

И. Г. ЩЕРБА

**ГЕРЦИНСКАЯ  
СТРУКТУРА  
СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЛХАШЬЯ**

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»

I. G. SCHERBA

HERCYNIAN  
STRUCTURE  
OF THE NORTH  
BALKHASH REGION

*Transactions, vol. 249*



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»  
MOSCOW 1973

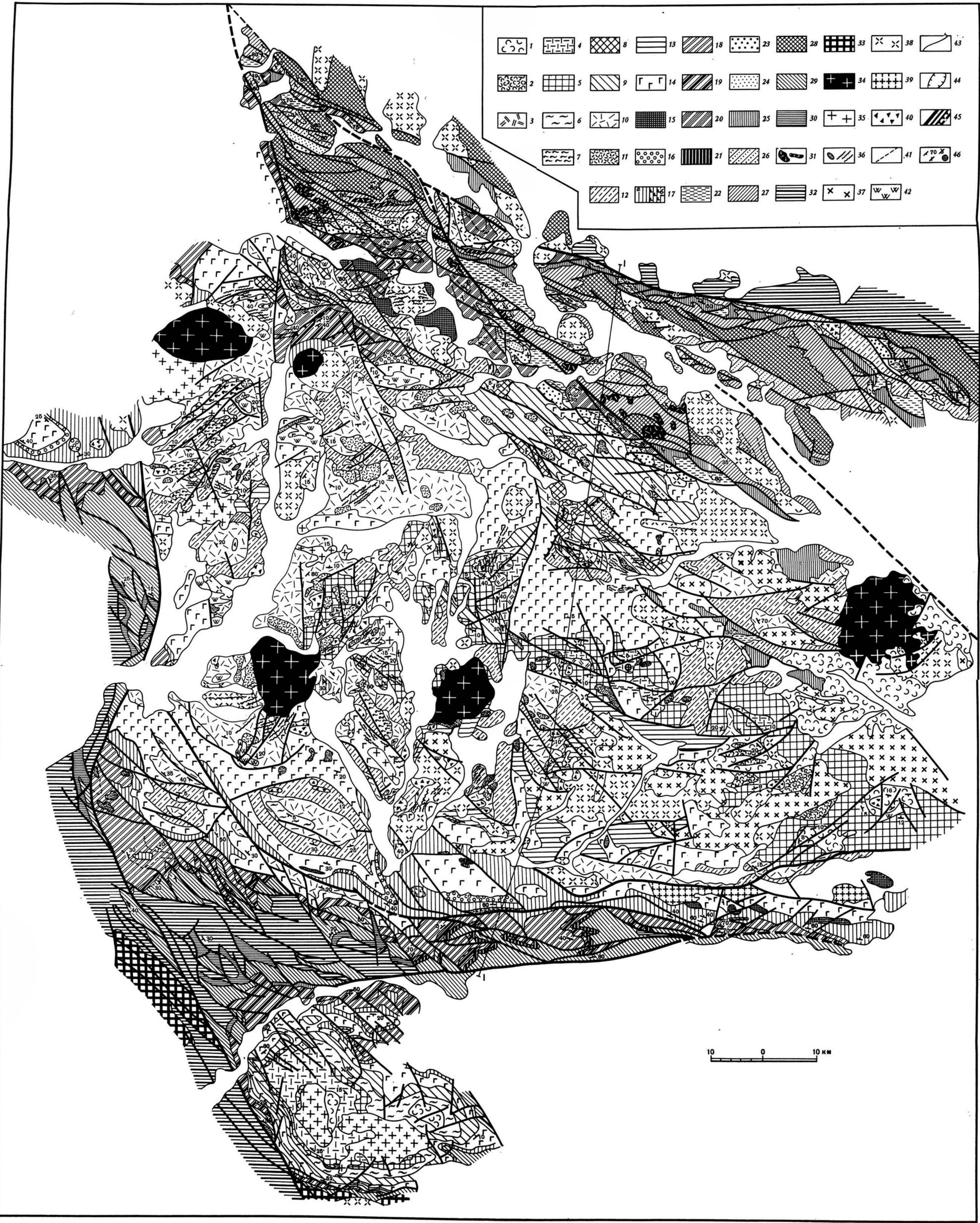
И. Г. ЩЕРБА

ГЕРЦИНСКАЯ  
СТРУКТУРА  
СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЛХАШЬЯ

*Труды, вып. 249*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1973



Фиг. 2. Геологическая карта Северо-Балашовского синклиория. Составила И.Г.Щерба с использованием материалов И.А.Аниязова, В.Ф.Беспалова, А.Г.Денисюка, А.Ф.Ковалевского, В.В.Коптевой, В.Я.Кошкина, Н.И.Лебедева, М.Б.Лившица, М.Б.Мычника, А.К.Мясникова, Н.А.Северюгина, Л.М.Скларенко, А.М.Смирнова, В.Д.Стеркина, В.Г.Тихомирова, В.Г.Трифорова, Л.В.Чистоданова

**Верхний палеозой:** *удобинская свита:* 1 - напластованные образования (биотитовые трахидациты и трахиты, их туфы, туфовые и лавовые брекчи, игнимбриты, в основании - базальные конгломераты, состоящие из галек эффузивов и гранитов); 2 - рвушие образования (трахидациты и трахиты, игнимбриты, лавовые брекчи); *архарлинская свита:* 3 - третья подсвита (литокластические туфы дацитов); 4 - вторая подсвита (липариты и липарито-дациты, туфы и брекчи, игнимбриты с прослоями андезитовых порфиритов); 5 - первая подсвита (туфы андезито-дацитов, брекчи, туфогенные песчаники); *керегетасская свита:* 6 - напластованные образования второй подсвита (игнимбриты и туфы липаритовых порфиритов); 7 - рвушие образования второй подсвита (липаритовые порфиры, игнимбриты липарито-дацитов); 8 - толща "с" первой подсвита (трахиандезиты, андезито-дациты); 9 - нерасчлененные толщи "а" и "в" первой подсвита (туфы андезитовых порфиритов, туфоконгломераты с прослоями туфов липаритовых порфиритов); 10, 11 - толща "в" первой подсвита (липаритовые порфиры, игнимбриты липарито-дацитов); 12 - толща "а" первой подсвита (андезитовые порфиры, их туфы и брекчи); 13-16 - *калмакэмельская свита:* 13 - третья подсвита (переслаивание туфов андезито-дацитового и липаритового состава) 14 - напластованные образования второй подсвита (зеленовато-серые андезитовые порфиры, их туфы, редко игнимбриты); 15 - рвушие образования второй подсвита (андезитовые и дацитовые порфиры); 16 - первая подсвита (базальные конгломераты); 17 - *каркаралинская свита* (а - андезитовые порфиры, их грубые туфовые брекчи, б - рвушие тела липаритов и андезито-базальтов).

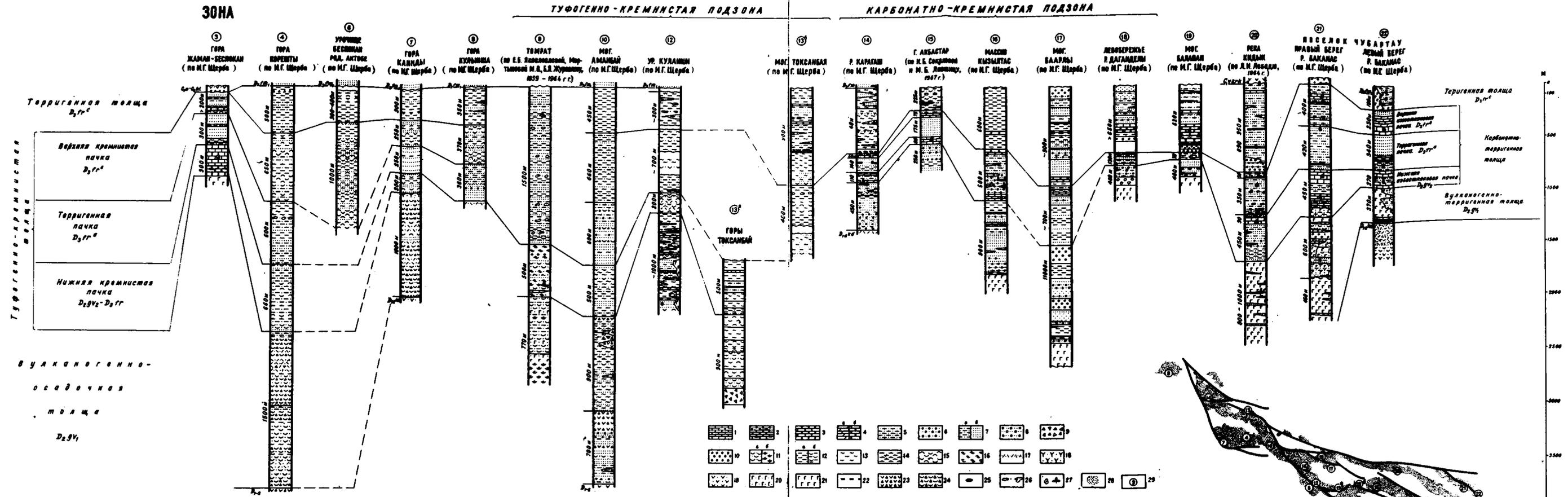
**Средний палеозой:** 18 - отложения турнейского яруса (песчаники, гравелиты); 19 - фаменско-турнейские отложения (вулканогенно-терригенные, туфогенно-кремнистые, карбонатно-терригенные породы); 20 - нижне-фаменские отложения (красноцветные песчаники); 21-24 - отложения франского яруса: 21 - нерасчлененные (песчаники), 22 - пачка "с" (песчаники, алевриты, в основании горизонт красноцветных конгломератов), 23 - пачка "в" (кремнистые и карбонатно-терригенные породы), 24 - пачка "а" (терригенные породы); 25 - нерасчлененные пачки "а", "в" франского яруса и верхи живетского я.са (карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные породы); 26 - живетско-франские отложения (кремнистые и известковистые породы); 27 - отложения живетского яруса (карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные породы); 28 - нижний девон - эйфельский ярус нерасчлененные (терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения); 29 - отложения эйфельского яруса (песчаники и конгломераты); 30 - отложения кобленского яруса (песчаники, алевриты); 31 - девонские субвулканические интрузии андезитового и липаритового состава; 32 - силурийские отложения (песчаники, алевриты); 33 - **нижний палеозой.** 34 - лейкократовые граниты (акчатауский комплекс, Р); 35 - биотитовые граниты (архарлинский комплекс, Р); 36 - субинтрузивная серия трахилипаритовых порфиритов; 37 - биотитовые граниты дополнительной фазы саякского комплекса (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>); 38 - кварцевые диориты, гранодиориты, роговообманковые граниты, граносениты основной фазы саякского комплекса (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>); 39 - амфиболитовые граниты, гранодиориты балхашского комплекса (С<sub>1</sub>); 40 - лавовые брекчи жерловия; 41 - маркирующие пласты; 42 - вторичные кварциты; 43 - стратиграфические контакты; 44 - интрузивные контакты вулканических образований; 45 - тектонические границы (а - сбросы, б - надвиги и взбросы, в - свдвиги, г - разломы с невыясненной морфологией); 46 - элементы залегания



**ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ЗОНА**

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ЗОНА**

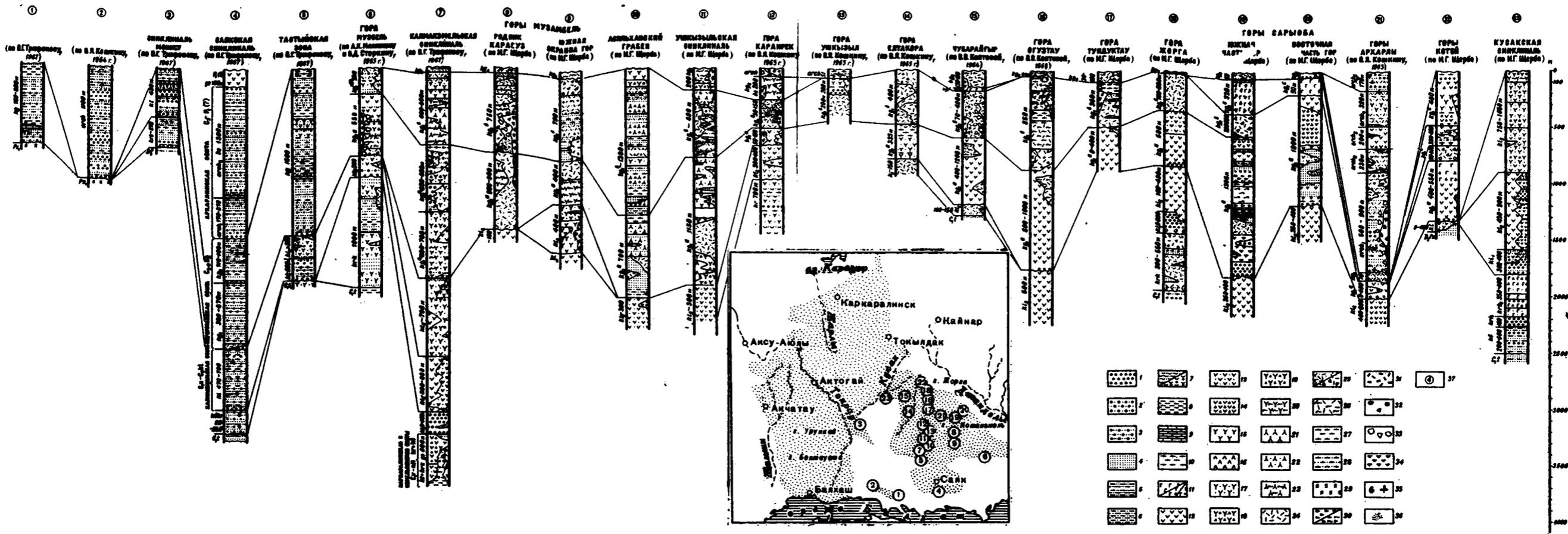
**КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ЗОНА**



Фиг. 6. Стратиграфические разрезы живетско-франских отложений северо-восточной окраины Северо-Балхашского синклиория

1 - известняки; 2 - глинистые комковатые известняки; 3 - кремнистые известняки; 4 - мергели (а) и доломиты (б); 5 - известковистые песчаники; 6 - известковистые алевролиты конкреционного сложения; 7 - песчаники полимиктовые (а - мелкозернистые, б - среднезернистые); 8 - грубозернистые песчаники, гравелиты; 9 - осадочные брекчии; 10 - конгломераты; 11 - туфогенные песчаники (а) и туфогенные гравелиты (б); 12 - алевролиты (а), туфоалевролиты (б); 13 - кремнистые алевролиты; 14 - туффиты; 15 - витрокластические туфы; 16 - туфы смешанного состава; 17 - туфы кварцевых порфиров; 18 - туфы дацитовых порфиров; 19 - туфы андезитовых порфиритов; 20 - туфы андезито-базальтовых порфиритов; 21 - андезито-базальтовые порфириты; 22 - яшмы; 23 - туфовые и лавовые брекчии липаритового и дацитового состава; 24 - вулканогенно-осадочные брекчии; 25 - фосфоритоносные конкреции; 26 - алевролиты с известковыми конкрециями; 27 - места находок фауны и флоры; 28 - выходы отложений живетского и франского ярусов (на врезке); 29 - номера и местоположение разрезов

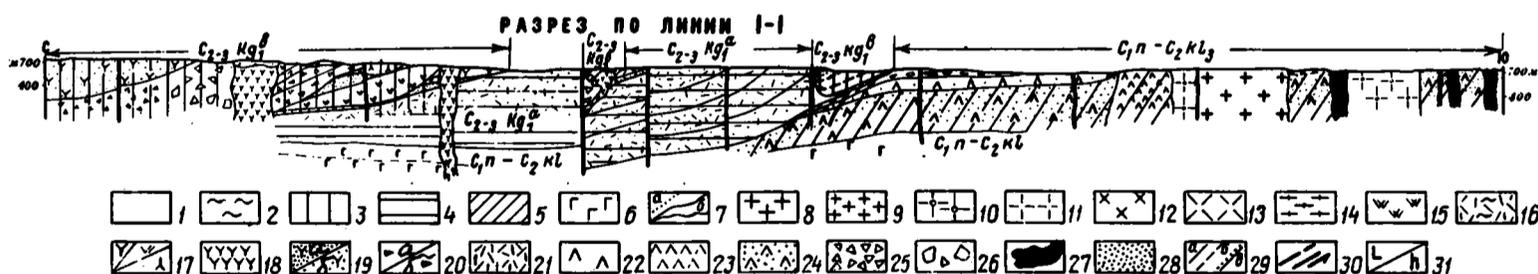
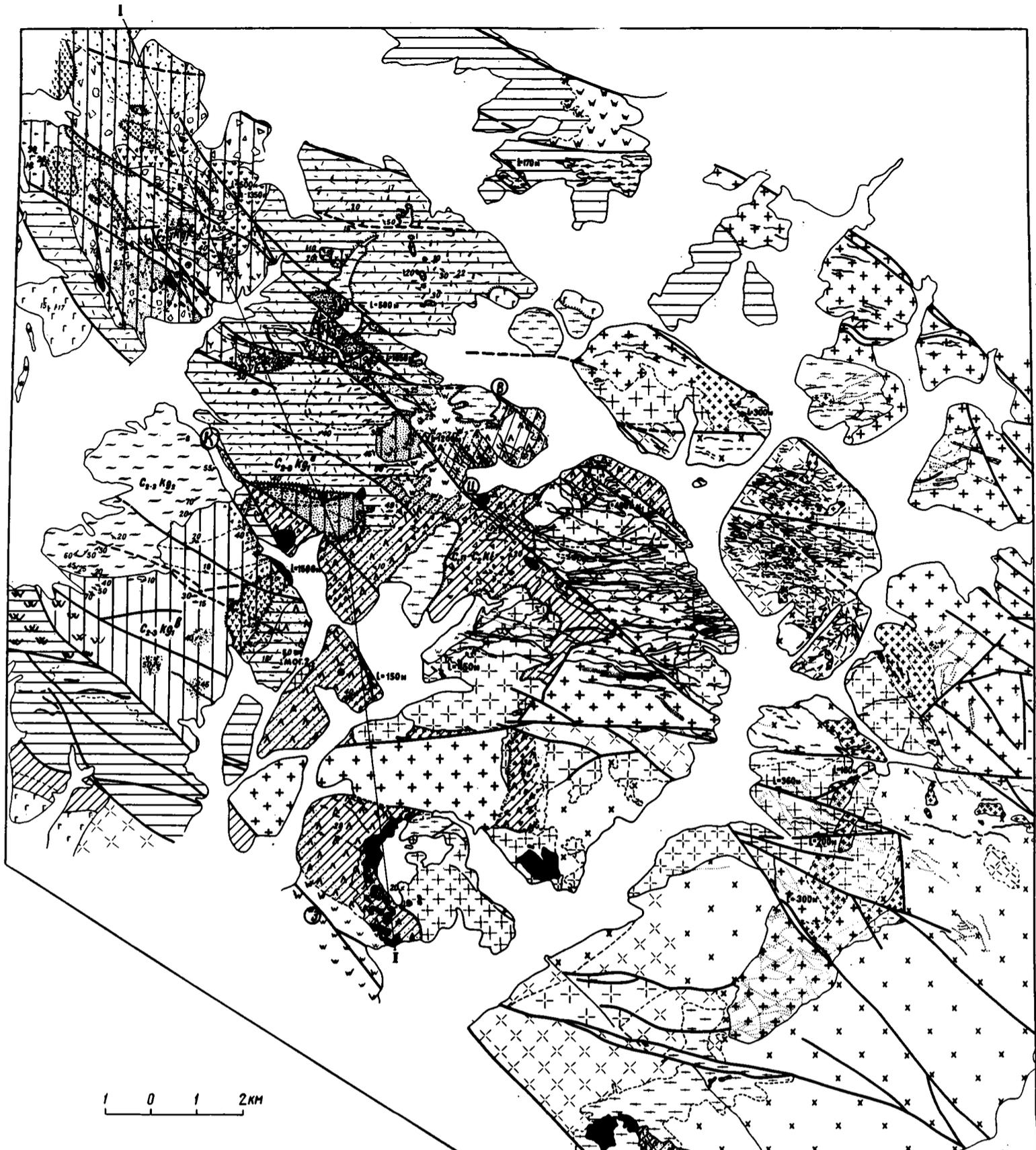
х) Разрез, описанный И.А. Акильевой, совершенно аналогичен разрезу с Каркиты



