижний, С - средний, В - верхний, К - корневая зона складко-покровов).

Таким образом, с чисто структурных позиций нельзя смешивать понятия антиклинория (то есть в основе своей складчатой структуры) и надвигового пояса (то есть пояса развития пологих разрывов, возникших в связи с развитием лежащих складок), как это делают некоторые исследователи [13].

Автор отказался от использования термина «зона смятия» применительно к Спасскому надвиговому поясу, предпочитая последнее, - более конкретное определение первому - более неопределенному. Предшественниками в структуре «Спасской зоны смятия» не выделялись варисийские многоэтапные складчатые и разрывные деформации. Как будет показано ниже, складки и разрывы второго и четвертого этапов деформации в пределах «зоны смятия» сходны с одновозрастными складками и разрывами Нуринского и Карасорского синклиналиев. Структура же собственно «зоны смятия» - надвигового пояса - возникла на первом, этапе деформации и впоследствии была усложнена и искажена. Поэтому, при обособлении «зоны смятия» необходимо, по крайней мере, оговаривать ее относительный возраст.

Если исходить из определения зоны смятия, данного В.Ю.Забродиным, как структурного элемента глубинного разлома, представляющего собой региональное линейное безусловное геологическое тело, обладающее динамометаморфическим структурным парагенезисом [38], то к «Спасской зоне смятия» (в прежнем понимании) следовало бы относить частично Нуринский и Карасорский синклиналии, структура которых связана с глубинными разломами и содержит элементы динамометаморфического структурного парагенезиса (в понятии Е.И.Паталахи [68]). Однако в этом случае выделение зоны смятия вообще теряет смысл.

Говоря же о «надвиговом поясе», автор имеет в виду только определяющие это понятие структурные элементы - то есть складкопокровы и более поздние надвиги и, естественно, весь спектр сопутствующих им элементов динамометаморфического структурного парагенезиса первого этапа деформации.

### 6.1.7. Этапы развития структуры Спасского антиклинория

Подводя итог описанию структуры Спасского антиклинория можно сделать следующие выводы. Основные тектонические деформации, обусловившие современную структуру антиклинория, произошли в конце палеозоя в четыре этапа. Структура фундамента, а также среднедевонского (тельбесского) структурного этажа главного геосинклинального комплекса представляется достаточно простой - очевидно, это были крупные складки с пологими крыльями, размеры которых соизмеримы с размерами антиклинория.

Спасская надвиговая зона включает практически весь антиклинорий и южное крыло Карагандинского синклинория. Ее основу составляют крупные складко-покровы первого этапа, располагающиеся на трех структурных уровнях. Деформации и метаморфизм пород возрастают по направлению от автохтона к корневой зоне покровов. Структурная асимметрия надвигового пояса связана с заложением его в зоне сочленения тектонических блоков с различным строением земной коры - каледонид и варисцид. Асимметрия пояса отражает однонаправленное тектоническое течение вещества внутри его с юго-востока на северо-запад.

Лежачие складки и надвиги первого этапа изогнуты в продольные наклоненные и опрокинутые складки второго этапа, осложненные взбросами и надвигами, причем последние часто наследуют надвиги первого этапа.

На третьем этапе деформации возникли поперечные и диагональные к простиранию антиклинория синформы и антиформы, осложненные взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами, мелкими осепоперечными складками.

Рассмотренная полихронная структура Спасского антиклинория образовалась в интервале времени от середины визейского века до начала ранней перми. В процессе сопутствующего воздымания и эрозии она была частично размыта, а в ранней перми – несогласно перекрыта орогенными вулканитами и молассами.

В конце перми или в начале триаса на четвертом этапе деформации возникли протяженные региональные сдвиги, в орогенном чехле образовались приразломные мульды и грабен-синклинали. В конце четвертого этапа произошла локальная деформация Центрально-Казахстанского сдвига и возникла сланцеватость в позднепермских гранитах.

## 6.2. Карагандинский синклинорий

Структура Карагандинского синклинория - краевого синклинория варисцид [19] - изучена достаточно полно благодаря работам А.А.Костливецва [48], А.А.Трофимова [93], В.М.Бекмана [33], Ю.Ф. Кабанова [42,43] и многих других геологов. Традиционно она рассматривалась изолированно от структуры Спасского антиклинория, при этом всеми исследователями подчеркивалась структурная асимметрия синклинория: северное крыло и ядро характеризуются развитием глыбовых складок, сочетающихся с меридиональными сбросами и взбросами, южное крыло обладает альпинотипным стилем тектоники, характерным для Спасского надвигового пояса. В настоящем разделе кратко рассматривается строение северного крыла и ядра синклинория; изложение базируется на данных вышеупомянутых исследователей.

Ядро, Карагандинского синклинория сложено угленосным карбоном, крылья - девонем. Живетско-франские образования отсутствуют на северном крыле синклинория, где фаменские известняки несогласно залегают на вулканитах нижнего или среднего девона (см. фиг. 2,3).

Ширина синклинория (по подошве фамена) увеличивается с востока на запад от 15 до 45 км, а западнее Тентекского взброса вновь скачкообразно уменьшается до 10-15 км. Восточной части синклинория соответствует протяженная Ащисуйская мегасинклиналь, осложненная поперечными складками, сбросами и сбросо-сдвигами. В среднем течении р.Алтынсу она полностью перекрыта Алтынсуйским складко-покровом (см.фиг.18). В центральной части синклинория

выделяется несколько глыбовых брахискладок, сочетающихся с меридиональными взбросами и сбросами (см.фиг. 5). По данным В.М.Бекмана, некоторые, наиболее крупные разломы развивались в карбоне конседиментационно и унаследовали разломы в фундаменте [33]. Мульды имеют плоские днища и пологие крылья, лишь вблизи разрывов падение слоев становится крутым.

Брахискладкам противопоставляется линейная Алабасская антиклиналь, разделяющая Чурубай-Нуринскую и Карагандинскую мульды. На юге антиклиналь наложена на широтные лежачие и опрокинутые складки и надвиги Спасского надвигового пояса, изгибая их. Антиклиналь срезана Северо-Спасским сдвигом. Как указывалось выше, ее юго-восточным продолжением является Кульджумурская антиформа Спасского антиклинория.

Тентекский взброс, ограничивающий Чурубай-Нуринскую мульду с запада, падает в том же направлении под углом  $70^\circ$  и имеет вертикальную амплитуду в 3-5 км [48]. Параллельно ему протягивается Чурубай-Нуринский взброс, сместитель которого падает под углами  $30-45^\circ$ , а амплитуда равна 1,2-1,5 км. К северу и к югу взброс расщепляется и затухает.

В пределах Чурубай-Нуринской мульды выделяются брахискладки второго порядка -Тентекская и Долинская мульды. По данным А.А.Костливецва, западное крыло Долинской мульды нарушено меридиональными разнонаклонными мелкими взбросами с амплитудами смещений до 70 м. Взбросы возникли в условиях локального широтного сжатия. К таким же выводам пришел и В.В.Степанов [85], исследовавший мелкие разрывы и трещины в одной из шахт угольного бассейна. Мы полагаем, что локальное сжатие возникло в связи с развитием Тентекского взброса в его лежащем крыле.

Долинская мульда нарушена также широтными взбросами и надвигами, которые срезаны мелкими левыми сдвигами восток-северо-восточного простирания. В Тентекской мульде В.В.Степановым отмечены только малоамплитудные сбросы и взбросы.

К наиболее ранним деформациям следует относить

субпослойные надвиги и взбросы, установленные А.А.Костливецевым в ядре Чурубай-Нуриной мульды. Разрывы изогнуты в складки.

В западной части Карагандинского синклинали выделяется несколько линейных изогнутых складок и мульд, осложненных дугообразными близмеридиональными взбросами и сбросами и северо-восточными сдвигами. Наиболее крупной из складок является Куланутпесская синклиналь, раскрывающаяся на западе в Кипшакский прогиб Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок [2]. Северное крыло складки пологое, южное - крутое и перевернутое. На западе синклиналь брахиморфна, на востоке - линейна; здесь ее шарнир воздымается, а ось изгибается к северо-востоку. Изгибание оси синклинали обусловлено пересечением ее более поздними северо-западными линейными складками, шарниры которых погружаются к юго-востоку. Эти складки сочетаются с осепродольными дугообразными сдвиги-взбросами, обращенными выпуклостями к западу. Складки и разрывы располагаются кулисообразно, к северу затухают. Описанный парагенетический складок и разрывов сопоставляется нами со складками и разрывами третьего этапа деформации в Спасском антиклинории. Наиболее поздними здесь являются северо-восточные мелкие сдвиги, параллельные Байдаулетовскому сдвигу.

Таким образом, в Карагандинском синклинали устанавливаются складки и разрывы четырех этапов деформации. На первом этапе в ядре синклинали образовались послойные срывы и надвиги - здесь, очевидно, проходит внешняя граница Спасского надвигового пояса. На втором этапе они были изогнуты в широтные наклонные складки, возникли взбросы и крутые надвиги. В это же время, вероятно, уже происходила глыбовая складчатость северного крыла антиклинории. На третьем этапе надвиги и складки южного крыла были смяты в складки северо-западного простирания. Складки и разрывы третьего этапа деформируют слои верхнего карбона. На четвертом этапе образовались сдвиги и сбросо-сдвиги. Разнонаправленность тектонических движений северного и южного крыльев синклинали привела к торцовому сочленению большинства складок и разрывов. Структура

северного крыла обусловлена вертикальными движениями блоков по разломам. Деформации южного крыла аналогичны деформациям Спасского антиклинория и позволяют рассматривать их совместно в составе Спасского надвига того пояса (см.фиг. 33), возникшего в результате горизонтальных движений.

### 6.3. Карасорский синклиний

#### 6.3.1. Складки

Карасорский синклиний имеет очертания равнобедренного треугольника, направленного вершиной к северо-востоку, и со всех сторон ограничен глубинными разломами (фиг.35). Геология Карасорского синклиния изучалась О.Е.Беляевым, Н.К.Двойченко, Ю.Ф.Кабановым, С.А.Мигдисовым, И.А. Пославской, Н.Н.Сигачевой, А.Ф.Читалиным и др.

Южная граница синклиния совпадает с градиентной зоной в поле силы тяжести, разделяющей относительно повышенные значения поля на севере от относительно пониженных на юге. Градиентная зона соответствует здесь Байдаулет-Балыктыкольскому скрытому глубинному разлому и совпадает примерно с северной границей Сарытауского гранодиоритового массива. Повышенные значения гравитационного поля Карасорского синклиния свидетельствуют, по мнению Ю.В.Юнаковской и О.Е.Беляева, об отсутствии в разрезе геосинклинального комплекса относительно малоплотных силурийских пород, слагающих расположенный южнее Нуринский синклиний, и о залегании девона непосредственно на каледонском или докембрийском фундаменте [13]. По данным И.А.Пославской, южнее Байдаулет-Балыктыкольского разлома вулканогенно-осадочные фации нижнего и среднего девона Карасорского синклиния сменяются терригенными и вулканогенно-осадочными фациями Нуринского синклиния. Балыктыкольский разлом примерно совпадает с осью выделенной нами одноименной зоны кулисных

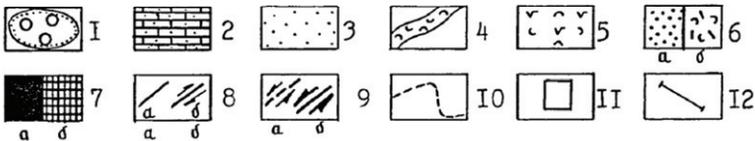
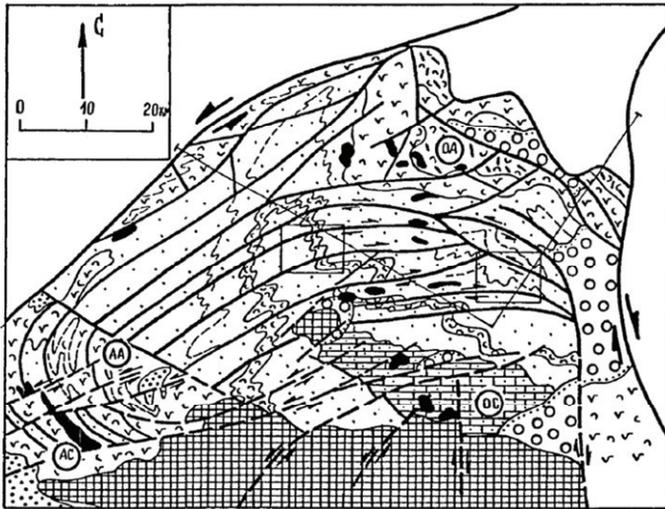
сдвигов [101].

Магнитное поле Карасорского синклинория отрицательное, слабый интенсивности, нарушенное отдельными положительными аномалиями над интрузивными массивами.

В строении Карасорского синклинория обособляются несколько крупных брахискладок.

Опырмалинская антиклиналь представляет собой изометричный полусвод, ограниченный на севере Западно-Теректинским сбросом. В ядре антиклинали обнажаются породы нижнего и среднего девона, смятые в складки с пологими (10-20°) крыльями. Простираение складок северо-западное, северное и северо-восточное. Они нарушены сеткой пересекающихся сбросов и сбросо-сдвигов различных направлений, так что структура ядра антиклинория имеет мозаично-блоковый характер. В пределах Опырмалинской антиклинали «затухает» гравитационная положительная аномалия Теректинского горста (см. выше), отражая постепенное погружение фундамента. Очевидно, Теректинский горст следует считать частью ядра этой антиклинали, «выколотой» вверх по разломам. К югу антиклиналь постепенно переходит в крыло Ордабайской синклинали, которое юго-западнее Теректинского горста резко несогласно перекрыто вулканитами нижней перми, слагающими две крупные наложенные грабен-синклинали северо-западного простирания, располагающихся кулисообразно. Днища грабен-синклиналей пологие (5-10°), а крылья более крутые (40-60°). Вблизи ограничивающих разломов слои смяты в мелкие линейные складки.

Ордабайская брахисинклиналь занимает почти весь Карасорский синклинорий (см. фиг. 35). Ее ось изгибается в виде широкой дуги, выпуклой к юго-западу. Складка незамкнута на юго-востоке и является, по всей вероятности, частью более крупной складки, восточное замечание которой срезано Центрально-Казахстанским сдвигом.



Фиг.35. Схематическая геологическая карта Карасорского синклиория.

Составил А.Ф.Читалин с использованием данных О.Е.Беляева, Ю.Ф.Кабанова, И.А.Пославской, С.А.Мигдисова, Н.Н.Сигачевой и др.

1 - пермские наложенные мульды и грабен-синклинали; 2 - фаменский ярус; 3-4 - средний-верхний девон, ордабайская свита: 3 - песчаники, алевролиты, 4 - тефроиды, туффиты; 5 - средний девон, жандарская свита; 6 - нижний девон: а - биотарская свита, б - саумалкольская свита; 7 - среднекаменноугольные-раннепермские интрузии: а - дотопарского интрузивного комплекса, б - топарского интрузивного комплекса; 8-9- разрывные нарушения: 8 - сбросы, взбросы (а), сбросо-сдвиги (б), 9 - сдвиги: а-Балыктыкольской зоны сдвигов, б - региональные; 10 - простираения слоев; 11 - контуры участков, изображенных на фиг.38 (восточного) и на фиг.41 (западного); 12 - линия геологического разреза, изображенного на фиг.37. В кружках буквами обозначены складки: синклинали (АС - Аликоринская, ОС - Ордабайская), антиклинали (ОА-Опырмалинская, АА-Аккольская).

В геофизических полях Ордабайская синклиналь проявлена следующим образом. По данным геофизиков ЦКЭ МГУ В.В.Сухина, М.П.Каца, Е.Е.Иткинс, Т.Б. Соколовой, ядру складки отвечает относительно глубокий минимум поля силы тяжести, особенно в наиболее погруженной ее части. Крыльям соответствуют относительно повышенные значения силы тяжести с локальными аномалиями и зонами градиентов, обусловленными, в частности, фаціальными неоднородностями отдельных толщ и их различной мощностью, а также, возможной гетерогенностью каледонского фундамента синклинория. В отрицательном магнитном поле, свойственном Ордабайской синклинали, относительные повышения поля коррелируются с выходами на дневную поверхность вулканитов среднего девона. Таким образом, структура геофизических полей в целом отражает строение Ордабайской синклинали, причем влияние фундамента на общую картину распределения аномалий, как это предполагалось Ю.В.Юнаковской, О.Е.Беляевым и др. [13], возможно преувеличено, по крайней мере, все наблюдаемые в пределах синклинали аномалии были объяснены В.В.Сухиным и др. влиянием более плотных и «магнитных» пород варисийского геосинклинального комплекса.

Неполная длина Ордабайской синклинали равна 80 км, а максимальная ширина - 70 км. Шарнир складки, ундулируя, полого погружается к югу и юго-востоку. Крылья падают под углами 10-30°, что определяется по углам погружения шарниров более поздних мелких поперечных складок третьего этапа деформации, пересекающих синклиналь. Ядро и замыкание синклинали имеют, вследствие наложения на нее этих складок, сложные очертания.

Складки третьего этапа линейны (отношения ширины к длине 1:10-1:15). Они имеют на западном крыле Карасорского синклинория и в его ядре северо-восточное и меридиональное простирания, а на восточном крыле - северо-западное. Оси складок образуют подобие веера, расрывающегося к югу, и под острыми углами срезаются Карасорским и Центрально-Казахстанским сдвигами (фиг. 36-1).

Осевые поверхности складок крутонаклонны и образуют в разрезе дивергентный веер. В ядре синклиория они вертикальны (фиг. 37). Сжатость складок уменьшается по направлению от крыльев к ядру синклиория, в этом же направлении длина полуволны складок увеличивается в среднем от 0,5 до 3,0 км, а амплитуда уменьшается от 2,5 до 0,5 км (см. фиг. 36 - II; фиг. 37).

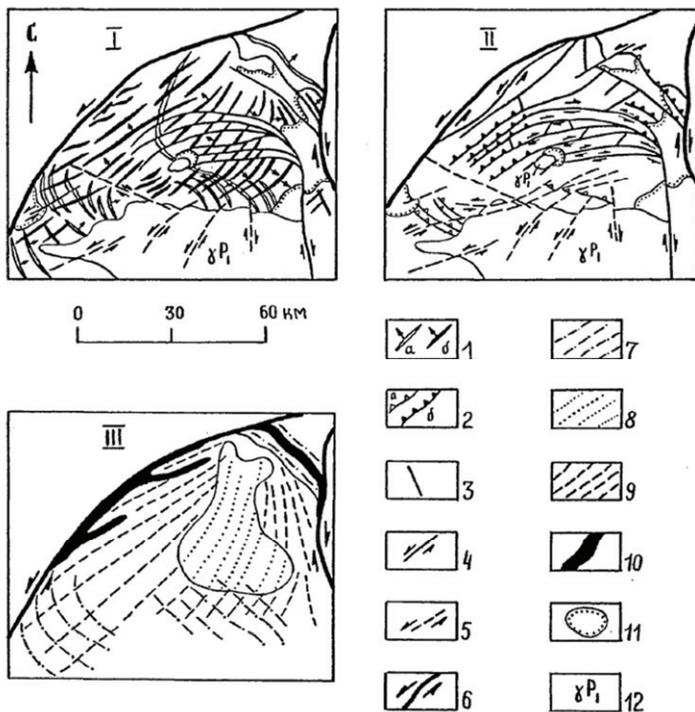
Замки складок аркообразные, иногда коробчатые, осложненные более мелкими складками. Складки подобные, дисгармония в них проявлена слабо. Шарниры наклонены под различными углами от 5 до 50° в зависимости от того, где располагаются эти складки - на крыльях или в ядре Ордабайской антиклинали.

Осевой кливаж третьего этапа деформации отчетливо развит только в складках с углами падения крыльев более 20-30°; таким образом, область развития кливажа соответствует крыльям синклиория (см. фиг. 36-III).

Границы распространения кливажа косо пересекают складки, что свидетельствует о неравномерном развитии деформации сплющивания по их простиранию. Вблизи Карасорского и Центрально-Казахстанского разломов по кливажу развивается сланцеватость. Сильное расланцевание в полосе шириной более 200 м отмечено и вдоль соскладчатых взбросов на медном месторождении Шоптыкуль в северо-западной части синклиория. Здесь же отмечена и крутая деформационная линейность (соотношение осей «а» и «в» расплющенных в плоскости кливажа галек равно 3:1-5:1).

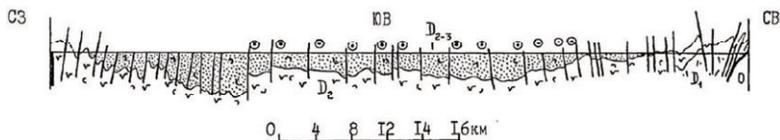
Вблизи Карасорского сдвига сланцеватость смята в плойки с круглыми шарнирами, погружающимися к югу. Вторичное изгибание сланцеватости в складки вблизи разлома связано, вероятно, с небольшими правосдвиговыми смещениями по нему, происходившими после основных левосдвиговых перемещений в конце перми (см. ниже и гл. 7).

В ядре Опырмалинской антиклинали складки северо-западного и северо-восточного простирания пересекаются, здесь же они практически и затухают.



Фиг. 36. Расположение складок и разрывов в Карасорском синклинии» I-оси складок; II-разрывы; III-области развития осевого кливажа и сланцеватости.

I - оси складок: второго (а) и третьего (б) этапов деформации, стрелки направлены по падению осевых поверхностей; 2-6 - разрывные нарушения: 2-4 - складчатые: осепродольные «кливажные» сбросы и взбросы второго (а) и третьего (б) этапов деформации; осеперечные и диагональные: 3 - сбросы и 4 - сбросо-сдвиги третьего этапа деформации; 5-6 - постскладчатые сдвиги четвертого этапа деформации: 5 - кулисные в Балыктыкольской зоне сдвигов, 6 - региональные; 7-9 - области развития осевого кливажа: 7 - второго этапа деформации, 8-9 - третьего этапа: 8 - ясно выраженного, регионального, 9 - фрагментарного слабого развития или отсутствия кливажа; 10 - область развития сланцеватости по осевому кливажу; 11 - наложенные пермские мульды и синклинали; 12 - раннепермские гранитоиды.



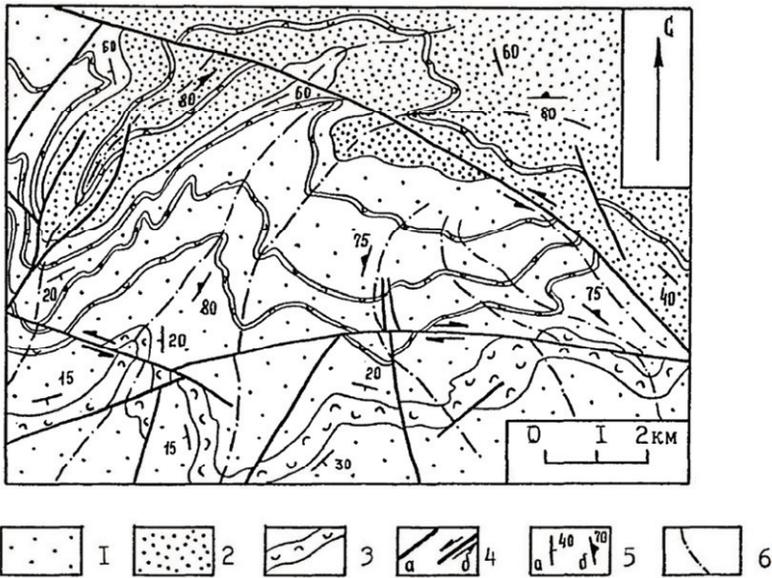
Фиг. 37. Схематический геологический разрез Карасорского синклинория, иллюстрирующий строение складок третьего этапа деформации. Кружки с точками в центре обозначают крылья сбросо-сдвигов, смещенные перпендикулярно плоскости рисунка к наблюдателю (линия разреза показана на фиг. 35).

Сопряжение складок третьего этапа северо-западного и северо-восточного простираний происходит в восточной части Карасорского синклинория, западнее пермской Марзагалинской грабен-синклинали (фиг. 38). Оси одних складок изгибаются, других - располагаются веерообразно, возникают интерференционные складки сложной формы, имеющие несколько разноориентированных шарниров, одни из которых пологие, а другие - крутые. Взаимопереходы различно ориентированных складок друг в друга и их взаимные пересечения свидетельствуют, очевидно, об их одновременном образовании.

В ядре Ордабайской синклинали, сложенном фаменскими песчаниками, алевролитами и известняками, развита сложная интерференционная структура, возникшая в результате пересечения линейных складок второго и третьего этапов деформации (фиг. 39). Результирующая складчатость представляет собой сочетание крутых куполов и гомологичных им впадин. Очертания ядер складок обычно ромбовидные или округлые. Стороны ромбических сечений куполов и впадин ориентированы параллельно диагоналям прямоугольников, образованных осями пересекающихся складок. Более сложная конфигурация ядер связана с развитием складок второго порядка.

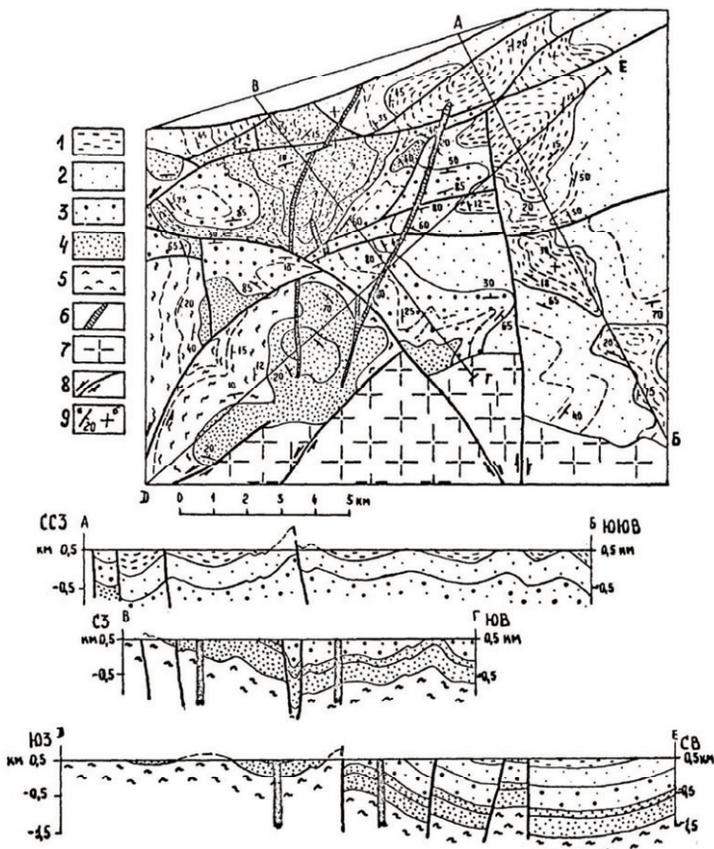
Интерферирующие складки сходны по многим морфологическим признакам, но по длине полуволны и амплитуде они отчетливо различаются.

Длина полуволны складок северо-западного простирания (второго этапа) составляет в среднем 2,9 км, что превышает среднюю величину длины полуволны для складок северо-восточного простирания (третьего этапа) более чем в два раза. Амплитуда складок первой группы изменяется в пределах 0,5-0,7 км, что в 1,5 раза больше амплитуды складок второй группы. Каждая отдельная интерференционная складка характеризуется двумя близвертикальными поверхностями симметрии, совпадающими с осями поверхностями интерферирующих складок.



Фиг. 38. Веерообразное сопряжение различно ориентированных складок третьего этапа деформации в ядре Карасорского синклиория.

1-3 - средний-верхний девон, ордабайская свита: 1 - пятая и четвертая подсвиты, 2 - третья и вторая подсвиты, 3 - пласты тефроидов и туффитов; 4 - разрывные нарушения: а - сбросы, взбросы, б - сбросо-сдвиги; 5- ориентировка: а - слоистости, б - кливажа; 6-оси складок.



Фиг.39. Схематическая геологическая карта района гор Шошкара.

Фаменский ярус: 1 - сероцветная толща ( $D_3fm_c$ ), алевролиты; 2 - пестроцветная толща ( $D_3fm_b$ ), пестроцветные песчаники, алевролиты, известняки; 3 - красноцветная толща ( $D_3fm_a$ ), красноцветные алевролиты, песчаники, конгломераты; живетский-франкий ярусы нерасчлененные, ордабайская свита: 4 - шестая подсвита, аргиллиты, песчаники, туфы, известняки; 5 - пятая подсвита, алевролиты, туффиты; 6 - позднепалеозойские дайки габбро-порфиритов; 7 - гранодиориты; 8 - сдвиги, сбросо-сдвиги, сдвига-вабросы; 9 - залегание слоев: наклонное(а), горизонтальное(б).

### 6.3.2. Количественный анализ интенсивности складчатости

Как было показано выше, складки третьего этапа затухают по направлению от глубинных Карасорского и Центрально-Казахстанского разломов к ядру синклинория и, следовательно, являются приразломными. Кулисообразное расположение складок относительно разломов свидетельствует о складкообразовании в условиях рассредоточенного сдвига по разломам. По Карасорскому разлому происходили левосторонние, а по Центрально-Казахстанскому разлому - правосторонние движения, так что Карасорский синклинорий как бы вклинивался между ними к северо-востоку. Складки срезаются позднепермскими региональными сдвигами, наследующими эти разломы.

Количественно убывание интенсивности складчатых деформаций было оценено с помощью параметров  $\lambda$  и  $\nu$ , где  $\lambda$  - избыточная длина слоя, равная отношению длины слоя, смятого в складку, к его горизонтальной проекции или к проекции на зеркало складчатости;  $\nu$  - относительная частота антиклиналей - число антиклиналей на единицу длины, для геологических разрезов - на 1 км длины разреза. Как показал А.В.Вихерт, эти показатели интенсивности деформации весьма полно характеризуют ее величину и помогают оценить условия образования складок [27].