Фиг. 8. Стратиграфические разрезы визейско-пермских отложений

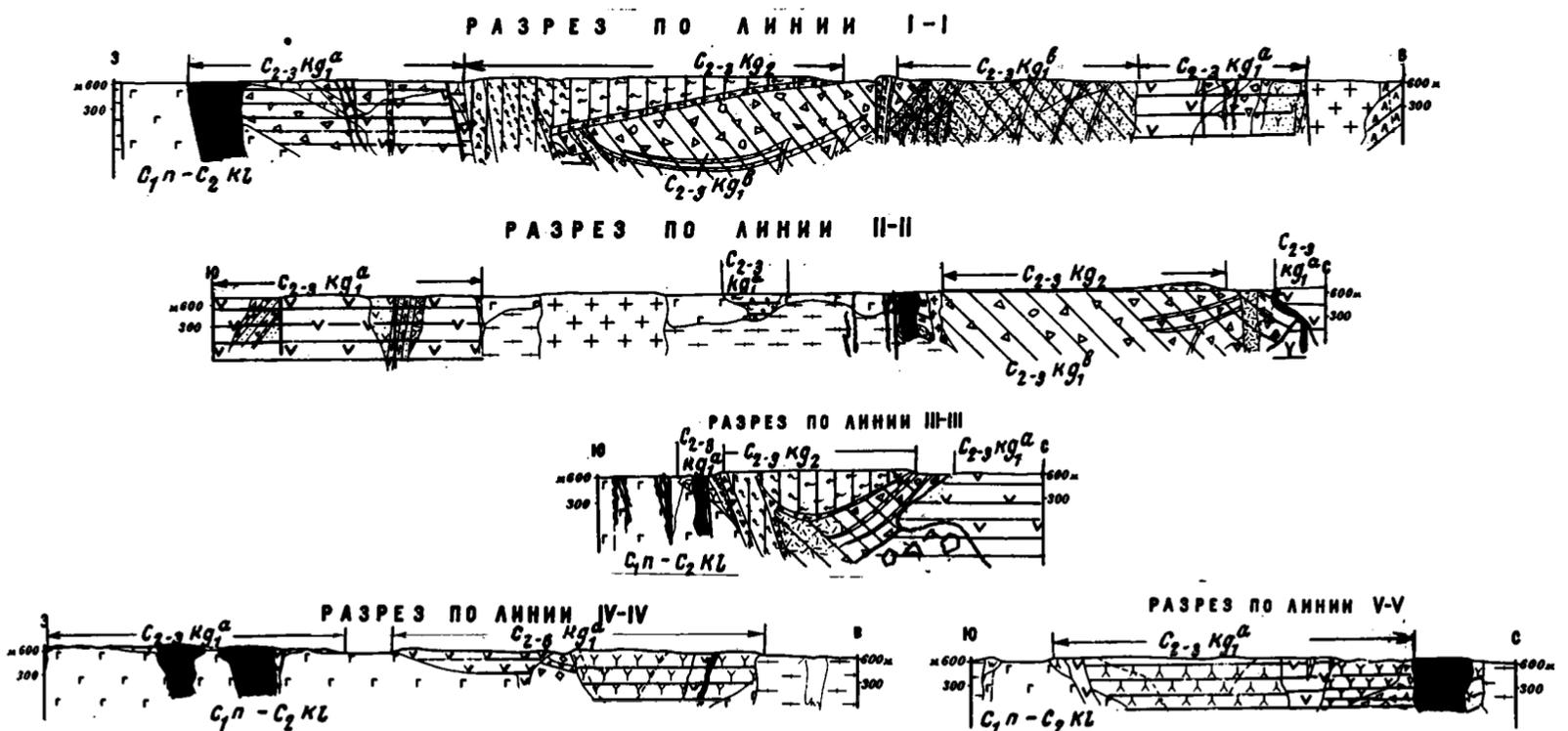
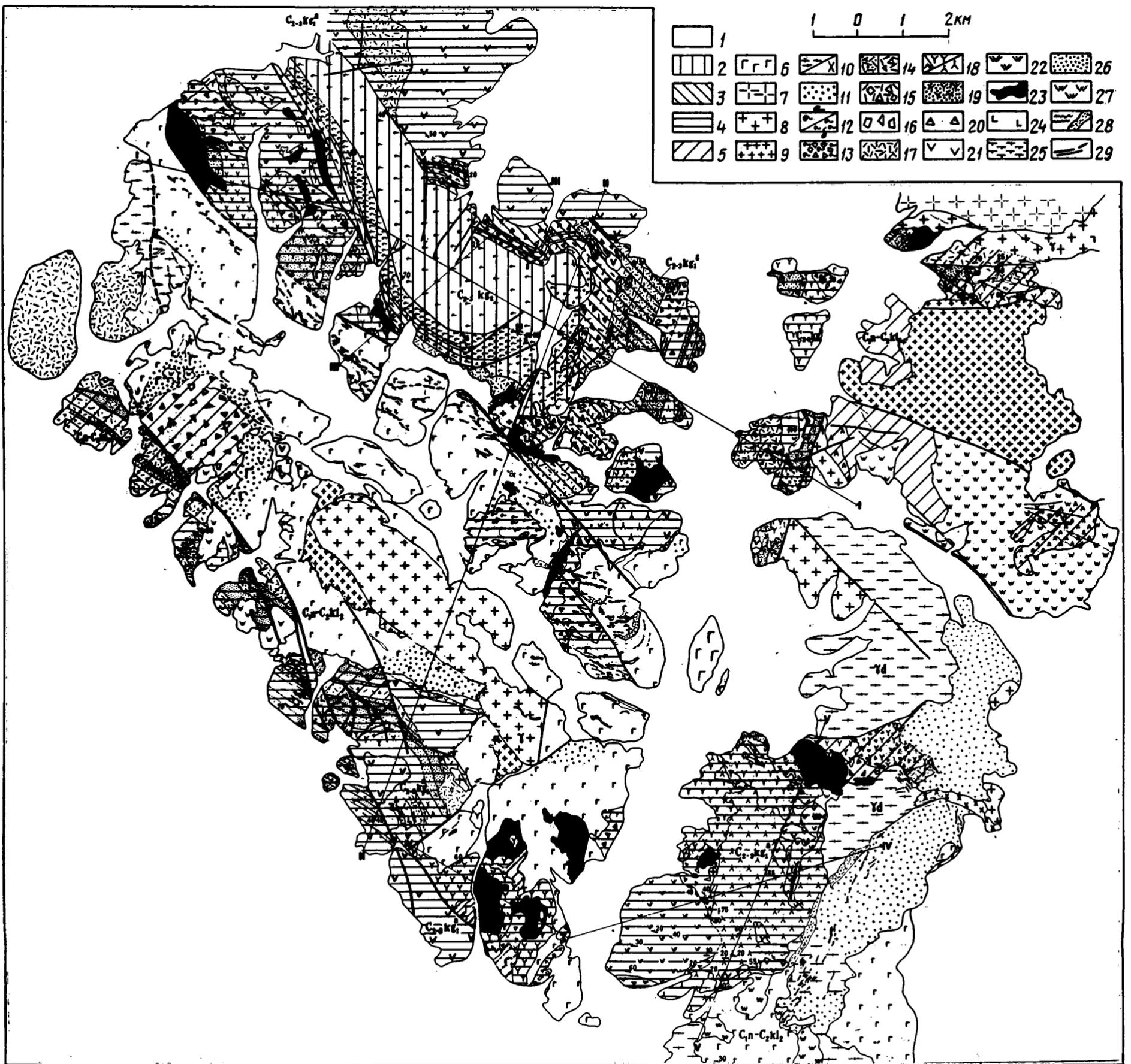
1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3-5 - песчанники: 3 - грубозернистые, 4 - среднезернистые, 5 - мелкозернистые; 6 - алевролиты; 7 - туфогенные песчанники и туфогенные гравелиты; 8 - аргиллиты; 9 - известняки; 10 - известковистые песчанники; 11 - андезито-базальты, их туфы и туфовые брекчии; 12-14 - породы андезитового состава: 12 - лавы, 13 - туфы, 14 - туфовые брекчии; 15-20 - породы дацитового состава: 15 - лавы дацитовых порфиров, 16 - лавы андезито-дацитовых порфиритов, 17 - туфы, 18 - туфовые брекчии, 19 - лавовые брекчии, 20 - иг-

нимбриты; 21-23 - породы трахидацитового состава: 21 - лавы, 22 - туфы, 23 - игнимбриты; 24-26 - породы липаритового состава: 24 - лавы, 25 - туфы, туфовые брекчии, 26 - игнимбриты; 27 - туффиты; 28 - пизолитовые туфы; 29 - яшмы; 30 - туфовые брекчии с потекшими обломками и игнимбритовидные брекчии; 31-33 - породы трахилипаритового состава: 31 - лавы, 32 - грубые лавовые брекчии жерловин, 33 - грубые агломератные брекчии; 34 - осадочные брекчии; 35 - места находок фауны и флоры; 36 - выходы верхнепалеозойских отложений на поверхность (на врезке); 37 - номера и местоположение разрезов



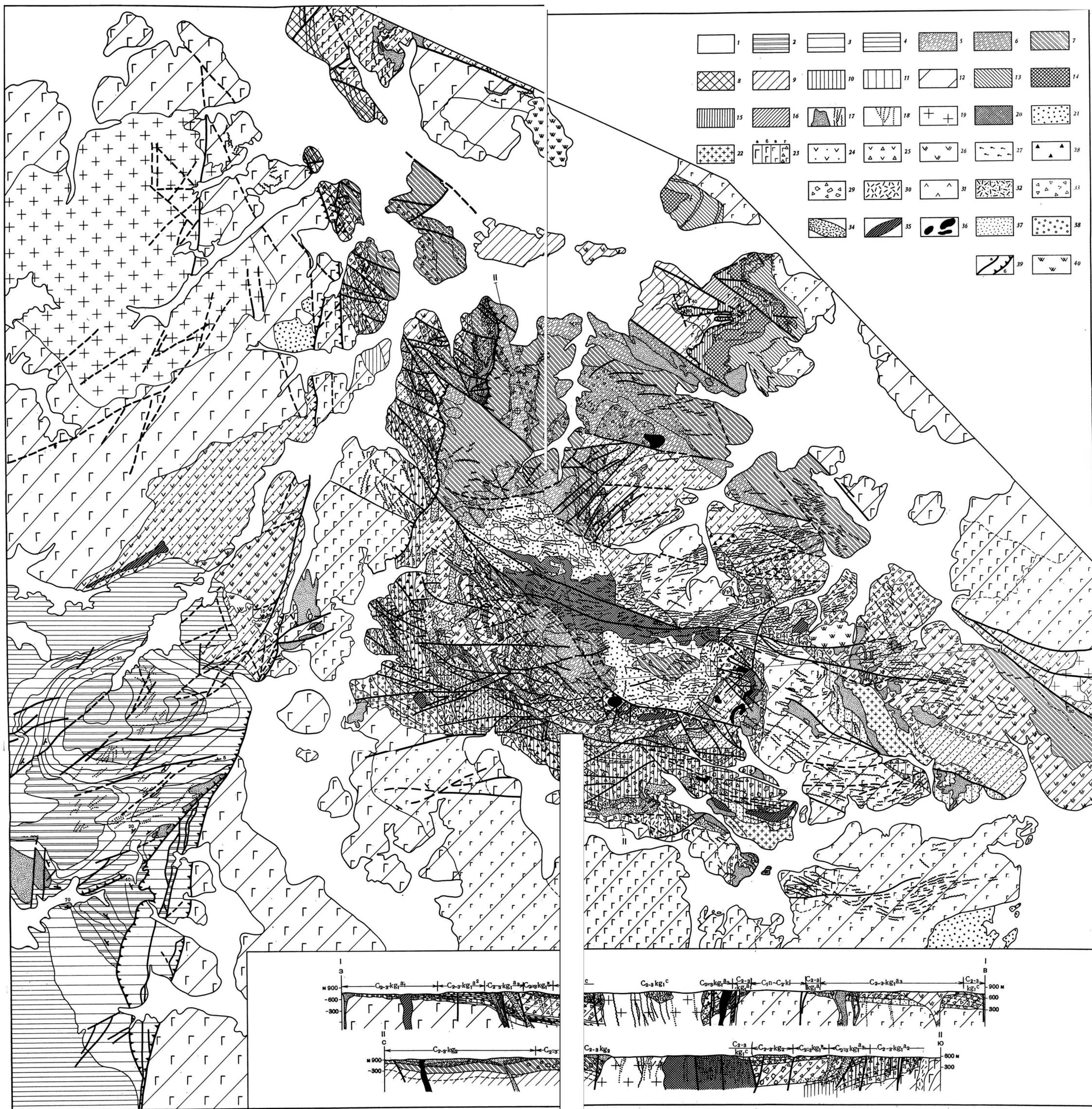
Фиг. 9. Геологическая карта южной части Музамбельской вулканотектонической депрессии (составила И.Г.Щерба с использованием материалов В. В. Коптевой)

1 - четвертичные отложения. Керегетаская свита: 2 - верхнекерегетаская подсвита, игнимбритовая ( $C_{2-3} kg_2$ ); 3, 4 - нижнекерегетаская подсвита: 3 - толща "в" ( $C_{2-3} kg_1^b$ ), 4 - толща "а" ( $C_{2-3} kg_1^a$ ). Калмакэмельская свита: 5 - третья подсвита ( $C_{1n} - C_{2kl_3}$ ); 6 - вторая подсвита, порфиритовая ( $C_{1n} - C_{2kl_2}$ ); 7 - дайки (а - диорит-порфиритов, б - граносиенит-порфиритов); 8, 9 - дополнительные интрузии: 8 - крупнокристаллические биотитовые граниты, 9 - аплитовидные биотитовые граниты; 10-14 - гранитоиды первой фазы: 10 - биотитовороговообманковые граниты, 11 - гранодиорит, 12 - адамеллит, 13 - фельдшпатизированный адамеллит, 14 - граносиенит, 15 - вторичные кварциты; 16 - игнимбритовидные лавы липаритовых порфиров, 17 - дацитовые порфиры (мелкопорфиритовые, крупнопорфиритовые, афиритовые тонкофлюидальные лавы); 18 - экструзии липарито-дацитовых порфиров; 19 - туфы (а - смешанного состава, б - дацитовых порфиров); 20 - туфовые брекчии (а - с уплощенными обломками, б - игнимбритовые); 21 - липаритовые порфиры; 22 - липарито-дациты; 23 - экструзия липарито-дацитов; 24 - туфы липарито-дацитов; 25 - туфовые брекчии; 26 - грубообломочные агломератные брекчии; 27 - лавовые брекчии жерловин; 28 - туфогенные песчаники; 29 - геологические границы (а - резкие, б - постепенные, в - интрузивные); 30 - крутые разломы (стрелками показано направление установленного сдвига); 31 - амплитуда горизонтального (L) и вертикального (h) смещений. Буквы на карте - зоны разломов: В - Восточная, Ц - Центральная, К - Карагузская, З - Западная



Фиг. 11. Геологическая карта гор Ушкызыл

1 - четвертичные отложения. Керегетасская свита: 2 - верхняя подсвита (игнимбриты липарито-дацитового состава); 3 - толща "в" нижней подсвита (липаритовые порфиры, их труфы и брекчии); 4 - толща "а" (игнимбриты, туфовые брекчии дацитовых порфиров). Калмакэмельская свита: 5 - верхняя подсвита (туфы и брекчии липарито-дацитовых порфиров); 6 - средняя подсвита (андезитовые порфириты). 7 - аляскитовые граниты акчатауского комплекса; 8-10 - саякский комплекс гранитоидов: 8 - биотитовые граниты, 9 - микрограниты, аплитовидные граниты, 10 - гранодиориты, диориты; 11 - зоны контактовых изменений, апикальные части интрузий; 12 - игнимбриты (а - покровы, б - рвушие тела); 13 - брекчированные игнимбриты; 14 - туфы и туфовые брекчии смешанного состава; 15 - грубообломочные туфовые брекчии кислого состава; 16 - грубообломочные туфовые брекчии смешанного состава; 17 - рвушие тела кварцевых порфиров; 18 - покровы плагиопорфиров; 19 - туфы плагиопорфиров; 20 - туфовые брекчии плагиопорфиров; 21 - дацитовые порфиры; 22 - крупнопорфировые андезито-дацитовые порфиры; 23 - лавовые брекчии в жерловинах; 24 - андезито-базальтовые порфириты; 25 - туффиты; 26 - туфопесчаники; 27 - кварциты; 28 - субвулканические дайки и штоки трахилипаритовых порфиров; 29 - разломы

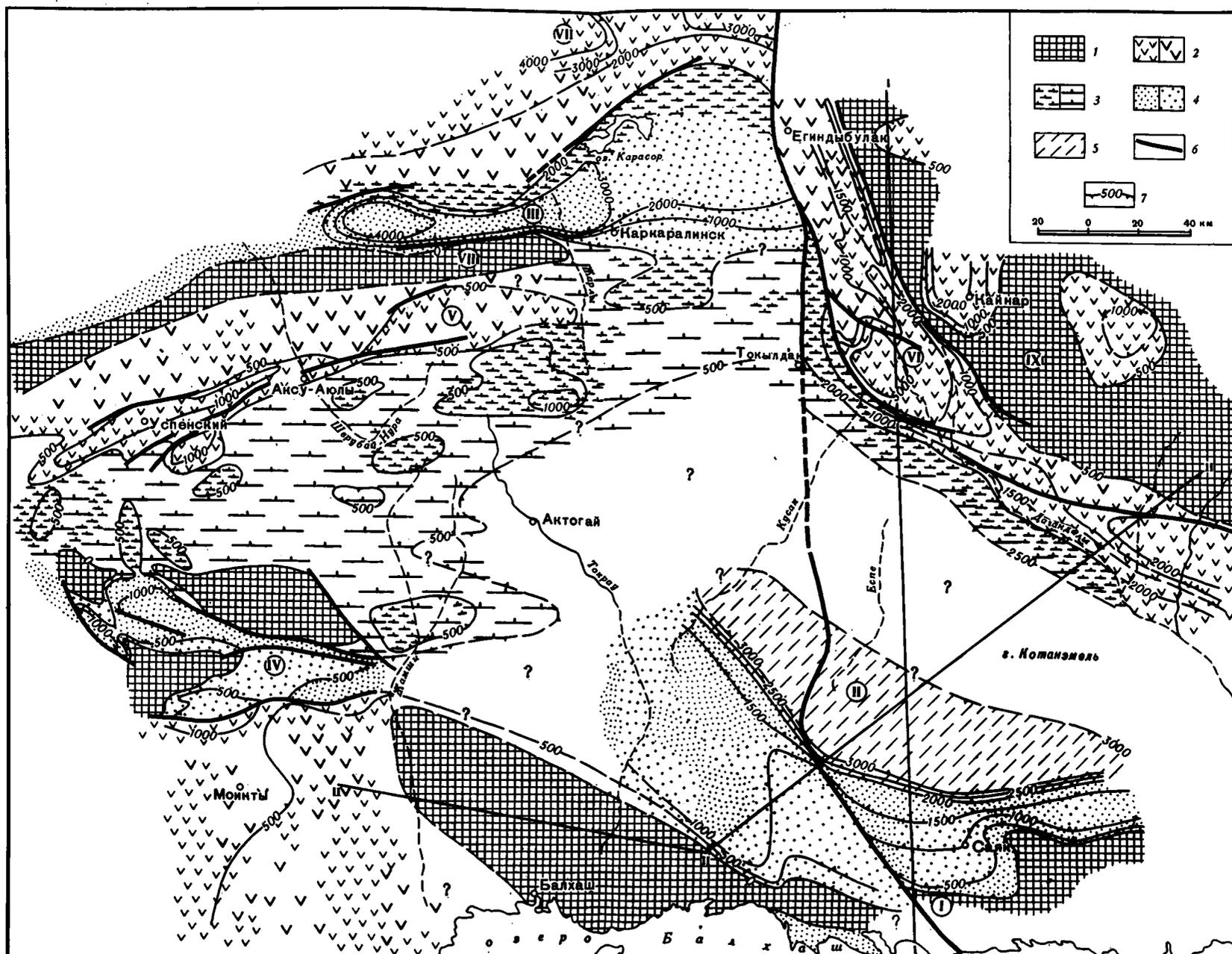


Фиг. 12. Геологическая карта гор Сарыоба

1 - четвертичные отложения. Архарлинская свита: 2 - третья подсвита,  $C_3-P_1a_3ch_3$  (литокластические туфы дацитов); 3 - вторая подсвита,  $C_3-P_1a_3ch_2$  (липариты и липарито-дациты, их туфы и игнимбриты с прослоями андезитовых порфиритов); 4 - первая подсвита,  $C_3-P_1a_3ch_1$  (туфовые брекчи, конгломераты, песчаники). Керегетасская свита: 5,6 - верхняя подсвита: 5 - горизонт "в",  $C_{2-3}kg_2^b$  (игнимбриты и туфы липаритов), 6 - горизонт "а",  $C_{2-3}kg_2^a$  (конгломераты, песчаники, грубые туфовые брекчи); 7-13 - нижняя подсвита: 7 - толща "с",  $C_{2-3}kg_1^c$  (трахиандезиты, андезиты, их туфы), 8 - толща "в",  $C_{2-3}kg_1^b$  (агломератные брекчи липаритовых порфиритов), 9-11 - толща "а": 9 - горизонт туфов и лав андезитовых порфиритов,  $C_{2-3}kg_1^a$ , 10 - горизонт игнимбритов, туфов, агломератных брекчи липаритовых порфиритов,  $C_{2-3}kg_1^{a2}$ , 11 - горизонт конгломератов и брекчи,  $C_{2-3}kg_1^1$ . 12 - калмакэмельская свита, ( $C_{1n}-C_2kl$ ), (андезитовые порфириты). 12-17 - отложения девонской системы: 13 - франкий ярус, пачка "а" ( $D_3I^a$ ), песчаники, алевриты, туффиты; 14 - франкий ярус, пачка "а" ( $D_3I^a$ ), известняки; 15 - живьско-франские

от 17

( $D_3I^a$ ), известняки, песчаники; 16 - живьский ярус ( $D_2gv$ ), андезитовые порфириты, известняки; пачка "а" ( $D_3I^a$ ), известняки, песчаники; 17 - живьско-франские интрузии трахилипаритовых порфиритов. 18 - дайки диорит-порфиритов; 19-22 - гранитоидного комплекса: 19 - гранодиориты, 20 - граносиениты, 21 - кровельная часть интрузива; 22 - гранит-3 - андезитовые порфириты (а - роговообманковые, б - плагноклазовые, в - роговообманково-биотитовые порфириты); 23 - крупнопорфиритовые андезит-дацитовые порфириты; 24 - туфы андезит-дацитовых порфиритов; 25 - туфовые брекчи андезитовых порфиритов; 26 - крупнопорфиритовые андезит-дацитовые порфириты лавовых куполов; 27 - и; 28 - брекчи с расщепленными обломками; 29 - агломератные брекчи; 30 - крупнопорфиритовые иловых порфиритов; 31 - тонкие флюидальные лавы липаритовых порфиритов; 32 - туфы липаритовых порфиритов; 33 - тонкофлюидальные лавы и лавовые брекчи липаритовых порфиритов; 34 - андезит-базальты субвулканических интрузий; 35 - андезит-базальты субвулканических интрузий; 36 - лавовые лавины; 37 - туфогенные песчаники; 38 - конгломераты, гравелиты; 39 - разломы (а - крутоспадающие, б - пологие); 40 - вторичные кварциты

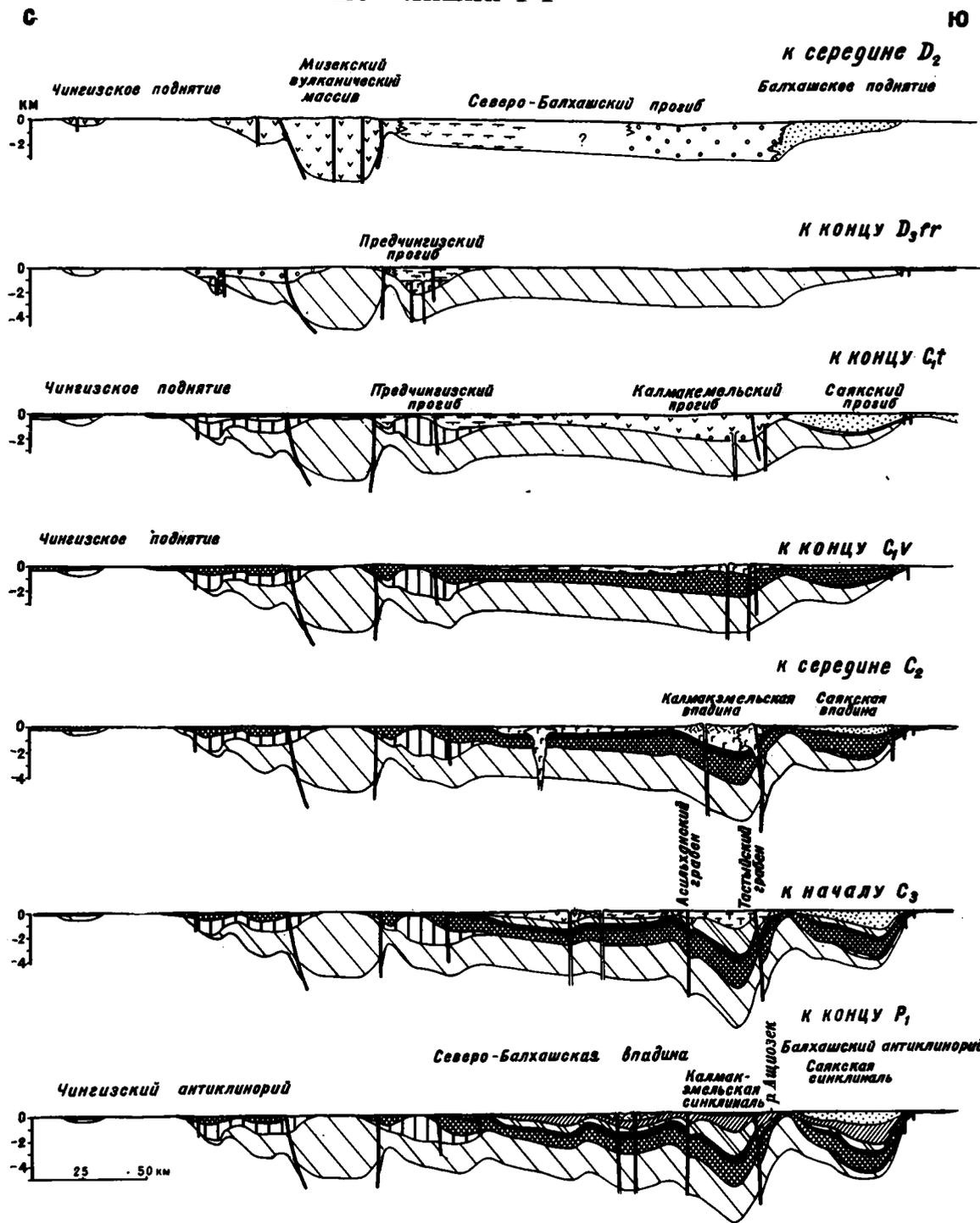


Фиг. 17. Фашии и мощности отложений нижнего девона и эйфеля (по данным М.И.Александровой, Н.В.Аксаментовой, Р.М.Антонюка, Н.Р.Асатуллаева, Г.И.Бедрова, В.Ф.Беспалова, А.А.Богданова, В.А.Вахрамеева, Н.К.Двойченко, М.Л.Дороховой, Б.Я.Журавлева, Я.Г.Каца, В.Я.Кошкина, К.Г.Куликовского, Л.Г.Никитиной, А.К.Мясникова, М.Б.Мычника, Н.А.Пупышева, Е.В.Рыбалтовского, А.И.Суворова, В.Г.Трифонова, Е.П.Успенского, Н.П.Четвериковой, Л.Ф.Харченко, М.Н.Шербаковой, В.И.Яговкина и наблюдениям автора)

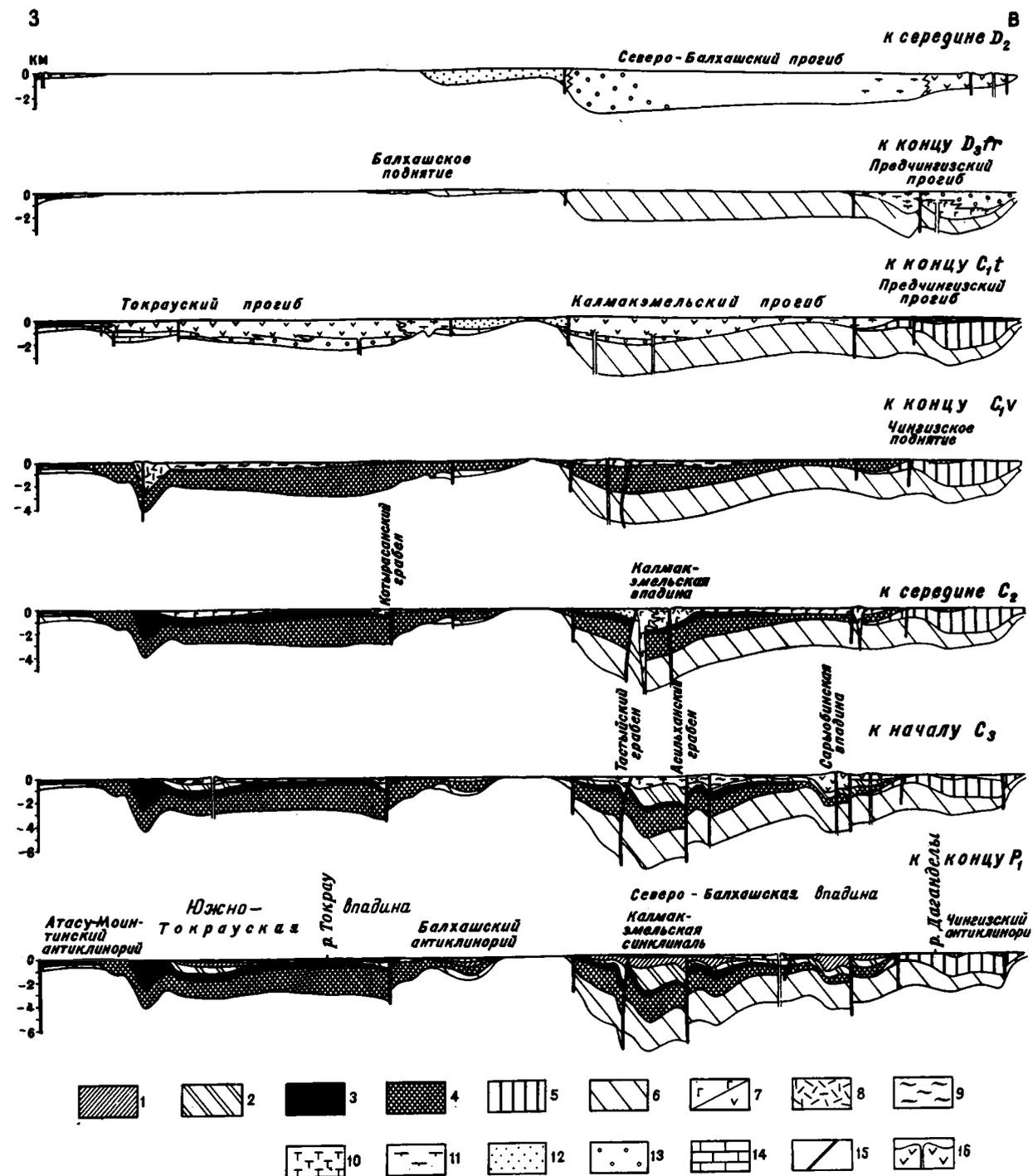
1 - области поднятий; 2 - области накопления континентальных эффузивов<sup>1</sup> смешанного состава; 3 - то же, прибрежно-морских вулканогенно-терригенных отложений; 4-5 - то же, морских терригенных отложений: 4 - песчано-алевритовые отложения, 5 - крупнообломочные породы Когалыджайдак-Тюлькулинской зоны; 6 - тектонические нарушения; 7 - изопакиты (мощности даны в метрах, зубчики обращены в сторону больших мощностей). Цифры на карте: I - Итмурундинское поднятие; II - Прибалхашский прогиб; III - Нуринский прогиб; IV - Аксоран-Акжалский прогиб; V - Успенская вулканическая впадина; VI - Мизекская вулканическая впадина; VII - Семизбугинская вулканическая впадина; VIII - Тектурмасский антиклинорий; IX - Чингизский антиклинорий

<sup>1</sup> Здесь и на рис. 19-25 более частым знаком показаны выходы на поверхность данных отложений.

ПО ЛИНИИ I-I



ПО ЛИНИИ П-П



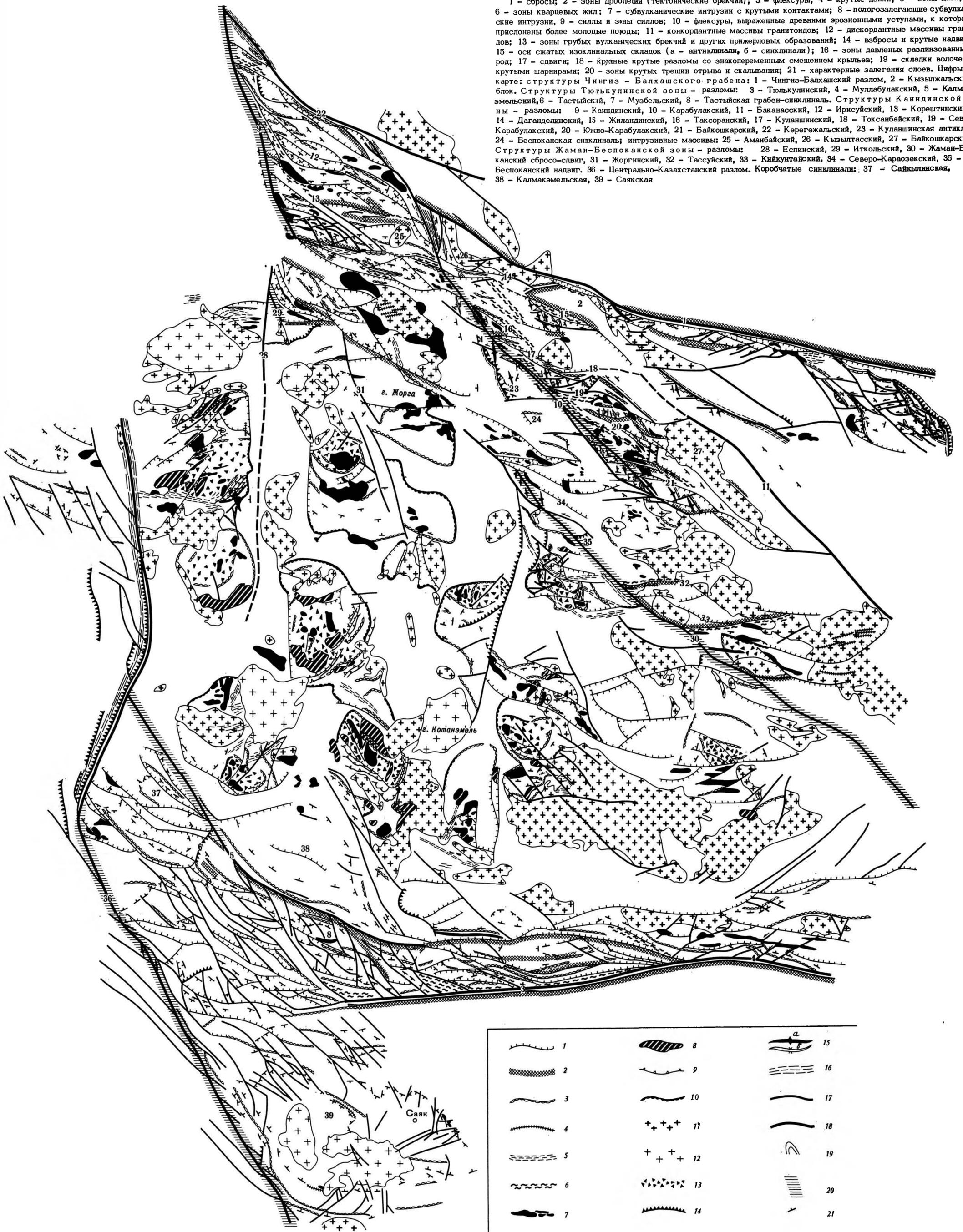
Фиг. 18. Палеоструктурные профили

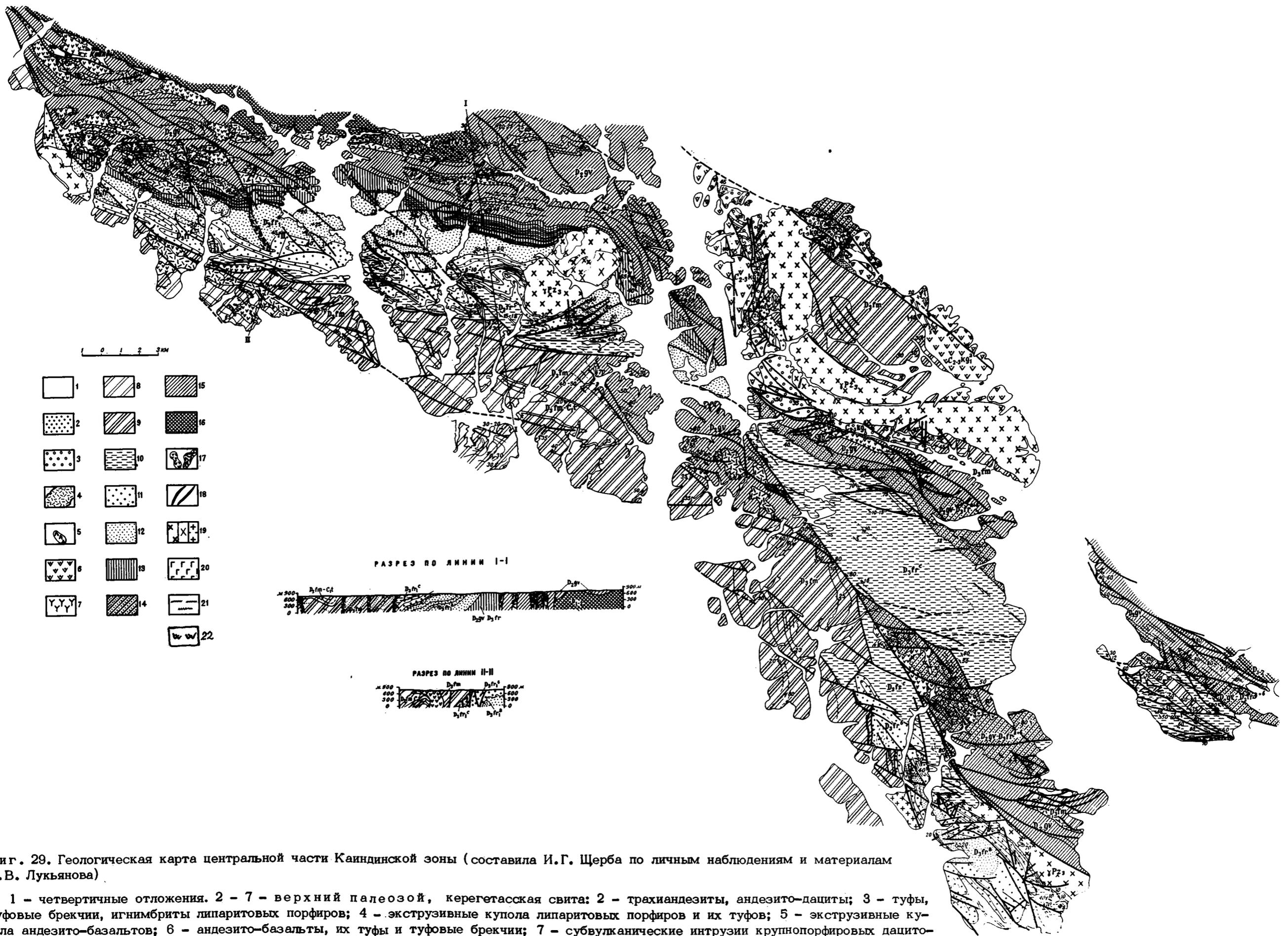
1 - отложения керегетасской свиты; 2 - отложения калмакэмельской свиты; 3 - отложения каркаралинской свиты; 4 - отложения фаменского и турнейского веков; 5 - отложения живетского и франского веков; 6 - отложения нижнего

девона и эйфеля; 7 - андезитовые порфириды; 8 - кварцевые порфиры; 9 - игнимбриты; 10 - туфы, туфопесчаники; 11 - вулканогенно-осадочные породы; 12 - песчаники, алевролиты; 13 - гравелиты, грубозернистые песчаники; 14 - известняки; 15 - разломы; 16 - вулканы

Фиг. 28. Основные элементы подпалеозойской структуры Северного Прибалхашья

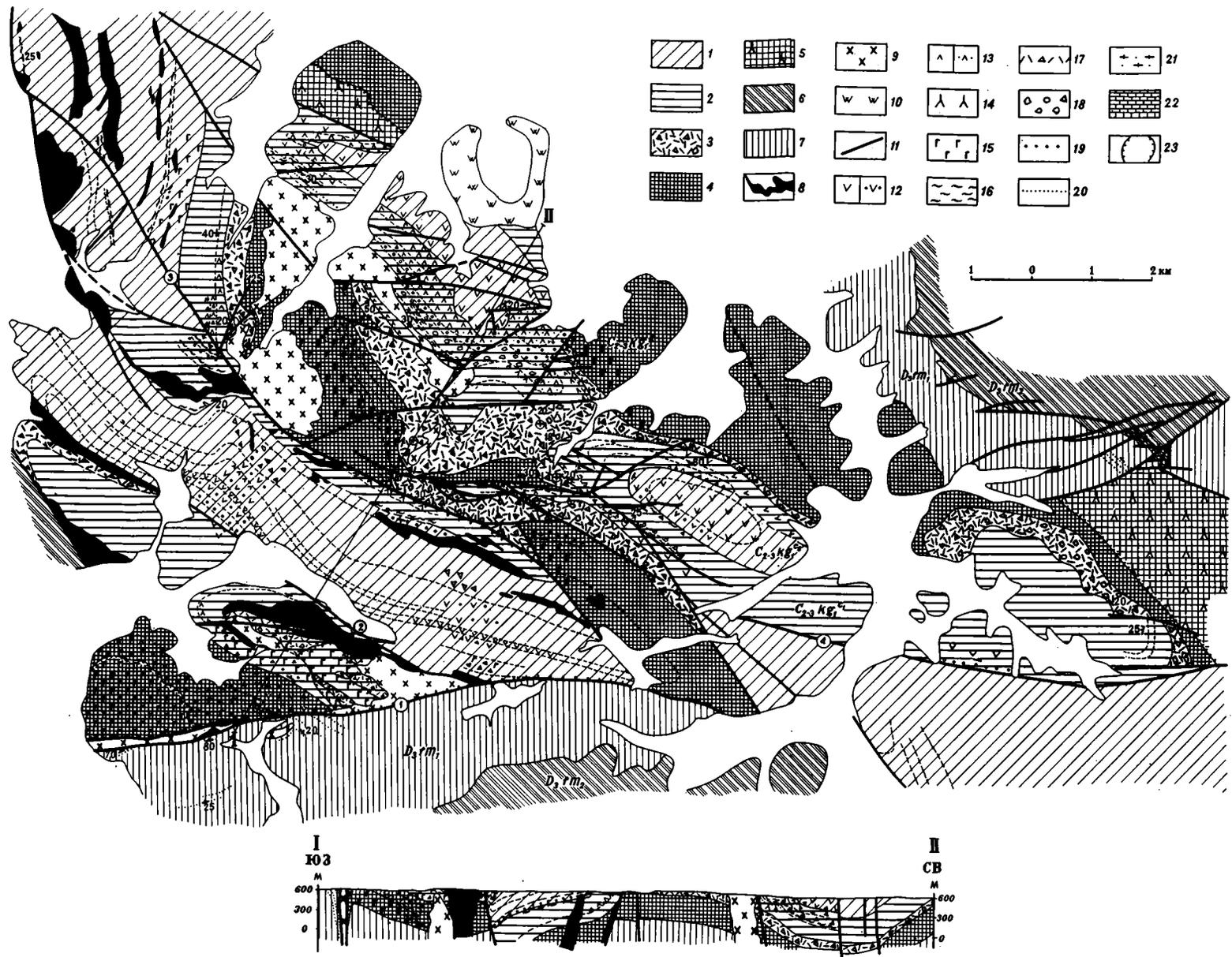
1 - сбросы; 2 - зоны дробления (тектонические брекчии); 3 - флексуры; 4 - крутые дайки; 5 - зоны даек; 6 - зоны кварцевых жил; 7 - субвулканические интрузии с крутыми контактами; 8 - пологозалегающие субвулканические интрузии, 9 - силлы и зоны силлов; 10 - флексуры, выраженные древними эрозионными уступами, к которым приклонены более молодые поюды; 11 - конкордантные массивы гранитоидов; 12 - дискордантные массивы гранитоидов; 13 - зоны грубых вулканических брекчий и других прижерловых образований; 14 - взбросы и крутые надвиги; 15 - оси сжатых изоклинальных складок (а - антиклинали, б - синклинали); 16 - зоны давленных разлинзованных пород; 17 - свиги; 18 - крутые крутые разломы со знакопеременным смещением крыльев; 19 - складки волочения с крутыми шарнирами; 20 - зоны крутых трещин отрыва и скальвания; 21 - характерные залегания слоев. Цифры на карте: структуры Чингиз - Балхашского грабена: 1 - Чингиз-Балхашский разлом, 2 - Кызылжалский блок. Структуры Тюлькулинской зоны - разломы: 3 - Тюлькулинский, 4 - Муллабулакский, 5 - Калмак-эмельский, 6 - Тастыйский, 7 - Музельский, 8 - Тастыйская грабен-синклиналь. Структуры Каиндинской зоны - разломы: 9 - Каиндинский, 10 - Карабулакский, 11 - Баканаский, 12 - Ирисуйский, 13 - Корештинский, 14 - Дагаделинский, 15 - Жиландинский, 16 - Таксоранский, 17 - Куланшинский, 18 - Токсанбайский, 19 - Северо-Карабулакский, 20 - Южно-Карабулакский, 21 - Байкошкарский, 22 - Керегежалский, 23 - Куланшинская антиклиналь, 24 - Беспоканская синклиналь; интрузивные массивы: 25 - Аманбайский, 26 - Кызылтасский, 27 - Байкошкарский. Структуры Жаман-Беспоканской зоны - разломы: 28 - Еспинский, 29 - Иткольский, 30 - Жаман-Беспоканский сбросо-сдвиг, 31 - Жоргинский, 32 - Тассуйский, 33 - Кийкунтайский, 34 - Северо-Караозекский, 35 - Жаман-Беспоканский надвиг. 36 - Центрально-Казахстанский разлом. Коробчатые синклинали; 37 - Сайкылынская, 38 - Калмакэмельская, 39 - Саякская