Для Карасорского синклинория были построены карты изолиний  $\lambda$  и  $\nu$  (фиг.40), составленные следующим образом: по крупномасштабным (1:50 000) геологическим разрезам определялись значения  $\lambda$  и  $\nu$  по интервалам в 10 см (что соответствовало 5 км на местности), которые наносились на схему в центрах выбранных интервалов. Затем были проведены изолинии, ооконтуривающие области с различными значениями этих параметров.

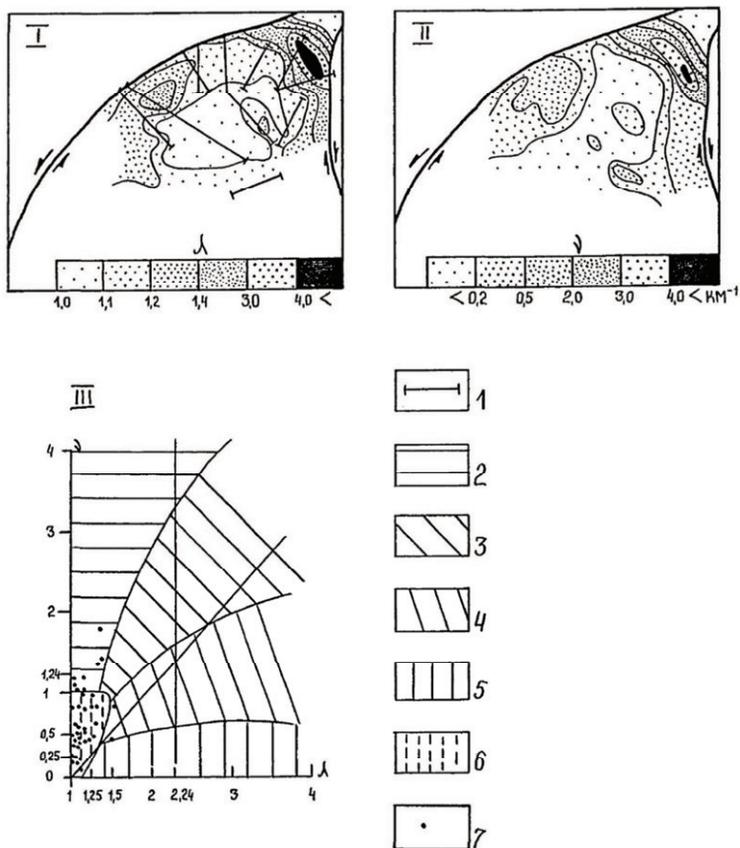
Анализ полученных схем и сравнение их со схемой развития кливажа (см. фиг. 36-III), показывает, что областям распространения складок продольного изгиба (без кливажа) соответствуют значения  $\lambda = 1,0-1,1$  и  $\nu = 0-0,2$  км<sup>-1</sup>. Области развития складок изгиба и

расплющивания (течения) с кливажем характеризуются значениями  $\lambda = 1,1-1,6$  и  $\nu = 0,2-3,0 \text{ км}^{-1}$  (для сравнения: в изоклинальных складках второго этапа в Теректинском горсте максимальные значения  $\lambda$  и  $\nu$  превышают соответственно 4,0 и 4,0  $\text{км}^{-1}$ ).

Уменьшение  $\lambda$  и  $\nu$  к ядру Карасорского синклиория отражает уменьшение интенсивности складчатой деформации в том же направлении. На графике зависимости частоты складок от избыточной длины слоев, предложенном А.В.Вихертом, складки в подавляющем большинстве случаев попадают в поле полной и промежуточной складчатости (см. фиг. 40-III). Все точки на графике располагаются выше линии пропорционального роста частоты складок в зависимости от увеличения избыточной длины слоев. Другими словами, возрастание частоты складок происходит быстрее, чем возрастание избыточной длины слоев.

Такая зависимость параметров складчатости по А.В.Вихерту характерна для областей быстрого заполнения складками зон деформации. Согласно результатам проведенных им экспериментов по образованию складок на модельных материалах, быстрое заполнение складками пространства происходит в тонкослоистой маловязкой среде при образовании складок продольного сжатия и нагнетания при наличии вязкой нагрузки сверху, а также при образовании присдвиговых складок [27].

Таким образом, рассматриваемые складки должны были возникнуть на некоторой глубине (под нагрузкой) под действием горизонтального сжатия в динамической обстановке сдвига, что соответствует выводам, полученным нами на основании интерпретации структурных данных. Более подробно кинематика тектонических движений и условия складкообразования обсуждаются в главе 9.



Фиг. 40. Карты изолиний избыточной длины  $\lambda$  (I) и относительной частоты антиклиналей  $\nu$  (II) для складчатости третьего этапа в Карасорском синклинии. III - график А.В.Вихерта [27], отражающий зависимость  $\lambda$  от  $\nu$ .

1 - линии разрезов, использованных для построения изолиний; 2-6 - на диаграмме: поля значений для складчатостей: 2 – промежуточной, 3 - шарьяжной, 4 - чешуйчатой, 5 - солянокупольной, 6 - полной; 7 - значения параметров  $\lambda$  и  $\nu$  для складчатости Карасорского синклиория.

### 6.3.3. Разрывные нарушения

В Карасорском синклинии выделяются разновозрастные разрывы различных типов (см.фиг. 36-II).

Сбросы и взбросы второго этапа деформации осложняют ядро Ордабайской синклинали. Эти разрывы простираются в северо-западном направлении параллельно ее оси.

В складках третьего этапа также выделяются осепродольные взбросы, осложняющие главным образом складки на крыльях синклинии. Эти разрывы параллельны осевым поверхностям складок и являются как бы макровыражением осевого кливажа - вязкими «кливажными» разрывами или «разрывами сплющивания» по терминологии Е.И.Паталахи [68]. Вблизи разрывов породы очень сильно раскливажированы и местами даже рассланцованы, пронизаны кварцевыми прожилками, заполняющими кливажные трещины. Взбросы по падению оперяются субгоризонтальными мелкими трещинами отрыва, также заполненными кварцем и располагающимися кулисообразно вдоль разрывов. На поверхностях сместителей взбросов нередки зеркала скольжения с субвертикальными бороздами. Амплитуды смещений по разрывам измеряются первыми сотнями метров и увеличиваются, в целом, по направлению от ядра к крыльям синклинии по мере усложнения и линеаризации складчатости.

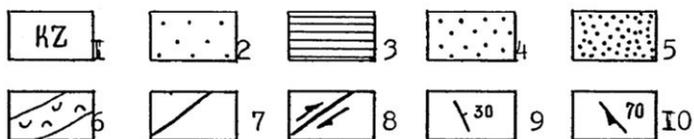
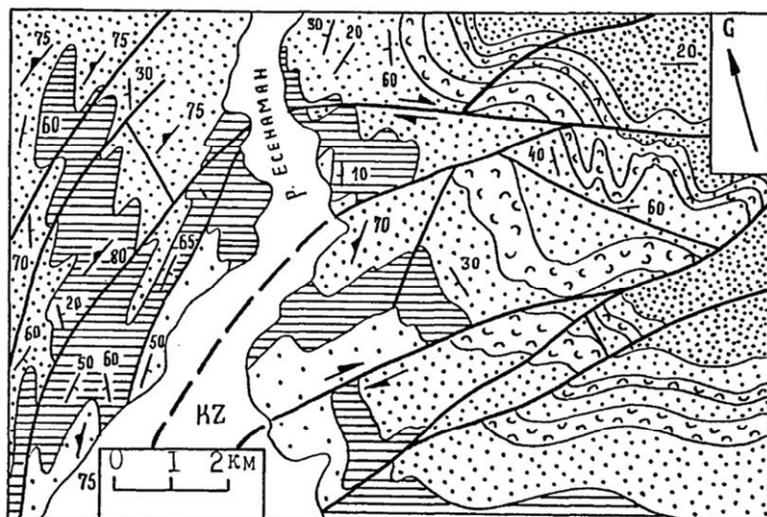
К разрывам третьего этапа относятся также осеперечные и оседиагональные по отношению к складкам этого этапа сбросы, сдвиго-сбросы и сбросо-сдвиги. Разрывы имеют северо-западное и северо-восточное простирания и распространены более или менее равномерно на всей площади Карасорской синклинии. Они смещают осепродольные сбросы или утыкаются в них. Ориентировка этих разрывов близка к ориентировке крутой сколовой трещиноватости, наблюдаемой в обнажениях. Амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений по разрывам не более нескольких сотен метров. Вблизи разрывов породы интенсивно

трещиноваты, по трещинам развиваются зеркала скольжения.

Следующая группа разрывных нарушений третьего этапа деформации включает дугообразные сбросо-сдвиги близширотного направления, пересекающие Ордабайскую брахисинклиналь на несколько узких полос. Отличительной особенностью этих разрывов является, во-первых, то, что к востоку и к западу они изгибаются в южном направлении и сливаются с осепродольными кливажными взбросами третьего этапа (фиг. 41), а, во-вторых, то, что в западной половине синклинория сбросо-сдвиги правые, а в восточной половине - левые (см.фиг. 36-II). Направления перемещений определяются по смещению осей складок, по ориентировке крутых кулисных кварцевых жил, оперяющих сбросо-сдвиги, а также по зеркалам скольжения в зонах приразрывной трещиноватости, где развивается частая система сколов, параллельных направлению. В восточной части синклинория некоторые из разрывов этой группы смещают небольшие пермские мульды, разобщая их как левые сдвиги. Отмеченные максимальные амплитуды горизонтальной составляющей общего вектора перемещения для сбросо-сдвигов достигают 1,5-4 км, вертикальной - 0,2-1,0 км.

Соотношение амплитуд горизонтального и вертикального смещений для наиболее крупных разрывов находятся в пределах 3:1 - 16:1. У сбросо-сдвигов относительно подняты, как правило, южные крылья. Расстояние между описываемыми дугообразными разрывами изменяется от 2,5 до 5 км. В ядре Карасорского синклинория, где они сливаются или пересекаются, отмечается сильное брекчирование пород и развитие широких зон прожилкового окварцевания. Прожилки различно ориентированы и образуют вытянутые вдоль разрывов линейные штокверки протяженностью до 1 км и шириной 200- 300 м.

Последовательность образования разрывов третьего этапа деформации представляется следующей. Наиболее ранними являются осепродольные кливажные взбросы, затем возникли осеперечные и оседиагональные сбросы и сбросо-сдвиги, смещающие продольные разрывы.



Фиг. 41. Интерференционная складчатость и дугообразные разрывы в юго-западной части ядра Карасорского синклинория.

1 - кайнозой; 2-6 - средний-верхний девон, ордабайская свита, подсвиты: 2 - пятая, 3 - четвертая, 4 - третья, 5 - вторая; 6 - пласты тефроидов и туффигов; 7 - сбросы, взбросы; 8 - сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги; 9 - ориентировка слоистости; 10 - ориентировка осевого кливажа третьего этапа деформации.

Самыми молодыми являются, очевидно, дугообразные сбросо-сдвиги, которые срезают и частично наследуют все остальные разрывы.

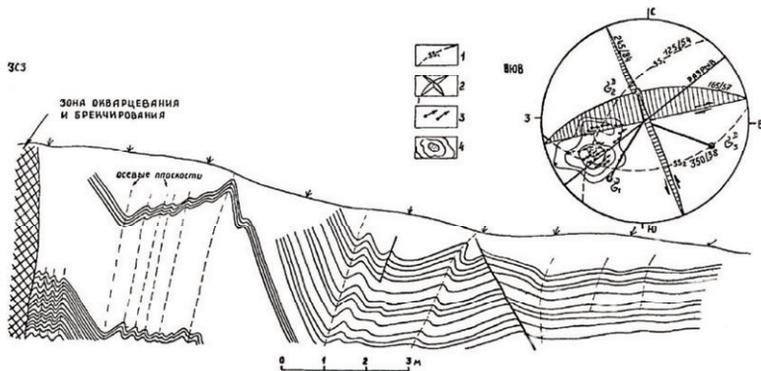
В ядре Карасорского синклинория дугообразные сбросо-сдвиги «запечатаны» покровами ранне-среднекаменноугольных андезитов и прорваны среднекаменноугольными диоритами Токпанского массива. К разрывам приурочены дайкообразные и воронкообразные тела

позднепалеозойских трахириолит-порфиров и граносиенитов дотопарского комплекса. Таким образом, возраст описываемых разрывов определяется как допоздневизейский. В конце перми некоторые дугообразные разрывы были подновлены при образовании пермских грабен-синклиналей на востоке синклинория.

К разрывам четвертого этапа деформации относятся левосторонние кулисные сдвиги, располагающиеся в пределах выделенной нами ранее [101] широтной Балыктыкольской зоны сдвигов (см. фиг. 36-II). Сдвиги зарождаются примерно на широте Токпанского диоритового массива и простираются в юго-западном направлении на расстояние 30-60 км, затухая в Сарытауском плутоне. Ширина зоны сдвигов около 40 км. Она протягивается через всю южную часть Карасорского синклинория более чем на 100 км и захватывает Матакский горст и Нуринский синклинорий, где также развиты протяженные кулисные сдвиги северо-восточного простирания (см. выше). Сдвиги Балыктыкольской зоны извилисты, расщепляются и сливаются по простиранию. Амплитуды сдвигов больше 0,5-3 км. Кроме левых сдвигов отмечены сопряженные с ними редкие меридиональные и северо-западные правые сдвиги. Вдоль разрывов прослеживаются зоны брекчирования, прожилкового и метасоматического окварцевания, баритизации и ожелезнения пород, в интрузиях развита пропилитизация и турмалинизация. Вблизи некоторых сдвигов в песчаниках и алевролитах отмечены мелкие приразломные складки с крутыми и пологими шарнирами, ориентированными под острыми углами к разрывам. Кливаж в складках практически отсутствует, а поверхности напластования испещрены бороздами скольжения (складки продольного изгиба со скольжением). В складках развита частая сетка мелких сколов, являющихся, по-видимому, трещинами оперения сдвигов (фиг.42). Кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны следуют с определенным структурным шагом (1-3 км, в среднем 2,2 км).

Возраст сдвигов пермский - они смещают раннепермские интрузии и мульды, но пересекаются позднепермскими дайками

габбродиабазов (см. фиг.32). Автор считает, что образование сдвигов связано с левосторонним рассредоточенным сдвиганием глубинных блоков по БайдаулетБалыктыкольскому глубинному разлому [101].



Фиг. 42. Присдвиговая мелкая складчатость в обрыве правого берега р. Талды (обн. 23). На круговой диаграмме показаны соотношения между разрывом, шарнирами складок и соскладчатой тектонической трещиноватостью; восстановлена ориентировка осей главных нормальных напряжения, возникавших в зоне сдвига.

1- крылья складки; 2 - сопряженные трещины скалывания; 3 - шарниры складок; 4- максимум, отвечающий статистическому положению шарниров.

### 6.3.4. Этапы развития структуры Карасорского синклинии

В Карасорском синклинии развита интерференционная складчатость и разновозрастные разрывы различных типов. Структура синклинии была сформирована в конце палеозоя в несколько этапов.

Первый этап деформации, характеризуемый в Спасском антиклинории образованием лежащих складок и надвигов, в Карасорском синклинии, по-видимому, отсутствовал.

На втором этапе образовались наклонные складки, вергентные к

юго-западу, складчатые продольные кливажные взбросы.

На третьем этапе возникли наклонные и прямые складки северо-западного, меридионального и северо-восточного простираний, располагающихся в синклиории веерообразно - как в плане, так и в разрезе. Складки осложнены продольными кливажными взбросами, поперечными и диагональными сбросами и сбросо-сдвигами. Складчатость третьего этапа имеет приразломную природу и возникла в обстановке рассредоточенного сдвигания тектонических блоков по глубинным разломам.

Второй и третий этапы деформации завершились в начале раннего карбона (саурская фаза тектогенеза), после чего возникшая структура была частично размыта, перекрыта континентальными позднепалеозойскими вулканитами и молассаами, прорвана интрузиями.

В конце перми, на четвертом этапе деформации, возникли кулисные сдвиги в зоне Байдаулет-Балыктыкольского глубинного разлома, по которому в это время происходили левосдвиговые перемещения. Позднепермскими сдвигами были унаследованы Карасорский и Центрально-Казахстанский глубинные разломы. В конце четвертого этапа на юге синклиория внедрились дайки габброидов (локальное растяжение), некоторые разрывы были подновлены.

#### 6.4. Нуринский синклиорий

Несмотря на хорошую изученность стратиграфии палеозойских отложений в Нуринском синклиории, его структура была изучена недостаточно, главным образом, вследствие разобщенного «полистного» описания отдельных ее частей геологами-съемщиками и отсутствия попыток детального изучения структуры синклиория в целом.

Геология Нуринского синклиория изучалась в 70-80-х годах в процессе средне- и крупномасштабных геолого-съемочных, геофизических и поисковых работ геологами и геофизиками Центрально-Казахстанского территориального геологического

управления и Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ: Н.А.Беркалиевым и др., Т.В.Константинович и др., В.А.Оправхатом и др., М.Я.Решко и др., К.З.Ярмухамедовой и др., О.Е.Беляевым и др., А.А.Жариновым и др., Н.П.Четвериковой и др., М.Н.Щербаковой и др. Обобщение региональных геофизических материалов и их интерпретация осуществлялись специалистами ИГН им. К.И.Сатпаева под руководством Г.Р.Бекжанова.

Автор принимал участие в геологической съемке и проводил структурные исследования в центральной части Нуринского синклиория и, частично, - в западной. При анализе структуры использовались материалы и выводы всех вышеперечисленных исследователей.

Нуринский синклиорий вытянут в близширотном направлении на 300 км. Ширина его на западе и востоке равна 25 км, в центральной части - 45 км. Байдаулетовским и Карасорским сдвигами синклиорий разобщен на три части: восточную, центральную и западную (см. фиг. 2,3).

Гравитационное поле синклиория относительно пониженное, положительное. В нем выделяются отдельные крупные изометричные аномалии, соответствующие ядрам антиклинальных складок, сложенным «плотным» силуром. Отрицательные аномалии, совмещенные с положительными магнитными аномалиями, обусловлены интрузивами. По расчетам Т.Н.Шелеповой, под Нуринским синклиорием отсутствует гранит-метаморфический геофизический слой, и земная кора на всю ее мощность под осадочным слоем сложена породами со свойствами базальтового слоя [105].

#### 6.4.1. Центральная и восточная части Нуринского синклиория

В центральной и восточной частях Нуринского синклиория, разделенных Карасорским сдвигом, обособляются пять крупных куполовидных антиклиналей. (Садыкодская, Мурзатайская,

Сарбекская, Буркиткашканская, Аккольская), расположенных в шахматном порядке, и разделяющие их узкие наклонные и опрокинутые синклинали (Карасуйская, Турубайская, Карашокинская, Аликоринская) северо-восточного и северо-западного простираний (фиг. 43,44).

Антиклинали, как правило, брахиморфны, иногда их очертания ромбовидны. Они имеют крутые и перевернутые крылья и замыкания, пологие широкие своды, антиклиналям свойственна форма крутых куполов. Оси синклиналей северо-восточного простирания изогнуты, синклинали как бы огибают антиклинали и образуют с синклиналями северо-западного простирания Т-образные торцовые сочленения. Эти складки осложнены складками второго порядка, соскладчатыми осепродольными «кливажными» взбросами и сбросами, причем разрывы северо-восточного простирания дугообразно изогнуты параллельно осям одновозрастных складок и пересечены северо-западными взбросами и сбросами, группирующимися в узкие зоны. Амплитуды взбросов измеряются несколькими сотнями метров - первыми километрами. Породы вдоль взбросов сильно перемяты, раскливажированы и рассланцованы, пронизаны многочисленными кварцевыми, кальцитовыми и медносульфидными прожилками, а в зонах сближенных разломов - роями позднепалеозойских даек, среднекаменноугольными жерловыми и субвулканическими образованиями. В разломных зонах складчатость усложняется, становится изоклиальной. При удалении от разломов складки быстро затухают. Деформационная линейность в плоскости осевого кливажа и сланцеватости субвертикальна или склоняется к юго-востоку.

По данным В.А.Оправхата и др. (1977г.), разрывы крутонаклонны и прослеживаются до глубин в несколько километров.

Рассмотренная складчатость является интерференционной и возникла в результате пересечения опрокинутых на северо-запад складок северо-восточного простирания более поздними наклонными складками северо-западного простирания (см. фиг. 43,44). Первые сопоставляются со складками второго этапа деформации Спасского

антиклинория, а вторые - с синформами и антиформами третьего этапа.

Именно такая последовательность возникновения складок и разрывов доказывается тем, что изогнуты оси и осевые поверхности северо-восточных складок, а также продольные по отношению к ним разрывы. Конфигурация осей складок и линий разрывов конформна замыканиям более поздних складок северо-западного простирания.

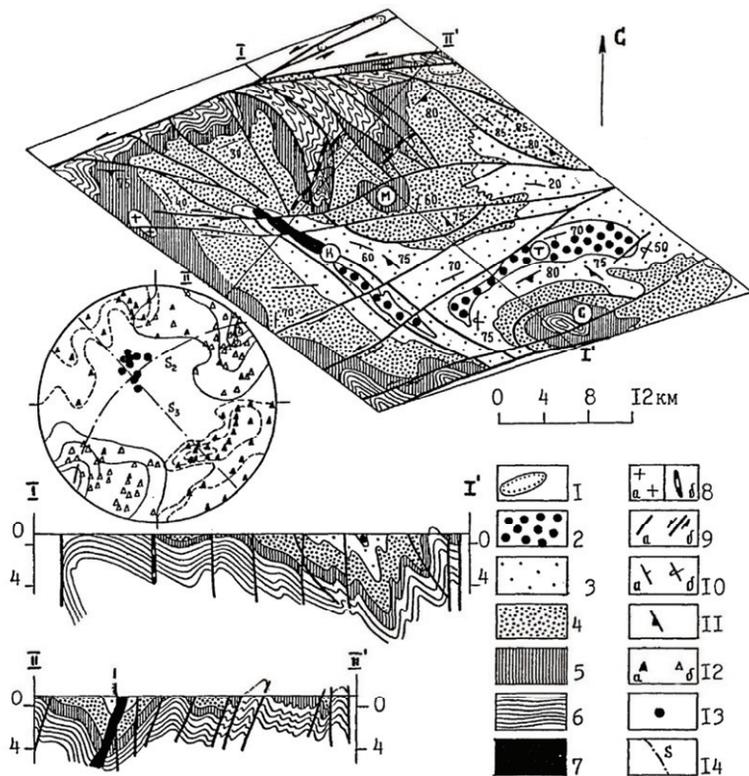
В обнажениях часто совместно фиксируются две системы осевого кливажа, синхронных складкам двух выделенных этапов деформации.

В складках второго этапа кливаж неравномерный, он проявлен преимущественно в ядрах синклиналей и на их перевернутых крыльях.

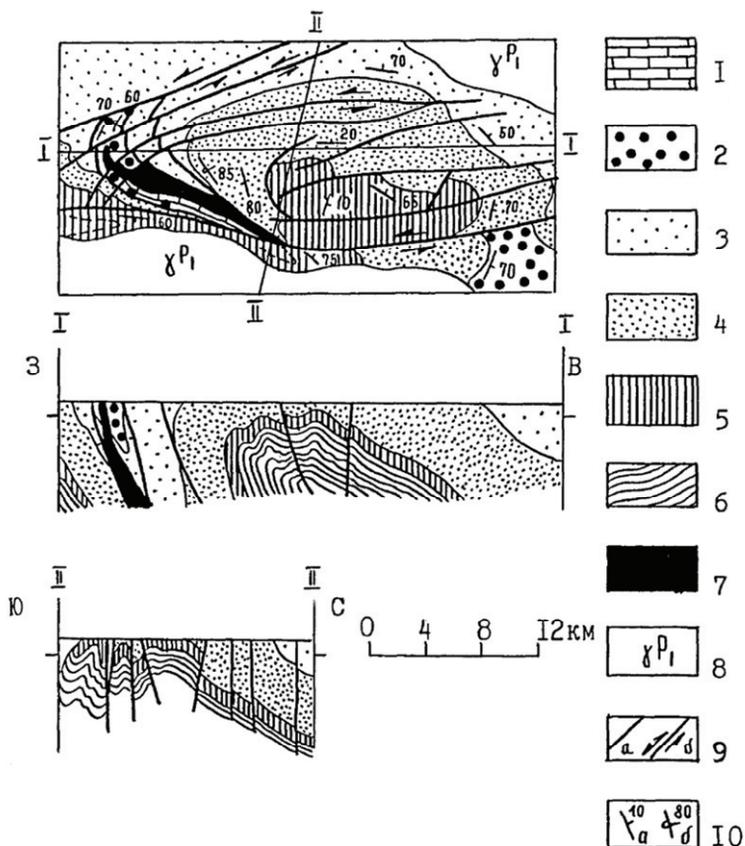
Кливаж третьего этапа равномерно пронизывает складки, сгущаясь, как указывалось выше, лишь в зонах соскладчатых кливажных разрывов. Наиболее отчетлив и совершенен кливаж в алевролитах, аргиллитах и песчаниках, наименее - в порфиритах, конгломератах и кварцевых туфах. Однако во взбросовых зонах все эти породы кдиважированы и рассланцованы очень сильно и довольно равномерно.

Для северной части Карасуйской синклинали и Мурзатайской антиклинали была составлена сводная диаграмма ориентировки кливажа двух этапов деформации (см. фиг. 43). Статистическое положение кливажа второго этапа отвечает плоскости, падающей в азимуте  $135^\circ$  под углом  $60^\circ$ . Кливаж третьего этапа вертикален и простирается в азимуте  $138^\circ$ . В этом же направлении, или несколько отклоняясь к югу, погружаются шарниры мелких складок и крутая деформационная линейность.

По кливажу часторазвиваются халькопирит-кварцевые жилы и прожилки, причем в подавляющем большинстве они заполняют трещины кливажа северо-восточного простирания.



Фиг. 43. Строение интерференционных складок в центральной части Нурина синклинория; 1 - пермские мульды и грабен-синклинали; 2 - средний-верхний девон; 3-5 - нижний девон, биотарская свита, подсвиты: 3 - четвертая и пятая, 4 - вторая и третья, 5 - первая; 6 - силур; 7 - среднекаменноугольная жерловина; 8 - средне-позднекаменноугольные интрузии: а - гранодиориты, б - дайки гранит-порфиров; 9 - разрывы: а - сбросы, взбросы, б - сдвиги; 10 - залегание слоистости: а - наклонное, б - перевернутое; 11- залегание осевого кливажа; к диаграмме: 12 - полюса кливажей: а - второго, б - третьего этапов деформации; 13 - шарниры складок; 14 - дуги больших кругов, отвечающие кливажам второго ( $S_2$ ) и третьего ( $S_3$ ) этапов. Буквами в кружках обозначены антиклинали (М-Мурзатайская, С-Сарбеская) и синклинали (К-Карасуйская, Т-Турубайская).



Фиг. 44. Строение Буркиткашканской антиклинали и Уштобинской синклинали на востоке Нурина синклинория. На разрезах показаны складки второго (I-I) и третьего (II-II) этапов деформации.

1 - фаменский ярус, известняки; 2 - средний-верхний девон, конгломераты; 3-5 - нижний девон, биотарская свита, песчаники, алевролиты; подсвиты: 3 - четвертая и пятая, 4 - вторая и третья, 5 - первая; 6 - силур, алевролиты; 7 - позднепалеозойские субвулканические андезиты; 8 - раннепермские гранитоиды; 9 - разрывные нарушения: а - сбросы, взбросы, б - сдвиги, сбросо-сдвиги; 10 - залегание слоистости: а - наклонное, б - перевернутое.

В ядре Мурзатайской антиклинали взбросы третьего этапа пересечены вертикальной дайкой гранит-порфиров средне-позднекаменноугольного возраста, но некоторые из разрывов смещают эту дайку по типу правого сдвига (см. фиг. 43). Таким образом, в перми некоторые взбросы были подновлены и активизированы уже как сдвиги. Это подтверждается и развитием на трещинах кливажа в зонах разрывов зеркал скольжения с горизонтальными бороздами.

Складки третьего этапа деформации местами осложнены мелкими осепоперечными складками, а вблизи Байдаулетовского сдвига становятся более сжатыми, почти изоклинальными. В результате присдвиговой деформации они дугообразно изгибаются и становятся широтными, по кливажу развивается сланцеватость. В зоне разлома шириной до 200 м кливаж и сланцеватость часто изогнуты в мелкие складки четвертого этапа деформации с крутыми и вертикальными шарнирами, погружающимися к востоку и западу в соответствие с левосторонним направлением перемещения по сдвигу.

Кроме осепродольных взбросов в складках третьего этапа повсеместно отмечены соскладчатые осепоперечные сбросы и оседиагональные сдвиги, которые смещают взбросы или утыкаются в них. Сбросам и сбросо-сдвигам в обнажениях соответствуют крутые сколовые трещины, имеющие такое же, как и разрывы, простирание и направление смещений.

Кроме крутых сколов обычны пологие и горизонтальные системы сколов сбросового или надвигового типов со смещениями крыльев в северо-западном и юго-восточном направлениях. Эти трещины в обнажениях встречаются всегда вместе с крутыми сколами сбросового типа, перпендикулярными кливажу. Несомненно, что это сопряженные системы трещин. И если крутым сколам находятся аналоги среди разрывов (осепоперечные сбросы), то, очевидно, должны быть и аналоги пологих трещин - пологие сбросы и надвиги. Однако выявление подобных разрывов затруднено ввиду незначительной расчлененности рельефа.

Амплитуды смещений по сбросам и сбросо-сдвигам измеряются

десятками - сотнями метров, правосторонние сдвиги меридиональны, левосторонние имеют восток-северо-восточное простирание, а сбросы - северо-восточное.

Наиболее молодыми разрывами четвертого этапа деформации, осложняющими рассмотренные интерференционные складки, являются протяженные левосторонние сдвиги северо-восточного и восток-северо-восточного простираний, параллельные Байдаулетовскому и Карасорскому сдвигам. Сдвиги смещают также среднекаменноугольные гранитоиды и жерловые образования, амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам оцениваются в 0,5-2 км. Вблизи разрывов породы сильно трещиноваты, окварцованны и ожелезнены. По данным гравirazведки, полученным В.А.Оправхатом и др., сдвиги круто ( $80^\circ$ ) падают на юг и прослеживаются до глубины в несколько километров. Разрывы имеют и незначительную вертикальную амплитуду, не превышающую нескольких десятков метров. Описываемые сдвиги входят в систему кулисных сдвигов Балыктыкольской зоны, описанную выше.

Байдаулетовский сдвиг на рассматриваемом участке, по данным гравirazведки, вертикален или круто падает на юг под углом  $70^\circ$ , несколько выполаживаясь на западе, где он образует пологий козырек шириной до 2 км в сторону Карагандинского синклиория. Вблизи сдвига фиксируются параллельные ему вертикальные зеркала скольжения с горизонтальной штриховкой. На участке сочленения Байдаулетовского и Шалкаркольского сдвигов располагаются продольные приразломные узкие грабен-синклинали, выполненные пермскими конгломератами, резко несогласно залегающими на складчатом девоне (см. фиг. 43).

#### 6.4.2. Западная часть Нуринского синклиория

Структура западной части синклиория была проанализирована нами на основе данных крупномасштабных геолого-съёмочных работ, полученных в 1970-73 гг. Н.А.Беркалиевым, Г.Д.Ахметовой,

А.М.Шужановым, И.Л.Цепакиной, и в 1976-80 гг. - А.А.Жариновым, Е.А.Билинко, Э.М.Великовской, А.Л.Котляром.

В составе главного геосинклинального комплекса выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью небольшого углового или даже параллельного несогласия (см. фиг. 5). Подошва верхнего структурного этажа совпадает с подошвой живетско-франских конгломератовых толщ, залегающих на нижнем девоне (в восточной части Нуринского синклинория это несогласие частично исчезает и полностью отсутствует уже в Карасорском синклинории, где живетские толщи согласно надстраивают зйфельские). Структурные этажи совместно смяты в крупные широтные складки, сопоставляемые нами со складками третьего этапа деформации в центральной и восточной частях синклинория (см. фиг.2).

Эти складки по Куланутпесскому надвигу надвинуты на Карагандинский синклинорий. По данным М.М.Розенבלата и др., проведивших здесь в 1970 г. магнито- и гравиразведочные работы, сместитель надвига падает на юг под углами 60-70° и на глубине около 2 км выполаживается до 30°. Надвиг осложняет перевернутое крутое крыло Каракольской антиклинали. Длина складки превышает 60 км, ширина около 10 км. Ядро ее сложено терригенными породами нижнего силура, в которых развиты мелкие линейные изоклинальные складки с пологими шарнирами. Каракольская антиклиналь сопряжена с Исенской синклинойю. Ядро синклинали выполнено нижним девонем, крылья крутые (50-60°), осевая поверхность под углами 70-80° падает на юг. Замыкания округлые, простые. Шарнир складки на замыканиях погружается под углами 40-60°, выполаживаясь лишь в ее ядре. Описанные крупные складки осложнены поперечными мелкими складками, диагональными и поперечными сбросо-сдвигами и сбросами с незначительными амплитудами смещения, измеряемыми несколькими сотнями метров. Исенская синклиналь пересекается пучком протяженных левых сдвигов и сбросо-сдвигов широтного и восток-северо-восточного простираний, образовавшихся в результате расщепления здесь Байдаулетовского сдвига. Амплитуда

горизонтального смещения по каждому из них измеряется несколькими сотнями метров-первыми километрами.

Интерференция мелких складок широтного и меридионального простираний, осложняющих Исенскую синклинали, приводит к появлению складок сложной формы. Поперечные синусоидальные складки с крутыми шарнирами развиты как на южном, так и на северном крыльях Исенской синклинали. Они имеют примерно одинаковую длину волны, равную 2 км. Складки прямые или слабо наклонные, осложненные мелкими осепродольными близмеридиональными сбросами и сбросо-сдвигами. Складки и разрывы срезаются вышеописанными широтными сдвигами и сбросо-сдвигами.

Рассмотренные осепоперечные складки образовались, таким образом, раньше сдвигов четвертого этапа деформации. Они возникли, вероятно, в результате местного сжатия вдоль шарниров Каракольской антиклинали и Исенской синклинали при образовании последних.

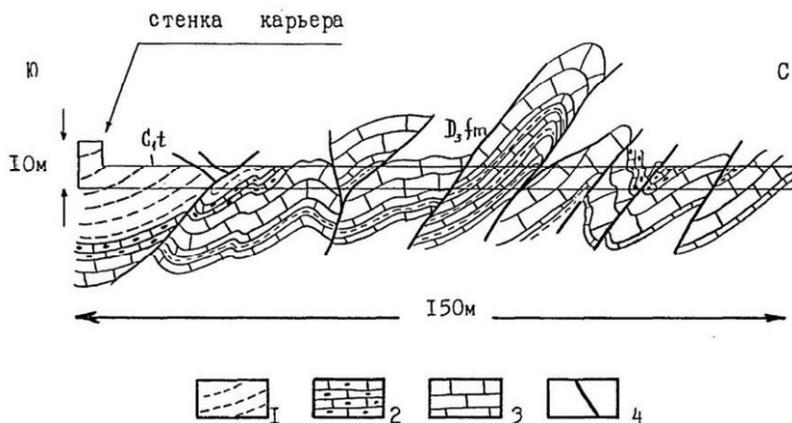
Каракольская антиклиналь отделена на северо-востоке Куланутпесским надвигом от сопряженной с ней Топарской грабен-синклинали (см. фиг.2, 5), которая простирается в широтном направлении более чем на 40 км. Ширина складки 4-6 км. Синклинали разрезана Байдаулетовским сдвигом и оперяющими его разрывами на отрезки, смещенные друг относительно друга на 2-6 км. Суммарное смещение синклинали по сдвигам равно 16 км. По простиранию в западном направлении она переходит в куланутпесские складки Карагандинского синклинория. Ядро синклинали сложено алевролитами и известняками фамена и турне, крутые крылья - конгломератами и андезитами живетско- франского возраста, залегающими с параллельным несогласием на песчаниках нижнего девона. Последнее обстоятельство не позволяет считать Топарскую грабен-синклинали «наложенной мульдой», как это было сделано впервые А.А.Богдановым [16].

Топарская грабен-синклинали фиксируется линейным минимумом в гравитационном поле. Ее ядро представляет собой узкий

опущенный блок между двумя сбросами. В ядре складки развиты продольные мелкие складки с пологими шарнирами.

Мелкие складки изучались автором в карьере «Южном» (фиг. 45).

Вергентность складок преимущественно северная, но встречается и обратная, южная. Амплитуды и длины волн складок варьируют в пределах 0,5-2 м. Складки подобные, с аркообразными замками, нередко гребневидные и килевидные, дисгармоничные.

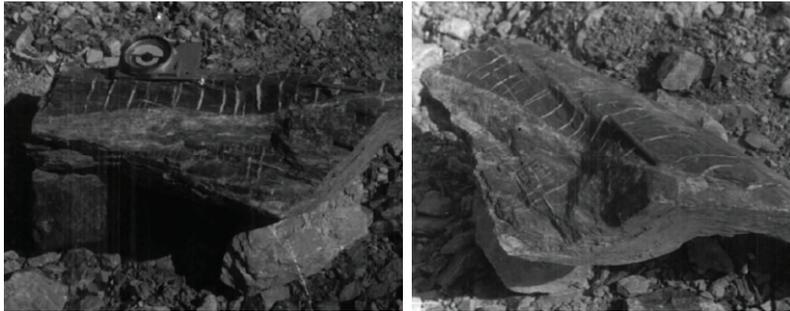


Фиг. 45. Мелкие складки в ядре Топарской грабен-синклинали. Карьер "Южный".

1-алевролиты, 2-глинистые известняки, 3-известняки, 4-разрывы.

В известняках и алевролитах отмечен густой осевой волосовидный кливаж, плохо выраженный макроскопически. По кливажу и слоистости отмечается слабое расщепление и разлинзование пород. В глинистых известняках нередко «конгломератоподобные» муллион-структуры. Складки осложнены осепродольными взбросами, пологими сбросами и надвигами, оседиагональными и осепоперечными крутыми сбросо-сдвигами и сбросами. Амплитуды смещений по разрывам не превышают

нескольких сантиметров-первых метров. Вдоль сбросов и надвигов отмечается окварцевание и ожелезнение пород, глина трения, оперяющие их кулисные альпийские кварцевые или кальцитовые жилки по трещинам отрыва.



Фиг.46. Осепоперечные трещины отрыва в аргиллитовых прослоях в замке складки. Карьер «Южный» (пояснение в тексте).

Трещины отрыва, заполненные кварцевыми прожилками, осложняют также аргиллитовые и алевролитовые прослои в замках складок, располагаясь перпендикулярно шарнирам последних (фиг. 46).

Количество и мощность прожилков соответственно обратно и прямо пропорциональны мощности прослоев. Отрывы возникли в результате растяжения горных пород вдоль шарниров складок, причем маловязкие глинистые известняки перетекали пластически без разрушения, а более вязкие и хрупкие алевролиты трескались.

Растяжение по шарнирам происходило позже образования осевого кливажа в складках, так как отрывы пересекают кальцитовые прожилки, заполняющие кливажные трещины. Можно предположить, что образование осепоперечных отрывов в Топарской грабен-синклинали и осепоперечных мелких складок в Каракольской антиклинали и Исенской синклинали, описанных выше, происходило одновременно в конце их формирования, отражая существование в

складках третьего этапа деформации участков локального осевого сжатия и растяжения, связанных с неоднородностью деформации.

Грабен-синклиналь Сулу-Медине, расположенная в 15 км южнее Топарской грабен-синклинали (см. фиг. 5), принципиально от нее ничем не отличается.

В 1963 г. А.И.Суворов предположил, что описанные грабен-синклинали возникли в результате приразломного растяжения в южном крыле Байдаулетовского сдвига [87]. Однако это невозможно по трем причинам: во-первых, сдвиг существенно (на 90 млн. лет) моложе складок, во-вторых, структуры растяжения вблизи левостороннего сдвига северо-восточной простирации должны быть ориентированы близмеридионально, в-третьих, как мы увидели, в ядре синклинали развиты структуры сжатия (кливажные складки и надвиги), а не растяжения.

Севернее Топарской грабен-синклинали находятся южные замыкания Черубай-Нуринской антиформы, Комадырской синклинали и Ялтинской синформы, охарактеризованных выше при рассмотрении структуры западной части Спасского антиклинория, где располагаются северные части этих складок, срезанных Байдаулетовским сдвигом.

Формирование складчато-разрывной структуры Нуринского синклинория происходило, главным образом, в позднем палеозое, начиная с середины визейского века раннего карбона. В середине же девона, в эпоху проявления тельбесской складчатости [41], существенных структурных преобразований не было (по крайней мере в изученном регионе). На западе будущих Нуринского синклинория и Спасского антиклинория в это время возникло крупное пологое поднятие - антиклиналь, которая размывалась до начала живецкого века.

Позднепалеозойская история структурообразования делится на три этапа, сопоставляемых со вторым-четвертым этапами деформации Спасского антиклинория и Карасорского синклинория. На втором этапе, в раннем карбоне, в центральной и восточной частях Нуринского синклинория возникли опрокинутые складки и разрывы северо-

восточного простирания. На третьем этапе в синклинии образовались складки северо-западного и широтного (на западе) направлений и осложняющие их различные разрывы, а на отдельных участках - мелкие поперечные складки. В это же время образовался и Куланутпесский надвиг на западе синклиния. Третий этап деформации завершил саурскую фазу тектогенеза в середине визейского века раннего карбона, после чего произошло общее поднятие и размыв территории. В начале четвертого этапа (поздневизейское время – ранняя пермь) в обстановке горизонтального растяжения накапливались континентальные вулканогенные и обломочные образования, внедрялись интрузии. В конце перми возникли северо-восточные сдвиги и сопутствующие им деформации - приразломные складки волочения, грабен-синклинали; некоторые более ранние разрывы обновились. В конце этого этапа был деформирован Байдаулетовский сдвиг, образовавший пологий надвиговый козырек южнее горы Кызылчеку.

### 6.5. Фазы и этапы деформации

Выполненный автором анализ структуры Спасского антиклинория и обрамляющих его синклиниев позволил провести сравнение развитых в них складок и разрывов и их корреляцию по этапам деформации (табл. 2).

Палеозойская структура изученного региона была сформирована в каледонскую и варисцийскую тектонические эры, причем» как было показано выше, варисцийские деформации оказали решающее влияние на структурообразование. В каледонской эре выделяются две фазы складчатости (тектогенеза): ранне(?)–среднекаледонская, проявившаяся в Спасском антиклинории, Карагандинском и Карасорском(?) синклиниях в интервале времени от конца ордовика до середины силура (скорее всего, в середине силура) и позднекаледонская (тельбесская, по Ю.А.Зайцеву), проявившаяся в конце эйфельского века в Спасском антиклинории и на большей части

Нурина синклиория. В варисцийской эре выделяются также две фазы складчатости (тектогенеза): ранневарисцийская (саурская) раннекаменноугольная и поздневарисцийская среднекаменноугольная - позднепермская-раннетриасовая. В каждой фазе выделяются этапы и стадии деформации.

Раннекаменноугольная саурская складчатость, завершившая геосинклинальное развитие варисцид в северной периферической части Джунгаро- Балхашской складчатой системы, происходила в середине визейского века в три этапа деформации. На первом этапе возникли лежащие складки и надвиги Спасского надвигового пояса, начал оформляться Спасский антиклинорий и Карагандинский синклиорий, причем северное крыло последнего, в отличие от южного, испытывало вертикальные глыбовые деформации, продолжавшиеся здесь и в течение последующих двух этапов. Деформации второго и третьего этапов охватили весь Спасский антиклинорий и обрамляющие его синклиории, наложились на структуру надвигового пояса. Структурообразование третьего этапа происходило в три стадии, отражающих усложнение возникших на этом этапе складок мелкими поперечными складками и последовательное образование двух пар сопряженных позднекладчатых разрывов и трещиноватости.

В поздневарисцийскую (средний карбон – ранний триас) фазу тектогенеза возникли региональные сдвиги, сдвиги Балыктыкольской зоны, приразломные складки и разрывы. Образованию сдвигов и складок предшествовало близмеридиональное региональное растяжение (возможно, связанное с развитием сдвигов). Раскрытие ранее возникших трещин и разрывов способствовало внедрению магматических образований и рудных гидротерм (связь тектоники и рудообразования рассматривается в главе 10). Растяжение мы условно относим к началу четвертого этапа деформации, хотя, быть может, более правильно его связывать с самостоятельным (и в практическом отношении очень важным) этапом тектонического развития.

Таблица 2.

## Эволюция вариссийской структуры Спасской меднорудной зоны

Время	Тектонические эры, фазы и этапы деформации			Структурные формы				
	Эра	Фаза	Этапы и стадии	КРС		СА	НС	КС
				С	Ю			
<b>P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub></b>	ВАРИССИЙСКАЯ	ПОЗДНЕВАРИССИЙСКАЯ	IV	2	Региональные сдвиги. Приразломные мульды, грабен-синклинали, сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги, складки волочения, кливаж, сланцеватость. Кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны, присдвиговые складки волочения. Трещиноватость скола и отрыва. Вулканизм, интрузии. <b>Гидротермальное оруденение.</b>			
<b>C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub></b>			1	Близмеридиональное растяжение. Раскрытие трещин. Вулканизм, интрузии. <b>Гидротермальное оруденение.</b>				
<b>C<sub>1v2</sub></b>	ВАРИССИЙСКАЯ	РАНЕВАРИССИЙСКАЯ (САУРСКАЯ)	III	2-3	Глыбовые брахискладки. Меридиональные сбросы, взбросы. Приразломная мелкая складчатость	Позднескладчатые осепоперечные и диагональные сбросы, сдвиго- сбросы, сбросо-сдвиги. Трещиноватость скола и отрыва. Осепоперечные мелкие складки, кливаж, сланцеватость.		
1				Линейные прямые и наклонные складки продольного изгиба и течения преимущественно СЗ и широтного (в Карасорском синклиории-близмеридионального) простиранья. Осепродольные "кливажные" взбросы, сбросы, сдвиго-взбросы. Кливаж, сланцеватость, линейность деформационная и скольжения.				
II			Полгие секущие надвиги скальвания.			Наклонные и опрокинутые складки продольного изгиба и течения преимущественно СЗ вергентности. Осепродольные "кливажные" взбросы и надвиги. Кливаж, сланцеватость, линейность деформационная и скольжения. Гранитоиды		
			I	<b>Спасский надвиговый пояс.</b> Лежачие складко-покровы течения. Зональный метаморфизм. "Послойные" срывы и надвиги, асимметричные складки течения, будинаж. Кливаж, сланцеватость, линейность, сколы, отрывы				

СА-Спасский антиклинорий

Синклиории: КРС-Карагандинский, НС-Нуринский, КС-Карасорский

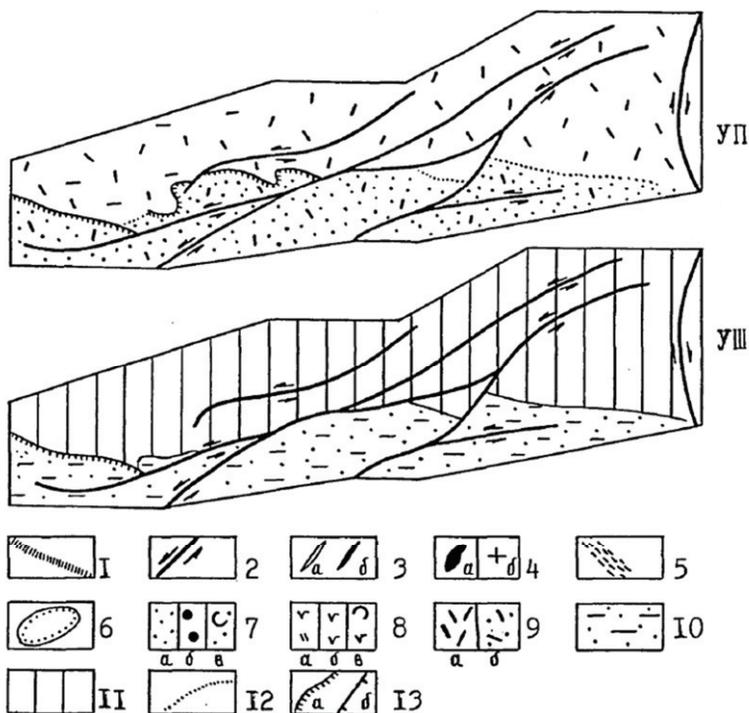
## Глава 7. Глубинные разломы

Определение глубинных разломов, данное А.В.Пейве в 1945 г., в последующие годы, благодаря работам многих исследователей, существенно расширилось, отразив различные особенности строения этих важнейших структурных элементов [71]. Как известно, глубинные разломы должны обладать тремя главными свойствами: большой протяженностью (первые сотни километров и более), значительной глубиной заложения (по крайней мере до подошвы земной коры), длительностью развития. В пределах изучаемого региона выделяются несколько разломов, обладающих вышеперечисленными признаками. Все они были показаны впервые на Тектонической карте Казахстана, составленной в 1976 г. коллективом авторов под редакцией А.А.Абдулина, Ю.А.Зайцева и др.

### 7.1. Позиция глубинных разломов в структуре

Байдаулет-Балыктыкольский разлом протягивается на 350 км в широтном направлении. Он является скрытым, на дневной поверхности он фиксируется зоной окварцевания и роями пермских даек и субвулканических дайкообразных интрузий. Разлом состоит из трех отрезков, различающихся морфологическими и кинематическими характеристиками (фиг. 47-1). Западный отрезок унаследован Куланутпесским надвигом, центральный отрезок - Байдаулетовским сдвигом, вдоль восточного отрезка развиты кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны. К северу от разлома девон залегает на каледонском фундаменте, к югу - наращивает непрерывный палеозойский разрез геосинклинального комплекса. В гравитационном поле разлому соответствует зона высоких градиентов силы тяжести, в магнитном поле он проявлен нечетко. По данным ГСЗ, разлом пересекает всю земную кору, флексуобразно изгибая поверхность Мохоровичича, которая образует уступ амплитудой 3 км [6]. Байдаулетовский сдвиг, по данным гравиразведки, полученным В.А.Оправхатом и др., прослеживается до глубины 10 км.





Фиг. 47. Схемы расположения глубинных разломов (I) и смещений по наследующим их региональным сдвигам различных геологических реперов (II-VIII). Пояснения в тексте.

1- глубинные разломы; 2 - региональные сдвиги; 3 - оси складок: а - синклинальных, б - антиклинальных; 4 - позднепалеозойские жерловины и субвулканические образования (а), гранитоиды (б); 5 - рои пермских даек; 6 - пермские мульды; 7 - средний-верхний девон, свиты: а - акбастауская, б - пестроцветных конгломератов и песчаников; в - аликоринская и ордабайская; 8 - средний девон, свиты: а - жиландыбулакская, б - салкынтауская, в - карабастауская и жандарская; 9-10 - нижний девон; 9 - зигенский и эмский ярусы, свиты: а - шешенькаринская, семизбугинская и саумалкольская; б - комадырская, биотарская (2-5-ая подсвиты); 10 - жединский ярус (первая подсвита биотарской свиты); 11 - области размыва или отсутствия осадконакопления; 12 - фациальные границы; 13 - разрывы: а - надвиги, б - сбросы.

Восточная часть разлома «залечена» Сарытауским гранодиоритовым массивом. Разлом разобщен Карасорским сдвигом на два отрезка, смещенных друг относительно друга на 22 км.

Таким образом, главной особенностью Байдаулет-Балыктыкольского разлома является то, что он разделяет области варисцид с различным строением фундамента и объемом геосинклинального комплекса.

По данным Н.Н.Сигачевой, разлом заложился в раннем ордовике, во время обособления Матакско-Карасорского остаточного массива, который в ордовике и силуре проявил себя как геоантиклинальное поднятие, в то время как к югу от него развивался Нуринский геосинклинальный прогиб [82]. В раннем девоне разлом слабо влиял на характер осадко- накопления: в прогибание были вовлечены оба его крыла, а сам он был «запечатан» девонскими отложениями, состав и мощность которых контролировались, главным образом, удаленностью и расположением геосинклинальных прогибов относительно девонского краевого вулканического пояса. В начале среднего девона южное крыло разлома было поднято и размывалось; к северу от разлома накапливались вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения.

В живетском и франском веках участки к югу от разлома вновь были вовлечены в прогибание и в Нуринском прогибе накапливались относительно маломощные красноцветные конгломераты и песчаники.

В перми Байдаулет-Балыктыкольский разлом был вновь активизирован, причем отдельные его отрезки испытали различные смещения. На западе он был преобразован в надвиг, в центральной части - в сдвиг, на востоке по нему вначале происходило небольшое раздвигание - он служил зоной проникновения магматических расплавов и гидротермальных растворов; затем вдоль разлома произошло левосдвиговое смещение, а в приповерхностной части над ним образовались многочисленные кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны.

Карагандинско-Ащисуйский разлом является неявно

выраженным, скрытым и фиксируется широкой интенсивной зоной градиентов поля силы тяжести, прослеживаемой вдоль южного крыла Карагандинского синклинория - под фронтальной частью Спасского надвигового пояса. На востоке градиентная зона совпадает с осью Ащисуйской мегасинклинали и отделяет крупный минимум на севере от участков с относительно повышенными значениями поля силы тяжести на юге. По мнению Ю.В.Юнаковской, О.Е.Беляева и Ю.Ф.Кабанова, гравитационный минимум связан с глубинной позднепалеозойской гранитизацией, а максимум объясняется отсутствием силура в Карасорском синклинории и Спасском антиклинории [13]. По мнению Ю.А.Зайцева, «гранитизация» сомнительна, а гравитационный минимум обусловлен наличием древнего метаморфического блока - Верхнешидертинского остаточного массива, ограниченного с юга Карагандинско-Ащисуйским разломом [41]. Согласно Г.Р.Бекжанову и др., разлом круто падает на юг под углами 70 - 85° до глубины 5-15 км, а затем изгибается и приобретает крутое северное падение, прослеживаясь по данным ГСЗ до глубины 50км [6].

Разлом контролировал в девоне и карбоне развитие Спасской геантиклинали и Карагандинского геосинклинального прогиба и, очевидно, сыграл не последнюю роль в формировании Спасского надвигового пояса в раннем карбоне - позднем палеозое. В перми отдельные участки разлома были унаследованы региональными сдвигами.

Карасорский разлом ограничивает с запада одноименный синклинорий и протягивается, изгибаясь в северо-восточном направлении, на 100 км. По данным ГСЗ, разлом прослеживается на всю мощность земной коры [63]. Однако, гравиразведка «не улавливает» его уже на глубинах более 1-2 км. О раннепалеозойской истории Карасорского разлома судить трудно. В девоне и, вероятно, в карбоне он был перекрыт мощной вулканогенно-осадочной толщей, южное крыло разлома испытывало более интенсивное погружение, участвуя в формировании Карасорского геосинклинального прогиба. В перми по разлому происходили левосдвиговые движения, он удлинился более чем на 40 км к югу, разрезав и сместив Нуринский

синклинорий и Тектурмасский антиклинорий (см.фиг.47).

Центрально-Казахстанский разлом является одним из крупнейших и важнейших элементов структуры Центрального Казахстана. Разлом протягивается в меридиональном направлении более чем на 1200 км. Имеются многочисленные данные о длительной и сложной истории развития разлома в палеозое [11,52,111].

В геофизических полях разлом выражен прерывистой полосой высоких градиентов силы тяжести, резкой сменой интенсивности и знака аномального магнитного поля и протяженными линейными положительными аномалиями. Глубинное сейсмическое зондирование разлома не проводилось, однако, по мнению В.Н.Любецкого, разлом является глубинным, мантийного заложения, так как разделяет области с разными глубинами до поверхности Мохоровичича [6].

Морфология разлома на участке сочленения Спасского антиклинория с Чингизским мегантиклинорием изучена О.Е.Беляевым и Ю.В.Юнаковской [11]. Согласно их данным, разлому соответствует меридиональная гравитационная ступень, ограничивающая с востока область пониженных гравитационных аномалий. По данным гравиразведки разлом прослеживается до глубины 2 км. На дневной поверхности зона разлома фиксируется полосой окварцованных и рассланцованных пород, причем сланцеватость, совпадающая с осевым кливажем в складках, срезается сместителем разлома под острым углом. Падение сместителя в канавах западное, под углами 65-70°, что соответствует данным гравиразведки о наклоне его на глубине. Как уже указывалось выше, восточнее Теректинского горста близ дневной поверхности сместитель образует пологий (10-30°) тектонический козырек шириной 1-2 км, направленный к востоку. Вблизи разлома отмечены параллельные ему вертикальные зеркала скольжения с горизонтальными бороздами. По мнению В.Я.Кошкина, в конце перми-начале триаса разлом являлся правым сдвигом с амплитудой смещения 50-70 км [51].

Тектурмасский разлом пространственно приурочен к одноименному антиклинорию и прослежен сейсморазведочными

методами до глубины 50 км, падение его крутое к югу. Поверхность Мохоровичича в зоне разлома образует флексурный перегиб с амплитудой в несколько километров [6]. Разлом смещается Карасорским сдвигом; на востоке унаследован Ащикольским сдвигом. По Ю.А.Зайцеву, Тектурмасский разлом заложился в начале палеозоя как раздвиг [40].

Рассмотренные глубинные разломы определяли очертания и развитие палеозойских геосинклинальных прогибов, геоантиклинальных поднятий и остаточных срединных массивов. Они оказывали существенное влияние на формирование структуры антиклинорий и синклинорий. Все разломы в позднем палеозое были активизированы и, в зависимости от их ориентировки и расположения относительно действовавших сил, проявили себя различно. По одним из них происходили надвиговые перемещения, другие были унаследованы сдвигами или сдвиго-раздвигами - последние контролировали размещение позднепалеозойских интрузий.

## 7.2. Глубинные разломы и региональные сдвиги

К этой категории разломов относятся протяженные сдвиги с амплитудой смещения от нескольких до первых десятков километров. Большинство из них унаследовало глубинные разломы, некоторые являются новообразованными.

Впервые определение величины горизонтального перемещения по Байдаулет-Карасорскому сдвигу (в нашем понимании это два различных сдвига) было сделано А.И.Суворовым на основании анализа смещений границ фаций девона [88]. Им было установлено возрастание амплитуды перемещения с северо-востока на юго-запад от более молодых пород к более древним (от 70 до 100 км), что объяснялось конседиментационным развитием сдвига в палеозое. Эти цифры много больше реальных, ибо основаны на давних, во многом устаревших представлениях о строении девонских и нижнепалеозойских толщ. Ничем не подтвердилась в дальнейшем предполагаемая

А.И.Суворовым конседиментационная природа сдвига.

Нами анализировалось смещение сдвигами складок, разломов, зон окварцевания и роев даек, пермских приразломных синклиналей и фациальных границ девона (см.фиг. 47, II-VI). Некоторые трудности встречаются при определении величины смещений пермских отложений, так как часто неясно, слагали ли они одну складку, «разрезанную» сдвигом, или две самостоятельные приразломные складки. Не всегда однозначно решается вопрос и о величине смещения фаций девона, особенно если первоначальные их границы располагались под острым углом к сдвигам или недостаточно точно определены. Надежно амплитуда сдвигов определяется по смещению складок и интрузивных тел при условии их хорошей «опознаваемости» по обе стороны от сместителя. Это не всегда можно сделать с достаточной уверенностью, ибо незначительные вертикальные составляющие перемещения по сдвигам, которые всегда имеются при пологих углах крыльев складок или кровли интрузивов, могут являться причиной изменения конфигурации их границ и ширины выхода на дневную поверхность. Поэтому на фиг. 47-II показано смещение осей только тех складок, разделенные части которых сопоставляются уверенно. Комплексное использование всех возможных стратиграфических, структурных и интрузивных реперов для анализа сдвиговых перемещений делает решение этой задачи достаточно однозначным и точным.