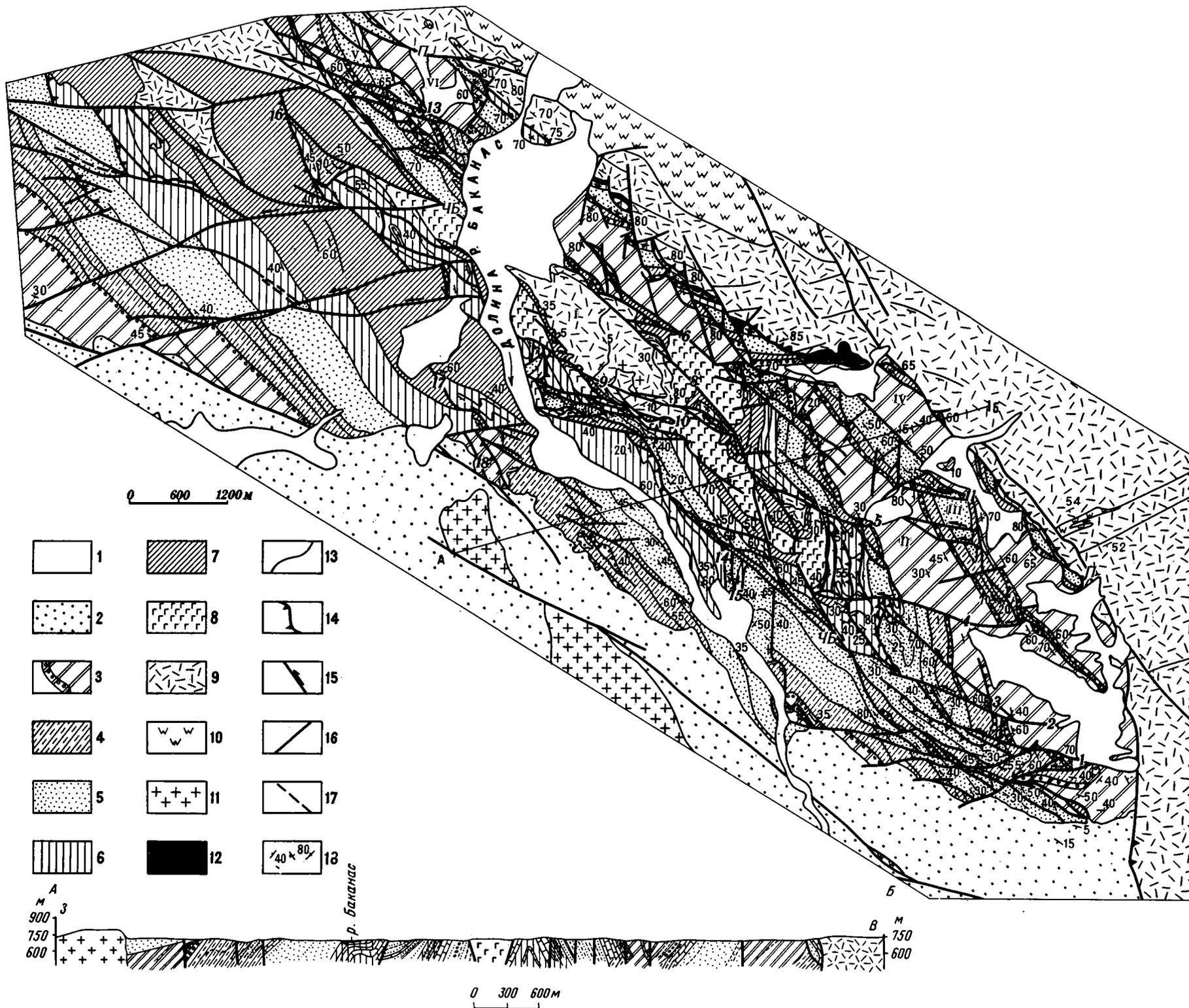
Фиг. 29. Геологическая карта центральной части Кайндинской зоны (составила И.Г. Щерба по личным наблюдениям и материалам А.В. Лукьянова)

1 - четвертичные отложения. 2 - 7 - верхний палеозой, керегетасская свита: 2 - трахиандезиты, андезито-дациты; 3 - туфы, туфовые брекчи, игнимбриты липаритовых порфиров; 4 - экструзивные купола липаритовых порфиров и их туфов; 5 - экструзивные купола андезито-базальтов; 6 - андезито-базальты, их туфы и туфовые брекчи; 7 - субвулканические интрузии крупнопорфировых дацитовых порфиров. 8-17 - средний палеозой: 8 - фаменско-турнейские отложения (туфогенные песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнистые сланцы); 9 - нижнефаменские отложения (красноцветные песчаники); 10-15 - отложения живетского и франского ярусов: 10 - алевролитовая пачка, "d", 11-верхняя кремнистая пачка, "с", 12-терригенная пачка, "b", 13-нижняя кремнистая пачка, "а", 14-нерасчлененные пачки "а", "в", "с", 15 - живетский ярус (туфы смешанного состава, туфогенные песчаники, алевролиты); 16 - нижний девон - эйфельский ярус (? , песчаники, гравелиты, алевролиты, туфы смешанного состава; 17 - девонские субвулканические интрузии андезитового и липаритового состава. 18 - верхнепермская серия даек трахилипаритовых порфиров; 19 - граниты саякского комплекса; 20 - серпентиниты, габбро; 21 - зоны дробления и рассланцевания; 22 - вторичные кварциты



Фиг. 30. Геологическая карта гор Котей

1-5 - керегетасская свита: 1 - толща "с", массивные андезитовые порфиры, 2,3 - толща "в": 2 - пачка слоистых туфов и туфовых брекчий дацитовых порфиров, конглобрекчий, 3 - пачка грубых брекчий липаритовых порфиров; 4 - толща "а" - андезитовые порфиры, их туфы, туфоконгломераты, 5 - экструзии дацитовых порфиров; 6-7 - фаменский ярус: 6 - известняки, туффиты, кремнистые сланцы, 7 - красноцветные песчаники; 8 - верхнепалеозойские субвулканические интрузии трахилипаритовых порфиров; 9 - гранодиориты; 10 - вторичные кварциты; 11 - разломы; 12 - биотитовые андезито-дацитовые порфиры, миндалекаменные порфиры; 13 - дацитовые порфиры, их туфы; 14 - крупнопорфировые дацитовые порфиры интрузивного облика; 15 - черно-фиолетовые андезитовые порфиры, часто афировые; 16 - игнимбриты; 17 - туфовые брекчий липаритовых порфиров; 18 - грубые брекчий; 19 - конгломераты; 20 - песчаники; 21 - известковистые песчаники; 22 - известняки; 23 - границы экструзий



Фиг. 32. Геологическая карта восточной половины Чубартауской зоны разломов и складок (составила И.Г. Щерба с использованием материалов А.В. Лукьянова и В.Г. Трифонова)

1 - четвертичные отложения; 2 - верхнепалеозойские эффузивы; 3-9 - девонские отложения: 3 - терригенная толща ( $D_{3fr} - C_{1t}$ ), 4 - верхняя известняковая пачка ( $D_{3fr}^b$ ), 5 - терригенная пачка ( $D_{3fr}^a$ ), 6 - нижняя известняковая пачка ( $D_{2gv} - D_{3fr}$ ), 7 - вулканогенно-терригенная толща ( $D_{2gv}$ ), 8 - субвулканические тела андезитовых порфиров, 9 - эффузивы кайдаульской свиты ( $D_{1-2}$ ); 10 - вторичные кварциты; 11 - позднепалеозойские граниты; 12 - кислые субвулканические тела; 13 - стратиграфические границы; 14 - надвиги и взбросы; 15 - сдвиги; 16 - сбросы; 17 - зоны дробления; 18 - элементы залегания слоев. Цифры на карте 1-18, I-VI - см. в тексте, ЧБ - Чубартауский разлом, П - Пограничный разлом

Шерба И.Г. ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЛХАШЬЯ. ТРУДЫ ГИН АН СССР, вып. 249. М.,  
"НАУКА", 1973.

На основании фациального и структурного анализов в герцинидах Северо-Балхашской вулканической впадины и ее обрамления выделены два типа структур и показана различная роль магматического и тектонического факторов в их формировании, а также весьма неодинаковое соотношение горизонтальных и вертикальных движений при формировании структур внутри впадины и на ее окружении. Анализ структур проведен парагенетическим методом: выделены характерные парагенезисы структур (т.е. определенные устойчивые комплексы структур, обладающие специфической морфологией и составляющие естественные тектонические зоны), установлены закономерности их взаиморасположения и характер структурного рисунка, что и позволило подойти к вопросу о механизме образования структур. Отмечено, что в некоторые парагенезисы структур входят определенные полезные ископаемые. Показано, что структуры Северного Прибалхашья на протяжении геосинклинального и орогенного этапов развивались по единому плану, сохраняя основные тенденции и направления тектонических движений, а пространственное распределение зон разных деформаций обусловлено первичной неоднородностью региона, связанной с глубинными процессами.

Библ. 182 назв. Илл. 41.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),  
академик В.Б. Меннер, Т.Г. Павлова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

академик А.В. Пейве

Editorial board:

academician A. V. Peive (editor-in-chief),  
academician V. B. Mennner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

Responsible editor

academician A. V. Peive

В современной геологической науке остро стоит вопрос о роли горизонтальных и вертикальных движений в структурообразовании и магматическом процессе. В связи с этим важно знать строение крупных областей вулканизма, соотношение их структуры со структурами окружающих территорий, роль вулканизма при формировании вулканических впадин, роль разломов в их строении и развитии и многое другое. Интерес к этим проблемам велик и потому, что в последнее время была обнаружена связь некоторых полезных ископаемых с прижерловыми образованиями и определенными зонами вулканотектонических структур.

В предлагаемой работе приведены результаты специального изучения структуры Северного Прибалхашья, где расположена крупная Северо-Балхашская вулканическая впадина, являющаяся частью верхнепалеозойского вулканического пояса Центрального Казахстана. Задачей автора было выяснить основные закономерности развития и происхождения тектонической структуры этой впадины. В работе рассмотрены вопросы о роли вулканического и тектонического процессов в формировании структуры впадины и ее окрестностей, о характере и времени проявления разрывных дислокаций в истории ее развития, о проявлениях горизонтальных и вертикальных тектонических движений. Кроме того, изложены некоторые материалы методического характера.

Северо-Балхашская впадина была выбрана в качестве объекта исследования потому, что она является очень характерной, четко очерченной структурой вулканического пояса, вулканическая деятельность в которой приурочена к позднему палеозою, т.е. к тому времени, когда на окружающих территориях происходило интенсивное структурообразование, оформившее современный структурный план региона. Важно также, что на окружающих впадину территориях А.В.Пейве, А.В.Лукьянов, В.Г.Трифонов, Я.В.Кошкин и др. обнаружили проявления горизонтальных тектонических движений того же возраста. Вместе с тем даже на крупномасштабных картах видно, что внутренняя структура впадины существенно отличается от структуры ее обрамления, на что обращали внимание многие исследователи Казахстана (Н.Г.Кассин, Н.С.Шатский, Н.Г.Маркова, В.Ф.Беспалов, Г.Н.Шерба, А.В.Пейве и др.). Н.Г.Кассин видел причину малой дислоцированности отложений во впадине в близости жесткого фундамента, Н.С.Шатский – в удаленности от краев синклинального прогиба, где обнажаются толщи, которые подверглись более длительной деформации. А.В.Пейве считал, что складчатость неравномерно распределяется по площади, так как сосредоточена в основном в краевых частях неравномерно перемешающихся блоков. Балхашский блок он приводил в качестве примера области с первично-перекрестным строением, где проявлена складчатость сдвига.

Данная работа представляет первую попытку систематически подойти к решению вопроса путем сравнительного изучения тектонических структур внутри впадины и на ее окружении. Для проведения исследования надо было восстановить время развития и окончательного оформления структур, а также изучить их морфологию. Эти задачи решались методами фациального и структурного анализов.

Автор подробно изучил и сопоставил многочисленные разрезы средне- и верхнепалеозойских отложений района, провел анализ их фаций и мощностей и составил палеотектонические схемы для ряда возрастных интервалов. При изучении морфоло-

гии тектонических структур был применен парагенетический анализ. Выделение парагенезисов структур (т.е. определенных устойчивых комплексов структур, обладающих специфической морфологией и составляющих естественные тектонические зоны) позволило наметить закономерности в их пространственном расположении и подойти к вопросу о механизме их образования. Обнаруженные при этом два типа структурных рисунков, развитых в Северо-Балхашской впадине и ее окрестностях, свидетельствуют о весьма различном соотношении горизонтальных и вертикальных движений при формировании структур внутри впадины и за ее пределами. Выделенные парагенезисы структур могут быть использованы и в практических целях, так как с некоторыми из них ассоциируют определенные полезные ископаемые. Так, например, в первый парагенезис (см. стр.139) входят структуры, перспективные для поисков полиметаллических месторождений, а с четвертым парагенезисом связаны тела вторичных кварцитов, интересные с точки зрения некоторых других полезных ископаемых. Многочисленные примеры таких ассоциаций обнаруживаются в литературе (Дубинин, 1971; Кошелев, 1971; Кудрявцев, Семина, Попов, 1971; Чуриков, 1959). Главнейшие структурные элементы и парагенезисы структур изображены на составленной автором карте основных элементов позднепалеозойской структуры Северо-Балхашского синклиория. Для ряда важных структур составлены детальные карты, а для всего Северного Прибалхашья - среднемасштабная геологическая карта, которая значительно детализирована и уточнена по сравнению с ранее существовавшими картами того же масштаба.

Работа опирается на материалы, полученные автором при полевых исследованиях 1959-1968 гг. В ней использованы также результаты тематических исследований сотрудников Геологического института В.В.Коптевой, В.Г.Трифоновой, А.В.Лукьянова. Кроме того, привлечен большой литературный материал и данные государственных геологических съемок разного масштаба, проходивших под руководством В.Ф.Беспалова, М.Б.Мычника, В.Я.Кошкина, И.А.Аниязова, Н.А.Севрюгина, В.Г.Тихомирова, Л.М.Скляренко, В.Д.Стеркина, Н.И.Лебеда, М.Б.Лившица, А.К.Мясникова, П.П.Тихонова.

Работа выполнена под руководством академика А.В.Пейве, которому автор приносит свою благодарность. Большую помощь при ее проведении оказал А.В.Лукьянов, за что автор ему глубоко признателен. Автор выражает благодарность В.В.Коптевой, В.Г.Трифоновой, Н.А.Штрейсу, А.А.Моссаковскому, Н.Г.Марковой, К.А.Клидину, М.С.Нагибиной, Е.Н.Меланхолиной, Т.В.Молчановой, А.С.Рассказову, К.А.Шепонниковой за критические советы и помощь в работе.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ  
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Первое систематическое описание тектоники Северного Прибалхашья составил М.П.Русаков (1933). Он выделил Северо-Балхашскую впадину, сложенную магматическими породами, возраст которых был определен как позднедевонский, и обрамляющие ее антиклинории, образованные преимущественно осадочными породами протерозоя, нижнего и среднего палеозоя. М.П.Русаков отметил, что складки в эффузивах Северо-Балхашской впадины шире и положе, чем в осадочных породах на антиклинориях. Большое значение в формировании структур региона он придавал дизъюнктивным дислокациям, отмечая ведущую роль тангенциальных напряжений.

Крупнейший исследователь Казахстана Н.Г.Кассин вслед за М.П.Русаковым развил идею о существовании в Казахстане мощных зон смятия и зон разломов, являющихся структурными единицами первого порядка. Однако в противовес М.П.Русакову Н.Г.Кассин считал (1934; Геология СССР, т. 20, 1941), что каледонский и герцинский структурные планы резко различаются, и рассматриваемый район предполагается в области наиболее резко проявленного пересечения одних структур другими.

К основным элементам структуры Н.Г.Кассин относил геосинклинальные области, подвижные шельфы, платформы и континенты. Первые характеризовались мощными осадками, интенсивными смятиями. Две последние - маломощными осадками и дислокациями в форме куполов, брахискладок, флексур, разрывов. Шельфы несут переходные черты строения. Все эти структуры представлялись Н.Г.Кассину в виде узких полос, конфигурация которых на разных этапах развития резко менялась. Так, в нижнем палеозое к западу от Токрауского синклинория чередовались геосинклинали и платформы, вытянутые в меридиональном направлении. В среднем и верхнем палеозое там наряду с меридиональными структурами возникли широтные и северо-западные геосинклинали, пересекающие древние формы почти под прямым углом. На месте Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев вплоть до верхнего палеозоя существовала платформа.

В дальнейшем по мере получения новых данных по стратиграфии многие представления Н.Г.Кассина, основанные на палеогеографических построениях, были отвергнуты, так как они не соответствовали вновь обнаруженным фактам<sup>1</sup>. Но ценным в его работе было то, что он обратил внимание на разнонаправленность структур Центрального Казахстана, отметил их торцовое сочленение. Вторым существенным моментом в его построениях был вывод о том, что и в герцинский, и каледонский этапы одновременно сосуществовали, чередуясь в пространстве, структуры с разным режимом осадконакопления и стилем деформаций. Ведущую роль в распределении разных структур он отводил влиянию "жестких" консолидированных массивов.

Огромную роль в изучении тектоники Северного Прибалхашья сыграли работы Казахского филиала АН СССР, предпринятые в 1936-1939 гг. по инициативе А.Д.Архангельского. В них принимали участие В.А.Вахрамеев, В.И.Гоньшакова, В.С.Дмит-

<sup>1</sup> В 50-х годах Н.Г.Кассин несколько изменил свои представления о геологии Северного Прибалхашья и признал (1947), что там, несмотря на существование платформ, в девоне накопились осадки мощностью до 3000 м.

риевский, О.Н.Линчевская, Д.Ф.Логинов, И.П.Новохатский, В.М.Сергиевский, В.М.Лазуркин, Б.А.Чухин, Н.Г.Маркова, Н.Н.Воскресенская, впервые проводившие сплошную геологическую съемку на всей интересующей нас территории. Были выделены крупнейшие структуры региона: Балхашский и Чингизский антиклинории, Балхашский синклиниорий (Вахрамеев, 1941, 1945; Русаков, Сергиевский, 1941).

В.М.Сергиевский, изучавший разрезы внутренних частей синклинория, пришел к заключению, что там суммарная мощность девонско-каменноугольных преимущественно вулканогенных отложений, не разделенных значительными угловыми несогласиями, достигает 15-16 км. В.А.Вахрамеев же установил, что на Балхашском антиклинории развиты терригенные отложения палеозоя, внутри разреза которых в основании силурийских и верхнедевонских отложений появляются угловые несогласия, а суммарная мощность девонско-каменноугольных пород составляет лишь 4 км. На Чингизском антиклинории внутри девонских отложений (1000-1200 м) Н.Г.Маркова и В.И.Гоньшакова также отмечали перерывы и угловые несогласия. Таким образом, эти работы, базировавшиеся на детальных стратиграфических исследованиях, опровергли представления Н.Г.Кассина, доказав, что в течение среднего и позднего палеозоя в центральной части Северного Прибалхашья (на месте платформы Н.Г.Кассина) развивался синклиниорий, на севере и юге ограниченный поднятиями с сокращенным разрезом осадочных толщ.

Подводя итоги исследований 30-х годов, Н.С.Шатский в 1938 г. выдвинул противоположную кассинской концепцию развития структуры Центрального Казахстана. В критике взглядов Н.Г.Кассина он отметил, что герцинские складки унаследовали каледонские. Структуры разного направления, наблюдавшиеся Н.Г.Кассиным, являются одновременными образованиями. Складки как древнего палеозоя, так и неопалеозоя не имеют выдержанного линейного простирания. Они резко изгибаются, изменяя нередко широтные простирания на меридиональные, и часто виргируют. Виргация заключается в переходе от сжатых антиклинальных полос к широким мульдам. Все крупные синклиналильные прогибы (Тенизский, Северо-Балхашский, Абралинский, Карагандинский)<sup>1</sup> приурочены к центрам крупных виргаций. Н.С.Шатский, отрицавший тезис Н.Г.Кассина о том, что резкие изгибы складчатости в Казахстане связаны с влиянием жестких массивов писал: "и виргации, и прогибы генетически связаны друг с другом, причем обширное и длительное прогибание, по-видимому, является условием для образования виргации" (1964, стр. 671). Он отмечал, что все виргации, резкие изгибы складок и глубокие прогибы распределены на площади Казахской складчатой страны не случайно, а подчиняются определенным закономерностям: в центре страны направление виргаций западное и северо-западное, на западе - меридиональное.

В 1948 г. был издан I том "Тектоники СССР", составленный участниками Казахстанской экспедиции АН СССР 30-х годов. В нем была опубликована статья Н.Г.Марковой, которая рассматривала морфологию, историю развития Чингизского антиклинория и предлагала схему его тектонического расчленения. Рассматривая сопряженные с ним Иртышскую и Северо-Балхашскую синклиналильные зоны, Н.Г.Маркова отмечала, что они построены значительно проще геоантиклинальной зоны. Причем краевые части Северо-Балхашского синклинория по тектоническому плану представляют область, переходную между разными зонами, и в структурном отношении отличны от центра синклинория, для которого характерна слабая дислоцированность толщ. Периферия свойственны большая интенсивность пликтивных дислокаций с образованием в отдельных случаях довольно резких брахискладок, а также наличие дизъюнктивных нарушений. Осадконакопление в краевых и центральной частях синклинория также шло по-разному: в первых - с перерывами, во второй - непрерывно. Н.Г.Маркова считала, что развитие Чингизского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория началось с нижнего палеозоя и закончилось в верхнем карбоне. При этом размеры синклинория постепенно уменьшались за счет разрас-

<sup>1</sup> Н.С. Шатский полагал, что большинство девонских и каменноугольных синклинориев, в том числе и Северо-Балхашский, являются унаследованными, т.е. связанными генетически с однотипными предшествующими структурами. При этом по форме и положению они не полностью соответствуют более ранним структурам.

тания смежных антиклинориев, с чем и связаны различия в развитии краевых и внутренней частей структуры. Северный борт синклинория в нижнем девоне причленился к Чингизскому антиклинорию, южный борт - в верхнем девоне к Балхашскому. Саякскую синклинали, территория которой до среднего девона принадлежала синклинорию, в карбоне Н.Г.Маркова рассматривает уже как наложенную мульдзу.

Выявленную закономерность, заключающуюся в постепенном росте геосинклинальных поднятий за счет геосинклиналей, Н.Г.Маркова (1964) распространила на всю территорию Центрального Казахстана и отметила дугообразное расположение разновозрастных складчатых зон (внешней, внутренней и центральной), из которых внешняя опережала в своем развитии внутреннюю.

С 1948 г. на рассматриваемой территории Казахстанским (затем Южно- и Центрально-Казахстанским) геологическим управлением проводились систематические геологические исследования, в которых принимали участие В.Ф.Беспалов, Р.А.Борукаев, В.Я.Кошкин, М.Б.Мычник, А.К.Мясников, Н.А.Северюгин и ряд других геологов. Эти исследования сопровождались тематическими работами по стратиграфии (Л.И.Каплун, О.Н.Насиханова, Т.Б.Рукавишникова, М.А.Сенкевич) и магматизму (В.К.Монич), поисками и разведкой полезных ископаемых. В результате этих исследований были достигнуты большие успехи в изучении стратиграфии морских девонских и каменноугольных отложений, установлено широкое распространение послетурнейских континентальных эффузивов (В.Ф.Беспалов, В.Я.Кошкин, П.П.Тихонов), что дало представление о позднепалеозойском тектоническом развитии региона.

При обобщении материалов послевоенных съемок В.Ф.Беспалов (1954) территорию Северного Прибалхашья и Джунгарии выделил как область специфического герцинского развития и назвал ее Джунгаро-Балхашской герцинской геологической провинцией (или интрагеосинклиналью, 1956б). Он противопоставил ее краевым геосинклиналям - Джекказганской, Карагандинской, Каратауской, Рудноалтайской - на основании резкого различия отложений силура и девона. В интрагеосинклиналях эти отложения представлены терригенными, а в краевых геосинклиналях - эффузивно-осадочными породами. Если в интрагеосинклиналях вулканизм начался в среднем девоне и продолжался в карбоне и перми, то в краевых геосинклиналях он прекратился в среднем девоне. В.Ф.Беспалов подчеркивал длительность развития интрагеосинклиналей, отмечая преемственность ее герцинской и каледонской структур. В последующем, рассматривая рифейскую и раннепалеозойскую историю Центрального Казахстана, В.Ф.Беспалов (1964) писал, что в это время на месте Джунгаро-Балхашской геосинклинали располагалась глубоководная область.