Величины горизонтального смещения фаций девона, пермских отложений, позднепалеозойских интрузий, роев даек и жил, осей складок и разрывов, определенные для одних и тех же отрезков сдвигов, одинаковы. Поэтому нет никаких оснований приписывать сдвигам конседиментационное длительное развитие в палеозое, как это делал А.И.Суворов.

Учитывая, что большинство сдвигов смещают нижнепермские толщи, а Байдаулетовский сдвиг к тому же смещает рой позднепермских даек, возраст системы левосторонних сдвигов северо-восточного простираения следует считать позднепермским или даже

раннетриасовым, аналогичным возрасту Центрально-Казахстанского сдвига, смещающего гранитные интрузивы позднепермского-раннетриасового возраста.

Амплитуды горизонтального смещения по сдвигам северо-восточного простирания изменяются от нуля на их окончаниях до 7-22 км в средней части. Максимальные амплитуды в 30-45 км возможны для Байдаулетовского и Карасорского сдвигов на участках слияния их с другими сдвигами меньшей амплитуды, но эти цифры гипотетичны. Так, например, величина смещения Байдаулетовским сдвигом фаций раннего и среднего девона на участке его слияния с Бурнакским и Шалкаркольским сдвигами равна 30-45 км, хотя на юго-западном отрезке разлома, судя по смещению осей Топарской и Комадырской синклиналей и смежных с ними складок, она не больше 16 км (см.фиг. 47-V,VI). Точно так же увеличивается (?) и амплитуда Карасорского сдвига в его средней части с севера на юг от 22 до 35 км на участке слияния его с Ащикольским сдвигом. На окончаниях сдвигов они расщепляются, образуя широкие пучки малоамплитудных сдвигов. В этом случае амплитуда крупного сдвига как бы делится между сдвигами всего пучка. Так, например, Байдаулетовский сдвиг с амплитудой 16 км, затухая на западе Нуринского синклинория, расщепляется на несколько более мелких сдвигов с амплитудами смещения от 0,5 до 1,5 км.

Другими словами, сдвигание, сосредоточенное по одному разлому, рассредотачивается мелкими сдвигами на большой площади, амплитуда сдвига рассеивается на этой площади и разлом затухает. Явление расщепления сдвигов на их окончаниях хорошо известно, проверено экспериментально и обосновано теоретически [29,92].

Величины смещения по сдвигам составляют 2-27% от их протяженности (табл.3), причем чем больше длина разлома, тем больше и его амплитуда. Как известно, зависимость между длиной и амплитудой разрывных нарушений имеет общий характер и подтверждается для многих регионов [77,106]. В.В.Ружичем и С.И.Шерманом на основании собранного ими материала и

опубликованных данных по крупнейшим разрывам был построен график, отражающий зависимость амплитуды смещений от протяженности разлома [107]. Соотношения длин и амплитуд рассматриваемых нами региональных сдвигов хорошо согласуются с этим графиком (фиг. 48). Поэтому можно сказать, что для этих сдвигов, протяженность которых не превышает 60-180 км, соответствующие им амплитуды являются максимально возможными.

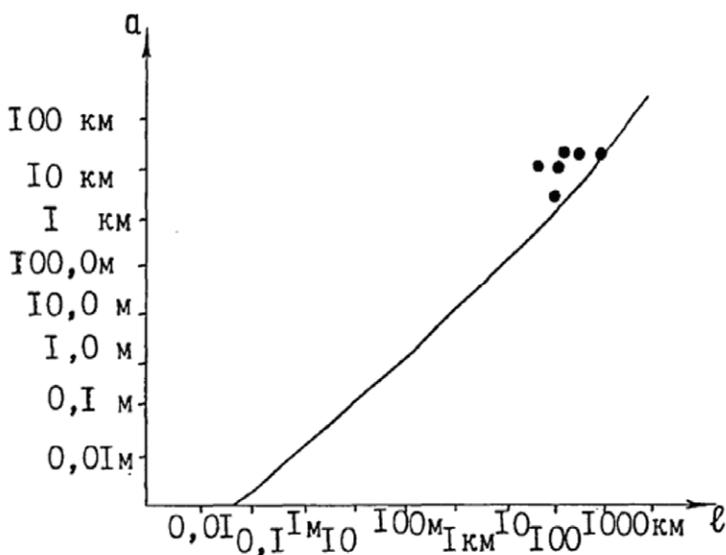
Суммарная амплитуда, смещений по сдвигам не более 50-70 км. Эти цифры соответствуют величине горизонтального перекашивания крупного участка земной коры протяженностью 300 км и шириной 60-80 км, включающего Спасский антиклинорий и его обрамление.

Надвиговые и раздвиговые смещения по глубинным разломам в позднем палеозое, вероятно, не превышали нескольких километров.

Таблица 3.

Параметры региональных пермских сдвигов

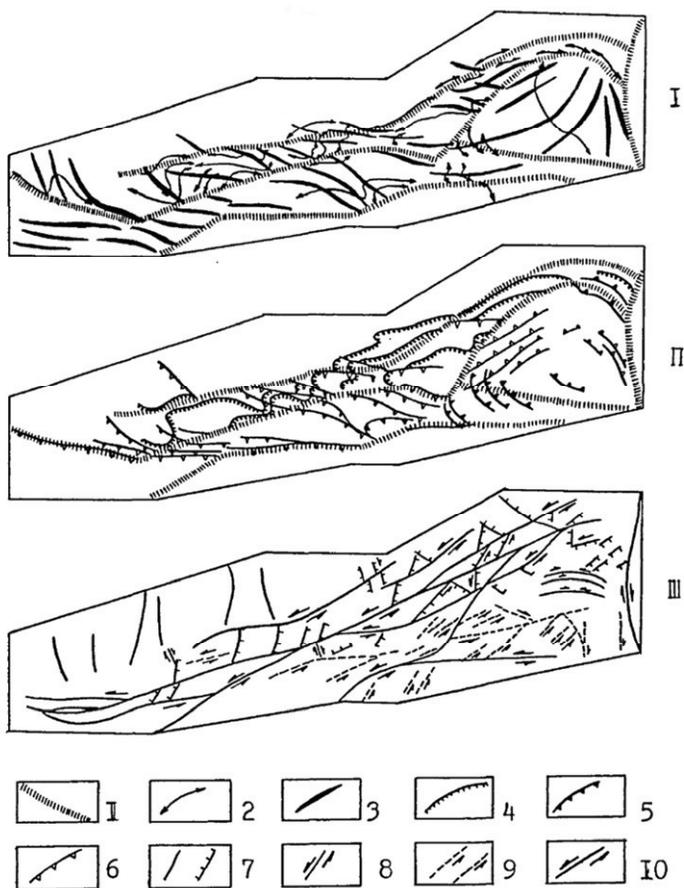
Региональные сдвиги	Длина (L), км	Амплитуда (A)	A/L (%)
Северо-Спасский	90	7	7,7
Байдаулетовский	180	16-45	9-25
Шалкаркольский	120	15	13
Карасорский	140	22	16
Ащикольский	60	15	25
Центрально-Казахстанский	1000	50-70	5-7



Фиг. 48. Соотношения между длинами и амплитудами региональных сдвигов на графике В.В.Ружича и С.И.Шермана [77].

### 7.3. Глубинные разломы и складчато-разрывная структура

Долгоживущие разломы являются границами Спасского антиклинория и обрамляющих его синклинориев, региональные же сдвиги занимают по отношению к ним, главным образом, диагональное, секущее положение, искажая их очертания (см. фиг. 2,3). Спасский надвиговый пояс располагается в узкой полосе между Карагандинско-Ащисуйским, Байдаулет-Балыктыкольским и Карасорским глубинными разломами. Лишь отдельные слагающие его складки и надвиги «выплескиваются» в Карагандинский синклинорий, где быстро затухают (см. фиг. 49-I, II).



Фиг. 49. Соотношение глубинных разломов с элементами складчато-разрывной структуры.

1 - глубинные разломы; 2-3 - оси складок: первого (2), третьего (3) этапов деформации; 4 - надвиги первого этапа деформации; 5-6 - соскладчатые осепродольные надвиги, взбросы и сбросы второго (5) и третьего (6) этапов деформации; 7-8 - позднескладчатые разрывы третьего этапа деформации: 7 - осепоперечные сбросы и сдвиго-сбросы; 8 - оседиагональные сдвиги, сбросо-сдвиги; 9-10 - разрывы четвертого этапа деформации: 9 - кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны, 10 - региональные сдвиги.

Как было показано выше, дугообразность осей складок и покровов надвигового пояса вторична, связана с их более поздней деформацией, первоначально же они простирались параллельно глубинным разломам и, очевидно, возникли в процессе движений по глубинным разломам.

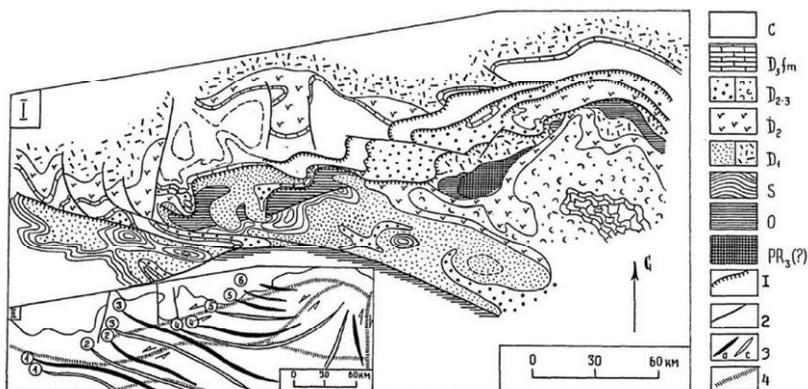
В восточной части Нуринского синклинии и в Карасорском синклинии дугообразные оси наклонных и опрокинутых складок второго этапа деформации, первоначально имевшие соответственно северо-восточное, меридиональное и северо-западное простирания, примерно параллельны соответственно Тектурмасскому и Центрально-Казахстанскому глубинным разломам. Принимая во внимание северо-западную и западную вергентность этих складок, можно предположить, что они образовались под действием местных горизонтальных сил сжатия, направленных со стороны Тектурмасского и Центрально-Казахстанского разломов и возникших в результате разложения на составляющие регионального сжатия северо-восточного направления.

Складки и осеподольные соскладчатые «кливажные» взбросы и сбросы третьего этапа деформации располагаются диагонально и кулисообразно по отношению к глубинным разломам северо-западного и меридионального направлений и срезаются региональными сдвигами четвертого этапа (см.фиг. 49-I, II). В Спасском антиклинории и Нуринском синклинии эти складки имеют северо-западное и широтное простирания, в Карасорском синклинии они располагаются веерообразно. Севернее Карагинско-Ащисуйского разлома в Карагинском синклинии складки быстро затухают. Такая взаимосвязь ориентировки складок, региональных сдвигов и глубинных разломов не случайна и свидетельствует об образовании складок и сдвигов под действием горизонтального сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток, возникшего в результате горизонтального перекашивания (распределенного сдвига) по глубинным разломам крупных блоков земной коры.

Пространственная ориентировка позднекладчатых сбросов и

сбросо-сдвигов третьего этапа деформации и направления перемещений по ним (см.фиг. 49-III) соответствует расположению сколов в зоне левостороннего сдвига (сбросо-сдвига).

Западнее Карасорского синклинория сдвигание было левосторонним - при этом возникавшие силы сжатия имели направление север-северо-восток - юг-юго-запад. Восточнее Карасорского синклинория сдвигание происходило по системе правосторонних сдвигов северо-западного и меридионального простирания [51,80], а направление присдвигового сжатия было северо-восточным.



Фиг. 50. Палинспастическая реконструкция структуры к концу карбона - началу перми (до образования региональных сдвигов). I – «геологическая схема». II - соотношение складок третьего этапа деформации с глубинными разломами. Номера складок соответствуют номерам в табл. 4. 1- надвиги, 2 – крутопадающие разрывы, 3 - оси складок: а – антиклинальных-антиформных; с – синклинальных-синформных, 4 - глубинные разломы.

Реконструировав взаимное расположение крупных складок третьего этапа деформации к моменту срезания их региональными сдвигами (что достигается перемещением полос карты, «нарезанных»

сдвигами, к северо-востоку на величину максимальной амплитуды последних), можно восстановить первоначальную длину почти всех складок, которая составит для наиболее протяженных 130-150 км (фиг. 50).

Так, например, Алабасская антиклиналь в Карагандинском синклинии, Кульджумурская антиформа в Спасском антиклинории и антиклинальная складка, ось которой проходит через ядра интерференционных Мурзатайской, Сарбекской и Буркиткашканской антиклиналей Нурина синклинии, расположатся на одной линии - оси единой линейной складки, длина которой составит не менее 150 км. Точно так же найдем, что Коктальская синформа Спасского антиклинория будет являться продолжением Карашокинской синклинали Нурина синклинии, а та, в свою очередь, раскрывается в Карасорский синклиний. Ось Матакской антиклинали совместится с осью Кызылогузской антиформы; совместятся оси Адильсуйской и Акбулакской синформ, Жунбайской и Южно-Узынбулакской антиформ, Шокайской и Узынбулакской синформ. Протяженность Топарской грабен-синклинали составит не менее 110 км, причем, как было показано выше, одна половина складки располагается в Карагандинском синклинии, а другая - в Нурина синклинии. Ось Исеньской синклинали совпадает с осью грабен-синклинали Сулу-Медине, ось Байдаулетовской синформы - с осью Карасуйской синклинали.

Таким образом, выделяется всего 6 синклинали и 5 антиклинальных складок первого порядка, пересекающих диагонально Спасский антиклинорий, Нурина синклинии и Карасорский синклинии, и затухающие по простиранию в Карагандинском синклинии (табл. 4). Из этого следует, что эти складки наложены на антиклинорий и синклинии, осложняют их строение и не связаны непосредственно с их образованием, а возникли позже, когда крупный блок земной коры, включающий антиклинорий и синклинии, был вовлечен в процесс расщепленного левостороннего сдвига.

Таблица 4.

Схема совмещения складок третьего этапа деформации по  
региональным сдвигам

северо-запад				юго-восток	
№ п/п а	№ п/п с	Карагандинский синклинорий	Спасский антиклинорий	Нуринский синклинорий	Карагандинский синклинорий
	1			Исеньская с. - Сулу-Медине с.	
1				Каракольская а.	
	2	Кулан-Утпесская с.		Топарская с.	
2			Чурубай-Нуринская а.	Сарыкольская а.	
	3		Байдаулетовская с.	Карасуйская с.	
3		Алабасская а.	Кульджумурская а.	Мурзатайская а. Сарбекская а. Буркиткашканская а.	
	4		Коктальская с.	Карашокинская с.	Аликоринская с.
4		Кызылогузская а.	Матакская а.	Аккольская а.	
	5		Адильсуйская с. Акбулакская с.		
5		Южно-Узынбулакская а.	Жунбайская а.		
	6	Узынбулакская с.	Шокайская с.		

Примечание: а – антиклинали и антиформы; с- синклинали и синформы.

Ранее автор считал складки третьего этапа деформации приразломными, возникшими в результате смещений по региональным сдвигам, развитие которых предполагалось с начала карбона [101,103].

Приведенные реконструкции амплитуд сдвигов, равных 15-30 км, позволяют усомниться в том, что эти сдвиги могли вызвать образование приразломных складок, протяженность которых превышает 100-200 км. Как было показано выше, вблизи сдвигов наблюдаются лишь мелкие складки волочения, размеры которых измеряются сантиметрами-первыми метрами. Ширина же зоны присдвиговой складчатости составляет, например, для Каиндыкольского сдвига всего 2% (60 м) от его амплитуды, равной 3 км (см. фиг. 42). Кроме того, возраст складок допермский, а возраст сдвигов - позднепермский.

Таким образом, региональные сдвиги следует рассматривать как наиболее поздние и крупные нарушения складчатой структуры, возникшие, как и складки третьего этапа деформации, в процессе горизонтального перекашивания земной коры в зоне рассредоточенного сдвигания над скрытыми глубинными разломами («надсдвиговые» складки и разломы).

Сделанный вывод подтверждается косвенными данными, основанными на установленной в последнее время зависимости между длиной разрывов, их амплитудой и шириной зон приразломных деформаций. Как было показано В.В.Ружичем [77], ширина зоны активного динамического влияния разломов (*по С.И.Шерману, область активного динамического влияния разлома называется «часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные деформации» [106,с.91], т.е. приразломные складки и разрывы*) составляет первые проценты от их длины. Для рассматриваемых региональных сдвигов ширина приразломных зон, исходя из этого, не могла превышать 3-10 км. Поэтому даже на участках слияния сдвигов, где ширина зоны распространения приразломных деформаций, вероятно, увеличивалась, могли бы возникать складки длиной не более 20 км, а на участках разрежения сдвигов зоны приразломной складчатости вообще бы не перекрывались. Однако, мы имеем дело с зоной шириной более 80 км и длиной свыше 300 км, равномерно заполненной немногочисленными (11 шт.) линейными складками, протяженность

которых достигает 100-150 км, длина волны - 25-30 км, а амплитуда - 8-10 км (вероятно, на большей глубине складки затухают). Чтобы создать такую мощную зону складчатости, необходимо «участие» сдвига протяженностью во многие сотни, а может и в первые тысячи километров. За неимением такого сдвига остается предположить, что складкообразование происходило в слоистой оболочке литосферы над сдвигаемыми блоками основания. Принципиальная возможность образования широких пучков протяженных складок в слоистых модулях над жесткими блоками основания, сдвигаемых по разломам, была показана. Н.Павони [115], Г.В.Рязановым [79] и другими исследователями. Согласно С.И.Шерману [106], ширина зоны складчатости над сдвигаемыми блоками прямо пропорциональна амплитуде сдвигания и суммарной мощности деформируемых слоев. По оценкам С.А.Борнякова (1981г.) в континентальной коре при ее средней мощности 40-45 км возможно формирование сдвиговых зон шириной более 80 км.

Таким образом, возникновение складок третьего этапа деформации, а затем и региональных сдвигов происходило вследствие сдвиговых перемещений крупных глубинных блоков земной коры по разломам.

Подводя итог рассмотрению глубинных разломов, можно сказать, что они играли решающую роль при формировании структуры Спасского антиклинория и его обрамления. Этот вывод вытекает так же из анализа структурной зональности (см. главу 9).

## Часть III. Кинематические условия и история формирования структуры

### Глава 8. Тектоническая трещиноватость и поля тектонических напряжений

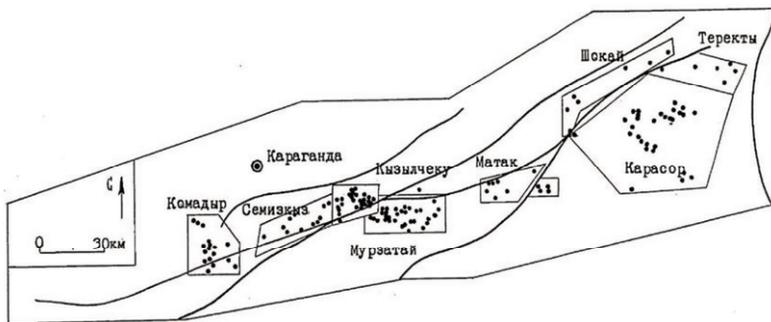
В настоящей главе рассматриваются результаты изучения тектонической трещиноватости, развитой в Спасском антиклинории и обрамляющих его синклинориях. Ввиду ограниченности объема работы не представляется возможным подробно описать трещиноватость изученных участков с приведением многочисленных диаграмм трещин и осей главных нормальных напряжений. Мы ограничиваемся обобщенным описанием характерных особенностей трещиноватости и рассмотрением главных выводов, используемых затем для реконструкции кинематических условий структурообразования.

В работе приняты следующие обозначения главных нормальных напряжений:  $\sigma_1$  - алгебраически максимальное, «растягивающее»,  $\sigma_2$  - промежуточное,  $\sigma_3$  - алгебраически минимальное, «сжимающее».

#### 8.1. Трещиноватость фундамента и главного геосинклинального комплекса

##### 8.1.1. Спасский антиклинорий

Тектоническая трещиноватость Спасского антиклинория изучалась в докембрийских(?), ордовикских, девонских и каменноугольных породах. Изученные обнажения располагались в пределах участков, охватывающих структурно-однородные фрагменты Спасского антиклинория (фиг. 51).



Фиг. 51. Схема расположения участков и обнажений, где изучалась тектоническая трещиноватость.

#### 8.1.1.1. Участок Командыр

В обнажениях отмечены одна или две системы осевого кливажа и четыре системы трещин скалывания. Одна пара сопряженных сколов представлена крутыми и пологими сбросами и сдвиго-сбросами  $p_1$  и  $p_2$  (в некоторых обнажениях они не обнаружены).

Эти сколы часто заполнены альпийскими жилками кварца (в песчаниках), эпидота (в базальтах) или кальцита (в известняках). Мощность прожилков не превышает 5 мм. В зальбандах отмечены зеркала скольжения сбросового или сдвиго-сбросового типа, на концах трещин или вдоль них иногда развиваются оперяющие кулисные трещинки отрыва, заполненные жильным материалом. В кварцевых прожилках, заполняющих трещины скалывания, волокнистые кристаллы кварца ориентированы перпендикулярно стенкам трещин или под углом к ним, что свидетельствует о раскрытии этих трещин во время скалывания или после него. Простирание трещин  $p_1$  и  $p_2$  в основном северо-северо-восточное и в целом совпадает с простиранием крупных осепоперечных сбросов и сдвиго-сбросов в синформах и антиформах третьего этапа деформации. Сколы  $p_1$  смещаются более поздними сколами сдвигового типа  $d_1$  и  $d_2$  (фиг. 52 - I). Плотность трещин  $p_1$  и  $p_2$  обычно не превышает 10 шт. на 1 м, измеренных перпендикулярно плоскостям трещин данной

системы.

Восстановленная по трещинам  $p_1$  и  $p_2$  ориентировка осей напряжений следующая: ось  $\sigma_2^p$  пологая, ее горизонтальная траектория имеет северо-восточное простирание, перпендикулярное осям Ялтинской и Байдаулетовской синформ третьего этапа деформации. Оси  $\sigma_1^p$  и  $\sigma_3^p$  погружаются под углами от 5 до 70° в северо-западных и юго-восточных румбах.

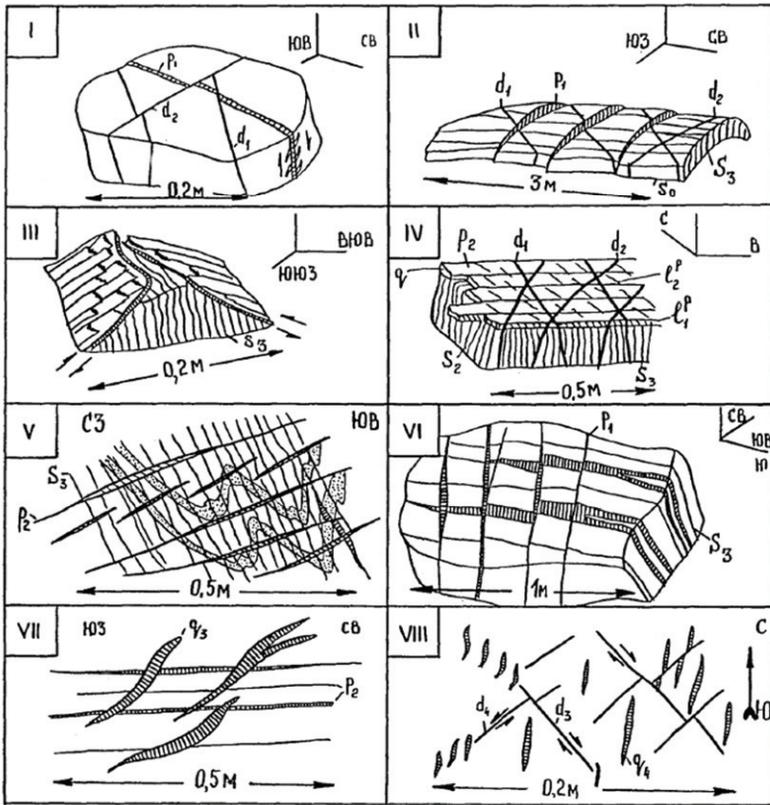
Крутонаклонные сколы сдвигового типа зафиксированы во всех изученных обнажениях. Простирание трещин и направление смещений по ним такие же, как и у мелких оседагональных правых и левых сдвигов и сбросо-сдвигов соответственно северо-западного и северо-восточного простирания, осложняющих синформы третьего этапа деформации.

Как уже указывалось выше, сдвиговые трещины относительно моложе сбросовых (в дальнейшем изложении мы будем называть трещины  $p_1$  и  $p_2$  сбросовыми, а  $d_1$  и  $d_2$  сдвиговыми трещинами, оговаривая в отдельных случаях исключения).

Плотность сдвиговых трещин невелика - не более 10 шт на 1м; она увеличивается лишь вблизи сдвигов. Жильное выполнение этих сколов не отмечено.

Восстановленная по сколам  $d_1$  и  $d_2$  ориентировка осей главных нормальных напряжений характеризует так называемое «сдвиговое» поле напряжений, в котором оси растягивающих и сжимающих напряжений близгоризонтальны, а промежуточная ось вертикальна. В рассматриваемом случае оси  $\sigma_3^d$  и  $\sigma_1^d$  ориентированы соответственно в северо-северо-восточных и юго-восточных румбах, промежуточная ось  $\sigma_2^d$  близвертикальна.

Траектории осей сжимающих напряжений перпендикулярны осям синформ и антиформ третьего этапа деформации, а траектории осей растягивающих напряжений параллельны простиранию складок. Таким образом, «сдвиговое» поле напряжений очевидно было соскладчатым для синформ и антиформ северо-западного простирания.



Фиг. 52. Тектоническая трещиноватость в обнажениях. I - смещение сколами  $d_1$  и  $d_2$  скола с кварцем  $p_1$ ; II - расположение сколов и кливажа в складке третьего этапа (игнимбриты нижнего девона, гряда Жалаир); III - кливаж и пологие сопряженные сколы надвигового типа (Нуринский синклиорий, Мурзатайская антиклиналь); IV - соотношение кливажей второго и третьего этапов деформации со сколами третьего этапа; V - пологие сколы  $p_2$  с кварцем, пересекающие кливаж  $S_3$  и складки (алевролиты силура в ядре Мурзатайской антиклинали); VI - смещение сколами  $p_1$  кливажа  $S_3$  (Мурзатайская антиклиналь); VII - пересечение сколов  $p_1$  трещинами отрыва с кварцем; VIII - сколы и отрывы в песчаниках Балыктыкольской зоны.

Происхождение более раннего «сбросового» поля напряжений не вполне ясно, возможно, оно связано с одной из стадий развития этих складок. По крайней мере, оно не связано с образованием складок и надвигов первого и второго этапов деформации, так как траектории осей напряжений пересекают оси этих складок и надвиги самым различным, незакономерным образом.

Близкое положение трещин и разрывов сходного кинематического типа свидетельствует о близкоодновременном образовании их в одних и тех же полях напряжений. Несовпадение простираения трещин и разрывов в ряде случаев можно объяснить либо неоднородностью поля напряжений на разных уровнях, либо одновременным возникновением трещин и разрывов на фоне вращения тектонических блоков в процессе деформации.

Трещиноватость фундамента главного геосинклинального комплекса идентична вышеописанной.

#### 8.1.1.2. Участок Семизкыз

Трещиноватость изучалась в ордовикских и девонских породах Семизкызского и Жалаирского складко-покровов. Повсюду отмечены сдвиговые трещины, сбросовые же развиты не везде. Ориентировка трещин совпадает в целом с ориентировкой сбросов и сбросо-сдвигов, осложняющих синформы и антиформы северо-западного простираения, изгибающие покровы. Ориентировка осей напряжений относительно осей этих складок такая же, как и на участке Комадыр.

#### 8.1.1.3. Участок Кызылчеку

Трещиноватость изучалась в известняках и алевролитах фамена и турне, слагающих ядро Кызылгузской антиформы, и в песчаниках среднего-верхнего девона на ее крыльях. В известняках отмечены мелкие кальцитовые прожилки по трещинам отрыва в парагенезе со сколами, развитыми в "послойных" складках течения и в будинах (см.

фиг. 16-II, VI). Направление смещений по сколам и ориентировка трещин отрыва соответствуют перпендикулярному положению оси  $\mathbf{B}_3^1$  по отношению к осевым поверхностям асимметричных складок течения и коротким осям будин. Ось  $\mathbf{B}_1^1$  направлена перпендикулярно шарнирам складок и по длинной оси будин. Подобное поле напряжений, очевидно, отвечает времени образования лежащих складок первого этапа деформации и возникло под действием вертикального сжатия и горизонтального растяжения в северо-западном направлении. Описанная трещиноватость, естественно, вторично переориентирована в более поздних складках.

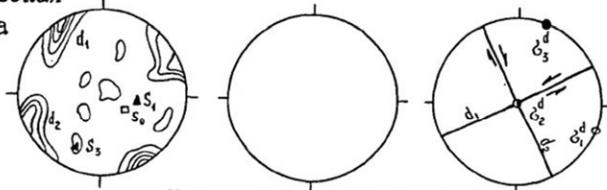
Во всех обнажениях замерены крутонаклонные трещины  $\mathbf{d}_1$  и  $\mathbf{d}_2$ , простирающиеся в северо-западном и северо-восточном направлениях параллельно мелким сбросо-сдвигам, осложняющим Кызылогузскую антиформу (фиг. 53). Сколы с левосдвиговым смещением, параллельные Байдаулетовскому левостороннему сдвигу, отмечены лишь в двух случаях, обычно они простираются под острым углом к нему. Простираение правосдвиговых сколов иногда близко к простираению сдвига-взбросов и взбросов северо-западного простираения. Трещины  $\mathbf{p}_1$  и  $\mathbf{p}_2$  зафиксированы лишь в двух обнажениях. Плотность сколов меняется в пределах 10- 15 шт. на I м.

Трещины  $\mathbf{d}_1$  и  $\mathbf{d}_2$  смещают деформационную линейность первого этапа, располагающуюся в плоскости пологой сланцеватости, связанной с формированием складко-покровов. Восстановленная по трещинам ориентировка сжимающих и растягивающих напряжений не «подходит» для того поля напряжений, в котором образовалась эта линейность.

Оси «сжимающих» напряжений «сдвигового» поля под углами 5-30° погружаются в северных и южных румбах, оси «растягивающих» напряжений полого наклонены к востоку или западу. Промежуточная ось  $\mathbf{B}_2^d$  вертикальна. Траектории осей  $\mathbf{B}_3^d$  перпендикулярны оси Кызылогузской антиформы, а осей  $\mathbf{B}_1^d$  - параллельны ей.

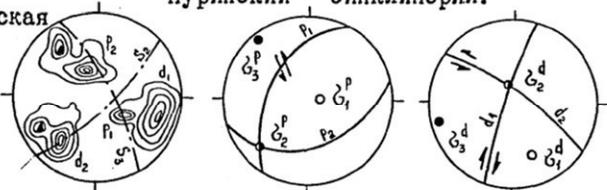
Спасский антиклинорий.

Кызылогузская  
антиформа



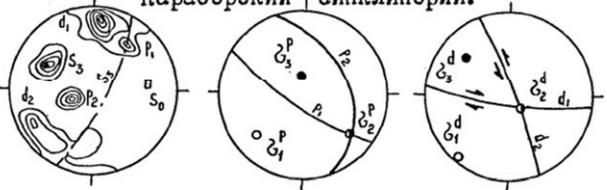
Нуринский синклиорий.

Мурзатайская  
антикли-  
наль.

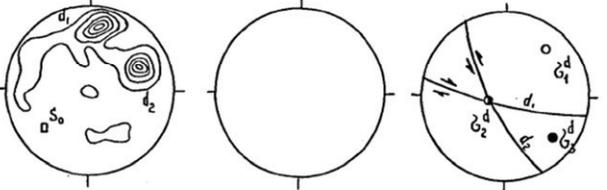


Карасорский синклиорий.

Западное  
крыло.



Ядро.



I

II

III

Фиг. 53. Примеры диаграмм трещиноватости (I) и осей главных нормальных напряжений (II, III).

$S_0$  - слоистость;  $S_1, S_2, S_3$ , -кдыважи первого, второго и третьего этапов деформации. Остальные обозначения и пояснения - в тексте.

#### 8.1.1.4. Участок Матак

В метаморфизованных породах ордовика и докембрия(?), обнажающихся в Матакском горсте, сдвиговые трещины обнаружены повсеместно, а сбросовые - только лишь в его западной части, на периклинали Матакской антиклинали. Плотность трещин невелика - не более 1-15 шт. на I м. Как и в предыдущих случаях, оси  $\mathbf{B}_1^d$  и  $\mathbf{B}_3^d$  полого погружаются соответственно в меридиональном и широтном направлениях, диагонально к Байдаулетовскому и Карасорскому сдвигам. В восточной части горста оси «сжимающих» напряжений располагаются под углами в 60-70° к оси Матакской антиклинали, что, вероятно, свидетельствует о позднекладчатом или даже посткладчатом возрасте этого поля напряжений и сдвиговых трещин.

#### 8.1.1.5. Участок Шокай

Тектоническая трещиноватость изучалась в девонских породах Акбулакского, Шокайского и Адильсуйского складко-покровов. Почти во всех обнажениях отмечены четыре системы трещин - сбросовые и сдвиговые, аналогичные вышеописанным. Сбросовые трещины иногда заполнены кварцевыми жилками с зеркалами скольжения в зальбандах. Плотность сколов не более 10-15 шт. на I м. Ориентировка трещин в целом соответствует простиранию сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного и северо-восточного простираний.

Оси «сжимающих» напряжений  $\mathbf{B}_3^p$  под углами 5-45° погружаются в основном в восточных румбах, а оси «растягивающих» напряжений  $\mathbf{B}_1^p$  - под такими же углами - в западных румбах. Промежуточные оси полого падают к югу, их траектории примерно перпендикулярны осям синформ и антиформ северо-западного простирания, изгибающим покровы первого этапа деформации и складки второго этапа.

Оси «сжимающих» напряжений «сдвигового» поля практически горизонтальны и вытянуты меридионально; их траектории почти

перпендикулярны осям синформ и антиформ и параллельны траекториям промежуточных осей напряжений «сбросового» поля.

#### 8.1.1.6. Участок Теректы

Сколовая трещиноватость Теректинского горста аналогична вышеописанной.

Симметричное расположение осей «сбросового» и «сдвигового» полей напряжений относительно складок третьего этапа деформации в Спасском антиклинории свидетельствует, вероятно, о возникновении этих полей на определенных стадиях развития этих складок. К более ранним складко-покровам и сминающим их синформам и антиформам второго этапа деформации эти поля напряжений никакого отношения не имеют.

#### 8.1.2. Карасорский синклиний

Тектоническая сколовая трещиноватость Карасорского синклиория идентична трещиноватости Спасского антиклинория (см. фиг. 53). Возрастных взаимоотношений сбросовых и сдвиговых трещин не установлено. Известно лишь, что они смещают трещины осевого кливажа и сланцеватости в складках третьего этапа деформации. Пологие сколы  $p_2$ , часто заполненные кварцевыми прожилками, пересекаются крутыми линзовидными кварцевыми прожилками, развитыми по трещинам отрыва северо-западного простирания на западе Карасорского синклиория (см. фиг. 52, VII). Эти отрывы, очевидно, образуют парагенез со сдвиговыми сколами. Учитывая то, что отрывы обычно предшествуют образованию сколов вследствие меньшей прочности горных пород на отрыв по сравнению со скалыванием [29], можно предположить, что сбросовые трещины возникли раньше сдвиговых.

Плотность сколов различна. Она меняется от места к месту от 1-2 до 10-20 шт. на 1 м в зависимости от состава пород и близости к

разрывным нарушениям. Интересно, что вблизи широтных дугообразных сбросо-сдвигов третьего этапа деформации в ядре Карасорского синклинии сдвиговые трещины почти везде заполнены кварцем. Это свидетельствует, возможно, о том, что эти трещины возникли раньше дугообразных разрывов, а при образовании последних вблизи них испытали растяжение и заполнились кварцем.

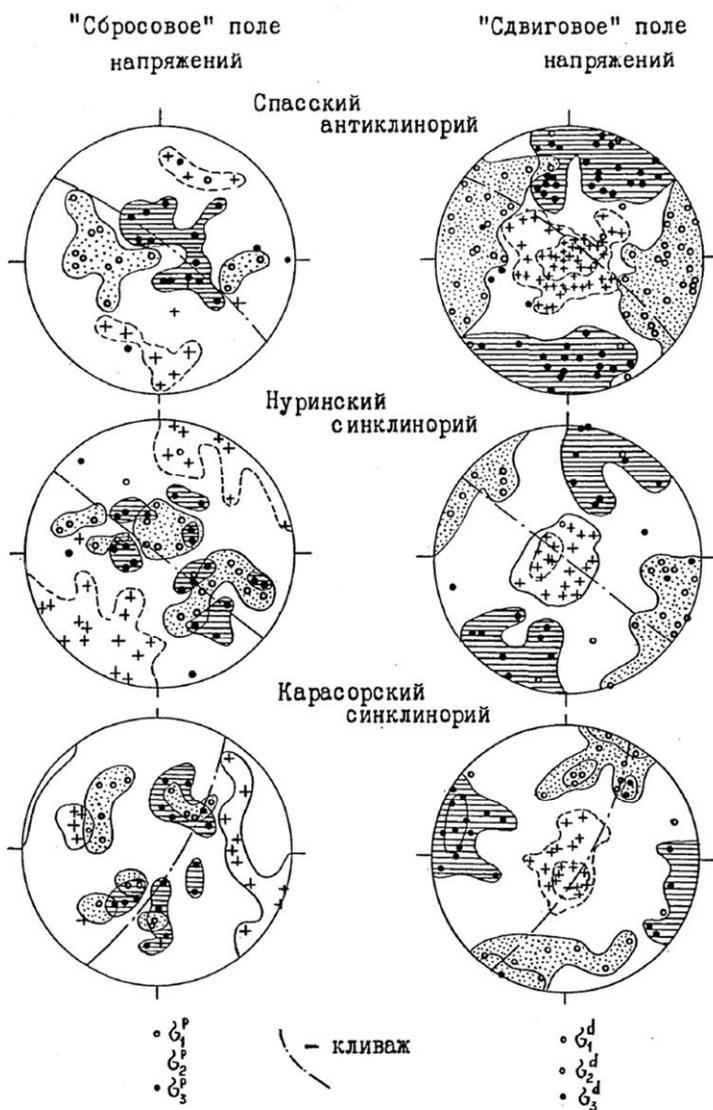
Нередко трещины  $p_2$  прерываются и сменяются рядами S-образных кулисных кварцевых прожилков; протяженность таких рядов достигает 5 м.

Обращает на себя внимание неравномерное развитие сопряженных трещин скальвания в Карасорском синклинии. На его крыльях, где развиты сжатые складки с кливажом, во всех обнажениях отмечаются по две пары сопряженных трещин ( $p_1$  и  $p_2$  и  $d_1$  и  $d_2$ ). В ядре синклинии, в складках без кливажа, сбросовые трещины не выявлены (см. фиг. 53).

Простирание сдвиговых трещин совпадает с простиранием мелких соскладчатых оседиагональных сбросо-сдвигов третьего этапа деформации, смещаемых дугообразными сбросо-сдвигами. Таким образом, оседиагональные сбросо-сдвиги и их кинематические аналоги-сколы и возникли раньше дугообразных разрывов.

Ориентировка трещин скальвания в общем случае оказывается симметричной относительно осевых поверхностей складок и осевого кливажа третьего этапа деформации, оси которых, как было показано выше, располагаются в синклинии веерообразно. Трещины  $d_1$  и  $d_2$  диагональны к кливажу, а трещины  $p_1$  и  $p_2$  - поперечны.

Такая симметрия не случайна и свидетельствует о соскладчатой природе рассматриваемых трещин. Ориентировка трещин никоим образом не зависит от углов наклона крыльев складок, то есть от степени их сжатости, что позволяет считать трещиноватость позднескладчатой, а в отдельных случаях, быть может, даже послескладчатой, принимая во внимание редко встречающееся несимметричное расположение их относительно осевых поверхностей складок.



Фиг. 54. Сводные диаграммы осей главных нормальных напряжений, восстановленных по складчатым трещинам третьего этапа деформации (пояснения в тексте).

Ориентировка осей главных нормальных напряжений статистически оказывается также симметричной относительно осевого кливажа (см. фиг. 53, фиг.54). Оси «сжимающих» напряжений «сдвигового» поля примерно перпендикулярны кливажу, а оси промежуточных и растягивающих напряжений располагаются в плоскости кливажа, причем первые направлены по его падению, а вторые - по его простиранию. Ориентировка осей напряжений «сбросового» поля менее закономерна. Промежуточные оси полого погружаются, в основном, к северо-западу или юго-востоку (для западной части синклинория), а оси «растягивающих» и «сжимающих» напряжений концентрируются вдоль кливажа, причем наклонены к горизонтальной плоскости примерно под углом  $45^\circ$ .

### 8.1.3. Нуринский синклинорий

В Нуринском синклинории трещиноватость изучалась в силурийских и девонских конгломератах, песчаниках, алевролитах и кварцевых туфах, участвующих в строении Карасуйской синклинали и Мурзатайской антиклинали. Почти во всех обнажениях отмечены трещины осевого кливажа второго и третьего этапов деформации, сбросовые и сдвиговые трещины, а также редкие трещины отрыва, заполненные кварцевыми жилами и прожилками (см. фиг. 53, 55).

Возрастные соотношения трещин следующие. Оба кливажа древнее трещин скальвания  $p_1$  и  $p_2$ , ибо срезаются ими (см. фиг. 52-II-VI). Следует отметить, что в одном обнажении в ядре Мурзатайской антиклинали как исключение сколы  $p_1$  и  $p_2$  имели надвиговый характер смещений и пересекались по одной линии с кливажем третьего этапа деформации северо-западного простирания (см.фиг. 52-III).

По кливажу развиты кварцевые прожилки, особенно частые в зонах взбросов северо- западного простирания. Прожилки смещаются сколами  $p_1$  и  $p_2$ , последние, в свою очередь, также часто заполнены прожилками. На поверхностях трещин  $p_2$  отмечены две генерации зеркал скольжения (см.фиг. 52-IV); «сбросовые» зеркала рассекаются

сопряженными сдвиговыми сколами  $d_1$  и  $d_2$ . За исключением одного случая, рассмотренного выше, сколы  $p_1$  и  $p_2$  имеют сбросовые и сдвиго-обросовые смещения крыльев, причем векторы смещений направлены на северо-запад или юго-восток, то есть по простиранию складок третьего этапа деформации. По отношению к северо-западному осевому кливажу третьего этапа деформации сбросовые сколы, в основном, поперечны (см. фиг. 55-III, 52-II, VI).

Сдвиговые трещины  $d_1$  и  $d_2$  крутые, диагональны к кливажу (см. фиг. 55, 52-II, IV). В некоторых обнажениях песчаников они встречаются в парагенезе с крутыми кварцевыми жилами по трещинам отрыва северо-восточного простирания и смещают их. Кварцевые прожилки пересекают осевой кливаж как второго, так и третьего этапов деформации.

Как было показано выше, трещины отрыва перпендикулярны шарнирам мелких складок (см. фиг.46). Сдвиговые трещины рассекают также крупные рудосодержащие кварцевые жилы близширотного простирания, параллельные кливажу второго этапа деформации.

Таким образом, последовательность образования тектонической трещиноватости в Нуринском синклинии такова: 1) трещины сплющивания (кливаж второго и третьего этапов деформации); 2) заполнение их кварцевыми прожилками и жилами; 3) сбросовые трещины, частично с кварцем; 4) сдвиговые трещины и предшествующие им трещины отрыва с кварцевыми прожилками.

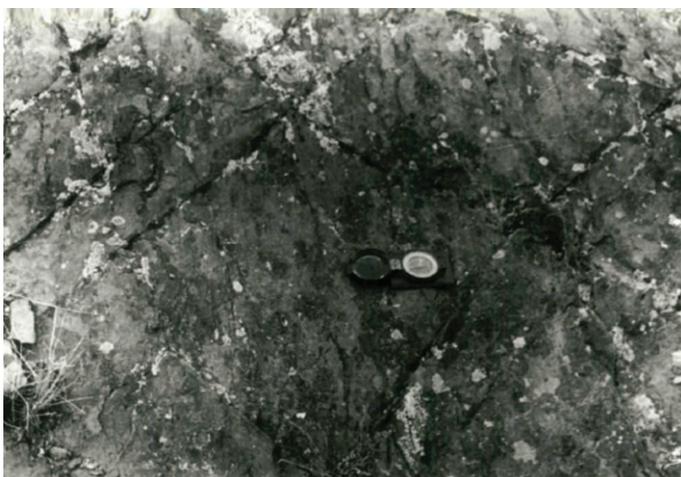
Аналогами сбросовых и сдвиговых трещин среди разрывных нарушений, осложняющих складки третьего этапа, являются соответственно осепоперечные сбросы и оседиагональные сдвиги и сбросо-сдвиги. Левосторонние сбросо-сдвиги и параллельные им сколы с таким же характером смещения имеют северо-восточное простирание, иногда совпадающее с простиранием региональных левых сдвигов четвертого этапа деформации. Плотность сколовых трещин, в зависимости от состава пород и близости к разрывным нарушениям (сбросам, сбросо-сдвигам) меняется в пределах от 1-5 до 10-20 шт. на 1м.



I



II



III

Фиг. 55. Тектоническая трещиноватость Мурзатайской антиклинали.

I - Кливаж  $S_3$  и пологие сколы  $p_2$  в девонских песчаниках на периклинали складки. II - Кливаж  $S_3$  и пологие сколы  $p_2$  в девонских алевролитах в ядре складки. III - Кливаж  $S_3$  и сколы  $d_1$  и  $d_2$  в рассланцованных девонских песчаниках в зоне Узунбулакского взброса на северо-восточном крыле складки.

Ориентировка осей главных нормальных напряжений, восстановленная по трещинам  $p_1$  и  $p_2$ ,  $d_1$  и  $d_2$  следующая (см. фиг.54). Оси  $\mathbf{b}_1^p$  и  $\mathbf{b}_3^p$  образуют на сводной диаграмме несколько взаимноперекрывающихся максимумов, располагающихся вдоль и по обе стороны от вертикальной плоскости северо-западного простиранья, которая совпадает со «статистической» плоскостью осевого кливажа в складках третьего этапа деформации. Ось  $\mathbf{b}_2^p$  горизонтальна и перпендикулярна кливажу. Значительный разброс азимутов и углов падения осей растягивающих и сжимающих напряжений свидетельствует о сложном, неоднородном характере «сбросового» поля напряжений. Оси «сдвигового» поля напряжений образуют на диаграмме три максимума (см. фиг.54). Ось «сжимающих» напряжений горизонтальна и перпендикулярна осевому кливажу, оси «растягивающих» и промежуточных напряжений занимают соответственно горизонтальное и вертикальное положения. В каждом конкретном обнажении указанные пространственные соотношения осей напряжений и кливажа обычно не столь идеальны, что связано, по-видимому, с неоднородностью полей напряжений и вращением отдельных блоков в процессе деформации. Траектории «сжимающих» напряжений  $\mathbf{b}_3^d$  перпендикулярны осям складок северо-западного простиранья, траектории «растягивающих» напряжений  $\mathbf{b}_1^d$  параллельны им.

Таким образом, тектоническая трещиноватость Нуринского синклиория является соскладчатой(позднескладчатой) для складок третьего этапа деформации и аналогична сколовой трещиноватости Спасского антиклинория и Карасорского синклиория.

#### 8.1.4. Карагандинский синклиорий

Изучение тектонической трещиноватости и мелких разрывов с целью определения осей палеонапряжений проводилось Л.А.Смирновым и В.В. Степановым в шахтах Чурубай-Нуринского района Карагандинского угольного бассейна [84,85]. На северной центриклинали Тентекской мульды ими были установлены крутые

трещины и мелкие разрывы с двумя типами смещений - взбросовые и сбросовые, возникшие в таком поле напряжений, у которого оси «сжимающих» напряжений были направлены горизонтально по азимуту 220-240<sup>0</sup>, а оси «растягивающих» напряжений - вертикально. На других участках отмечены трещины и разрывы сдвигового типа, возникшие в «сдвиговом» поле напряжений с горизонтально ориентированными осями  $\sigma_3^d$  и  $\sigma_1^d$ , соответственно, в субмеридиональном и субширотном направлениях. Это поле напряжений идентично установленному нами для Спасского антиклинория и его южного обрамления.

### 8.1.5. Закономерности проявления трещиноватости 1-3 этапов деформации

Подводя итог описанию тектонической трещиноватости фундамента и главного геосинклинального комплекса, кратко перечислим основные выводы.

Трещиноватость фундамента и главного геосинклинального комплекса одинакова. Это свидетельствует или об отсутствии этапов массового трещинообразования в эпохи каледонского тектогенеза, или о невозможности выделения каледонских трещин статистическим методом вследствие их «переработки» варисцийской трещиноватостью.

#### 8.1.5.1. Трещиноватость первого этапа деформации

Для лежачих складок и будинажа первого этапа деформации в западной части Спасского антиклинория установлен парагенез крутых отрывов и сопряженных сколов сбросового типа, возникших в условиях вертикального сжатия и северо-западного горизонтального растяжения. Этот парагенез трещин проявлен локально. В лежачих складко-покровах проявлены также трещины сплющивания - осевой кливаж и отдельность по кристаллизационной сланцеватости, которые

возникли в таком же поле напряжений, что и сколы с отрывами.

### 8.1.5.2. Трещиноватость второго и третьего этапов деформации

В наклонных и опрокинутых складках второго и третьего этапов деформации проявлены трещины осевого кливажа, возникшие в условиях горизонтального сжатия и вертикального растяжения.

Региональным распространением пользуется трещиноватость третьего этапа: сколовая трещиноватость сбросового и сдвигового типов, группирующаяся в четыре системы попарно сопряженных трещин скальвания. Ориентировка сколов совпадает с ориентировкой осеперечных и оседиагональных сбросов и сбросо-сдвигов, осложняющих складки третьего этапа деформации.

Принимая во внимание симметричное расположение трещин скальвания и разрывов относительно осевых поверхностей складок третьего этапа, независимое от простираня последних, трещиноватость и разрывы следует считать соскладчатыми, а, учитывая отсутствие зависимости ориентировки трещин от степени сжатости складок, - позднескладчатыми, а в отдельных случаях и послескладчатыми.

Трещины скальвания возникли позже кливажа и сланцеватости. Сбросовые трещины образовались раньше сдвиговых и возникли в так называемом «сбросовом» поле напряжений, характеризовавшемся наклонным расположением осей «сжимающих» и «растягивающих» напряжений в плоскости, параллельной осевым поверхностям складок третьего этапа, и горизонтальной промежуточной осью, перпендикулярной этой поверхности (см. фиг.54, 56).

Образование сбросов происходило в обстановке относительного растяжения, на что указывает их заполнение кварцевыми прожилками - синхронными образованию трещин или более поздними. В таких случаях трещины морфологически являются отрыво-сбросами. «Сбросовое» поле напряжений возникало не повсеместно, а только на

участках развития складок с осевым кливажом.

В центральной части Карасорского синклинория, в Матакском горсте, в породах Семизкызского складко-покрова, - где кливаж третьего этапа почти не проявлен и развиты лишь складки продольного изгиба со скольжением, сбросы практически отсутствуют. Очевидно, возникновение «сбросового» поля напряжений связано с неравномерным наклонным сжатием и растяжением вдоль осевых поверхностей складок на стадии их расплющивания или позже. Возможные причины наклонного расположения осей сжатия и растяжения будут рассмотрены ниже.

Крутонаклонная сдвиговая трещиноватость и оседиагональные сдвиги и сбросо-сдвиги возникли в так называемом «сдвиговом» поле напряжений, характеризовавшемся горизонтальным положением осей «сжимающих» и «растягивающих» напряжений и вертикальной промежуточной осью. Это поле напряжений возникало в пределах всего региона, за исключением отдельных участков северного крыла Карагандинского синклинория.

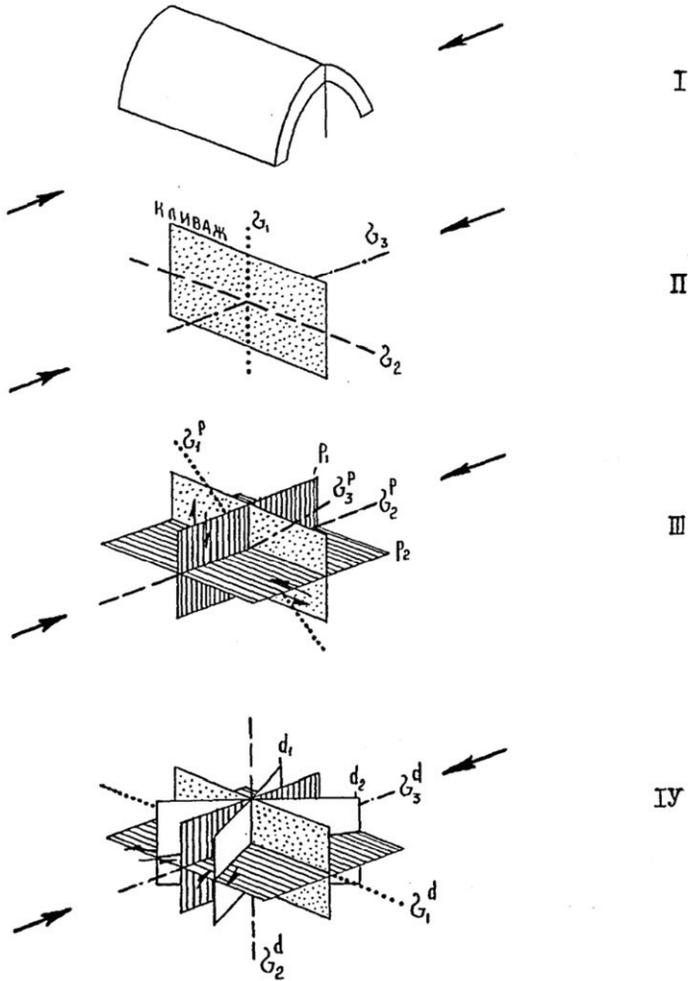
Сдвиговые трещины в очень редких случаях образуют парагенез с крутыми трещинами отрыва, заполненными альпийскими, жилами. Это обстоятельство позволяет заключить, что «сдвиговое» поле напряжений возникало в обстановке относительного сжатия.

Плотность сколов примерно постоянна и меняется в пределах 1 – 20 шт. на 1 м, что свидетельствует более или менее равномерном распределении напряжений в деформировавшемся объеме.

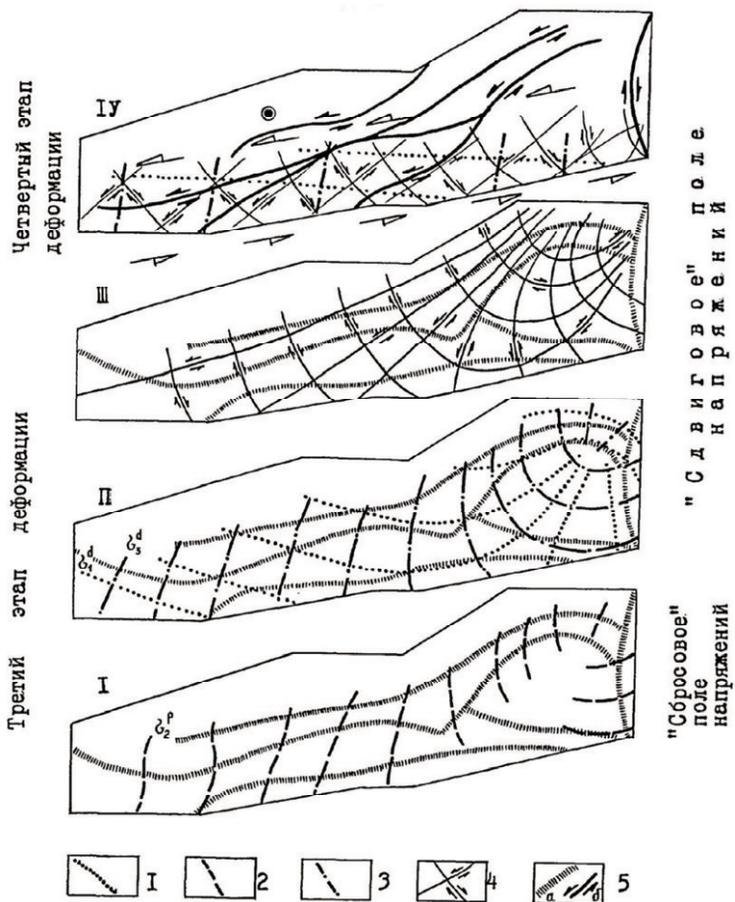
На западе Карагандинского синклинория до «сдвигового» поля существовало локальное «взбросовое» поле напряжений, возникшее в условиях приразломного горизонтального сжатия и вертикального растяжения в лежащем крыле Тентекского взброса.

Горизонтальные траектории осей напряжений «сдвигового» поля диагонально пересекают глубинные разломы. Расположение «сжимающих» и «растягивающих» осей соответствует левостороннему направлению смещения по разломам северо-восточного простирания и правостороннему по Центрально-Казахстанскому разлому(фиг.57-II).

Траектории касательных напряжений совпадают с простиранием сколов  $d_1$  и  $d_2$  и близки к простиранию более поздних региональных сдвигов (фиг.57-III).



Фиг.56. Последовательность возникновения тектонических трещин в складках третьего этапа деформации. Пояснения в тексте.



Фиг. 57. Траектории осей напряжений, восстановленных по сколовой трещиноватости третьего и четвертого этапов деформации (пояснения в тексте). 1-3 - траектории осей главных нормальных напряжений: 1 - алгебраически максимальных («растягивающих»); 2 - промежуточных; 3 - алгебраически минимальных («сжимающих»); 4 - максимальные касательные напряжения; 5 - глубинные разломы (а) и наследующие их позднепермские региональные сдвиги (б). На схеме IV незалитыми стрелками показано предполагаемое направление сдвига в Балыктыкольской зоне.

Траектории осей «растягивающих» напряжений «сдвигового» поля образуют в Карасорском синклинии веер, раскрывающийся к югу, подобный вееру осей складок третьего этапа деформации. Траектории «сжимающих» напряжений криволинейны и образуют дуги, обращенные выпуклостями к югу. Примерно также ориентированы траектории промежуточных осей «сбросового» поля напряжений (фиг.57-1). Как было показано нами ранее [101], криволинейная и веерообразная ориентировка «сжимающих» и «растягивающих» осей напряжений «сдвигового» поля в Карасорском синклинии связана с вдавливанием его к северо-востоку по системе глубинных сопряженных разломов - Карасорского и Центрально-Казахстанского. Полученная картина траекторий осей напряжений аналогична схеме траекторий осей напряжений, возникших в пластичном материале, продавливаемом через конусный диффузор (опыты Е.И.Паталахи [68]). В отличие от условий опыта Е.И.Паталахи, где материал мог из диффузора свободно выдавливаться по направлению течения, в северной части Карасорского синклинии и в Теректинском горсте (на участке пересечения глубинных разломов) свободного пространства не было - поэтому здесь оси  $\sigma_1^d$  искривлены и замкнуты.