Крупнейшей заслугой В.Ф.Беспалова является выделение двух этапов герцинского развития провинции и соответствующих им двух комплексов структур. Среднепалеозойскими (раннегерцинскими) структурами провинции являются Северо-Балхашский синклинорий и Балхашский антиклинорий. С середины фаменского века внутри синклинория выделяются две зоны (Беспалов, 1956а): зона развития континентальных эффузивов (Каркаралинская эпигеосинклиналь<sup>1</sup>) и Саякская зона морских вулканогенно-осадочных пород. В течение верхнего палеозоя в зоне континентального вулканизма сформировался глубокий прогиб, постепенно расширявшийся к северу. Одновременно морская зона превращалась в относительное поднятие. В это время активно проявились разломы. Крупная система надвигов заложилась на границе прогиба и поднятия. Структура прогиба и поднятия резко различается, так как на поднятии верхнепалеозойские разрывы накладываются на более раннюю структуру и придают ей большую сложность. В прогибе складок в обычном понимании нет. Исключение представляет его южный, наиболее прогнутый край. Здесь вдоль узкой полосы, прилегающей к поднятию, образовалась непрерывная цепь синклиналей, типичным представителем которых является Калмакэмельская. Во внутренней части прогиба распространены слабоволнистые туфолавовые поля, оборванные сбросами. Часть сбросов непосредственно связана с формированием вулканических комплек-

<sup>1</sup> В 1964 г. В.Ф.Беспалов, придававший большое значение выделенному им Центрально-Казахстанскому разлому, назвал часть вулканической зоны, расположенную в правом крыле разлома, Северо-Балхашской эвгеосинклиналью, а расположенную в левом крыле - Центрально-Казахстанской вулканической областью.

сов: к ним приурочены центры извержений, вдоль них простираются пояса даек, с ними связано формирование депрессий, где накапливалась главная масса вулкано-генных продуктов.

Таким образом, Беспалов ввел понятие о Джунгаро-Балхашской герцинской провинции, или интрагеосинклинали, которое прочно вошло в геологическую литературу; показал, что вулканогенная Каркаралинская впадина и сопряженное с ней поднятие являются позднепалеозойскими структурами, возникшими внутри более крупного среднепалеозойского синклиория; наконец, он, насколько позволял имевшийся в его распоряжении фактический материал, подробно рассмотрел морфологию частных структур прогиба и поднятия; показал взаимосвязь структур внутри впадины с вулканическими процессами; наметил ряд вулканических центров; показал комагматичность эффузивов и интрузивных образований.

В 1956 г. вышла первая тектоническая карта СССР под редакцией Н.С.Шатского, на которой на месте Каркаралинской впадины В.Ф.Беспалова были выделены Токрауский и Северо-Балхашский синклиории. В дальнейшем этими названиями стали пользоваться все геологи, работавшие в северной части Джунгаро-Балхашской провинции, но некоторые из них (Афоничев, 1967; Борсук, 1956; Борсук, Яговкин, 1964; Боровиков, Борсук, 1958; Маркова, 1964; Трифонов, 1967) применяли их к структурам позднепалеозойского комплекса, другие, преимущественно те, что проводили свои исследования на Чингизе (Богданов, Зайцев, Мазарович, 1963; Борукаев, 1961; Кошкин, 1969а), к структурам среднепалеозойского комплекса и выделяли их в пределах разных границ. При этом и те, и другие рассматривали складчатые сооружения Джунгаро-Балхашской геосинклинали как раннегерцинские, а структуры, заполненные порфировой формацией визейско-пермского возраста, считали плоскими наложенными впадинами, межгорными или внутренними прогибами. Разногласия вызывал вопрос о соотношении структур средне- и верхнепалеозойского комплексов. Сторонники Н.Г.Кассина (Е.Д.Шлыгин, А.Е.Шлыгин, 1964; Афоничев, 1967) были склонны рассматривать позднепалеозойский этап развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали как инверсию, наступившую вслед за длительным периодом поднятия и размыва, и поэтому считали, что после визейской складчатости произошла структурная перестройка. Н.Г.Маркова (1964) вслед за Н.С.Шатским придерживалась точки зрения унаследованного развития структуры синклиория и считала, что однонаправленное развитие здесь шло с начала палеозоя вплоть до перми.

Большие разногласия вызывает вопрос о времени формирования Чингизского антиклиория, который на карте 1956 г. был отнесен к области герцинид. Всеми геологами, изучавшими антиклиорий, единодушно признается, что в течение салаирской и каледонской тектонических эпох он характеризовался эвгеосинклинальным развитием. Разногласия начинаются с оценки девонского этапа, в течение которого сформировалась мощная толща наземных вулканогенно-осадочных пород (порфировая формация). Н.Г.Маркова (1964), Б.И.Борсук и В.И.Яговкин (1964), Н.А.Севрюгин (1959), Р.А.Борукаев (1961) считают, что с момента образования порфировой формации этот регион вступил в орогенную стадию развития или в стадию, завершающую геосинклинальное развитие, и поэтому относят его к каледонидам. Н.Г.Маркова прямо указывает, что в зоне герцинид она относит лишь те области, где девон представлен типично геосинклинальными формациями. С другой стороны, А.А.Богданов (1959, 1965; Богданов, Зайцев, Мазарович, 1963) отмечает, что на границе силура и девона на Чингизском антиклиории не произошло принципиальной перестройки структурного плана и девонские отложения характеризуются линейной складчатостью. Он считает, что Чингиз формировался как антиклиорий между варисийскими синклиориями и должен рассматриваться как ранневарисийская структура.

Ценный вклад в изучение тектоники Чингизского антиклиория внес коллектив геологов Института геологических наук Академии наук Казахской ССР и Южно-Казахстанского геологического управления (А.А.Абдулин, С.М.Бандалетов, Р.А.Борукаев, Г.Х.Ергалиев, Н.К.Ившин, П.Ф.Кандауров, Ю.И.Лялин, Г.Р.Ляпичев, Е.Е.Миллер, И.Ф.Никитин, Л.Г.Никитина, М.Б.Мыччик, В.Я.Кошкин, А.К.Мясников и Ю.А.Стреларов), изучавших геологию региона в течение 1955-1961 гг. Обобщая выводы по тектонике и истории развития антиклиория, Р.А.Борукаев (1961; Геология Чингизской..., 1962) отмечал веерообразное расхождение структур второго порядка от

единого ствола Чингиз-Тарбагатайского антиклинория и считал это явление характерной чертой складчатых систем Казахстана. Антиклинорий, по его представлениям, — каледонское сооружение, которое к началу герцинского цикла представляло собой молодую платформу. Его граница с герцинским Северо-Балхашским синклинорием проходит по Балхаш-Чингизскому разлому, заложившемуся в ордовике и продолжавшему существовать вплоть до альпийского времени. С разломом связана мощная зона смятия, возникшая после силура.

В 1959-1964 гг. на юго-западных склонах Чингизского антиклинория производилась геологическая съемка коллективом геологов Казахской экспедиции МГУ и МГРИ под научным руководством А.А.Богданова — наиболее последовательного сторонника герцинского возраста Чингизского антиклинория.

А.А.Богданов и его сотрудники (Богданов, Зайцев, Мазарович, 1963; Асатуллаев и др., 1965) на основании различий в разрезах и типах структур выделяют на склонах антиклинория зону раннегерцинских прогибов и зону раннегерцинских поднятий. В обеих зонах силурийские и девонские образования смяты в одном структурном плане, но в зоне раннегерцинских поднятий выделяются каледонский и герцинский структурные комплексы, разделенные поверхностью углового несогласия. Граница Северо-Балхашского мегасинклинория проводится по Центрально-Казахстанскому разлому, а на юго-востоке — по краевой зоне<sup>1</sup>, отделенной от зоны раннегерцинских прогибов Кергежалским разломом. Краевой зоне синклинория свойственны максимальный разрез морских средне-верхнедевонских отложений и интенсивное проявление складчатых и разрывных (преимущественно надвиговых) дислокаций. Эта граница не соответствует границе синклинория в понимании Р.А.Борухаева и его школы, относящих к синклинорию и территорию зоны раннегерцинских прогибов.

В конце 50-х — начале 60-х годов была расчленена внутренняя структура герцинид Джунгаро-Балхашской провинции. В 1958 г. П.А.Ренгартен выделил в качестве самостоятельной структуры восточную часть Северо-Балхашского синклинория и назвал ее Баканасским синклинорием, который позже Н.А.Афоничев (1960) переименовал в Алакульский, а Н.Г.Маркова (1964) — в Баканас-Алакульский. Н.А.Афоничев (1960) впервые отметил, что Северо-Балхашский, Токрауский, Алакульский и расположенный южнее Илийский синклинории образуют единую полукольцевую верхнепалеозойскую структуру, и ввел понятие о верхнепалеозойском вулканическом поясе как самостоятельном структурном элементе. Позже Н.Г.Маркова (1964) указала на его сходство с девонским вулканическим поясом, выделенным А.А.Богдановым (1959), и на то, что подобный пояс, но менее четко выраженный, существовал уже в силурийское время и располагался еще далее к северо-востоку.

Балхашский антиклинорий, который на тектонической карте 1956 г. был показан как герцинская структура с нижнепалеозойским ядром, Л.И.Боровиков и Б.И.Борсук (1958), а вслед за ними Н.А.Афоничев (1960) расчленили на Кентерлауский, Казик-Итмурундинский и Тюлькуламский антиклинории. При этом Н.А.Афоничев отмечал, что Кентерлауский антиклинорий, закончивший свое развитие в среднем палеозое, — более молодое сооружение, чем два других антиклинория.

Накопленные в 60-х годах знания по тектонике и истории развития северной половины Джунгаро-Балхашской геосинклинали обобщил В.Я.Кошкин, все построения которого базируются на большом фактическом материале, собранном при геологических съемках разных масштабов. Его взгляды на тектонику региона изложены в ряде статей (Кошкин, 1961, 1969 а, б) и в объяснительных записках к геологическим картам. В.Я.Кошкин считает, что Северо-Балхашский мегасинклинорий — среднепалеозойская структура, для которой характерен морской разрез девонских отложений, связанных, как правило, постепенным переходом с силурийскими образованиями. Таким образом, в синклинорий он включает и территорию Саякской синклинали, а его восточную границу проводит по Каиндинской зоне смятия. В фаменском веке

<sup>1</sup> Эта чрезвычайно характерная структура привлекала к себе внимание многих геологов. Б.И.Борсук и В.И.Яговкин (1964) назвали ее Предчингизским прогибом, Н.А.Севрюгин (1959) — краевым прогибом Джунгаро-Балхашской геосинклинали, В.Я.Кошкин (1965) — Каиндинской зоной смятия.

в южной части синклинория возникли Саякский и Калмакэмельский прогибы, разделенные Ащиозекским поднятием. В саурскую фазу складчатости все отложения, участвующие в строении синклинория, были дислоцированы. Причем в части, прилегающей к Чингизскому антиклинорию, значительно сильнее, чем на юге. В конце визейского века в северной части синклинория обособилась область континентального вулканизма, включившая в себя Калмакэмельский прогиб и область, расположенную к северу от него и частично выходящую за пределы синклинория. Вначале эта область представляла собой поднятие, по постепенно оно охватывалось вулканизмом и вовлекалось в прогибание. В позднем палеозое, таким образом, Северо-Балхашский мегасинклинорий распался на Баканасский, Токрауский и Саякский синклинории, заложившиеся на складчатом основании. Необходимо отметить, что вулканогенные синклинории В.Я.Кошкин выделяет в пределах иных границ, чем это отображено на тектонической карте 1956 г., и иначе, чем их понимали Н.А.Афоничев (1967) или Н.Г.Маркова (1964). Токрауским синклинорием он называет лишь южную половину структуры, выделенной на тектонической карте. Ее северную часть (Северо-Балхашский и Алакульский синклинории) он объединяет в единый Баканасский синклинорий, вытянутый вдоль склона Чингизского антиклинория. На Ащиозекском поднятии, разделяющем Баканасский и Саякский синклинории, В.Я.Кошкин выделил Тастыйскую переходную зону вулканогенно-осадочного осадконакопления.

В.Я.Кошкин вслед за В.Ф.Беспаловым подчеркнул различия южной и северной частей Баканасского синклинория. Границу между ними он наметил к югу от гранитного массива Кызыл-Тас. Для южной части синклинория характерны четкие складчатые формы, подобные распространенным в осадочных породах Северо-Балхашского мегасинклинория (например, Калмакэмельская, Сайкылинская и Тастыйская синклинали). На севере выделяются лишённые четких границ участки синклинали и антиклинали строения. Первые преобладают и являются местами сосредоточения жерловин. Они в значительной мере представляют тектоно-вулканические депрессии (например, Караирекский вулканический массив). Среди разломов Баканасского синклинория В.Я.Кошкин различает разломы, обеспечившие магматическую проницаемость, и разломы, связанные с проседанием кальдер.

В.Я.Кошкин (1965) пришел к выводу, что пограничные зоны разрывов (Каиндинская и Тюлкулинская) относятся к сдвиговому и связаны с продольным сдвливанием Северного Прибалхашья. С горизонтальным сдвливанием он связывал и возникновение зон проницаемости внутри вулканического синклинория. Крупнейшим молодым (возможно, мезозойским) сдвигом он считает Центрально-Казахстанский разлом, а Кусацкую и Калмакэмельскую синклинали — смещенными по этому сдвигу частями некогда единой структуры (Кошкин, 1969б). В.Я.Кошкин отмечает также существенную роль горизонтальных движений при формировании структуры Балхашского антиклинория, в Казыкской ветви которого широко распространены сдвиги, переходящие в надвиги.

Таким образом, В.Я.Кошкин рассматривает Северо-Балхашский мегасинклинорий как гетерогенное образование, состоящее из ряда синклинориев и антиклинориев, возникших внутри него в верхнем палеозое. В качестве самостоятельной структуры он выделяет верхнепалеозойский вулканический пояс, захвативший часть мегасинклинория и распространившийся за его пределы. В развитии структуры региона и магматизма В.Я.Кошкин ведущую роль отводит горизонтальным движениям.

В 1958-1964 гг. тектонические исследования в Северном Прибалхашье проводил В.Г.Трифонов (1967), который пришел к выводу о существенной роли горизонтальных движений при формировании позднепалеозойской структуры северной части Балхашского антиклинория и прилегающих частей Северо-Балхашского синклинория. При этом он различал процессы, приведшие к формированию крупных тектонических форм (синклинория и антиклинория) и осложняющих их структур. Первые, по-видимому, не связаны с горизонтальными движениями, вторые возникли в поле единого горизонтального напряжения (субширотное сжатие).

В.Г.Трифонов установил длительность формирования структуры Северного Прибалхашья и отметил преимущество развития поздне- и среднепалеозойских структур. Подчеркивая конседиментационное развитие всех структурных элементов региона, этот автор считал Центрально-Казахстанский разлом структурой древнего заложения и поэтому отрицал правый сдвиг по нему.

В 1960-1967 гг. изучением внутренней структуры Северо-Балхашского синклинали занимались В.В.Коптева и автор, которые открыли и описали ряд вулканических аппаратов (Коптева, 1964, 1968; Шерба, 1964). В.В.Коптева последовательно развивала представление о вулканотектонической природе синклинальных структур и подчеркивала, что в целом они не связаны с горизонтальными напряжениями. Вместе с тем в совместной работе В.В.Коптевой и И.Г.Шерба (1963) было показано, что возникновение линейных зон магматической проницаемости на заключительных этапах вулканизма является результатом горизонтального растяжения.

В связи с проблемой изучения структуры вулканогенных синклиналиев интересно остановиться на исследованиях М.К.Бахтеева (1966, 1967), который подробно рассмотрел внутреннюю структуру и историю развития южной части Токрауского синклиналия. М.К.Бахтеев считает, что структура, которая выделяется на тектонической карте 1956 г. под названием Токрауский синклиналий, возникла в орогенный этап развития более крупного геосинклинального прогиба, и называет ее Токрауской внутренней впадиной. Структура геосинклинального этапа развития - Токрауский синклиналий - возникла в среднем девоне внутри прогиба, существовавшего с раннего палеозоя и объединявшего территорию Жаман-Сарысуйского и Балхашского антиклиналиев. Он отмечает унаследованность геосинклинальных и орогенных прогибов. Среди структур орогенного комплекса Токрауского синклиналия М.К.Бахтеев различает глыбовые складки и брахисинклинали - мульды, которые возникают на месте шитовых вулканов и генетически связаны с вулканическими процессами.

Таким образом, М.К.Бахтеев заострил внимание на том, что синклиналии, заполненные верхнепалеозойскими эффузивами, являются структурами орогенного ряда и что их надо классифицировать по номенклатуре орогенных структур.

Глубинное строение Северного Прибалхашья изучено и различными геофизическими методами. По гравиметрическим данным и на основе глубинного сейсмического зондирования установлено, что на большей части Джунгаро-Балхашской провинции подошва земной коры погружена на 5-10 км относительно соседних территорий (Казанли, 1955; Казанли, Попов, Антоненко, 1959; Быкова, Казанли, 1957; Моисеенко, 1957, 1960; Шерба, Попов, 1962; Попов, 1962; Морозов, Бродовой, Бекжанов, 1963; Бачин, Бекжанов, Бродовой, 1965). Д.Н.Казанли считает, что утолщение земной коры связано с длительным прогибанием территории в среднем палеозое и гранитизацией вовлеченных в прогибание толщ. Г.Н.Шерба и А.А.Попов объясняют это утолщением базальтового слоя. Аэромагнитные исследования показали существенные различия в строении Джунгаро-Балхашской провинции и ее окружения, заключающиеся в наличии резких скачков магнитных аномалий внутри провинции и в их спокойных очертаниях за ее пределами (Кронидов, Кумпан, 1960). Они же установили, что вдоль границы с Чингизским антиклиналием вытянуты тела гранодиоритовых интрузий, лишь частично вскрытых эрозией.

Таким образом, к настоящему времени мы располагаем необходимым материалом для детального анализа морфологии и истории формирования структуры Северо-Балхашской впадины. Сведения о геологическом строении рассматриваемого района изложены в двух следующих главах, одна из которых посвящена структуре района, вторая - анализу толщ, участвующих в его строении. Многие данные для этого получены автором при специально поставленных полевых работах в 1959-1967 гг., другие заимствованы из перечисленных выше работ.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ  
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Исследованный район включает Северо-Балхашский синклиниорий, северную часть Балхашского антиклинория Джунгаро-Балхашской провинции герцинид и прилегающий склон каледонского Чингизского антиклинория (фиг.1). В этой главе показаны специфические черты строения и развития этих крупных структур. Основное внимание уделено структурным соотношениям толщ, что позволяет судить об истории их развития и времени формирования складчатой структуры.

Чингизский антиклинорий вытянут в северо-западном направлении вдоль края герцинских структур. В его строении участвуют: кембрийские и ордовикские толщи, относящиеся к каледонскому геосинклиналичному циклу; **силурийская** толща морских терригенных пород (нижняя молассовая формация), **нижнедевонско-эйфельские** континентальные эффузивы (порфирировая формация) и **живетско-франская** толща морских терригенно-карбонатных пород (терригенно-карбонатная формация), образующие каледонский орогенный комплекс; средне-верхнекаменноугольные эффузивы герцинского орогенного комплекса.

В рассматриваемой части антиклинория выделяются две зоны с разной полнотой разреза силурийско-девонских отложений, что обусловлено, видимо, его неравномерным ступенчатым погружением в направлении Северо-Балхашского синклинория. Зоны разделены Чингиз-Балхашским разломом, в северном крыле которого преимущественно распространены силурийские породы, на них с незначительным угловым несогласием залегают маломощные эффузивы низов девона. К югу от разлома несогласие в подошве эффузивов, по-видимому, исчезает и значительно возрастает их мощность<sup>1</sup>. Выше эффузивов без несогласия залегают морские вулканогенные и карбонатно-терригенные отложения живетско-франского и фаменско-турнейского комплексов и континентальные эффузивы верхнего палеозоя, лежащие на среднепалеозойских образованиях с угловым несогласием. В северном крыле разлома силурийские и девонские породы, образующие единые структуры (Кошкин, 1969а), смяты в пологие широкие складки. В южном крыле спокойные дислокации девонских толщ наблюдаются лишь в Кызылжалском блоке, который окружен узкими линейными зонами интенсивно дислоцированных пород. К югу и юго-западу от него располагается Каиндинская, к востоку - Чубартауская зоны. Вдоль северного края вытягивается Чингиз-Балхашский грабен, сопровождающий одноименный разлом. В строении грабена участвуют породы девонского и позднепалеозойского возраста. И те, и другие, несмотря на угловое несогласие, дислоцированы в одном плане. Слой простираются вдоль грабена и нарушены продольными и диагональными разломами, поперечными и продольными флексурами, пронизаны сетью позднепалеозойских кварцевых жил, субвулканических интрузий и даек. В Чубартауской и Томарской системах разломов и складок, а также на отдельных участках Каиндинской зоны те же породы смяты в узкие складки, сопряженные с продольными надвигами и диаго-

<sup>1</sup> Обе эти зоны севернее по простиранию переходят в структуру, названную А.А.Богдановым, Ю.А.Зайцевым, О.А.Мазаровичем (1963) зоной раннегерцинских прогибов, в пределах которой наблюдаются постепенные переходы между силурийскими и девонскими толщами.

нальными сдвигами. Причем в Чубартауской и Томарской зонах в этих дислокациях участвуют в основном девонские породы, а в восточном крыле Каиндинского разлома – верхнепалеозойские эффузивы. В обеих структурах видно, что эффузивы лежат на породах девона с угловым несогласием и тем не менее сохраняют тот же стиль дислокаций (фиг. 2). Это свидетельствует о том, что зоны интенсивных дислокаций Чингизского антиклинория развивались унаследованно на протяжении среднего и верхнего палеозоя.

Балхашский антиклинорий, расположенный в центре герцинской провинции, имеет дугообразную форму и состоит из широтной и меридиональной ветвей. Он прилегает к Северо-Балхашской, Южно- и Северо-Токрауской впадинам, которые располагаются на месте одноименных геосинклинальных прогибов, образовавшихся на разных стадиях развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, и к Северо-Джунгарскому синклинорию. В строении антиклинория участвуют нижне- и среднепалеозойские толщи, относящиеся к герцинскому и более ранним геосинклинальным циклам, локально распространены также образования визейско-пермского возраста (герцинский орогенный комплекс). Нижнепалеозойские и силурийские толщи разделены угловым несогласием. Девонские отложения залегают на силурийских согласно и образуют непрерывный осадочный разрез от жединского яруса до эйфельского. Отложения живетского и франского ярусов крайне маломощны и распространены незначительно, а в меридиональной части антиклинория живетские породы выпадают из разреза. Верхнепалеозойские образования представлены морскими терригенными толщами, залегающими со стратиграфическим и небольшим угловым несогласием на породах среднего палеозоя. Несмотря на существование стратиграфических перерывов и несогласий, все породы от силура до перми дислоцированы в едином плане (Трифонов, 1967; Бахтеев, 1967).

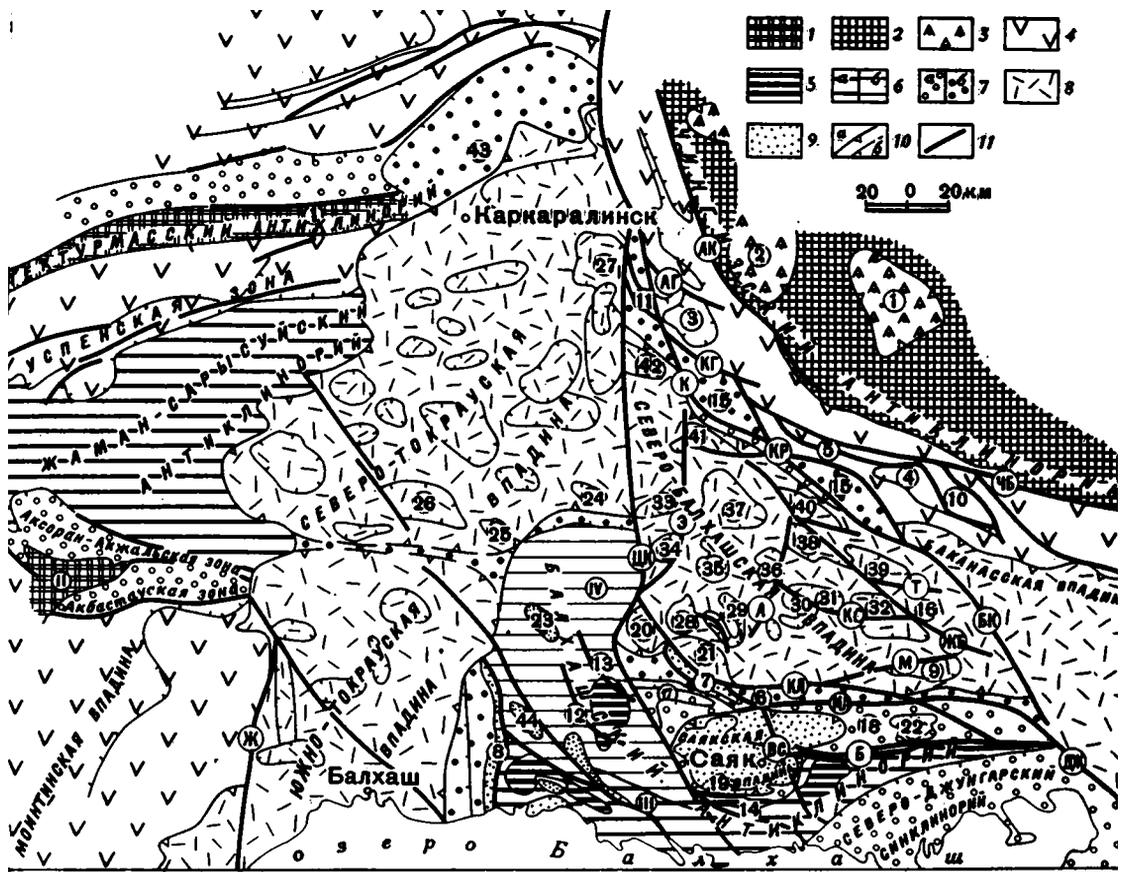
Антиклинорий – разновозрастная структура. Его меридиональная ветвь представляет сводообразное поднятие, возникшее в живетском веке. Оно имеет пологое зеркало складчатости и местами нарушено зонами интенсивных дислокаций (Трифонов, 1967). В окрестностях колодца Тесиктас в нижнепалеозойских толщах распространены зоны сопряженных сдвигов и надвигов. На западном склоне располагаются Монсуйская и Кирикская корччатые синклинали, образованные девонскими и верхнепалеозойскими породами.

Широтная часть антиклинория, возникшая как поднятие еще в силуре, имеет пологий южный склон и крутой северный. Вдоль северного склона проходит Бесобинский разлом, в зоне которого располагается горст, сложенный нижнепалеозойскими породами, и крутая флексура южного борта Саяжской синклинали. На пологом южном склоне дислоцированность силурийских и девонских пород возрастает в Майкомысской зоне разломов (Трифонов, 1967).

Северо-Балхашский синклинорий – крупная структура геосинклинального комплекса Джунгаро-Балхашской провинции герцинид (внутригеосинклинальный прогиб), для которой характерен непрерывный разрез морских силурийско-турнейских толщ. Вслед за В.Я.Кошкиным (1969а) мы относим к синклинорию не только впадину, заполненную эффузивами, но и Саяжскую и Бесобинскую синклинали. В синклинории породы силурийско-турнейского возраста образуют герцинский геосинклинальный комплекс, а визейско-пермские континентальные эффузивы и морские породы относятся к герцинскому орогенному комплексу.

В пределах синклинория отложения орогенного комплекса выполняют Саяжскую и Северо-Балхашскую впадины, разделенные Ащюзекским поднятием. Эти и другие орогенные впадины Джунгаро-Балхашской провинции приурочены к областям виргации разломов и зон смятия, что было отмечено Н.С.Шатским еще в 1938 г. Разломы и зоны смятия определяют форму и ориентировку впадин, которые оказываются, таким образом, подчиняемыми общему структурному плану Джунгаро-Балхашских герцинид и прилежащих участков каледонид. Ветвями виргации, в пределах которой располагаются Северо-Балхашская и Саяжская впадины, являются Каиндинская, Тюлькулинская, Бесобинская и Майкомысская зоны разломов и смятия, на западе прилегающие к Центрально-Казахстанскому, а на востоке – к Баканасскому и Джунгарскому разломам.

Саяжская орогенная впадина выполнена морскими терригенными породами, которые образуют непрерывный разрез от силурийских до пермских. Впадина слегка



Фиг. 1. Схема тектонического районирования северной половины Джунгаро-Балхашской провинции герцинид

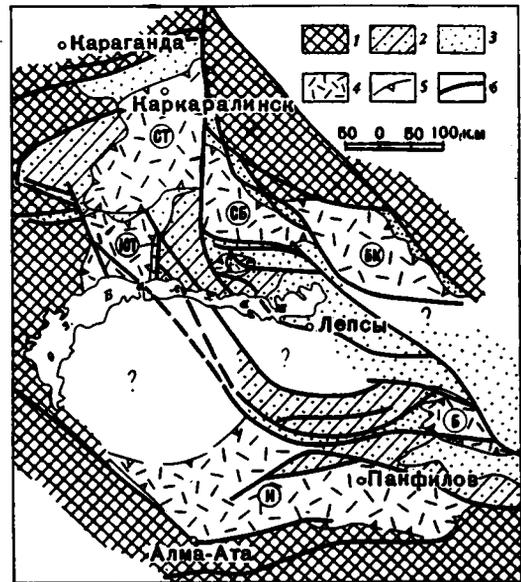
1 - выступы докаледонского структурного комплекса: I - Тектурмасский, II - Атасу-Моинтинский. Каледонская складчатая зона: 2 - структуры геосинклинального комплекса; 3, 4 - структуры орогенного комплекса: 3 - наложенные мульды, 4 - структуры девонского вулканического пояса (частные вулканические впадины). Герцинская складчатая зона: 5-7 - структуры геосинклинального комплекса: 5 - нижнепалеозойский структурный комплекс, 6, 7 - среднепалеозойский структурный комплекс: 6 - внутригеосинклинальные поднятия (а - силурийско-эйфельские, III - Итмурундинское, б - живетско-турнейские, IV - Казыкское), 7 - внутригеосинклинальные прогибы - структуры Северо-Балхашского, Северо- и Южно-Токрауского синклиналиев (а - силурийско-эйфельские, б - живетско-турнейские); 8, 9 - структуры орогенного комплекса: 8 - вулканические орогенные впадины, 9 - молассовые орогенные впадины; 10 - границы (а - орогенных впадин, б - структур второго порядка); 11 - разломы.

Цифры и буквы на карте: 1 - Машанская мульда; 2 - Кайнарская мульда; частные впадины девонского вулканического пояса: 3 - Мизекская, 4 - Кызылжальская; грабены и грабенообразные зоны: 5 - Чингиз-Балхашский грабен; 6 - Тюлькулинская грабенообразная зона, 7 - Тастыйская грабен-синклиналь, 8 - Котырасанская грабен-синклиналь, 9 - Музельская грабенообразная зона; зоны разломов и смятия: 10 - Чубартауская, 11 - Томарская, 12 - Западно-Тесиктасская, 13 - Восточно-Тесиктасская, 14 - Майкомысская, 15 - Каиндинская, 16 - Жаман-Беспоканская; антиклинальные поднятия: 17 - Ащюезекское, 18 - Ушобинское; коробчатые синклинали: 19 - Саякская, 20 - Сайкылинская, 21 - Калмакэмельская, 22 - Бесобинская, 23 - Моинсуйская, 24 -

Фиг. 3. Схема расположения орогенных впадин Джунгаро-Балхашской провинции герцинид (по материалам тектонической карты Евразии, 1966 г.)

1 - каледонские складчатые сооружения; 2,3 - геосинклинальный комплекс герцинид: 2 - антиклинальные поднятия, 3 - геосинклинальные прогибы; 4 - орогенный комплекс герцинид; 5 - границы орогенных впадин; 6 - разломы.

Буквы на карте - впадины: СТ - Северо-Токрауская; СБ - Северо-Балхашская; БК - Баканасская; ЮТ - Южно-Токрауская; Б - Боратолинская; И - Илийская; С - Саянская



удлинена в широтном направлении. Для нее характерны коробчатые складки, в строении которых участвуют породы как геосинклинального, так и орогенного комплексов (Саянская, Бесобинская и мелкие синклинали к востоку от Восточно-Саянского разлома; Трифонов, 1967).

В строении Ашиозекского поднятия участвуют отложения от силура до среднего карбона. Геосинклинальный комплекс представлен морскими породами, орогенный - континентальными эффузивами. На поднятии из разреза выпадают живецкие отложения и нижние свиты верхнепалеозойских эффузивов. По мере его погружения на восток пробелы разреза сокращаются, и в Тюлькулинской зоне средне- и верхнепалеозойские отложения образуют непрерывный разрез. Породы, слагающие Ашиозекское поднятие и Тюлькулинскую грабенообразную зону (включая Тастыйскую зону), разбиты сетью продольных и диагональных разрывов, с которыми сопряжены коробчатые и ступенчатые складки. В строении складок участвуют как силурийско-турнейские, так и среднекаменноугольные толщи.

Таким образом, в южной части синклинория отложения орогенного и геосинклинального комплексов образуют непрерывный разрез и смяты в единые складки. По мере движения на север, в пределах Северо-Балхашской вулканической впадины и Каиндинской зоны, структурные соотношения геосинклинального и орогенного комплексов, а также отдельных верхнепалеозойских свит изменяются.

Северо-Балхашская впадина выполнена наземными эффузивами, по краю сплошных выходов которых проводится ее граница, на западе совпадающая с Центрально-Ка-

Кусакская, 25 - Желтауская; вулканотектонические депрессии: 26 - Кызылрайская, 27 - Кентская, 28 - Кызылтаская, 29 - Ушкызыльская, 30 - Музамбельская, 31 - Тогызская, 32 - Каскабулакская, 33 - Чубарайгырская, 34 - Елтакоринская, 35 - Караирекская, 36 - Архарлинская, 37 - Огузтауская, 38 - Сарыобинская; 39 - Улькен-Кийкунтайская, 40 - Беспоканская, 41 - Котейская, 42 - Торткульская; 43 - Карасорская синклираль; 44 - Жириская синклираль; разломы: АК - Акбастауский, АГ - Айгыржалский, ЦК - Центрально-Казахстанский, КГ - Керегежалский, К - Каиндинский, КР - Карабулакский, БК - Баканасский, ЖБ - Жаман-Беспоканский, Т - Тассуйский, А - Архарлинский, Э - Еспинский, КС - Каскабулакский, М - Музбельский, КЛ - Калмакэмельский, МЛ - Муллабулакский, ДЖ - Джунгарский, Б - Бесобинский, ВС - Восточно-Саянский, Ж - Жамшинский

захстанским, на юге с Калмакэмельским и Муллабулакским разломами, на северо-востоке с Жаман-Беспоканской зоной разломов. Впадина составляет часть верхнепалеозойского вулканического пояса, лежащего на границе герцинской и каледонской складчатых областей и частично заходящего в область каледонид. Пояс включает шесть таких впадин: Южно- и Северо-Токраускую<sup>1</sup>, Северо-Балхашскую, Баканаскую (или Алакульскую), Бороталинскую (или Алакульско-Эбинорскую) и Илийскую (фиг. 3).

Северо-Балхашская впадина асимметрична: ее южный борт значительно круче северного. Вдоль него располагается узкая зона, испытавшая непрерывное средневерхнепалеозойское прогибание, в которой породы верхнего палеозоя лежат на среднепалеозойских толщах без углового несогласия. Визейско-пермские эффузивы образуют в этой зоне Калмакэмельскую и Сайылылинскую коробчатые синклинали, подобные Саякской и Бесобинской синклиналям, и односторонний Музбельский грабен, подобный Тюлькулинской и Тастыйской зонам. Эти структуры вытянуты вдоль южного края впадины.

На северном борту впадины между средне- и верхнепалеозойскими комплексами наблюдается угловое и стратиграфическое несогласие. Смятые в складки девонские отложения выступают из-под несогласно перекрывающих их эффузивов и внутри впадины близ гор Жорга, Жаман-Беспокан и Кокдомбак. Вероятно, предверхнепалеозойское несогласие продолжается в глубь впадины примерно до границы распространения андезито-базальтовых излияний керегетасского времени. В северном направлении меняется и характер залегания вулканических свит внутри верхнепалеозойского комплекса. У южного борта впадины свиты сменяются в разрезе без углового несогласия, во внутренней части обычно разделены резкими несогласиями.

Дислокации в северной части впадины развивались по-разному. У ее северо-восточного края они локализируются в пределах Жаман-Беспоканской зоны разломов, в строении которой помимо верхнепалеозойских эффузивов участвуют девонские породы. Эти породы, несмотря на разделяющее их угловое несогласие, дислоцированы одинаково: в виде крутых моноклиналей, продольных и поперечных флексур, сопряженных со сбросами и надвигами. Особенно отчетливо сходство средне- и верхнепалеозойских дислокаций проступает близ гор Жорга и Жаман-Беспокан. Так же, но сильнее дислоцированы девонские породы в Каиндинской зоне - краевой структуре Северо-Балхашского синклинория, испытавшей однонаправленное развитее в течение среднего и верхнего палеозоя. В этой зоне магматические образования девонского и позднепалеозойского возраста, а также позднепалеозойские кварцевые жилы и зоны сульфидного оруденения связаны с одними и теми же разломами, а в восточном крыле Карабулакского разлома дислоцированы в одном плане.

Таким образом, как у южного, так и у северо-восточного борта Северо-Балхашской впадины породы верхнего палеозоя дислоцированы в одном плане со среднепалеозойскими отложениями, а структуры краевых частей впадины сходны со структурами ее обрамления. Все они характеризуются линейными очертаниями и вытянуты обычно в широтном или север-западном направлении.

Во внутренней части вулканической впадины синклинорные структуры утрачивают правильные очертания, исчезает упорядоченность в их взаиморасположении. Появляются изометричные вулкано-тектонические депрессии (Коптева, 1966), в строении которых участвуют отложения одной-двух свит верхнего палеозоя (обычно верхних), отделенные от подстилающих и перекрывающих свит угловым и стратиграфическим несогласием. Депрессии - конседиментационные структуры, развивающиеся на месте крупных вулканов. В их строении помимо напластованных пород, образующих в центре депрессий хаотичные нагромождения лав и грубых вулканических брекчий, участвуют разнообразные рвушие магматические тела. Вулкано-тектонические

---

<sup>1</sup> Граница Северо- и Южно-Токрауской впадин структурно проявлена слабо и выржена в виде выступов девонских пород и полосы коробчатых синклиналей (Кусацкая Жельтауская), протягивающихся цепочкой на широте северного окончания Балхашского антиклинория. По внутренней структуре, характеру соотношения со структурами геосинклинального комплекса, составу извержений различия этих впадин весьма существенны.

депрессии беспорядочно располагаются внутри впадины, и все их линейные структурные элементы характеризуются кольцевым и радиальным расположением<sup>1</sup>. Между депрессиями находятся относительные поднятия, сложенные более древними эффузивами. Отложения, синхронные развитым в депрессиях, на поднятиях практически не дислоцированы и крайне маломощны. Породы более древних свит местами сохраняют первичное залегание, местами представляют реликты ранних депрессий со всеми присущими им дислокациями. На поднятиях широко распространены гранитные интрузии, контактовый и пневматолитический метаморфизм. Все эти дислокации отличаются от тех, которые развиты в краевых частях впадины и за ее пределами. О характере дислоцированности среднепалеозойских пород в центральной части впадины имеются отрывочные данные. В урочище Кокдомбак (В.Д. Стеркин и др., 1967 г.) живецкие и франские отложения образуют наклоненную к югу под углами 25–30° моноклираль, прослеженную в широтном направлении на 10–20 км и осложненную ступенеобразными складками и наклонными флексурами. Такие дислокации не известны в верхнепалеозойском структурном комплексе внутренних частей впадины. Очевидно, дислокации средне- и верхнепалеозойских пород внутри впадины различны. Во всяком случае, здесь не приходится говорить об унаследованном развитии каких-либо конкретных тектонических форм даже в пределах верхнепалеозойского структурного комплекса.

Выявленная нами структурная неоднородность Северо-Балхашской впадины находит свое отражение в поведении магнитного и гравитационного полей. По данным аэромагнитных и гравиметрических съемок (Ю.И. Шнейдер, Ю.П. Гладких, Ю.А. Грачева, И.А. Иванова, А.А. Хорсов) внутри впадины выделяются три зоны: 1) юго-западная, с относительно положительным гравитационным полем и магнитным полем, переходящим от сложного относительно положительного к спокойному, слабо отрицательному; 2) центральная, с относительно отрицательным гравитационным и положительным магнитным полями; 3) северо-восточная, с максимальным положительным гравитационным и знакопеременным магнитным полями.

Первая зона протягивается вдоль южной окраины впадины и совпадает с зоной длительного унаследованного прогибания. Ее северная граница четко фиксируется полосой положительных изоаномал. Эта полоса начинается восточнее Музбельского гранитного массива и проходит через северное крыло Калмакэмельской синклинали, ее протяженность около 300 км при ширине от 3–4 до 16–18 км. Простирание изоаномал широтное в восточной части зоны и северо-западное в западной. Полоса гравитационной аномалии характеризуется положительным магнитным полем, характер которого свидетельствует о резкой смене литологии в ее пределах.

Центральная зона имеет сложное гравитационное и магнитное поля. Все локальные гравитационные минимумы отвечают гранитным интрузиям. Две крупные аномалии образованы объединяющимися на глубине интрузивами. Первую образуют Котанэмельский, Кызылтасский и Караирекский массивы аляскитов, которые объединяются в крупный батолит. Вторую – гранитоиды Музамбельского массива, продолжающиеся на глубине далеко в стороны от их выходов на поверхность. Делаются выводы, что центральная зона подстилается гранитами, обуславливающими особенности ее гравитационного поля.

Северо-восточная граница зоны не выражена на геологической карте. Она проходит через южную окраину гор Огузтау, Архарлы, Тогыз и родника Каскабулак, пересекая разные структуры. На гравиметрической карте она четко выражена в виде протяженной зоны (200 км) почти параллельных сближенных изоаномал с большим горизонтальным градиентом. По мнению И.Ю. Шнейдера и Ю.А. Грачевой, зона отражает региональный разлом фундамента (Жоргинская зона смятия). Глубина верхней кромки сброса 1–1,5 км, амплитуда от 7 до 16 км.

Северо-восточная зона представляет относительное поднятие, к которому приурочены самые высокие значения силы тяжести. Четкая относительно положительная аномалия, вытянутая в северо-западном направлении, совпадает с Жаман-Беспоканской структурно-фациальной зоной. Отдельные выходы гранитоидов, выделяемые

<sup>1</sup> Крупные разломы внутри впадины (Архарлинский и Еспинский) амагматичны и не связаны с развитием депрессий.

локализованными гравитационными минимумами, на глубине объединяются в два вытянутых в северо-западном направлении массива.

В центральной и северо-восточной зонах между отрицательными аномалиями выявлены положительные, отвечающие основным эффузивам и осадочно-эффузивным отложениям. На структурной карте они совпадают с поднятиями, разделяющими вулканотектонические депрессии.

Таким образом, выделенные по геофизическим данным зоны соответствуют двум краевым унаследованно развивавшимся зонам Северо-Балхашской впадины и ее внутренней разнопланово дислоцированной зоне.

Итак, Северное Прибалхашье является примером тесной связи структур орогенного и геосинклинального этапов развития, которую отмечали многие исследователи (Обуэн, 1967; Моссаковский, 1965). Такая же преемственность свойственна складчатым деформациям, проявляющимся на разных этапах развития региона, включающего ряд крупных различных по возрасту тектонических структур. На юге - в Саянской впадине, на Ащизекском поднятии и на южном борту Северо-Балхашской впадины - отложения геосинклинального и орогенного комплексов образуют непрерывный разрез и смяты в единые складки. В разрезе Балхашского антиклинория известны крупные перерывы и местные несогласия, но все отложения от силура до перми дислоцированы в одном плане. На северо-восточном борту Северо-Балхашского синклинория и на склоне Чингизского антиклинория отложения герцинского орогенного комплекса залегают с угловым несогласием на подстилающих породах, но дислоцированы в целом согласно с ними. Лишь во внутренней части Северо-Балхашской впадины не удается установить плана дислокаций геосинклинального комплекса и его соотношения с вулканотектоническими структурами.

В складчатой структуре Северного Прибалхашья резко различаются по морфологии два типа структур. Для первого характерны: четко выраженная линейность; большое количество выдержанных по простиранию разломов, флексур, зон дробления, сопровождаемых цепочками вулканов, дайками, жилами; закономерное сочетание элементов структуры друг с другом: выделяются четкие прямые северо-западные разломы и прилегающие к ним широтные зоны флексур, разломов, зон дробления, даек. Для второго типа характерны: изометричность; пологие, блюдцеобразные впадины (вулканотектонические депрессии) с большим количеством субвулканических интрузий; кольцевое и радиальное расположение флексур, даек, разломов и других линейных элементов.

Структуры первого типа распространены за пределами вулканической впадины и в ее краевых частях; второго типа - только внутри впадины. В строении первых участвуют толщи от низов девона до перми, вторых - лишь отдельные свиты верхнего палеозоя.

Изучение морфологии, истории развития и генезиса этих двух типов структур и является предметом нашего исследования.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ.  
МАГМАТИЗМ

Район сложен породами от низов палеозоя до перми. Здесь рассмотрена стратиграфия девонско-пермских образований, которые распадаются на четыре крупных комплекса пород, характеризующихся своеобразным литологическим составом и сходной тектонической обстановкой накопления. Первый комплекс охватывает нижнедевонско-эйфельские породы, второй – живетско-франские, третий – фаменско-турнейские и четвертый – визейско-пермские. Основное внимание обращено на описание фациальных и литологических изменений внутри этих комплексов, анализ которых позволяет перейти к вопросам истории и условий формирования герцинских структур региона.