### 8.1.5.3. Возможные причины возникновения «сбросового» поля напряжений третьего этапа деформации

Первый вариант. Так как это поле «сопроводало» только складки с кливажом, логично связывать возникновение составляющих его напряжений с «кливажной» стадией развития складок [101]. Можно предположить, что неравномерное течение горных пород вдоль кливажных поверхностей, направленное вверх и вниз и происходившее на фоне горизонтального сдвигания области складчатости, могло вызвать появление вдоль кливажа результирующих растягивающих и сжимающих напряжений, наклоненных к горизонтальной плоскости под углами, близкими к  $45^\circ$  (см. фиг.56).

Второй вариант. Наклонное положение осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  теорети-

чески могло возникнуть и в крыльях крутого разлома с вертикальным смещением. Однако, в этом случае плоскость, содержащая оси  $\mathbf{b}_1$  и  $\mathbf{b}_3$ , была бы перпендикулярна разлому, а ось  $\mathbf{b}_2$  - горизонтальна и параллельна ему. В нашем же случае эта плоскость и ось  $\mathbf{b}_2^p$  диагональны разломам.

Третий вариант. Описанная нами последовательность образования сбросовых и сдвиговых трещин, их пространственные соотношения между собой и глубинными разломами полностью идентичны последовательности возникновения и ориентировке мелких сбросов и сдвигов в модели «глубинного» сбросо-сдвига (сдвига-сброса). Экспериментально и теоретически эта модель была исследована С.С.Стойновым, опубликовавшим свою работу еще в 1977 году [92]. Последовательное образование сначала пары сопряженных сбросов, а затем пары сопряженных сдвигов С.С.Стойнов объясняет структурной реализацией сбросовой, а затем сдвиговой составляющей одноактного сбросо-сдвигового движения крыльев разлома. При этом подчеркивается, что сколы возникают преимущественно в приповерхностной части модели в пределах широкой вертикальной зоны над разломом.

Столь удивительное совпадение натуральных данных, полученных нами, с экспериментальными данными С.С.Стойнова позволяют предполагать и сходство условий деформации в изученном регионе (в конце третьего этапа деформации) с условиями деформации в модели глубинного сбросо-сдвига. Как было показано выше, сколовая трещиноватость характеризует напряженное состояние заключительных стадий формирования складок третьего этапа деформации. Можно предположить, что и на ранних стадиях образования этих складок глубинные тектонические блоки также испытывали сбросо-сдвиговые перемещения по разломам.

## 8.2. Трещиноватость орогенного комплекса и позднепалеозойских интрузивов

### 8.2.1. Кабанкулакская мульда

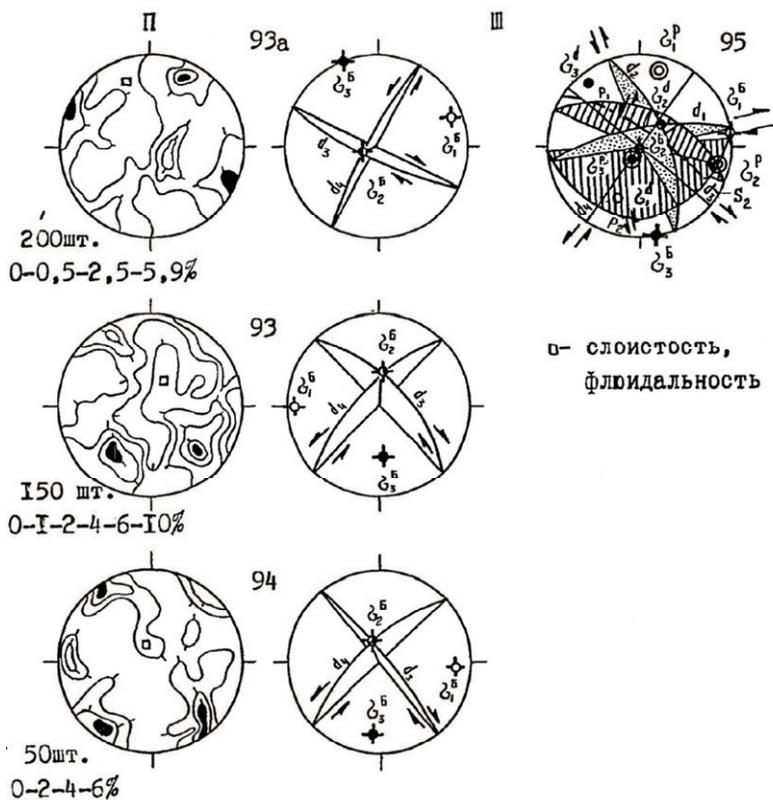
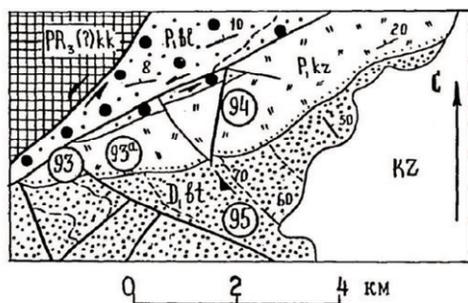
Трещиноватость нижнепермских стратифицированных трахидацитов и песчаников изучалась на южном крыле Кабанкулакской мульды, где выделяются крутые сдвиговые трещины **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>** северо-западного и северо-восточного простираний (фиг. 58). Кинематически сколы идентичны сдвигам Балыктыкольской зоны. В породах отмечено также множества мелких трещин, которые не образуют четких максимумов на диаграммах и соответствуют слоистости и флюидалности. Часть из них заполнена кварцевыми прожилками, обычно весьма извилистыми.

В песчаниках нижнего девона, несогласно перекрываемых нижнепермскими породами, отмечен кливаж второго этапа северо-западного простирания, а также шесть систем сколов с зеркалами скольжения. В обнажении трещины образуют выдержанные системы с плотностью до 10 шт. на 1 м. Пологие трещины **p<sub>1</sub>** являются сбросами, крутые сколы северо-восточного и северо-северо-западного простираний - левыми сдвигами, а северо-западного и восток-северо-восточного простираний - правыми сдвигами.

Обилие зеркал скольжения позволило однозначно выделить здесь три пары сопряженных трещин скалывания (фиг. 58-III): **p<sub>1</sub>** и **p<sub>2</sub>**, **d<sub>1</sub>** и **d<sub>2</sub>**, **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>**.

Первые две пары соответствуют «сбросовому» и «сдвиговому» полям напряжений дораннепермского возраста, третья пара «сдвиговому» полю Балыктыкольской зоны послераннепермского возраста.

Учитывая то, что кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны, являющиеся макроаналогами трещин **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>**, пересекаются позднепермскими дайками габбродиабазов, возраст сколов Балыктыкольской зоны следует считать пермским.



Фиг. 58. Трещиноватость Кабанкулакской мульды (пояснения в тексте).

## 8.2.2. Синклиналь Пирамиды Горнова

Эта складка расположена в западной части Спасского антиклинория. Она сложена вулканитами кызылкиинской свиты, несогласно залегающими на дислоцированных девонских толщах. С юга синклиналь ограничена Байдаулет-Семизкызским надвигом, вблизи которого нижнепермские породы раскливажированы, причем залегание кливажа такое же, как и в складках главного геосинклинального комплекса. Северное крыло складки пологое ( $20-50^\circ$ ). Она нарушена сбросо-сдвигами северо-восточного и широтного простираний.

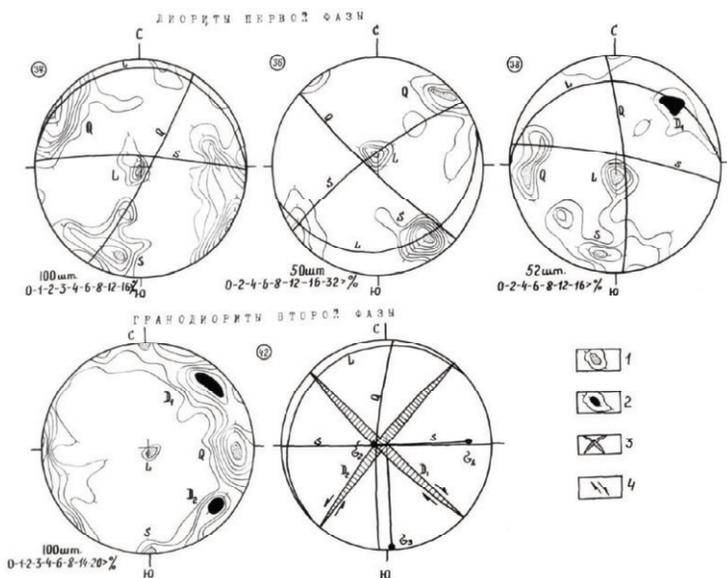
В подстилающих орогенные вулканиты девонских песчаниках зафиксированы трещины кливажа, круто падающие к югу, а также две пары сопряженных сколов  $p_1$  и  $p_2$ ,  $d_1$  и  $d_2$ . Сколы  $p_1$  круто падают на северо-северо-запад, пологие сколы  $p_2$  - к западу, по ним отмечено правосдвиговое смещение. Сколы  $d_1$  и  $d_2$  падают в направлениях, противоположных сколам  $p_1$  и  $p_2$ , и имеют соответственно право- и левосдвиговые смещения. И те, и другие трещины возникли в условиях субгоризонтального сжатия в северо-северо-восточном направлении.

В андезитах кызылкиинской свиты развиты четыре системы трещин скальвания. Две системы крутых сдвиговых трещин  $d_3$  и  $d_4$  идентичны сколам  $d_1$  и  $d_2$  в подстилающих песчаниках, возникших в «сдвиговом» поле, ось «сжимающих» напряжений которого была близгоризонтальной и ориентированной в северо-восточном направлении, а ось «растягивающих» напряжений - также почти горизонтальной и направленной на юго-восток. С горизонтальным субмеридиональным сжатием связано, очевидно, и образование кливажа в породах нижней перми. В них же развиты и сбросо-сдвиговые трещины,  $p_1$  и  $p_2$  круто падающие на северо-запад и юго-восток. Восстановленная ориентировка осей главных нормальных напряжений характеризует пермское «сбросо-сдвиговое» поле напряжений, возникшее, в условиях субвертикального сжатия и субгоризонтального растяжения в юго-восточном направлении.

Относительный возраст сбросо-сдвиговых и сдвиговых трещин в породах орогенного складчатого комплекса установить не удалось. Трещины  $p_1$  и  $p_2$  являются кинематическими аналогами сбросо-сдвигов, осложняющих синклираль Пирамиды Горнова.

### 8.2.3. Трещиноватость среднекаменноугольных интрузивов Топарского комплекса

Системы трещин и их ориентировка показаны на стереограммах (фиг.59.)



Фиг. 59. Трещиноватость среднекаменноугольных интрузивов Топарского комплекса в Карасорском синклинории (по А.Ф.Читалину [102]).

Вверху - диаграммы для Токпанского массива, внизу - диаграммы для Сарытауского массива. 1 - максимумы прототектонических трещин; 2 - максимумы трещин скальвания; 3 - сопряженные сколы; 4 - направления смещения по трещинам скальвания.

В диоритах первой фазы внедрения, слагающих Токпанский массив в центральной части Карасорского синклинория, развиты в основном только прототектонические трещины и лишь изредка одна-две системы сколов **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>** северо-западного и северо-восточного простираний - кинематических аналогов Балыктыкольской зоны (фиг. 59).

В гранодиоритах второй фазы Сарытауского массива, расположенного на юге Карасорского синклинория - в центральной части Балыктыкольской зоны, также зафиксированы сдвиговые трещины **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>**. Такие же трещины, отмечены и в фаменских песчаниках, слагающих ядро Ордабайской синклинали

Ориентировка осей «сжимающих» **B<sub>3</sub><sup>d</sup>** и «растягивающих» **B<sub>1</sub><sup>d</sup>** напряжений «сдвигового» поля Балыктыкольской зоны отличается от ориентировки одноименных осей напряжений в «сдвиговом» поле третьего этапа деформации в Карасорском синклинории, но вполне соответствует предполагаемому нами направлению перемещения вдоль зоны [101,103] в условиях дополнительного меридионального сжатия. О последнем свидетельствует почти перпендикулярное расположение траекторий «сжимающих» напряжений к оси зоны сдвига (см. фиг. 57-IV).

Следует отметить, что в фаменских породах кроме трещин **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>** отмечены также и трещины **d<sub>1</sub>** и **d<sub>2</sub>**, однако в прорывающих песчаники гранодиоритах трещин **d<sub>1</sub>** и **d<sub>2</sub>** не обнаружено, как не обнаружено и трещин **p<sub>1</sub>** и **p<sub>2</sub>**. Следовательно, возраст сдвиговых и сбросовых трещин в породах главного геосинклинального комплекса следует считать досреднекаменноугольным.

С этим выводом согласуется и сделанный ранее вывод о допоздневизейском возрасте соскладчатых осепоперечных и оседиагональных сбросов и сбросо-сдвигов в складках третьего этапа деформации (см. главу 6). Сдвиговые трещины **d<sub>3</sub>** и **d<sub>4</sub>**, равно как и их крупные аналоги - кулисные сдвиги Балыктыкольской зоны - возникли в конце перми.

#### 8.2.4. Трещиноватость позднепермских даек габбродиабазов

Трещиноватость изучалась в одной из даек габбродиабазов позднепермского интрузивного комплекса, которые прорывают ордовикские вулканиды Семизкызского складко-покрова на западе Спасского антиклинория. Ю.Ф.Кабановым в 1980 г. здесь была выделена Озекская зона даек. Им было установлено две группы даек-субширотных (продольных - по А.Ф.Читалину) и ломаных диагональных. Дайки вертикальны или крутонаклонны, их мощность не более 15 м. Отмечено согласное и несогласное расщепление даек, параллельное сланцеватости в базальтах байдаулетовской свиты; установлены взаимопересечения продольных и диагональных даек.

Ю.Ф.Кабанов считает, что внедрение даек происходило по системе ранее возникших трещин скальвания и кливажа при горизонтальном растяжении. Сочетание меридиональных и северо-западных крутых сколов способствовало образованию ломаных даек. Мы полностью разделяем эти выводы Ю.Ф.Кабанова.

Изученная нами дайка габбродиабазов располагается в западной части Семизкызского покрова, где она вскрыта небольшим карьером. Дайка падает в азимуте  $75^\circ$  под углом  $80^\circ$ . Параллельно контакту в полосе шириной до 1.0 м габбродиориты расщеплены. Сланцеватость же во вмещающих базальтах падает к югу под углом  $60^\circ$ . В габбродиоритах отмечены три системы прототектонических трещин (**L**, **S**, **Q**), пересекающихся примерно под прямым углом. Трещины **L** параллельны контакту и частично заполнены эпидотовыми жилами мощностью до 10 см, в зальбандах которых фиксируются крутые зеркала скольжения с субвертикальной взбросовой штриховкой (фиг. 60-1). Эпидотовые жилы пересекаются также крутыми меридиональными взбросами. Контакты жил с габбродиоритами нерезкие, «постепенные». Трещины **S** ничем не заполнены. Трещины **Q**, пересекая эпидотовые жилы, приоткрыты и залечены кварцем; кварц заполняет также линзообразные «хвостатые» трещины отрыва,

образующие систему своеобразных «лестничных» жил, пересекающих эпидотовые жилы и выклинивающих за их пределами (фиг. 60-II). Волокна шестоватого кварца в лестничных жилах перпендикулярны их контактам, что свидетельствует о росте кристаллов одновременно с раскрытием трещин и смещением крыльев последних вдоль поверхности трещин.



Фиг.60. Трещиноватость позднепермских габбродиабазов.  
I, II - Эпидотовые жилы, параллельные контакту дайки и поперечные к ним пологие лестничные кварцевые прожилки. I -общий вид, II - фрагмент строения.

Рассмотренные соотношения трещин и жил интерпретируются следующим образом. В поздней перми, в результате горизонтального северо-восточного растяжения, произошло внедрение магматических расплавов основного состава по разрывам и трещинам в породах главного геосинклинального комплекса. После застывания и раскристаллизации расплавов и образования в дайках прототектонических трещин возникли эпидотовые жилы. Затем в результате горизонтального широтного сжатия и вертикального растяжения дайки были рассланцованы, а по трещинам системы в широтных дайках происходили взбросовые подвижки. Субвертикальное растяжение способствовало приоткрыванию трещин системы **Q** и образованию лестничных жил. Коль скоро в дайках отмечена широтная и меридиональная сланцеватости, можно предположить, что горизонтальное сжатие было двухактным и разнонаправленным.

## Глава 9. Структурная зональность, кинематические условия и история формирования структуры

### 9.1. Структурная зональность

Рассмотрев особенности морфологии разновозрастных складок и разрывов и сопутствующих им парагенезов мелких структурных форм, проанализируем закономерности изменения структуры в пространстве.

В последние годы наиболее полно проблема структурной зональности и контрастности складчатых систем была освещена Е.И.Паталахой, который для характеристики степени тектонизации ввел понятие тектонофации. «Тектонофация – это структурно-парагенетическое выражение степени интенсивности процесса тектонизации...»[69, с.134] - попытка количественной оценки структурной зональности. Е.И.Паталаха выделяет три основные группы тектонофаций - А, В, С, отвечающие соответственно низшему, среднему и высшему уровням тектонизации. Группы объединяют 10 тектонофаций, каждая из которых характеризуется определенным набором индекс-элементов (кливажа, сланцеватости, деформированных включений, трещин, жил, складок, будинажа и т.д.) и параметрами последних. Для пород разного литологического состава градации фаций и набор определяющих их индекс-элементов различны. Группа С отвечает типичным тектонитам с четкой линейностью и предельной линейризацией складок. Группа В соответствует в целом среднедислоцированным толщам, прошедшим стадию «гомогенизации», отмеченную развитием сквозного кливажа. Группе А отвечают слабодислоцированные породы с селективным кливажем или без кливажа. Примерно такое же разделение складчатости проводилось и нами при полевых работах - выделялась складчатость без кливажа, складчатость с кливажом и изоклиная складчатость со сланцеватостью по кливажу.

Более подробное расчленение изученной структуры на тектонофации на всей площади в настоящее время вряд ли возможно

из-за недостатка данных. Реальное «наполнение» выделенных групп тектонофаций наблюдавшимися структурными элементами вполне соответствует набору элементов, предлагаемому Е.И.Паталахой для характеристики тектонофаций. Отдельно анализируется распространение сколовой трещиноватости, не включаемой нами в состав тектонофаций складчатости по причине ее определенной связи только со складками третьего и четвертого этапов деформации и известной автономности. Ввиду того, что изученная структура полихронна, тектонофации и структурные зоны выделяются для каждого этапа деформации в отдельности. Нами предпринята попытка картографирования выделенных групп тектонофаций (фиг. 61).

### 9.1.1. Зональность структуры первого этапа деформации

Зональность структуры первого этапа деформации (фиг. 61-I) определяется зональностью Спасского надвигового пояса, рассмотренной выше. Наличие кливажа, будинажа, сланцеватости, деформационной и минеральной линейности, альпийских жил, метаморфической перекристаллизации пород, изоклиналиного характера складчатости позволяет отнести структурные зоны Спасского надвигового пояса к группе С высшего уровня тектонизации. Как уже указывалось, зоны вытянуты параллельно глубинным разломам северо-восточного простирания, ограничивающим надвиговой пояс. Интенсивность деформации убывает в целом по латерали от корневой зоны к автохтону (в северо-западном направлении).

Приблизительная величина абсолютной и относительной пластической деформации в корневой зоне была рассчитана по единичным деформированным галькам в туфоконгломератах байдаулетовской свиты (см. фиг.31). Для эллипсоидальных галек с соотношениями осей  $a:b:c = 40:4:1$  относительная деформация составила  $\epsilon_a = +64\%$ ,  $\epsilon_b = -26\%$ ,  $\epsilon_c = -80\%$ . Эти цифры соответствуют абсолютному удлинению по оси «а» в 7,4 раза и абсолютному сокращению по оси «в» в 1,3 раза, а по оси «с» - в 5,4 раза. В первом

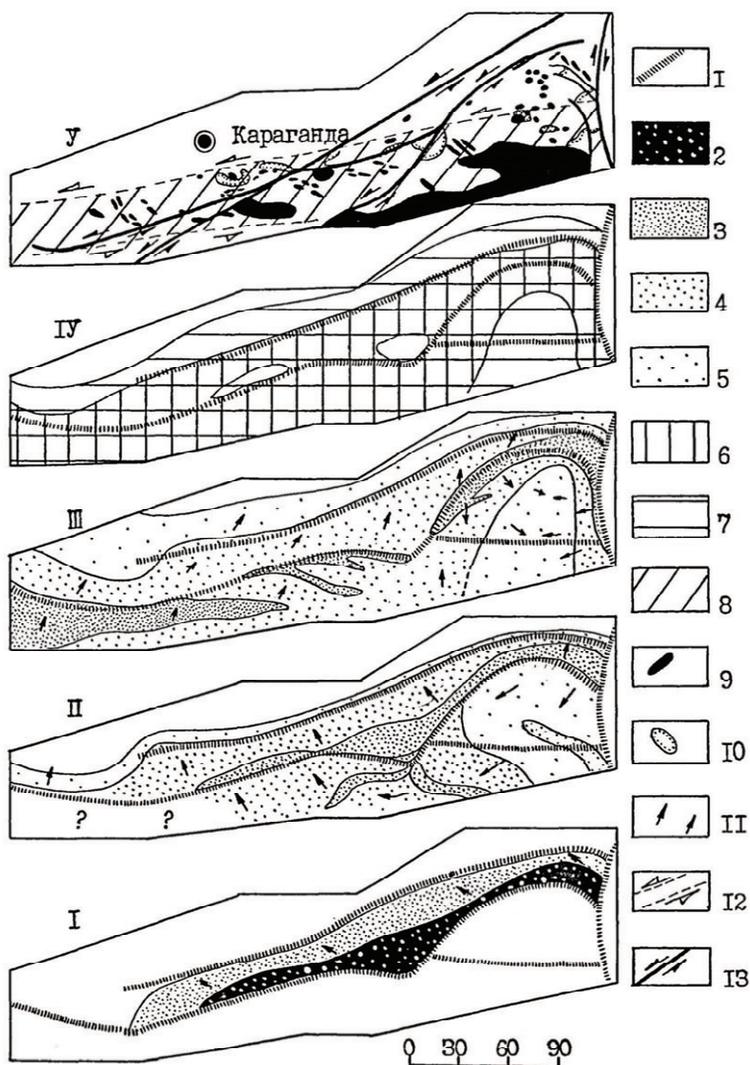
приближении деформацию можно считать плоской. Найденные величины деформации, определенные лишь в одном обнажении, естественно, нельзя распространять на всю корневую зону, тем более за ее пределы, где деформация заведомо меньше (судя по соотношению осей деформированных галек). Тем не менее полученные цифры можно сравнить с деформационной шкалой Е.И.Паталахи, предлагаемой им для оценки тектонофаций [69,70]. Согласно этой шкале, деформации в корневой зоне соответствуют по крайней мере VIII-IX тектонофациям.

Нарастание пластической деформации в Спасском надвиговом поясе по направлению от фронта складко-покровов к корневой зоне отражает процесс выдавливания огромных масс горных пород из зоны глубинного разлома и их перемещения к северо-западу. Об этом же свидетельствует и выявленная нами структурная асимметрия надвигового пояса (см. гл. 6).

### 9.1.2. Зональность структуры второго этапа деформации

Зональность структуры второго этапа деформации определяется сочетанием брахиморфной глыбовой складчатости северного крыла Карагандинского синклинория и линейной складчатости продольного изгиба и расплющивания (течения) южного обрамления синклинория (фиг. 61-П).

Ядру Карагандинского синклинория соответствует группа тектонофаций А. Здесь развиты пологие складки, редкие послонные срывы. Эта же зона характеризует ядро Карасорского синклинория. Группа В соответствует зоне развития наклонных и опрокинутых складок средней степени сжатости (углы падения крыльев  $30-60^\circ$ ), с ярко выраженным осевым кливажем. Группа С характеризует строение ядра Спасского антиклинория и отдельных сильно сжатых синклиналей и опрокинутых крыльев антиклиналей в Нуринском и Карасорском синклинориях. склонение. Вергентность складок северная и северо-западная, за исключением Карасорского синклинория, где она обратная - южная и юго-западная.



Фиг.61. Схемы структурной зональности этапов деформации: I - первого, II - второго, III, IV - третьего, V - четвертого (пояснения в тексте). 1 - глубинные разломы; 2-5-тектонифации (по Е.И. Паталахе): 2-3 - группы С; 2 - IX-X тектонофаций, 3 - VIII-IX тектонофаций; 4 - группы В; 5 - группы А; 6-8 - области распространения сколовой трещиноватости: 6-7 - третьего

этапа деформации: 6 - сбросовой, 7 - сдвиговой; 8 - сдвиговой четвертого этапа ; 9 - пермские интрузии; 10 - пермские мульды; 11- вергентность складок; 12 - границы Балыктыкольской зоны кулисных сдвигов; 13 - региональные сдвиги.

Для этой группы характерны изоклиальные складки, интенсивный кливаж и сланцеватость, хорошо выраженная крутая деформационная линейность, которая имеет повсеместно юго-восточное

Для складчатости второго этапа деформации в Спасском антиклинории, в отличие от складчатости Нуринского и Карасорского синклиналиев, характерны осложняющие ее пологие секущие надвиги, частично, новообразованные, а частично унаследовавшие надвиги первого этапа. Затухание складчатости к северу и северо-западу и максимальная ее интенсивность вблизи глубинных разломов северо-восточного простирания свидетельствуют о непосредственном влиянии этих разломов на процесс складкообразования.

### 9.1.3. Зональность структуры третьего этапа деформации

Зональность структуры третьего этапа деформации наиболее контрастна и не замаскирована поздними деформациями. Выделяются три группы тектонофаций, располагающиеся в виде протяженных полос преимущественно северо-восточного простирания вдоль глубинных разломов (фиг. 61-III). Границы зон смещены пермскими сдвигами, nasledующими глубинные разломы.

Максимально дислоцированы (группа С) узкие участки вблизи этих разломов и вблизи соскладчатых осепродольных вязких взбросов, где развита мелкая изоклиальная складчатость с отчетливым кливажом и сланцеватостью, деформационной линейностью.

Выделяются также две области изоклиальной складчатости - в западной части Нуринского синклиналия и на востоке Спасского антиклинория, располагающиеся на участках искривления глубинных сдвигов.

Группа В охватывает полосу шириной до 60 км вдоль глубинных разломов и характеризуется развитием наклонных кливажных складок средней степени сжатости (углы наклона крыльев 30-60°), осложненных вязкими продольными взбросами и сдвиго-взбросами. Рассланцевание пород по кливажу отмечается только вблизи взбросов. Деформационная линейность крутонаклонна и склоняется в плоскости кливажа к юго-востоку. Вергентность складок северо-восточная, за исключением Карасорского синклиория, где складки вергентны к его ядру.

Дополнительные осепоперечные мелкие складки, осложняющие основную складчатость северо-западного простирания, распространены фрагментарно.

Группа А тектонофаций характеризует строение северного крыла Карагандинского синклиория и ядра Карасорского синклиория, где развиты складки продольного изгиба с пологими крыльями и селективным кливажом или без него. Ширина этой зоны не более 5-20 км.

Направление простирания складок не совпадает с простиранием границ тектонофаций. Складки затухают и изменяют свою морфологию по простиранию, по мере удаления от глубинных разломов. Максимальная линейзация складок вблизи разломов и их диагональное и кулисное расположение вдоль последних однозначно свидетельствует о приразломном (точнее, надразломном) генезисе складчатости третьего этапа деформации, возникшей в процессе левостороннего сдвигания (сбросо-сдвигания) глубинных блоков по этим разломам. Области изоклиальной складчатости вблизи окончаний разломов соответствуют секторам максимального сжатия, возникающего, как известно, у окончаний сдвигов и в местах их искривления.

Структурная зональность складок третьего этапа деформации подчеркивается зональным расположением позднекладчатых сколовых трещин и разрывов (фиг. 61-IV). Пологие и крутые трещины сбросового типа и их аналоги - осепоперечные сбросы локализируются в области, совпадающей с развитием тектонофаций групп В+С. Трещины сдвигового типа и их макроаналоги - оседиагональные сдвиги и сбросо-сдвиги распространены на более широкой площади, охватывающей зоны тектонофаций групп А + В 4+ С. Иными словами, «сдвиговое» поле напряжений существовало во всей

области развития складок третьего этапа, а «сбросовое» - локализовалось лишь в центральной ее части, вблизи глубинных разломов.

#### 9.1.4. Зональность структуры четвертого этапа деформации

Зональность структуры четвертого этапа деформации определяется унаследованным развитием пермских региональных сдвигов и кулисных сдвигов Балыктыкольской зоны вдоль глубинных разломов, образованием присдвиговых складок, разрывов и трещиноватости (см. фиг.61-IV). Присдвиговые складки представлены пермскими мульдами, а также крутошарнирными мелкими складками, изгибающими кливаж и сланцеватость более ранних этапов деформации (складки волочения). В пределах Балыктыкольской зоны располагается большинство среднекаменноугольных-пермских интрузий и вулканитов, известных в регионе (фиг.61-V). Пермская трещиноватость и кулисные сдвиги также развиты только в Балыктыкольской зоне и связаны с ее развитием как зоны рассредоточенного левостороннего сдвига вдоль Байдаулет-Балыктыкольского разлома. Ширина зоны кулисных сдвигов (50-60 км) определяет ширину области динамического влияния глубинного сдвига в конце перми. В начале среднем карбоне-перми разлом являлся крупной магмоподводящей структурой - раздвигом с амплитудой в первые километры.

#### 9.1.5. Выводы по структурной зональности

Подводя итог рассмотрению структурной зональности, можно сделать следующие выводы.