Строение додевонских толщ (по данным В.Я.Кошкина, М.Б.Мычника и В.Г.Трифонова) охарактеризовано очень сжато, поскольку вопросы догерцинской тектоники Северного Прибалхашья в работе не рассматриваются.

## НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнепалеозойские отложения представлены породами синийского, кембрийского и ордовикского возраста. Наиболее древними являются фациально изменчивые морские вулканогенно-кремнистые толщи (5–6 км), сложенные зеленокаменно-изменчивыми спилитами, диабазовыми порфиритами, граувакковыми песчаниками, разноцветными яшмами и кремнистыми сланцами, которые распространены в центральной части Балхашского антиклинория. Согласно решению стратиграфического совещания 1958 г. их возраст условно считается синийским, хотя существует мнение (Трифонов, 1967) о силурийском возрасте по крайней мере части толщ. Формационно сходные образования за пределами района исследования слагают осевую часть Чингизского антиклинория. Там же распространены и фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения, которые отсутствуют на Балхашском антиклинории.

Ордовикские вулканогенно-терригенные отложения на Чингизском антиклинории образуют более полный и мощный разрез (около 3000 м), чем на Балхашском (1500 м). На Балхашском антиклинории они представлены лишь верхним отделом (Никитин, Аполлонов, Тай, 1968) и с резким несогласием залегают на синийских(?) образованиях, на Чингизском антиклинории они связаны постепенным переходом с кембрийскими толщами (Геология Чингизской ..., 1962).

## СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Силурийские отложения распространены на Балхашском и Чингизском антиклинориях. Их стратиграфию разрабатывали многие исследователи, среди которых следует назвать М.П.Русакова, Л.И.Каплун, Т.В.Рукавишникову, Р.М.Антонюка, Н.В.Аксаментову, М.Б.Мычника, Н.А.Севрюгина, С.М.Бандалетова.

На Балхашском антиклинории силурийские отложения представлены алевrolитами и песчаниками, среди которых в верхах разреза появляются прослойки туфогенных пород. На подстилающих образованиях они залегают с угловым несогласием. По данным В.Я.Кошкина, мощности отложений возрастают от центральной части анти-

клинория (1000 м) к его северному и южному краям (2000 м), где увеличивается и полнота разреза: в осевой части антиклинория распространены лишь лудловские отложения, в краевых появляются лландоверийские и уинлоксские.

На Чингизском антиклинории силурийские отложения ложатся на размытую поверхность ордовичских пород. Они представлены, по данным М.Б.Мычника, мощной (2300 м) толщей серо-зеленых песчаников, алевролитов с подчиненными прослоями конгломератов, известняков, туфов, порфиритов лландоверийского возраста и толщей (1000 м) красноцветных конгломератов и андезито-дацитов венлокского яруса. Установлено (Аксаментова, Антонох, 1964а; Великовская, 1965), что в северных частях Предчингизья в силурийское время существовали несколько структурно-фациальных зон, вытянутых вдоль склонов антиклинория.

## ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения девонского возраста – наиболее широко распространенные среднепалеозойские образования района. На Балхашском антиклинории и в Северо-Балхашском синклинории они образуют единую толщу морских терригенных или вулканогенно-осадочных пород. На Чингизском антиклинории в основании они представлены континентальными эффузивами, в верхней части разреза – карбонатно-терригенными породами.

Девонские отложения изучали многие исследователи: В.А.Вахрамеев, Н.Г.Маркова, В.Б.Кочуров, Н.Л.Бубличенко, М.А.Александрова, Л.И.Каплун, Т.Б.Рукавишников, Н.А.Пупышев, М.А.Сенкевич, М.В.Мартынова, Л.Г.Никитина, М.Б.Мычник, М.Б.Быкова, Б.Я.Журавлев, Н.В.Аксаментова, О.Н.Насиканов, В.Я.Кошкин и ряд других. В 1956–1968 гг. обширные новые материалы получили при геологостемянных работах сотрудники Южно-Казахстанского геологического управления И.А.Аниатов, М.Б.Лившиц, М.Б.Лебедь, А.Г.Денисюк, Л.М.Скляренко и сотрудники Казахской экспедиции МГУ и МГРИ М.К.Бахтеев, Е.П.Успенский, Н.Р.Асатуллаев, Т.Н.Голубовская.

В настоящее время среди девонских отложений отчетливо выделяются: 1) нижнедевонско-эйфельские, 2) живетско-франские и 3) фаменские, которые объединяются в единый литолого-структурный комплекс с отложениями турнейского яруса.

### Отложения нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона

Отложения нижнего девона и эйфельского яруса в основном развиты на крыльях синклинория. Меньшие площади они слагают на прилежащих антиклинориях. По составу отложения южного и северного крыльев синклинория существенно различаются. Область перехода между ними скрыта под покровом верхнепалеозойских эффузивов.

На Балхашском антиклинории и в южной части Северо-Балхашского синклинория распространены терригенные отложения нижней половины девонской системы, которые образуют здесь обширные выходы. Повсюду, кроме Итмурундинской ветви антиклинория, нижнедевонские и эйфельские отложения залегают согласно между собой и согласно сменяют силурийскую толщу. На Итмурундинской ветви встречаются лишь образования эйфельского яруса, которые с размывом и несогласием залегают на силурийских породах. Отложения описываются по материалам В.Г.Трифорова (1967) и В.Я.Кошкина (1961), которые подразделяют их на основе палеонтологических данных на жединский, кобленцкий и эйфельский ярусы. Списки фауны приводятся в обширных сводках Л.И.Каплун (1961; Каплун, Рукавишников, 1958) и в указанных работах В.Я.Кошкина и В.Г.Трифорова.

По типу разреза терригенные отложения нижнедевонско-эйфельского комплекса разделяются на четыре зоны. Зоны имеют форму полос, простирающихся в восточной части района широтно, а на западе – в северо-западном направлении.

1. Вдоль широтной ветви Балхашского антиклинория простирается геоантиклинальная зона, которую В.Я.Кошкин (1961) назвал Северо-Балхашской геоантиклиналью, а В.Г.Трифоров (1967) – Краснооктябрьской зоной. На большей части зоны отложения комплекса не сохранились: на размытой поверхности нижнепалеозойских образований залегают фаменские или верхнепалеозойские породы. Отложения низов девона

встречаются лишь к востоку от поселка Красный Октябрь и на южном склоне Саякской синклинали. Их строение характеризует разрез южного крыла Саякской синклинали, где на размытых нижнепалеозойских породах залегают грубообломочные отложения эйфельского яруса мощностью не более 350 м (фиг.4, разрез 1).

К северу и югу от геоантиклинальной зоны мощность отложений нижней половины девонской системы резко возрастает.

2. Южная зона высоких мощностей – Чукарская, по В.Г.Трифонову, – представляет северную часть Северо-Джунгарского синклинория. Она протягивается на восток от Саякской пристани вдоль берега оз. Балхаш. Здесь распространены главным образом туфогенно-терригенные породы (около 2000 м).

К северу от геоантиклинальной зоны В.Г.Трифонов выделяет Котанбулак–Балинскую и Когалыджайдак–Тюлькулинскую зоны, различающиеся по мощности и отчасти по составу кобленцких и эйфельских пород.

3. Котанбулак–Балинская зона включает девонские отложения Саякской, Жирикской и Моинсуйской синклиналей, где развит их полный разрез (1100–1800 м), в котором отсутствуют внутренние размыты. В разрезе преобладают мелкозернистые известковистые песчаники и алевролиты. Строение зоны характеризует разрез колодца Бала (фиг. 4, разрез 2).

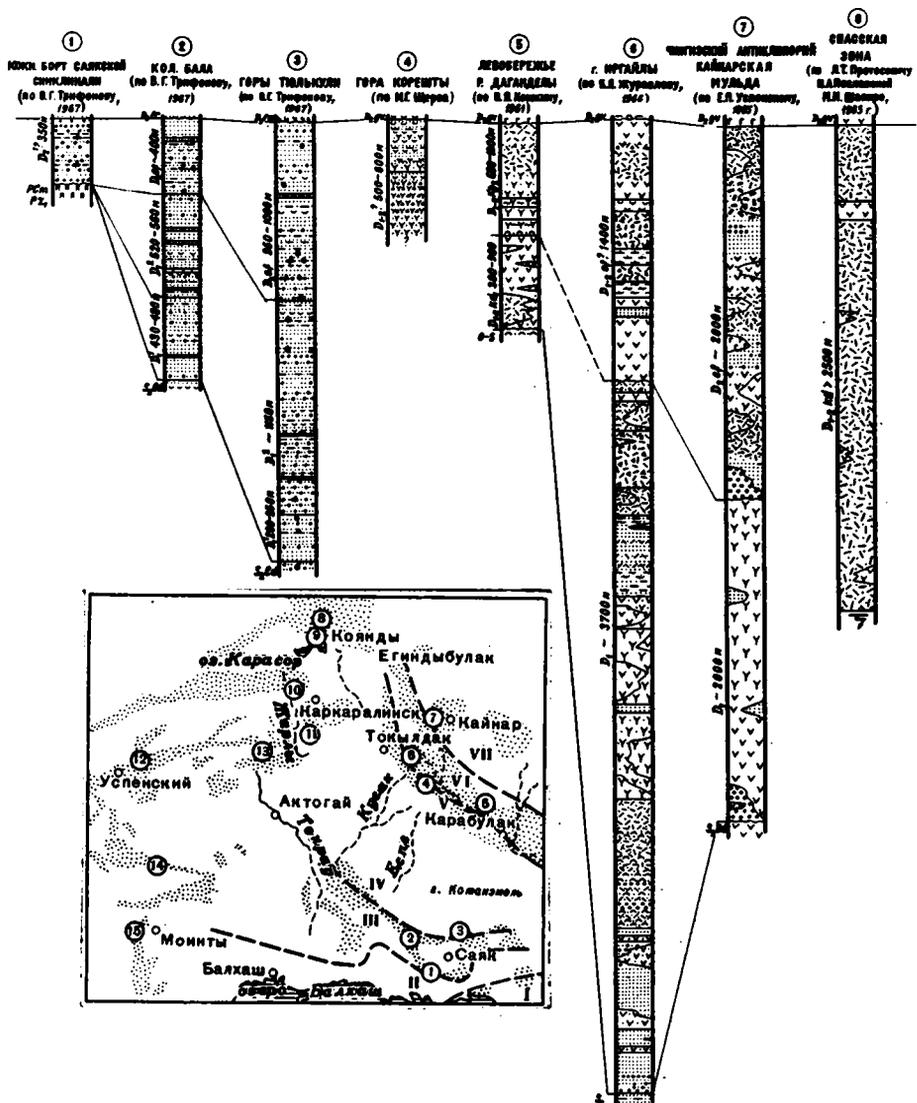
Южная граница зоны резкая. Она точно устанавливается близ южного борта Саякской синклинали, где на расстоянии 3 км мощность нижнедевонских отложений возрастает от нуля до 1300 м.

4. Когалыджайдак–Тюлькулинская зона включает девонские отложения Тюлькулинской зоны смятия, Ашиозекского поднятия и северной окраины Балхашского антиклинория. Как и для Котанбулак–Балинской зоны, для нее характерен полный разрез нижнедевонско-эйфельских отложений (2250–3100 м), среди которых здесь преобладают грубозернистые (средне- и грубозернистые песчаники, гравелиты), менее известковистые породы. Строение зоны характеризует разрез гор Тюлькули (фиг. 4, разрез 3). По данным В.Г.Трифорова (1967), граница зон отчетливо устанавливается севернее Саякской синклинали по изменению облика кобленцких слоев, которые в более северной зоне представлены существенно грубообломочными породами. Суммарная мощность отложений нижней половины девонской системы здесь возрастает почти в 1,5 раза по сравнению с более южной зоной. Таким образом, от Балхашского антиклинория ко внутренним частям смежного синклинория наблюдается непрерывное нарастание мощностей терригенных отложений. При этом меридиональная часть антиклинория также представляет область накопления мощных осадков нижней половины девонской системы.

В пределах Чингизского антиклинория и на северо-восточном борту Северо-Балхашского синклинория отложения нижнего девона и эйфельского яруса представлены континентальными эффузивами и морскими вулканогенно-осадочными породами. Большинство исследователей толща континентальных эффузивов выделяется под названием кайдаульской свиты. Ее возраст устанавливается по растительным остаткам, собранным М.А.Сенкевич в 1956 г. из слоев песчаников и алевролитов среди вулканических пород в горах Айгыржал, а также по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями силура и живетского яруса. По литологическим признакам свита расчленяется на две толщи: нижнюю порфиритовую и верхнюю липарито-дацитовую (Кошкин, 1961; Мычник, Никитина, 1962; Аксаментова, Антонюк, 1964б). В процессе проведенных геологических съемок Казахстанская экспедиция МГУ и МГРИ в 1959–1964 гг. установила, что в горах Айгыржал нижняя толща имеет нижнедевонский возраст, верхняя – эйфельский. Они разделены поверхностью углового несогласия и различаются по палеонтологической характеристике (Журавлев, 1966; Успенский, 1965).

Нижнедевонский комплекс в свою очередь расчленен на две толщи, нижняя из которых имеет значительно более основной состав, чем верхняя. Последняя по составу сходна с эйфельской толщей и, видимо, другими авторами выделяется как одно целое с ней.

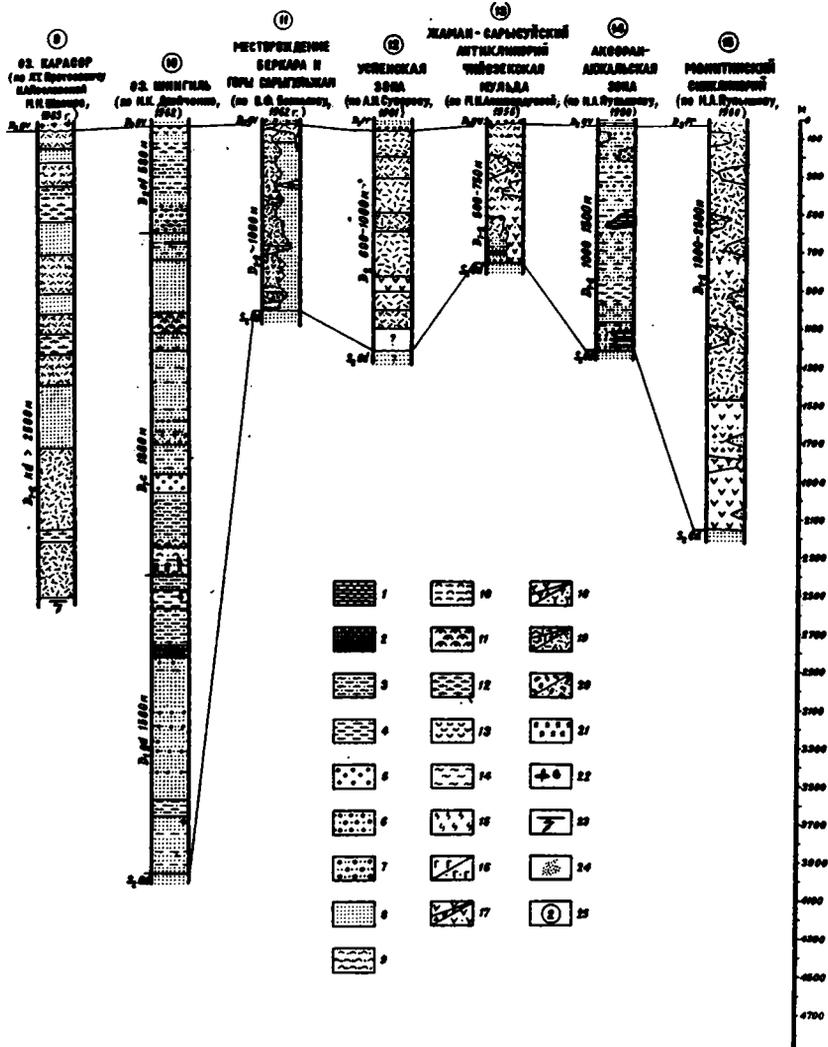
По типу разреза и характеру соотношений с подстилающими породами рассматриваемые отложения разделяются на три зоны, границами которых служат длительно живущие протяженные разрывы. Зоны вытянуты в северо-западном направлении вдоль склонов Чингизского антиклинория.



Фиг. 4. Стратиграфические разрезы отложений

1 - известняки; 2 - известковистые песчаники; 3 - алевролиты; 4 - известковис-  
 8 - средне- и мелкозернистые песчаники; 9 - туфогенные песчаники; 10 - туфоген-  
 14 - кремнистые сланцы; 15 - туфы смешанного состава; 16 - андезитовые порфиры, их туфы и туфовые брекчии; 19 - липаритовые порфиры, их туфы и туфовые брекчии; фауны; 23 - разломы, обрывающие основание разреза; 24 - выходы отложений ниж-  
 резов. Фациальные зоны: I - Чаукарская, II - Краснооктябрьская, III - Котанбулак-  
 гизская, VII - Центральная (геоантиклинальная)

1. Центральная зона охватывает сводовую часть антиклинория. Здесь девонские эффузивы слагают изолированные мульды: Кайнарскую (см. фиг. 4, разрез 7), Машанскую и ряд более мелких (см. фиг. 1). Они залегают с резким несогласием и базальными конгломератами в основании на дислоцированных отложениях нижнего силура и верхнего ордовика. В нижней части разреза (Журавлев, 1966; Успенский, 1965) преобладают эффузивы среднего состава и грубые вулканогенно-осадочные породы. Выше преимущественно распространены кислые лавы и игнимбриты. Мощности свиты колеблется от 2000 м в Кайнарской мульде (см. фиг. 4, разрез 7) до 1200-900 м в горах Машан, Достар, Ордатас. Л.Г.Никитина (1959) установила, что мульда в районе горы Машан возникла на месте кальдеры девонского вулкана. Не исключено, что таково же происхождение и других мульд.



нижнего девона и эйфельского яруса  
 тые алевролиты; 5 - конгломераты; 6 - гравелиты; 7 - грубозернистые песчаники;  
 ные алевролиты; 11 - туфогенные конгломераты; 12 - туффиты; 13 - пелловые туфы;  
 их туфы; 17 - андезиты, их туфы и туфовые брекчии; 18 - дацитовые порфиры, их  
 20 - трахилипаритовые порфиры, их туфы; 21-яшмы; 22 - места находок флоры и  
 него девона и эйфельского яруса (на врезке); 25 - номера и местоположение раз-  
 Балинская, IV - Когалыджадак-Тюлькулинская, V - Карабулакская, VI - Предчин-

2. Предчингизская зона охватывает крыло Чингизского антиклинория и располагается между Акбастауским на севере и Керегежалским и Баканасским разломами на юге, протягиваясь в северо-западном направлении от Бохтинского гранитного массива до поселка Чубартау.

В этой зоне кайдаульская свита включает помимо эффузивов основного и среднего состава линзовидные прослои песчаников, туфопесчаников, реже алевролитов. Наиболее полные и мощные разрезы комплекса встречаются в районе Мизекского вулканического массива, где обнажена подошва и кровля эффузивов, залегающих на верхнем силуре без углового несогласия (Журавлев, 1966, 1967; Успенский, 1965; данные А.К.Мясникова и М.Л.Дороховой 1959г.) Характерны быстрые и резкие изменения мощности и состава пород, обилие жерловых и субвулканических тел.Б.Я.Жу-

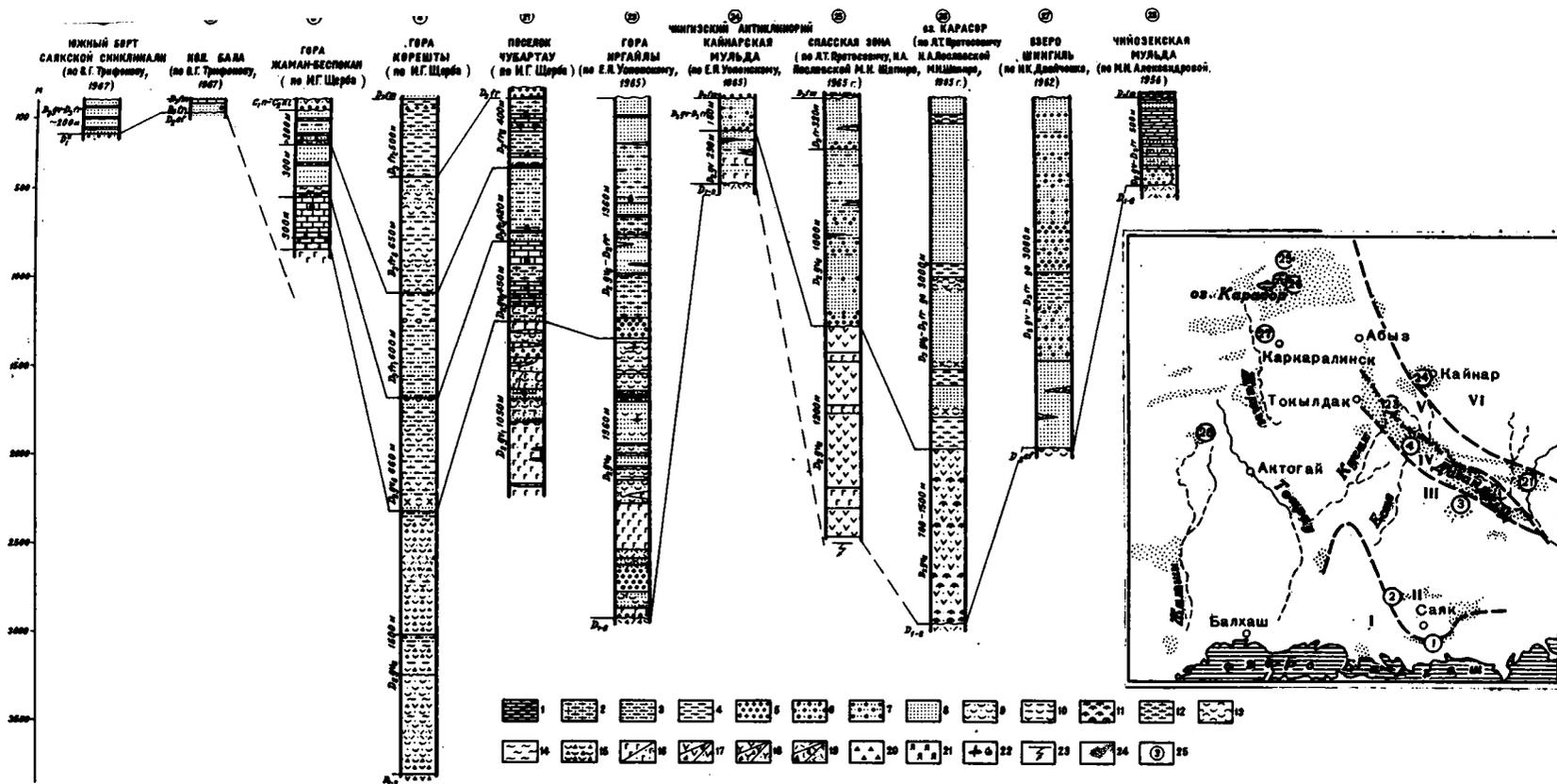
равлев (1966) выделяет три типа разрезов нижедевонских образований: вдоль Акбастауского разлома преобладают эффузивы андезито-базальтового состава (3500 м); к северу от Айгыржальского разлома комплекс сложен в основании туфами, игнимбритами, реже лавами липаритов и липарито-дацитов, которые выше сменяются андезитами и андезито-дацитами (900–1500 м); к югу от Айгыржальского разлома (горы Иргайлы, Мизек, см. фиг. 4, разрез 6), как и в предыдущем случае, в разрезе преобладают средние породы (3000 м), среди которых появляются мощные (несколько сотен метров) линзы терригенных пород, а в основании залегает пачка кислых эффузивов.