Полихронная структурная зональность Спасской меднорудной зоны сформировалась в течение четырех этапов деформации и обусловлена, главным образом, динамическим влиянием скрытых глубинных разломов, что доказывается развитием вблизи них высших тектонофаций, определяемых максимальной дислоцированностью пород и «полным набором» мелких структурных форм - складок, кливажа, сланцеватости, трещин, жил и т.д.; а также распространением кулисных сдвигов,

размещением магматических образований.

Глубинные разломы, как зоны повышенной проницаемости земной коры, служили каналами миграции флюидов, способствующих, как известно, повышению температуры и метаморфизму. Снижение вязкости пород за счет их разогрева явилось, по-видимому, главной причиной концентрации деформаций вблизи разломов и над ними (скрытые разломы). Фронт деформации распространялся в стороны от разломов по мере нарастания амплитуды смещения. На первом этапе деформации на границе Спасского антиклинория и Карагандинского синклинория возникла асимметричная структура - Спасский надвиговой пояс, образовавшийся в результате выдавливания пластичных масс из зоны глубинного разлома. На втором этапе распределение деформаций было более сложным, но также подчинено глубинным разломам.

Исключительно отчетливо структурообразующая роль глубинных разломов проявилась на третьем этапе, когда возникли надразломные (надсдвиговые) кулисные складки, прошедшие несколько стадий деформации (изгиб, сплюсживание, сбросообразование, сдвигообразование).

Зональность четвертого этапа определяется насыщением зон глубинных разломов продуктами магматизма, унаследованностью разломов пермскими сдвигами, сосредоточением вдоль последних приразломных деформаций.

Ширина областей, охваченных пластическими деформациями, возрастает от первого к третьему этапу, что может свидетельствовать, вероятно, о постепенном разогреве земной коры, распространявшемся на все большие площади и вверх от тепловых каналов - глубинных разломов. Расширение зон деформации свидетельствует также и об увеличении со временем амплитуды смещений по разломам [107]. Учитывая большую ширину зон деформации (областей динамического влияния разломов), измеряемую десятками километров, можно предположить, что смещавшиеся по разломам блоки «основания» располагались также на глубинах этого же порядка - в основании земной коры.

## 9.2. Кинематические условия и история формирования структуры

Располагая данными о морфологии, генетических типах складок и разрывов, их пространственном расположении относительно глубинных разломов и границ крупных геоблоков - эпикаледонского срединного массива и варисцийской геосинклинали, а также учитывая характер метаморфической и структурной зональности и палеотектонических полей напряжений, можно составить представление о кинематических и, отчасти, динамических условиях структурообразования. История развития структуры рассматривается нами как последовательность фаз, этапов и стадий деформации.

Мы ограничились рассмотрением условий формирования лишь варисцийской позднепалеозойской структуры, так как располагаем весьма скудными данными о характере более древней структуры, переработанной варисцийскими складками и разломами; отметим лишь, что она была достаточно простой.

### 9.2.1. Первый этап деформации

Покровообразование первого этапа происходило в пределах узкого тектонического блока, заключенного между параллельными глубинными разломами (Карагандинско-Ашисуйским, Байдаулет-Балыктыкольским и Карасорским) северо-восточного простирания на границе срединного массива и геосинклинального прогиба, заполненного многокилометровой толщей горных пород (фиг.62).

Региональное горизонтальное сжатие, вызвавшее движение этих крупных геоблоков, действовало в север-северо-восточном направлении, в связи с чем блоки испытывали друг относительно друга левостороннее сдвиговое или взбросо-сдвиговое пластическое перемещение.

Аномально высокий разогрев горных пород вдоль глубинных разломов привел к уменьшению вязкости, разуплотнению и увеличению объема горных пород на глубине. Возникшая инверсия плотности, вызванная неравномерным прогревом толщ снизу вверх, должна была привести к режи-

му тепловой конвекции (адвекции), как это было теоретически обосновано В.В.Елоусовым, Х.Рамбергом и экспериментально доказано М.А.Гончаровым [34].

«Всплывание» нагретых и разуплотненных горных пород в осевой зоне термальной аномалии, совпадающей с восходящим потоком конвективной ячейки, выразилось в росте Спасского антиклинория. Рост антиклинория компенсировался образованием краевого Карагандинского синклинория, располагавшегося на участке нисходящего потока конвективной ячейки.

Верхний горизонтальный поток, направленный в сторону срединного массива, выразился структурно в образовании складко-покровов течения Спасского надвигового пояса, нижний, противоположно направленный поток, - в пододвигании Карагандинского синклинория в сторону корневой зоны покровов.

Асимметрия складчато-покровного сооружения обусловлена, вероятно, асимметрией термальной аномалии и горизонтальным давлением со стороны варисийского блока.

Малая вязкость и большая пластичность (текучесть) горных пород в пределах «горячего» блока (Спасского антиклинория и надвигового пояса) привели к тому, что пластическая деформация произошла только в этом блоке и отсутствовала в окружающих его «холодных» блоках. Величина этой деформации уменьшалась в направлении падения температуры - по латерали к северо-западу и вверх по мере приближения к дневной поверхности.

Как было показано М.А.Гончаровым, в моделях конвективной складчатости существенной деформации свободной (дневной) поверхности не происходит [34]; следовательно, можно предполагать, что образование складко-покровов Спасского надвигового пояса не сопровождалось горообразованием. Лежачие складки и надвиги, вероятно, вырождались на глубине около 5 км - вблизи верхней границы метаморфизма и выше этой глубины не распространялись - над ними располагались недеформированные «холодные» слои, игравшие роль крышки (см. фиг.62). «Растекание» нагретых горных пород под экраном «холодных» слоев, сопровождавшееся образованием лежачих складок, можно сравнить с

процессом образования межформационных магматических гарполитов, при котором магма растекается вдоль подошвы пологолежащих слоев, несогласно перекрывающих складчатое основание. Таким образом, вся деформация была сосредоточена внутри замкнутого пространства на глубине и выразилась в пластическом перетекании горных пород по круговой траектории конвективной ячейки, ось которой была вытянута вдоль зоны глубинных разломов (зоны деформации, пластичного сдвига). Очевидно, зона деформации испытывала некоторое поперечное сокращение под действием регионального горизонтального сжатия.

Напряжения  $\sigma_1$ , вероятно, также были сжимающими (в силу большой глубины деформации), но минимальными по величине. Очевидно, что сжимающими были и промежуточные напряжения  $\sigma_2$ . Таким образом, поле напряжений было "сжимающим", что, как известно, при прочих равных условиях увеличивает прочность горных пород на разрыв и способствует значительным пластическим деформациям.

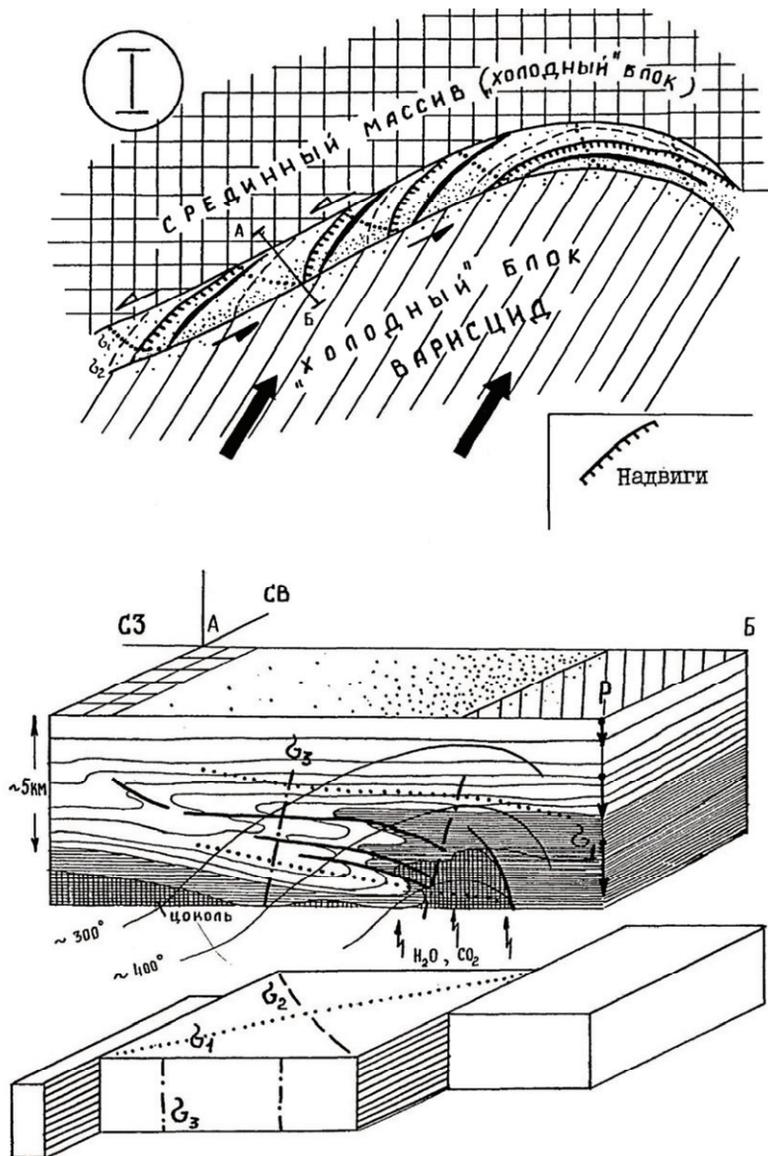
Горные породы, в силу низкой вязкости, вероятно, имели свойства упруго-вязкой жидкости (тело Максвелла) или упруго-вязко-пластического тела (тело Бингама) и медленно перетекали, после достижения определенной величины напряжений и преодоления сил трения, в направлении минимального сжатия, то есть к северо-западу, наискось к простиранию сдвиговой зоны.

Следует отметить, что рассмотренное напряженное состояние существовало лишь в глубоких частях сдвиговой зоны, в то время как на небольшой глубине (менее 5 км), там, где литостатическая нагрузка была меньшей, ось  $\sigma_2$  была вертикальна, а оси  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  - горизонтальны («сдвиговое» поле напряжений).

Под действием распирающего давления «всплывающего» ядра Спасского антиклинория, возникающего на фоне пассивного вертикального сжатия, обусловленного весом вышележащих горных пород («покрышки»), текучие породы ядра отжимались в сторону Карагандинского синклинория, в направлении минимального сжатия, диктуемом развитием сдвиговой зоны.

Так образовалась корневая зона складко-покровов Спасского надвигового пояса, совпавшая с центральной областью термальной

аномалии.



Фиг.62. Кинематическая схема первого этапа деформации. Залитыми стрелками показаны движения активных блоков, «рыбками» - оси складок.

Остальные пояснения в тексте.

Возможность образования лежачих складок в результате неравномерного ламинарного послойного течения горных пород под действием одной лишь вертикальной нагрузки и пассивного горизонтального растяжения (в нашей схеме это растяжение активно) была экспериментально доказана Ю.В.Миллером [60]. Предложенная схема образования складко-покровов объясняет отсутствие вертикальных следов течения в корневой зоне и диагональное кулисное расположение лежачих складок и надвигов по отношению к простиранию надвигового пояса и зоны пластичного сдвига. Дугообразность в плане траекторий деформационной линейности, располагающейся продольно к простиранию сдвига в корневой зоне надвигового пояса, диагонально - в средней части пояса и почти поперечно - во фронтальной его части, наряду с убыванием величины деформации в этом же направлении, свидетельствует о том, что скорость сдвигания увеличивалась поперек зоны с северо-запада на юго-восток. Увеличение скорости сдвигания происходило, вероятно вследствие того, что активным являлось одно (южное) крыло сдвига.

Таким образом, образование складчато-покровной структуры первого этапа деформации объясняется сочетанием двух одновременно действовавших механизмов - линейной тепловой конвекции и пластичного сдвигания. Рассмотренная динамо-кинематическая схема наиболее полно учитывает и объясняет все особенности структуры первого этапа.

Относительно времени начала деформаций первого этапа можно высказать следующие соображения. В строении складко-покровов участвуют среднекаменноугольные образования, перекрываемые согласно верхнекаменноугольными. Поэтому верхняя возрастная граница процесса шарьирования определяется поздним карбоном. Однако интенсивное прогибание Карагандинского прогиба, компенсирующее, в рамках предлагаемой модели, рост Спасского антиклинория и зафиксировавшееся вещественно накоплением угленосной молассы, началось в начале визейского века [2]. Поэтому можно предположить, что в это же время началось формирование Спасского антиклинория и складко-покровов. Отсутствие несогласий и следов перемыва в каменноугольном разрезе

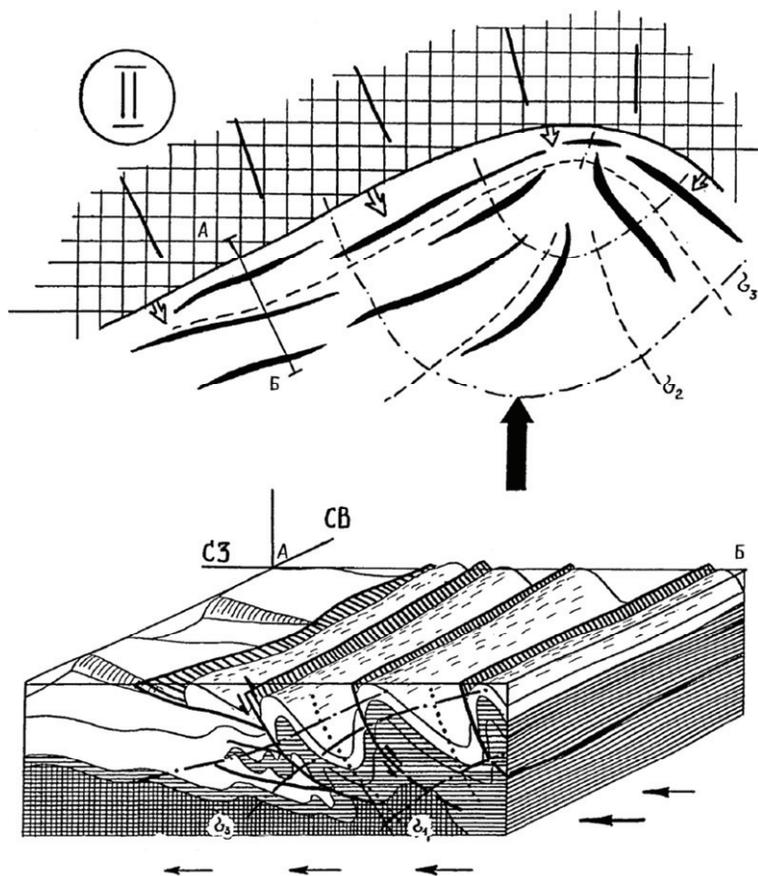
свидетельствует о глубинном и чрезвычайно медленном и длительном характере деформации. Глубинность покровообразования, равнинный характер подводного рельефа объясняют отсутствие олистостромовой седиментации в Карагандинском прогибе.

### 9.2.2. Второй этап деформации

На втором этапе деформации возникли линейные складки, параллельные границе срединного массива («упора») и глубинным разломам и веерообразно расположенные в плане в тыловой части рассматриваемого участка варисцийского блока, совпадающей с Карасорским синклиниорием (фиг.63). С учетом преобладающей вергентности складок в сторону срединного массива, горизонтального зеркала складчатости, ее голоморфности, можно предположить, что сжимающие горизонтальные силы были приложены равномерно по всему объему деформируемой толщи в направлении с юга на север.

Отсутствие каких-либо «жестких» упоров на юге заставляет искать причину возникновения этих сил в связи с гипотетическими горизонтальными надвигами в глубоких горизонтах земной коры (литосферы). Так как амплитуда самых крупных складок превышает 20-25 км и в их строении участвует по крайней мере почти весь палеозойский разрез мощностью 15-25 км, то можно полагать, что горизонтальный срыв (надвиг) располагался на глубине не менее 40-50 км. Вполне вероятно также, что с глубиной, по мере приближения к подошве деформировавшегося блока, складки затухают, а их осевые поверхности выполаживаются. Существование в Центральном Казахстане в конце палеозоя глубинных горизонтальных надвигов на уровне подошвы земной коры или в астеносфере предполагают многие исследователи, в частности А.И.Суворов [91], Ю.А.Зайцев [41], А.Е.Михайлов [61].

Веерообразность осей складок в Карасорском синклиниории свидетельствует о дугообразности траекторий "сжимающих" напряжений  $\sigma_3$  (см. фиг.63).



Фиг.63. Кинематическая схема второго этапа деформации. Пояснения в тексте.

Такая конфигурация траекторий связана с тем, что на вогнутой границе срединного массива возникали перпендикулярные этой границе реактивные силы сжатия (на схеме показаны незалитыми стрелками), направленные внутрь варисцшского блока. Активный пластичный варисцийский блок, продвигаясь к северу и вклиниваясь в угол «жесткого» срединного массива, пассивно «обжимался» им. Кинематика движений и характер поля напряжений напоминают картину распределения деформации

и главных нормальных напряжений в пластичном материале, продавливаемом через конусный диффузор (опыт Е.И. Паталахи, 1971 г. [68]). Разница заключается лишь в том, что в модели, рассматриваемой Е.И.Паталахой, траектории «растягивающих» напряжений и длинные оси эллипсоидов деформации веерообразно сближались по направлению к узкому выходному отверстию диффузора, в то время как в предлагаемой нами схеме веерообразно сближаются траектории промежуточных напряжений и оси складок, совпадающие со средними осями эллипсоидов деформации. Выдавливание же горных пород происходило вверх - вдоль кливажа в направлении максимального растяжения (минимального сжатия). Поэтому складкообразование второго этапа должно было сопровождаться деформацией дневной поверхности и горообразованием.

Отдельные блоки срединного массива испытывали вертикальные «клавишные» перемещения по разломам - так возникали складки поперечного изгиба (облекания), флексуры. Причина этих движений и возможная их связь с горизонтальными движениями варисцийского блока нами не рассматриваются.

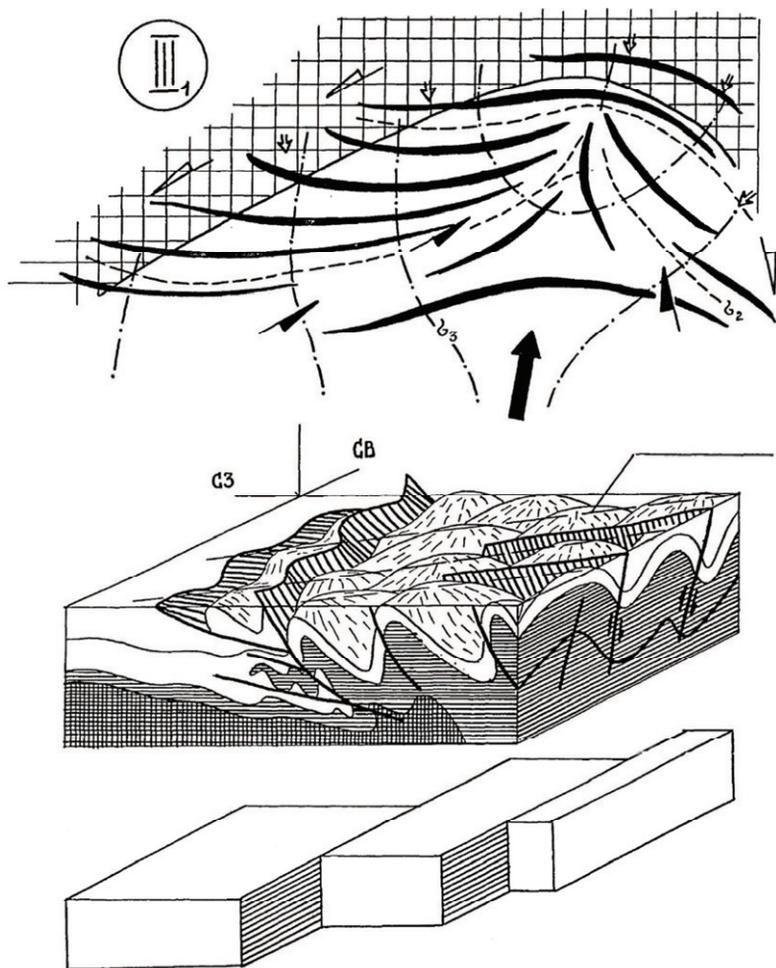
### 9.2.3. Третий этап деформации

На третьем этапе деформации направление регионального сжатия стало север-северо-восточным. По глубинным разломам северо-восточного, меридионального и северо-западного простираний начались сдвиговые перемещения глубинных блоков, усилился эффект вклинивания варисцид в каледониды. В результате горизонтального перекашивания верхней оболочки земной коры над сдвигающимися глубинными блоками в ней возникла система кулисных складок, пересекающих складки второго этапа под различными углами, а иногда и наследуя их, и изгибающих складкопокровы первого этапа (фиг.64). Так образовалась сложная полихронная интерференционная структура, фронт складчатой деформации распространился и на край срединного массива. В Карасорском синклинории складки расположились в виде веера, открытого к югу, отражая тем самым существование здесь специфического поля напряжений, связанного с

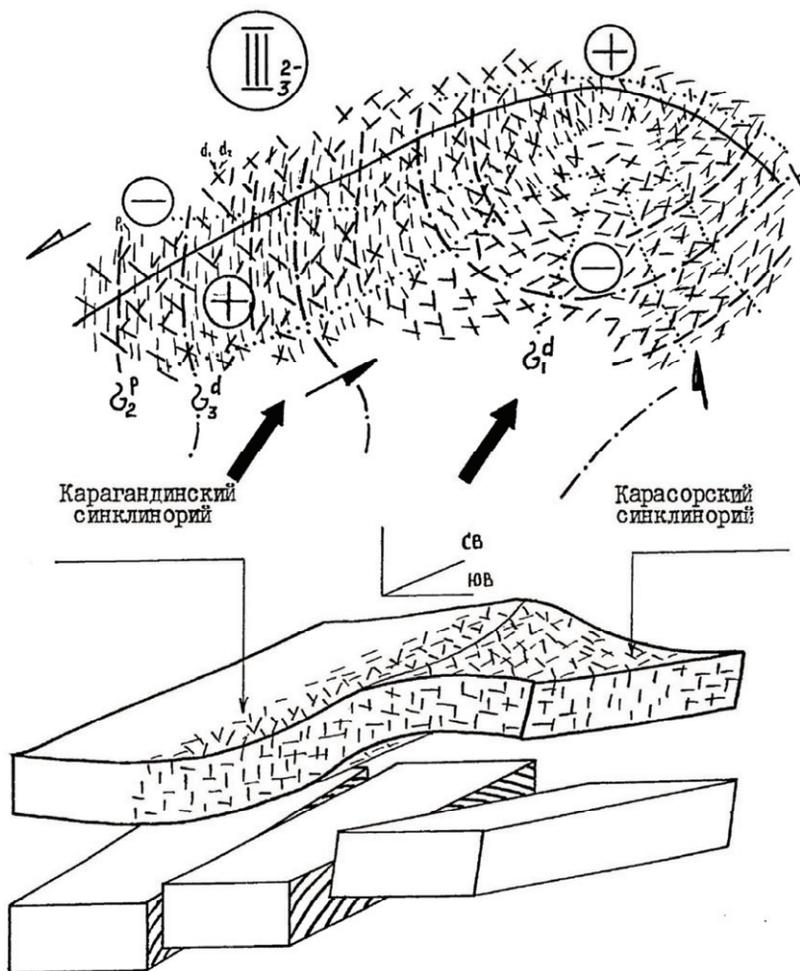
эффектом продолжавшегося вклинивания син- клинория в срединный массив (см. фиг.64 и 63). На удалении от края массива к югу траектории «сжимающих» напряжений переориентировались параллельно направлению регионального сжатия - здесь возникли широтные складки, фрагменты которых обнаруживаются южнее Карасорского синклинория за пределами изученного региона. Образование складок, сопровождавшееся развитием осевого кливажа, отражало процесс пластической деформации земной коры на первой стадии третьего этапа деформации. «Течение» горных пород вдоль кливажа, как и на втором этапе, было вертикальным.

На второй и третьей стадиях третьего этапа (возможно, уже после частичного размыва структуры) возникли сколовые трещины и разрывы сначала сбросового, а затем сдвигового типов (фиг.65, см. также фиг.56). Массовое образование сколов свидетельствует о возросшей хрупкости земной коры (по крайней мере, ее верхней части), обусловленной, вероятно, ее остыванием. Движения глубинных блоков, вызвавшие растрескивание хрупкой коры, носили скорее всего сбросо-сдвиговый характер. Возможно, что по глубинным разломам происходили одновременно и шарнирные опускания блоков под Карасорским синклинорием и центральной частью Карагандинского синклинория - так можно объяснить своеобразное диагонально-симметричное расположение этих наиболее прогнутых участков относительно Спасского антиклинория.

Второй и третий этапы деформации завершили саурскую фазу тектогенеза в середине визейского века раннего карбона, после чего структура подверглась значительной денудации.



Фиг.64. Кинематическая схема первой стадии третьего этапа деформации. Пояснения в тексте.



Фиг.65. Кинематическая схема второй и третьей стадий третьего этапа деформации (образование сколовой трещиноватости и разрывов). Пояснения в тексте.

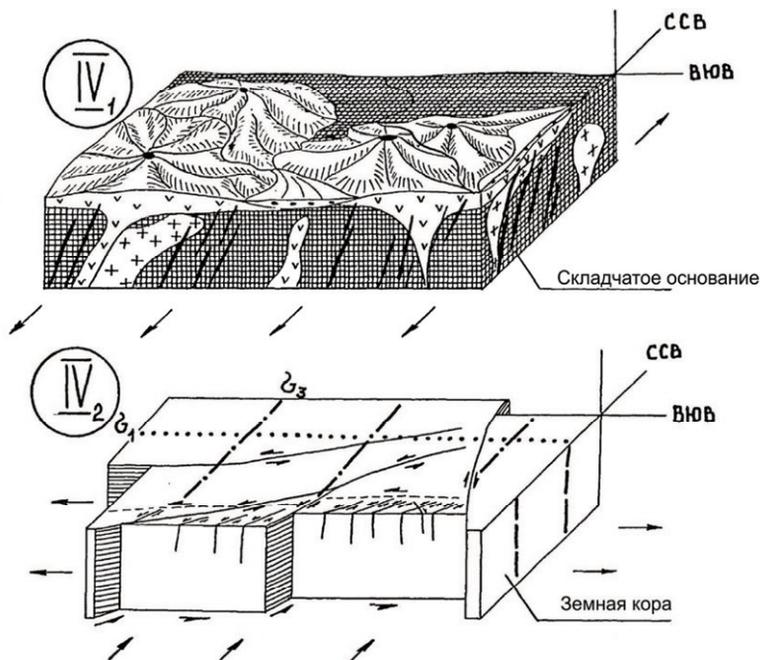
#### 9.2.4. Четвертый этап деформации

На первой стадии четвертого этапа деформации (которая охватывала конец визейского века раннего карбона, средний и поздний карбон и начало перми) происходило региональное горизонтальное растяжение земной коры (литосферы) преимущественно в юго-западном - северо-восточном направлениях. Произошло массовое раскрытие трещин, возникших на предыдущих этапах, особенно в зонах крупных разрывов. Началось внедрение магматических расплавов, извержение вулканов, становление интрузий. Магматическая деятельность завершилась подъемом рудоносных гидротерм, - очевидно, в это время образовалось большинство меднорудных залежей Спасской меднорудной зоны (фиг.66, вверху).

В конце перми, на второй стадии четвертого этапа, региональное растяжение сменилось сжатием в север-северо-восточном направлении. Возникли региональные сопряженные сдвиги (см. фиг.66, внизу), унаследовавшие в большинстве случаев глубинные разломы. В это время активизировалась восточная, широтная ветвь Байдаулет-Балыктыкольского разлома, по которому происходили левосдвиговые смещения глубинных блоков. Сдвигание привело к возникновению многочисленных кулисных сдвигов в зоне разлома.

После образования сдвигов на отдельных участках внедрялись дайки основного состава, фиксировавшие области локального расширения земной коры или ослабления регионального сжатия. Затем это сжатие возобновилось или усилилось - произошло изгибание и выполаживание некоторых сдвигов, рассланцевание даек. Приразломное рассланцевание охватило также позднепермские граниты Кызылсорского массива, располагавшегося «на острие» варисийского «клина».

Таким образом, четвертый этап деформации отражает пульсацию земной коры в перми в виде чередования стадий горизонтального сжатия и растяжения, причем амплитуда пульсаций, вероятно, убывала со временем.



Фиг.66. Кинематические схемы четвертого этапа деформации. Пояснения в тексте.

### 9.2.5. Выводы по структурной зональности

Рассмотренные кинематические (динамо-кинематические) схемы (модели) этапов деформации, несмотря на их гипотетичность, на наш взгляд, наилучшим образом соответствуют всему имеющемуся фактическому материалу, объясняют причины структурной зональности и последовательность образования различных структурных элементов. Предлагаемые модели не противоречат физическим законам и соответствуют результатам тектонофизического моделирования. Несомненно, что по мере накопления нового фактического материала, получения числовых характеристик деформаций, вовлечения в сферу детальных исследований смежных регионов, а также развития теоретического и экспериментального

моделирования, предложенные схемы (модели) будут совершенствоваться.

Выявленная последовательность позднепалеозойских этапов деформации (история развития структуры) представляется неслучайной.

По сути дела, она отражает эволюцию структуры на протяжении единого мегаэтапа регионального близмеридионального сжатия, происходившего на фоне изменения теплового состояния земной коры (литосферы). Аномальный разогрев земной коры (литосферы) в зоне глубинных разломов в начале первого этана деформации сыграл, возможно, роль спускового механизма всего последующего процесса. Резкое уменьшение вязкости горных пород в зоне глубинных разломов способствовало уменьшению сил сцепления между тектоническими блоками. Поэтому даже в условиях незначительного регионального сжатия могло начаться движение этих блоков.

На втором и третьем этапах структурной эволюции пластическими деформациями был охвачен уже весь варисцийский блок и даже пограничная область срединного массива, что свидетельствует о равномерном разогреве земной коры (литосферы) на большой площади. В конце третьего этапа кора (литосфера) стала более холодной и хрупкой, так что в ней смогли реализоваться лишь хрупкие деформации, выразившиеся в массовом образовании сколовой трещиноватости и разрывов.

Горизонтальное растяжение в начале четвертого этапа (или ослабление регионального сжатия) вызвало резкое падение давления в земной коре (литосфере). Это благоприятствовало выплавлению магм и формированию рудных растворов, устремившихся вверх и заполнивших трещины земной коры. Последующее сжатие земной коры (литосферы) вызвало образование крупных сдвигов.

Рассмотренная структурная эволюция Спасского антиклинория и его обрамления в позднем палеозое принципиально не отличается от структурной эволюции многих палеозойских складчатых систем [23], что свидетельствует о закономерном характере этой эволюции.

## Глава 10. Особенности локализации и структурный контроль гидротермального оруденения

В Спасском антиклинории и обрамляющих его синклиниях известны многочисленные гидротермальные рудопоявления и мелкие месторождения меди и сопутствующих металлов - свинца, цинка, бария, молибдена, золота и серебра, которые образуют Спасской меднорудную зону. Е.Ф.Еурштейн, Ю.Ф.Кабанов и некоторые другие исследователи считают, что основная масса рудных скоплений Спасской зоны возникла в течение позднепалеозойского тектоно-магматического этапа, отмеченного формированием покровно-складчатой структуры и внедрением молодых (среднекаменноугольных - пермских) вулканитов и интрузий [25, 24, 49, 50].

Не вдаваясь в рассмотрение отдельных вопросов о возрасте оруденения и значимости различных рудоконтролирующих факторов, перечислим основные из них, определяющие локализацию медных проявлений Спасской зоны (по Ю.Ф.Кабанову, 1980г.):

1. Экранирующее влияние покровных тектонических и вулканических структур;
2. "Стратиформная" концентрация руд в нижнефаменских – нижнекаменноугольных (турнейских) известняках;
3. Приуроченность рудопоявлений главным образом к разрывам близширотного и северо-западного простирания;
4. Пространственная и, вероятно, парагенетическая связь оруденения с позднепалеозойскими эффузивными, жерловыми, интрузивными субвулканическими и гипабиссальными образованиями.

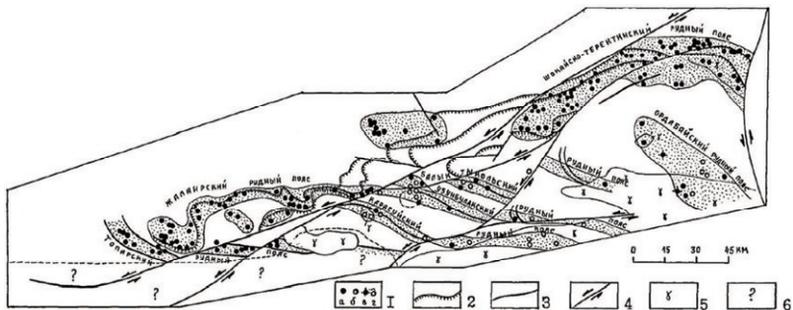
Наблюдения и структурно-геологические исследования, проведенные автором на некоторых месторождениях Спасской зоны, и знакомство с данными детальной разведки многих месторождений подтверждают основные выводы Ю.Ф.Кабанова. В добавление к ним отметим, что, по нашим данным, рудные прожилки локализуются в кливажных трещинах, трещинах скалывания и отрыва первого-четвертого этапов деформации выделенного нами деформационного ряда. Эти данные, несомненно, свидетельствуют о позднепалеозойском (средний карбон-пермь) возрасте

оруденения.

В последние годы в процессе крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ в Нуринском и Карасорском синклинориях - структурах традиционно почти «стерильных» в отношении оруденения - были выявлены многочисленные рудопроявления и знаки медной и сопутствующей ей рудной минерализации. Некоторые участки Нуринского синклинория своей насыщенностью медными проявлениями не уступают известному району Спасского завода, изобилующему медными рудами. Выяснилось, что, как и в Спасском антиклинории, рудные скопления концентрируются вблизи каменноугольных и пермских мульд, жерловин и интрузий и в них самих, а также сосредоточены в зонах расланцевания вдоль крупных разломов северо-западного простирания, возникших преимущественно на третьем этапе деформации. Рудные прожилки заполняют в основном трещины кливажа второго и третьего этапов и в меньшей степени сколы третьего-четвертого этапов деформации. В пределах выделенных нами рудных поясов сосредоточены все известные рои даек, кварцевых, кварц-кальцитовых и баритовых жил. Рудные пояса Нуринского синклинория находят свое продолжение в западной части Спасского антиклинория и смещаются позднепермскими региональными сдвигами (фиг.67).

Как указывалось выше в главе 9, позднепалеозойский вулканизм, магматизм и парагенетически связанный с ними гидротермальный рудогенез проявились на стадии регионального расширения в начале четвертого этапа деформации в конце раннего карбона - ранней перми. Принимая во внимание наличие в разных частях региона незэродированных пермских мульд, можно сделать вывод о незначительной эрозии большинства рудных залежей и предполагать существование слепых рудных тел. Наличие обширных ареалов распространения знаков медной минерализации, располагающихся часто вокруг известных месторождений и рудопоявлений, также свидетельствует, вероятно, о наличии на глубине рудных скоплений. Это предположение опирается и на выводы, полученные сотрудниками алматинского института геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР Г.Р.Бекжановым, Р.Н.Кирилловым, Э.А.Токарским и др. в результате изучения глубинного строения и закономерностей размещения меднорудных

месторождений в Спасской металлогенической зоне на основании обобщения геолого-геофизических материалов (Бекжанов и др., 1976г.).



Фиг. 67. Схема размещения позднепалеозойских гидротермальных рудопроявлений и месторождений в Спасском антиклинории и обрамляющих синклиниях. 1 - рудопроявления и месторождения: а - медносульфидные, б - барит-полиметаллические, в - железорудные (скарновые и жильные), г - молибден-медно-золоторудные; 2 - надвиги первого этапа деформации; 3 - взбросы и сбросы второго и третьего этапов деформации; 4 - региональные сдвиги четвертого этапа деформации; 5 - среднекаменноугольные - раннепермские гранитоиды; 6 - неанализировавшаяся область. Рудные пояса показаны точечным крапом.

Установленное нами смещение рудных поясов позднепермскими крупноамплитудными региональными сдвигами (Байдаулетовским, Карасорским, Центрально-Казахсанским) исключает возможность «последсдвигового» возраста оруденения и не позволяет рассматривать эти сдвиги в качестве рудоносных структур. Рудоконтролирующими являются лишь некоторые более мелкие сдвиги Спасской меднорудной зоны, в частности, кулисные сдвиги Балыктыкольской сдвиговой зоны, контролирующие золото-медно-порфировую минерализацию в некоторых позднепалеозойских вулканитах и интрузивах. Малоамплитудные сдвиги образовались раньше крупноамплитудных сдвигов, хотя и формировались на одном этапе в едином поле напряжений.

При дальнейшем изучении закономерностей размещения месторожде-

ний и повышения эффективности поисковых работ заслуживает внимания, на наш взгляд, решение следующих вопросов:

1. В чем причины достаточно равномерной узловой локализации рудопоявлений и окружающих их знаков минерализации в пределах рудных поясов? Автор полагает, что это следствие сдвиговой природы Спасской меднорудной зоны, в которой ареалы рудных точек фиксируют участки присдвигового растяжения.

2. Исчезает ли сколовая трещиноватость третьего-четвертого этапов на глубине (как в модели сбросо-сдвиговой зоны С.Стоянова) и каково ее разубоживающее влияние на концентрацию и локализацию рудных скоплений? Если с глубиной количество систем трещин уменьшается, то увеличивается вероятность существования на глубине крупных рудных залежей со значительными концентрациями металлов. Полезным, возможно, окажется статистическое изучение на большой площади приуроченности рудных прожилков к разновозрастным трещинам различной пространственной ориентировки.

3. Каков характер вертикальной рудной зональности? Решение этого вопроса поможет оцепить степень эродированности известных месторождений и прогнозировать слепые залежи.

*Часть поставленных вопросов решалась автором с коллегами в процессе дальнейших крупномасштабных геологических съемок, поисковых работ и детальных структурных исследований в Спасской меднорудной зоне, а также при анализе и обобщении геологических карт и опубликованных данных по структуре Центрального Казахстана. Результаты этих исследований отражены в серии публикаций автора [116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124].*

## Заключение

На основании изучения тектонического строения Спасской междуродной зоны автор пришел к следующим главным результатам и выводам.

1. По-новому представлено тектоническое строение Спасского антиклинория и обрамляющих его синклиналиев. Северное крыло антиклинория осложнено Спасским надвиговым поясом, основу структуры которого составляют крупные лежачие складко-покровы, располагающиеся на трех структурных уровнях. Покровы вторично деформированы. Структура Карасорского, Нурина и Карагандинского синклиналиев имеет интерференционную складчатую природу.

2. Структура Спасского антиклинория и его обрамления была сформирована главным образом в позднем палеозое. Установлено четыре этапа деформации. Первые три этапа отвечают фазе завершающей складчатости варисцид и проявились в конце раннего карбона. Четвертый этап отвечает среднему карбону перми-началу триаса.

В течение первого этапа образовались складко-покровы Спасского ядвигового пояса.

На втором этапе возникли опрокинутые и наклонные складки преимущественно северо-западной вергентности, а в Спасском надвиговом поясе были образованы и пологие секущие надвиги. Северное крыло Карагандинского синклиналия на первом и втором этапах испытывало глыбовые деформации.

На третьем этапе возникли наклонные кулисные складки преимущественно северной и северо-восточной вергентности, осепоперечные к ним мелкие складки, сбросы, сбросо-сдвиги и кинематически аналогичная им сколовая трещиноватость.

На четвертом этапе после излияния лав, накопления моласс и внедрения интрузий возникли сопряженные крупные сдвиги северо-восточного и меридионального простираний, присдвиговые синклинали. Наиболее поздние деформации привели к изгибанию и выполаживанию сдвигов на отдельных участках и приразломному рассланцеванию.

3. Структурная зональность позднепалеозойских складчатых систем обусловлена в первую очередь динамическим влиянием скрытых глубинных разломов и существованием на первом этапе деформации термальной аномалии в ядре Спасского антиклинория.

4. Возникновение и эволюция структурообразующих полей палеотектонических напряжений в конце палеозоя вызваны горизонтальными и вертикальными перемещениями крупных блоков земной коры по глубинным разломам в условиях горизонтального регионального сжатия. Кинематические условия и история формирования складок и разрывов определялись эволюцией локальных полей напряжений в областях, примыкающих к зонам глубинных разломов.

В 2017 г. автор и К.И. Воскресенский в качестве сотрудников ООО «Институт геотехнологий» (г. Москва) по договору с казахской компанией ТОО «Совместное предприятие «Тау-Кен Проект» проводили аналитические камеральные и полевые ревизионно-поисковые и структурные исследования на рудопроявлениях и месторождениях Спасской меднорудной зоны с целью выбора наиболее перспективных из них для поисков средних и крупных месторождений меди и золота (в полевых работах активное участие принимали также геологи компании Заказчика).

При изучении характера рудной минерализации и выделении рудоносных структурных парагенезов, полностью подтвердились ранние выводы автора о структуре Спасской меднорудной зоны и закономерностях структурного контроля рудной минерализации. Для изученных 40 рудных объектов был установлен сдвиговый структурный контроль рудной минерализации разного типа и возраста, выделены различные рудные структурные парагенезы трещин и разрывов.

Главной особенностью многих минерализованных зон и рудных залежей является их диагональное кулисное расположение относительно рудоконтролирующих разломов - сдвигов или локальных сдвиговых зон с рассредоточенным характером деформаций. Рудные скопления заполняли структурные ловушки растяжения – трещины отрыва или раскрытые сколы.

Выявленные автором закономерности структурного контроля разнотипной гидротермальной минерализации легли в основу обоснованного

прогноза рудных залежей на глубину и на флангах рудопроявлений и месторождений Спасской меднорудной зоны.

Знание особенностей пространственного распределения рудных ловушек, объемной геометрии различных структурных элементов, образующих рудные структурные парагенезы, полевые определения синрудной и пострудной кинематики рудовмещающих трещин и разрывов, позволили надежно геометризовать рудоносную структуру и рудные тела.

## Список литературы

1. Абдулин А.А. и др. Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер.геол., 1973, № 6, с.1-14.
2. Аксенова Г.Г. и др. Некоторые закономерности условий и масштабов углеобразования в раннем карбоне в северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива. - Проблемы геологии Ц.Казахстана. Книга 2. М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.106-119.
3. Андреев П.С. Некоторые черты рудничной тектоники промышленного участка Карагандинского бассейна. Советская геология, 1948, сб.31, с.94-99.
4. Артемьев М.Е. и др. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий на примере палеозоид Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, №10, с.56-66.
5. Бекжанов Г.Р. и др. О геологической природе гравитационных и магнитных аномалий района Карагандинского синклинория и Спасского антиклинория. Земная кора Казахстана, А-А., Наука, 1971, с.42-45.
6. Бекжанов Г.Р. и др. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). А-А., 1975, 168 с.
7. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М., Недра, 1978, 238 с.
8. Беляев О.Е. и др. Медное оруденение Спасской металлогенической зоны. В кн. II Всесоюзн. совещ. по меднопорфировым месторождениям. Геология меднопорфировых месторождений. Тезисы докл. А-А., 1971.
9. Беляев О.Е. и др. Структурный анализ послескладчатого Кызылсорского плутона (Ц.Казахстан). Вестн.Моск. ун-та. Сер.геол., 1972, № 4, с.79-84.
10. Беляев О.Е. и др. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1972, № 5, с.30-38.
11. Беляев О.Е. и Юнаковская Ю.В. Некоторые новые данные о морфологии Центрально-Казахстанского разлома. Геотектоника, 1972, № 5,

с.123-132.

12. Беляев О.Е. Герцинская структура восточной части области сочленения каледонид и герцинид Центрального Казахстана. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд.г.- минер. наук. М., Моск.ун-т,1973.

13. Беляев О.Е. и др. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана. В сб. Геология и полезные ископаемые Ц.Казахстана. М., Наука, 1977, с.242-258.

14. Беляев О.Е. и др. Геологическое строение и история развития окраин Карагандинского угольного бассейна (в свете новых данных). Бюлл. МОИП, отд.геол., 1979, т.54, вып.5, с.18-29.

15. Беляев О.Е. и др. Строение Спасского надвигового пояса и его южного обрамления. В кн. Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн.2, М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.148-169.

16. Богданов А.А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. - В кн. Тектоника СССР. т.1. Тектоника Центрального Казахстана, ч.1, М.-Л., изд-во АН СССР, 1948, с.79-144.

17. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1959, № 1.

18. Богданов А.А. и др. Стратиграфия и фации отложений девона окраин Карагандинского бассейна. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1960, т.XXXV, вып.6, с.3-34.

19. Богданов А.А., Четверикова Н.П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна. Бюлл. МОИП, отд.геол. 1961, вып. 4, с.155-176.

20. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1965, № 6, с.8—43.

21. Богословский Б.И. и др. Находки франских амmonoидей в Центральном Казахстане. Палеонтологический журнал, № 3, 1982, с.35-40.

22. Буртман В.С. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В кн. Разломы и горизонтальные движения

Земной коры. Тр. ГИНа АН СССР, вып.80, М., 1963, с. 5-33.

23. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., Наука, 1976, 161 с.

24. Бурштейн Е.Ф. и др. Металлогенические особенности зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана (широтная часть). В кн. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., Наука, 1977, с.259-271.

25. Бурштейн Е.Ф., Щербуняев М.П. Рудные формации цветных металлов (меди, свинца, цинка) восточной части Ц.Казахстана и некоторые проблемы их изучения. В сб. Проблемы геологии Ц.Казахстана. Кн.2 (М-лы по геол. Ц.Казахстана, т.ХІХ). М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.199-220.

26. Великовская Э.М. и др. Стратиграфия и условия образования силурийских отложений Нурунского синклинория и Шидертинской впадины. В сб. Проблемы геологии Ц.Казахстана. Кн.2. (Мат-лы по геол. Ц. Казахстана, т.ХІХ). М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.3-18.

27. Вихерт А.В. Статистическое исследование складчатости. М., Изд-во Моск.ун-та, 1977, 159 с.

28. Воронцова Т.Н., Беляев О.Е. Комплексы конодонтов из фаменских отложений южного крыла Карагандинского синклинория (Ц.Казахстан). Докл. АН СССР, 1982, т.262, № 5, с.1205-1207.

29. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 535с.

30. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500.000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А., 1981, с.3-323.

31. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л., Недра, 1980, 239с.

32. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ. Новая сер., 1961, вып. 41, 497с.

33. Геология Карагандинского угольного бассейна, М., Недра, 1972, 416 с.

34. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979, 246 с.

35. Добрецов Н.Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса («гранитизации») с глубинными складчатостью и диапиризмом. - В

кн.Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с.475-471.

36. Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Метаморфизм и его связь с другими геологическими явлениями. - В кн.Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с.446-470.

37. Журавлев Б.Я. и др. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс. В сб. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., Наука, 1977, с.167-183.

38. Забродин В.Ю. Зоны смятия. М., Наука, 1977, 106 с.

39. Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутая. В кн. Мат-лы по геологии Ц. Казахстана, т.Ш, М., Изд-во Моск.ун-та, 1961, 175 с.

40. Зайцев Ю.А. Мантийные гипербазитовые валы - особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана. Мат-лы по геологии Ц.Казахстана, том XIX. М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.140-182.

41. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М., Недра, 1984, 208 с.

42. Кабанов Ю.Ф. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. В кн. Вопросы геологии Ц. Казахстана. Мат-лы по геологии Ц. Казахстана т. X, Изд-во Моск.ун-та, 1971, с.562-574.

43. Кабанов Ю.Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. Бюлл. МОИП, 1972, т.47, вып.5.

44. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974, 198 с.

45. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. В кн. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования, М., Изд-во АН СССР, 1962, с.78-109.

46. Клоос Э. Линейность. В сб. Вопросы структурной геологии. М. ИЛ, 1958, с.5-95.

47. Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор Мериленд. В сб. Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958, с.96-156.

48. Костливец А.А. Основные черты тектоники западной части Карагандинского бассейна, задачи и методы дальнейшего изучения. Изв.

Томск. политехн. ин-та, 99, вып.2, 1959, с.232-243.

49. Кошелев Г.П. Верхнепалеозойская гидротермальная молибденит-халькопирит-пиритовая формация восточной части Спасской зоны. В кн. IV научная отчетная конф. геол. ф-та МГУ, тезисы докладов. М., Изд-во Моск.ун-та, 1969.

50. Кошелева И.А. Геохимические особенности Коктасжальско-Спасской меденосной зоны. Мат-лы по геол. Ц.Казахстана. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

51. Кошкин В.Я. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара. Изв. АН СССР, сер.геол., № 9, 1965, с. 69-84.

52. Кошкин В.Я. Центральнo-Казахстанский сдвиг. Геотектоника, 1969, № 1, с.52-67.

53. Курчавов А.М., Мейен С.В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Ц. Казахстан). Мат-лы по геологии Ц.Казахстана, т. X, Изд-во Моск.ун-та, 1971, с.417-427.

54. Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. Геотектоника, 1976, № 2, с.31-43.

55. Литвинович Н.В. и др. Основные итоги изучения каменноугольных и пермских отложений Центрального Казахстана. В сб. Геология и полезн. ископ. Ц.Казахстана. М., Наука, 1977, с 151-166.

56. Мазарович О.А. и др. К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана. В сб. Геология и полезн. ископ. Ц.Казахстана. М., Наука, 1977, с.116-131.

57. Мейсон Р. Петрология метаморфических пород, м.» Мир, 1981, 263 с.

58. Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. ДАН СССР, 1970, т.192, № 4, с.869-872.

59. Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория. В кн. Геология и тектоника докембрия Ц. Казахстана. Мат-лы по геологии Ц.Казахстана, т.ХI, Изд-во Моск.ун-та, 1976, с.181-365.

60. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л., Наука, 1982,

160 с.

61. Михайлов А.Е. О следах палеозойских глубинных горизонтальных сдвигов в складчатом основании Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, 1980, 251, № 5, с.1203-1206.

62. Моисеенко Ф.С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. геол. наук, № 225, вып.9, 1957.

63. Моисеенко Ф.С. О зонах смятия в Центральном Казахстане. В сб. Геология Средней Азии. ЛГУ, 1961, с.119-134.

64. Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В сб. Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.

65. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР, сер.геол., 1963, № 6, с.3-23.

66. Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана, ч.1, А-А., Наука, 1972, 242 с.

67. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1977, №12, с.103-116.

68. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. А-А., 1970, 215 с.

69. Паталаха Е.И. Структурная контрастность складчатых систем - тектонофазии, структурная зональность, количественная оценка деформаций. Мат-лы по геологии Ц. Казахстана, т.ХІХ, М., Изд-во Моск.ун-та, 1960, с.134-148.

70. Паталаха Е.И. Тектонофазии и оценка степени деформированности складчатых сооружений. 27-й междунар. геол. конгресс. Тектоника, секция с.07. Доклады, т.7, М., Наука, 1984, с.155-162.

71. Пейве А.В. Глубинные разломы. В кн. Тектон. в исслед. геол. ин-та АН СССР. М, 1980, с.95-102.

72. Пономарев П.К. Основные черты тектоники северо-восточной части Карагандинской структуры по шахтным наблюдениям. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, вып. II, М.-Л., 1954.

73. Пославская И.А., Мигдисов С.А. Вулканогенно-осадочные об-

разования средне-верхнедевонского возраста района оз.Карасор. В сб. Вопросы геол. Ц. Казахстана. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

74. Пославская И.А., Ушатиная Г.Т. Литология и условия накопления нижнего девона Нурина синклинария. Проблемы геологии Ц. Казахстана, кн.2. М., Изд-во Моск.ун-та, 1980, с.58-68.

75. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., Наука, 1977, 135 с.

76. Решетникова Р.С. Геология района Шопты-Куль. Уч. зап. СГУ, 1953, т.58, с.39-40.

77. Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений. В кн. Динамика земной коры Вост. Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с.52-57.

78. Русаков М.П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. Изв. ГГРУ, т.49, № 2, 1930, с.1-24.

79. Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской пл-мы). Новосибирск, 1973, 90 с.

80. Самыгин С. Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М., Наука, 1974, 207 с.

81. Сигачева Н.Н. Стрoение метаморфических толщ центральной части Спасского антиклинария (Ц. Казахстан). Вестн. МГУ, № 1, 1979. с. 103-105.

82. Сигачева Н.Н. Геология метаморфических комплексов Спасского антиклинария варисцид Центрального Казахстана. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Изд-во Моск.ун-та, 1979, 24 с.

83. Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в восточном Забайкалье. Новосибирск, Наука, сиб. отд., 1975, 134 с.

84. Смирнов Л.А. Моделирование локальных полей напряжений при прогнозировании областей развития малоамплитудных разрывов на месторождениях полезных ископаемых. В кн. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с.228-235.

85. Степанов В.В. и др. Определение направлений и величин «разрывных» палеотектонических деформаций. В кн. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с.72-77.

86. Структура континентов и океанов. М., Недра, 1979, 511 с.
87. Суворов А.И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники. Изв. АН СССР, сер.геол., 1963, № 9, с.46-60.
88. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. - В кн. Разломы и горизонтальные движ. земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып.80, 1963.
89. Суворов А.И., Самыгин С.Г. Матакский тектонический покров в Ц. Казахстане. Докл. АН СССР, т.153, №1, 1963.
90. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР, вып.179), 315 с.
91. Суворов А.И. О соотношениях основных сегментов земной коры в Ц.Казахстане. Изв. АН СССР, сер.геол., 1973, №11, с.27-38.
92. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977, 143 с.
93. Трофимов А.А. Трещиноватость пород и угля центральной части Карагандинского бассейна. Тр. МГРИ им. С.Орджоникидзе, т. 29, 1956, с.214-224.
94. Четверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Ц. Казахстана. Мат-лы по геологии Ц.Казахстана, т.1, Изд-во Моск.ун-та, 1960, 97 с.
95. Четверикова Н.П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Ц. Казахстана. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1966, XI, вып.2, с.15-20.
96. Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Ц. Казахстане. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1970, с.5-28.
97. Четверикова Н.П. и др. Стратиграфия нижнего девона Нуринского синклиория и положение границы нижнего и среднего девона в Ц. Казахстане. Бюлл. МОИП, 1981, т. 56, вып. 3, с.60-72.
98. Четверикова Н.П. и др. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса. Мат-лы по геологии Ц. Казахстана, т.Х. М., изд-во Моск. ун-та, 1971, с.316-335.
99. Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т. Стратиграфия и фауна силлурийских и нижнедевонских отложений Нуринского синклиория. В сб.

Мат-лы по геологии Ц. Казахстана, т. VI. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.

100. Четверикова Н.П. и др. Стратиграфия девона северной части герцинид Ц. Казахстана и краевого вулканического пояса. Вестн. МГУ, геол., 1971, №1, с.3-16.

101. Читалин А.Ф. Строение, история и условия формирования позднепалеозойской структуры Карасорского синклиория и восточной части Спасского антиклиория (Ц. Казахстан). Мат-лы 9 конф. молодых ученых. Геология, М., 19.03.1982, с.64-86. (Рук. деп. в ВИНТИ 28.03.83 № 1526-83-Деп.).

102. Читалин А.Ф. Трещинно-разрывная тектоника каменноугольных интрузий Карасорского синклиория (Ц. Казахстан). Мат-лы X конф. молодых ученых. Геология, М., 11.04.1983, с.83-102 (Рук. деп. в ВИНТИ 28.07.83, № 4232-83 Деп.).

103. Читалин А.Ф. Позднепалеозойская структура восточной части Спасского антиклиория и его обрамления (Ц. Казахстан). Вестн. МГУ, сер.4, геол., 1983, № 4, с.26-35.

104. Читалин А.Ф. Структурный анализ Кызылчекинского тектонического покрова на южном крыле Карагандинского синклиория (Ц. Казахстан). Вестн. МГУ, сер.4, геол., 1985, №1, с.89-94.

105. Шелепова Т.Н. Геологическое развитие Тектурмасской складчатой зоны Центрального Казахстана (по геолого-геофизическим данным). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд.г.-м. наук, А.-А., 1974, 24с.

106. Шерман С.И. Разломы Байкальской рифтовой зоны (структурный и тектонофизический анализ). Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1975.

107. Шерман С.И. и др. Оценка зон динамического влияния разломов по экспериментальным данным. Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., 1982, с.180-184.

108. Шерман С.И. и др. Области динамического влияния разломов. Новосиб.Наука, 1983, 111 с.

109. Щеголева Л.А. Позднепалеозойская - раннемезозойская вулканическая серия окраины восточной части Карагандинского бассейна. Вест. МГУ, сер.геол., 1973, № 6, с.86-89.

110. Щербакова М.Н. Нижнедевонские отложения на границе

каледонид и варисцид Казахстана. В сб. Вопросы региональной геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1964.

111. Щербаклова М.Н. и др. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В сб. Геология и полезные ископ. Ц. Казахстана. М., Наука, 1977, с.184-202.

112. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов, М., Недра, 1978, 190 с.

113. Яговкин В.И. К вопросу о наличии зон смятия в Ц. Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 12(45), 1948, с.90-92.

114. Becke F. Über Mineralestand und Structur der kristallinen Schiefer. Denksch. Akad. Wiss., 75, 1903.

115. Pavoni N. Faltung durch Horizontalverschiebung. Ecl. Geol. Helv., v. 54. №2, 1961.

Работы автора по Спасской меднорудной зоне и Центральному Казахстану, опубликованные после 1985 г:

116. Читалин А.Ф. Строение и происхождение складко-покровов Спасского надвигового пояса//Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.; Наука, 1988. с. 113-133.

117. Якубчук А.С., Читалин А.Ф., Барабошкин Е.Ю. Варисцидская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)//Геотектоника. 1989. N 5. с.61-67.

118. Читалин А.Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинория (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2

119. Бесстрашнов В.М., Тевелев Ал В., Читалин А.Ф., Якубчук А.С. Сдвиги и сопутствующие им деформации в палеозойской структуре Центрального Казахстана. Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых, 1991, Наука, Москва, с. 108-114.

120. Читалин А.Ф. Поздневарисцидская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана//Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4, геология. 1991. N 5. с. 13-22.

121. Беляев О.Е., Читалин А.Ф. Тектоника южного обрамления

Карагандинского синклиория. Статья 1//Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4, геология. 1993. N 6. с.65-77.

122. Беяев О.Е., Читалин А.Ф. Тектоника южного обрамления Карагандинского синклиория. Статья 2//Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4, геология. 1996. N 1. с.18-35.

123. Читалин А.Ф., Якубчук А.С. Деформации и разломообразование в варисцидах Центрального Казахстана. Вестник Моск, Ун-та. Сер, 4, Геология. 1996. N-2, с.14-23.

124. Chitalin A.F. Variscian Structural Evolution of Central Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposit of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St. Peterburg: Glagol Publishing House, 1996. P. 93-102.



**More  
Books!** 



**yes**  
**I want morebooks!**

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн - в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов!  
Мы используем экологически безопасную технологию "Печать-на-Заказ".

Покупайте Ваши книги на  
**[www.morebooks.de](http://www.morebooks.de)**

Buy your books fast and straightforward online - at one of the world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at  
**[www.morebooks.de](http://www.morebooks.de)**

SIA OmniScriptum Publishing  
Brivibas gatve 1 97  
LV-103 9 Riga, Latvia  
Telefax: +371 68620455

[info@omniscrptum.com](mailto:info@omniscrptum.com)  
[www.omniscrptum.com](http://www.omniscrptum.com)

OMNIscriptum 