Эффузивы эйфельского яруса с размывом и несогласием перекрывают отложения силура и нижнего девона. Они представлены в основном трахилипаритовыми порфирами, их туфами, широко распространены игнимбриты, присутствуют также породы липаритового и дацитового состава. Характерна чрезвычайно быстрая смена пород по горизонтали и вертикали и резкое изменение мощности (от 400 до 3000 м). Б.Я. Журавлев (1967) отмечает, что переходы от одного типа строения отложений к другому очень резкие. Чередование участков развития эффузивов громадной мощности с участками, где они отсутствуют, Б.Ф. Беспалов подчеркивал еще в 1960 г. и считал, что оно связано с первично неравномерным распределением материала. Он полагал, что накопление эффузивов шло в отдельных грабенах, к краевым разломам которых приурочены вулканические аппараты. В.Ф. Беспалов отмечал, что обычно каждая новая пачка туфов и туфолав сопровождается новообразованными жерловинами и экструзиями. Б.Я. Журавлев (1967) также приходит к выводу о приуроченности субвулканических образований к разрывам и о миграции во времени вулканических центров.

Подобный характер строения девонского вулканического комплекса сохраняется до р. Еспе. В более южных частях Предчингизской зоны столь подробный анализ комплекса не производился. Эффузивы были закартированы и описаны в процессе геологических съемок В.Я. Кошкиным, М.Б. Мычником, А.Н. Смирновым, М.Б. Лебедем, И.Ф. Никитиным. В отличие от ранее рассмотренного участка здесь развиты преимущественно породы кислого состава. Подошва эффузивов обнажается лишь к северу от Чингиз-Балхашского разлома, где они с угловым несогласием залегают на породах силура. Это маломощные (не более 600–800 м) туфы липаритов и липарито-дацитов, чередующиеся с туфогенными песчаниками и туфитами. К югу от Чингиз-Балхашского разлома, где девонские эффузивы (2–3 км) слагают Кызылжальский вулканический массив, их подошва не обнажена. В строении массива участвуют туфы, игнимбриты и лавы липаритов и липарито-трахитов, среди них встречаются прослойки туфопесчаников и гравелитов. Значительно менее распространены дациты и андезито-дациты (фиг. 5, разрез 5). Толща имеет чрезвычайно пестрый фациальный состав. Она изобилует субвулканическими телами, наибольшая масса которых сосредоточена в районе гор Хенкельды.

3. Для Карабулакской, или Краевой, зоны характерен вулканогенно-осадочный тип нижедевонско-эйфельских отложений. Эти отложения развиты в правобережной части р. Дагаддели и в горах Кумадыр. Северо-восточная граница их распространения проходит под долиной р. Дагаддели, затем по подошве гор Иргайлы и Кокшетау, где совпадает с Керегежальским разломом. Юго-западный край зоны скрыт под покровом верхнепалеозойских эффузивов. Вулканогенно-осадочные отложения нижнего-среднего девона участвуют в строении единого комплекса пород, формирование которого закончилось в турнейское время. Этот комплекс, широко распространенный на территории зоны, описывался как девонский со времен работ Н.Г. Марковой, В.И. Гоньшаковой и В.Б. Кочурова<sup>1</sup>. В 40-е годы он выделялся В.Ф. Беспаловым при геологических съемках как ниже-среднедевонский. В 1958 г. В.Я. Кошкин расчленил отложения комплекса на ниже-среднедевонские, живетские, франские и фаменские. К нижнему – среднему девону он отнес нижнюю наиболее вулканогенную часть разреза, перекрытую, по его представлениям, пачкой андезитовых порфиритов, которые были отнесены к живетскому ярусу на основании сходства с живетскими

<sup>1</sup> Лишь П.П. Тихонов в 1949 г. ошибочно определил возраст комплекса в районе горы Каинды как визейский.



Фиг. 5. Стратиграфические разрезы отложения живетского и франского ярусов

1 - известняки и доломиты; 2 - известковистые песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - конгломераты; 6 - гравелиты; 7 - грубозернистые песчаники; 8 - мелко- и среднезернистые песчаники; 9 - туфогенные песчаники; 10 - туфогенные алевролиты; 11 - туфогенные гравелиты; 12 - туффиты; 13 - пепловые туфы; 14 - кремнистые сланцы; 15 - туфовые брекчии смешанного состава; 16 - андезито-базальты, их туфы; 17 - андезиты, их туфы и туфовые брекчии; 18 - дацитовые порфиры, их туфы и туфовые брекчии; 19 - липаритовые порфиры, их туфы и туфовые брекчии; 20 - осадочные брекчии; 21 - яшмы; 22 - места находок флоры и фауны; 23 - разломы, обрывающие основание разреза; 24 - выходы отложений живетского и франского ярусов (на врезке); 25 - номера и местоположение разрезов. Фациальные зоны: I - Краснооктябрьская, II - Котанбулак-Балинская, III - Жаман-Беспоканская, IV - Карабулакская, V - Предчингизская, VI - зона Чингизского антиклинория

порфиритами Предчингизской зоны. В.Я.Кошкин отмечал литологическое сходство вулканогенно-осадочных и осадочных отложений нижнего-среднего девона. Он считал, что увеличение в составе пород Карабулакской зоны туфового материала вполне закономерно в связи с приближением к области вулканических извержений.

Однако в настоящее время выделение в составе вулканогенно-осадочного комплекса рассматриваемой зоны ниже-среднедевонских образований оспаривается И.А.Аниатовым, М.Б.Лившицем и И.Б.Соколовой, которые обнаружили в 1965-1967 гг. ниже пачки, насыщенной покровами порфиритов, брахиоподы, по общему облику близкие к верхнеживетским. На этом основании они всю нижнюю часть разреза вулканогенно-осадочных пород в районе между горой Каинды и поселком Карабулак относят к живетскому ярусу. Отложения живетского яруса они расчленяют на туфогенно-порфиритовую, туфогенно-осадочную и осадочно-туфогенную толщи. Нам представляется более целесообразным нижнюю часть разреза в пределах туфогенно-порфиритовой толщи по-прежнему относить к нижнему-среднему девону. К этому нас склоняет определенное сходство верхних толщ вулканогенно-осадочного комплекса с карбонатно-терригенными толщами живетско-франского возраста Предчингизской зоны, свидетельствующее о их синхронности (речь об этом пойдет ниже), и отсутствие такого сходства с живетскими образованиями Предчингизской зоны у нижней толщи. Наконец, аналогичные образования, согласно сменяющие силурийские породы, выделяются, по данным В.Г.Тихомирова, Б.Я.Журавлева, Е.П.Успенского (1959-1964 гг.), Н.В.Аксаментовой (Аксаментова и Антонюк, 1964), в северной части зоны - в горах Кумадыр и западнее р.Тундык. Здесь, близ оз.Саумалколь, Н.В.Аксаментова собрала фауну нижнего девона. В разрезе ниже-среднедевонских отложений этих участков преобладают туфы кислого состава, туффиты и туфогенные песчаники зеленовато-серой окраски. В нижней части встречаются андезитовые порфириды. Мощность отложений колеблется от 700 до 3000 м, в целом увеличиваясь в направлении синклинали.

К северу от горы Корешты и южнее поселка Карабулак отложения низов девона (500-600 м) представлены преимущественно сероцветными слоистыми туфами андезитовых порфиритов, туфопесчаниками, среди которых широко распространены рвущие тела порфиритового состава (см.фиг. 4, разрез 4). Крайний южный выход пород нижнего девона, по данным В.Д.Стеркина 1965 г., находится севернее горы Улькен-Куйкентай на борту Северо-Балхашской впадины. Здесь из-под покрова верхнепалеозойских эффузивов выступают туфы дацитов и липарито-дацитов, песчаники, туфогенные песчаники, кремнистые алевродиты, среди которых собраны брахиоподы нижнего девона (предположительно кобленецкого яруса)<sup>1</sup>. Внутри Северо-Балхашской вулканической впадины ниже-среднедевонские образования нигде не обнажены.

В Северо-Токрауской впадине ниже-среднедевонские образования местами выступают из-под верхнепалеозойских эффузивов. К востоку от Кентского массива, по данным Н.Р.Асатуллаева (1959-1964 гг.), они представлены переслаивающимися серыми и зелеными мелкозернистыми песчаниками, разнозернистыми известковистыми песчаниками и алевродитами, разнозернистыми линзами песчаных известняков (видимая мощность 480-500 м). Н.Р.Асатуллаев собрал в ней остатки криноидей, мшанок и брахиопод нижедевонского облика. В.Ф.Беспалов в 1962 г. определил возраст этих пород как силурийский либо нижедевонский. В районе Каркаралинска в горах Аттабай-Адель, по данным Е.В.Рыбалтовского 1963 г., толща нижнего-среднего девона (около 1 км) почти целиком сложена разнозернистыми песчаниками. Такого же строения ниже-среднедевонских отложений, по сведениям В.Ф.Беспалова, в районе месторождения Беркара, к западу от которого в направлении Успенской зоны смятия (см. фиг. 4, разрез 12) в составе обломочного материала появляется все больше вулканогенных пород, и, наконец, разрез становится вулканогенно-осадочным (см. фиг. 4, разрез 11).

Непосредственный переход от морских терригенных комплексов к вулканогенно-осадочным и затем континентальным вулканогенным комплексам прилегающих каледонид наблюдается на северной окраине Джунгаро-Балхашской провинции, в районе Карасорской синклинали. Терригенные породы (от 1-1,5 до 5 км), среди которых

<sup>1</sup> Определение Л.И.Каплун.

по фауне выделяются образования жединского, кобленцкого и эйфельского ярусов (Двойченко, Харченко, 1962), выступают на юго-западном борту синклинали и образуют Карасорскую зону (см. фиг. 4, разрез 10). К северу от оз. Шингиль их сменяют морские вулканогенно-осадочные отложения того же возраста - чередующиеся песчаники и тонкие кислые туфы (около 2,5 км), описанные И.А.Пославской, Л.П.Протасевичем и М.Н.Шапиро в 1965 г. (см. фиг. 4, разрез 9; Шингильская фациальная зона). Наконец, в Спасской зоне смятия отложения нижнего-среднего девона, по данным тех же авторов и Т.О.Федорова (1968), представлены толщей (2 км) кислых туфов с прослоями андезитовых порфиритов (см. фиг. 4, разрез 8).

Руководствуясь этими данными, можно предположить, что нижнедевонско-эйфельские отложения на территории Северо-Балхашской впадины представлены морскими терригенными, отчасти туфогенно-осадочными породами.

Таким образом, фациальные зоны нижнедевонско-эйфельских отложений в северной части Северо-Балхашского синклинория и на склоне Чингизского антиклинория протягиваются вдоль границ этих структур. На территории Балхашского антиклинория и в южной части синклинория они следуют вдоль широтной части антиклинория и под углом пересекают его долготную ветвь. Мощности отложений нарастают в направлении внутренних частей синклинория.

#### Отложения живетского и франского ярусов

Отложения живетско-франского комплекса представлены морскими терригенными, карбонатно-терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами и континентальными красноцветами.

1. На Балхашском антиклинории и в южной части Северо-Балхашского синклинория распространен хотя и маломощный, но весьма разнообразный по составу комплекс морских и континентальных терригенных пород. Его описание дается по материалам В.Я.Кошкина (1961) и В.Г.Трифорова (1967), которые приводят списки флоры и фауны, подтверждающих живетско-франский возраст комплекса. В основном это грубозернистые песчаники, гравелиты, известковистые песчаники с прослоями известняков и туфов. В этих отложениях В.Я.Кошкин проследил положение береговой линии и установил, что низы живетского яруса представлены регрессивной серией осадков, для которой характерно возрастание крупнозернистости пород снизу вверх, а верхи разреза - трансгрессивной серией. Наиболее широко распространены франские отложения, но даже они развиты на меньшей площади, чем отложения нижней половины девонской системы. Четкой линейной зональности в распределении осадков этого времени не устанавливается. Наиболее полный разрез комплекса (350 м) описан В.Я.Кошкиным (1961) к северо-востоку от поселка Саяк, в восточной части Котанбулак-Балинской зоны, где живетские отложения согласно сменяют пепловые туфы эйфельского яруса. При переходе к геоантиклинальной (Краснооктябрьской) зоне их мощность сокращается до 200-240 м (южный борт Саякской синклинали; фиг. 5, разрез 1).

В геоантиклинальной зоне отложения живетского яруса отсутствуют. Здесь распространены лишь породы франского возраста (20-150 м), представленные красноцветными континентальными песчаниками с валунными конгломератами в основании. К северу от поселка Красный Октябрь они с размывом и несогласием залегают на нижнепалеозойских яшмах.

Уменьшение мощности живетско-франских отложений отмечается не только в широтной части Балхашского антиклинория, но и в направлении его меридиональной ветви (в отложениях нижнего девона - эйфеля такого явления не наблюдалось!). Если в восточной части Когалыдждак-Тюлькулинской зоны, в районе колодца Муллабулак, мощность песчаников и алевролитов живетского и франского ярусов составляет, по данным А.К.Мясникова 1962 г., 500 м, то в горах Тюлькули эти отложения (Трифоров, 1967), представленные конгломератами и грубозернистыми песчаниками, образуют отдельные линзы мощностью в несколько десятков метров. Западнее

р. Ашиозек сохраняются лишь маломощные (35–40 м) песчаники франского яруса (см. фиг. 5, разрез 2), выклинивающиеся близ колодца Бала, где отложения фаменского яруса, восточнее без углового несогласия перекрывавшие франские песчаники, ложатся непосредственно на породы эйфельского яруса. На западном склоне антиклинория в пределах той же зоны местами встречаются мелкозернистые песчаники живетского яруса (140 м), которые и от подстилающих, и от перекрывающих пород отделены поверхностями углового несогласия. Редкие находки живетской фауны отмечаются в песчаниках, подстилающих фаменские образования на северном окончании антиклинория. Но ни мощность, ни распространенность живетских пород здесь не выяснены. Отложения франского яруса на меридиональной части антиклинория не известны.

Таким образом, в живетско–франских отложениях Балхашского антиклинория отчасти сохраняется ранее установившаяся фациальная зональность. Вместе с тем возникают и черты иной зональности: с приближением к меридиональной части антиклинория эти отложения выклиниваются, обозначая растущее поднятие.

На Чингизском антиклинории и северо–восточном борту Северо–Балхашского синклинория отложения комплекса распространены значительно шире, чем на Балхашском антиклинории и в южной части синклинория. Они четко отделяются по литологическим признакам от подстилающих пород и по ним же подразделяются на ряд толщ и пачек. В одних случаях возраст этих подразделений определяется по органическим остаткам, в других – путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными слоями. Живетско–франские отложения представлены морскими вулканогенными, вулканогенно–, туфогенно–осадочными и карбонатно–терригенными толщами. Широко распространены кремнистые породы. Тщательный фациальный анализ этих отложений проведен на участке между р. Карагаш и поселком Чубартау. Помимо личных наблюдений использованы материалы В.Я.Кошкина, М.Б.Мычника, М.Б.Лившица, И.А.Аниязова, Н.И.Лебеда, А.Г.Денисюка, А.В.Лукьянова.

По типу разреза живетско–франские отложения Чингизского антиклинория и прилежащих частей синклинория подразделяются на четыре зоны, между которыми выделяются переходные подзоны. Зоны имеют форму полос северо–западного простирания. Часто их границы совпадают с длительно живущими разломами. В целом эти зоны наследуют таковые нижней половины девонской системы, хотя несколько смещаются в пространстве.

1. Зона Чингизского антиклинория характеризуется очень неоднородным составом живетско–франских отложений, которые сохранились (вероятно, и отлагались) в отдельных мульдах. Они представлены осадками мелкого моря: конгломератами, песчаниками, рифовыми известняками, которые с резким несогласием залегают на разновозрастных толщах нижнего палеозоя. В Кайнарской мульде (Успенский, 1965) в низах разреза встречаются прослой и линзы андезитовых и базальтовых порфириров (см. фиг. 5, разрез 9). Полнота разрезов в разных мульдах неодинакова, изменчива и их мощность (от 600–800 м в верховьях рек Курбаканас и Балга до 1000–1200 м в Кайнарской мульде). Возраст устанавливается на основании находок живетской флоры в низах разреза и франских брахиопод в его верхней части.

2. В Предчингизской зоне, как и в предыдущей, распространены карбонатно–терригенные отложения комплекса, но значительно более мощные, с менее сильно проявленным несогласием в их подошве. Они содержат обильные органические остатки и хорошо стратифицируются. Встречается ряд маркирующих горизонтов, позволяющих в мельчайших деталях сопоставлять далеко отстоящие разрезы.

В зависимости от полноты разреза и соотношения разных компонентов выделяются два типа карбонатно–терригенных отложений: карбонатно–терригенные отложения (с лавами и без лав) и кремнисто–карбонатно–терригенные отложения (переходный тип), образующие фациальные подзоны.

Карбонатно–терригенные отложения с лавами первой подзоны распространены в Чингиз–Балхашском грабене, Иргайлинской мульде и в окрестностях поселка Чубартау и слагают вытянутую в северо–западном направлении полосу. Их стратотилом является разрез у поселка Чубартау (фиг. 5, 6, разрезы 21, 22). Здесь живетско–франские отложения без углового несогласия залегают на туфогенных песчаниках и туфах кайдаульской свиты. В их основании прослеживается маркирующий горизонт (25–30 м) тонкоплитчатых черных кремнистых оолитовых известняков с сотовой

поверхностью, чередующихся с прослоями бурых мергелей. В разрезе пород, залегающих выше кайдаульской свиты, выделяются три толщи, отчетливо различающиеся по литологическим признакам: вулканогенно-терригенная, карбонатно-терригенная и терригенная. Первая содержит фауну живетского яруса, вторая - живетского и франского, третья - франского и в верхней части турнейского. Литологически отложения турнейского и франского ярусов неотличимы.

Для вулканогенно-терригенной толщи (300-1000 м) характерна пестрота состава и изменчивость по простиранию и в разрезе. В ее составе участвуют туфы андезитовых порфиритов, тонкие туффиты, гравелиты, песчаники с плохо сортированным обломочным материалом, кремнистые комковатые известняки. Толща включает многочисленные покровы и субвулканические тела миндалекаменных андезитовых порфиритов. В песчаниках этой толщи М.А.Сенкевич в 1957 г. собрала флору и фауну живетского яруса (Кошкин, 1961): *Mediospirifer medialis* (Hall.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall.), *Atrypa bifidiformis* (Tschern.).

Карбонатно-терригенная толща связана с нижележащими породами постепенным переходом. Она подразделяется на три пачки: нижнюю известняковую, терригенную и верхнюю известняковую. Нижняя пачка (170-280 м) представлена толстоплитчатыми органогенными (в основном коралловыми) известняками, содержащими прослойки песчаников. В ней нами собраны обильные остатки брахиопод и кораллов верхов живетского яруса<sup>1</sup>: *Mucrospirifer mesacostalis* (Hall.), *Spinocyrtia audacula* (Conr.), *Chonetes cf. coronata* Conr., *Spinulicosta spinulicosta* (Hall.), *Atrypa sp. indet.*, *Audacula eifelensis* Verm., *Breviphrentis invaginatus* (Stumm.), *Campophyllum soltenicum* Schtiller, *Cyphylloides tabulatum* Stumm., *C. acutum* Emacova.

Терригенная пачка (350-450 м) состоит из табачно-зеленых тонкозернистых известковистых песчаников и алевролитов с конкрециями черного пелитоморфного известняка, сменяющихся сверху среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В песчаниках нами собраны брахиоподы франского яруса: *Cariniferella tioga* (Hall.), *Mucrospirifer seid* (Nal.), *Spinocyrtia ali* (Nal.), *Cyrtospirifer ex gr. schelonicus* Nal.

Верхняя известковая пачка (250-370 м) состоит внизу из водорослевых известняков, загрязненных глинистой примесью, и тонких известковистых алевролитов в верхней части. Повсеместно в этой пачке собраны брахиоподы франского яруса: *Spinulicosta spinulicosta* (Hall.), *Atrypa sp. indet.*, *Septalaria aff. semilaevis* Roem, *Spinocyrtia ali* (Nal.), *Cariniferella tioga* (Hall.), *Mucrospirifer seid* (Nal.).

Терригенная толща в основании содержит характерный горизонт (20-30 м) красноцветных грубообломочных пород, которые залегают на подстилающих образованиях с размывом, но без углового несогласия. Он состоит из конгломератов, содержащих гальки яшм, кварцитов, эффузивов и известняков (местами преобладают), цементированных красноцветным песчаником или детритусовым известняком, и крупно- и грубозернистых песчаников. Выше залегают кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники с редкими прослоями известняка (1000 м). Среди них встречаются обильные остатки франских брахиопод, на что указывают многие исследователи (Кошкин, 1961; Мычник, Никитина, 1962): *Cariniferella tioga* (Hall.), *Spirifer ali* Nal., *Mediospirifer sp.*

Вместе с тем нами встречены в них и брахиоподы турнейского яруса (фиг. 2, разрез 22): *Leptinella cf. analoga* (Rhill.), *Plicochonetes sp.*, *Fusella praeulbanensis* (Bubl.), *Mucrospirifer cf. tarkhanensis* Bubl. Разрозненные находки брахиопод и аммонитов фаменского яруса в этих породах были сделаны и при мелкомасштабной съемке к западу от поселка Чубартау Л.В. Чистодиевым и А.Г. Дениском в 1967 г. Вероятно, внутри терригенной толщи проходит граница фаменского и франского ярусов. Более определенно положение этой границы в северо-западной части кремнисто-карбонатной подзоны, в верховьях р. Карагаш, о чем речь пойдет ниже.

Живетско-франские отложения имеют строение, подобное описанному выше, в грабене, сопровождающем Чингиз-Балхашский разлом (см. фиг. 6, разрез 20), и в Иргайлинской мульде (см. фиг. 5, разрез 23), где их мощность составляет 1000-1300 м. На значительной части Чингиз-Балхашского грабена в терригенной толще содержатся фосфоритоносные конкреции (Лебедь, 1965).

<sup>1</sup> Брахиоподы определены Т.В.Мартыновой, кораллы - Л.М.Ултиной.

В пределах той же подзоны на поднятиях, разделяющих грабены и отдельные мульды (к северу от гор Иргайлы и Айгыржал), встречаются карбонатно-терригенные отложения без лав (600–800 м). Они представлены серыми и желтозато-серыми полимиктовыми и известковистыми песчаниками, алевролитами и известняками, которые в основании разреза содержат фауну и флору живецкого, а в верхней части – франского ярусов (Аксаментова, Антонюк, 1964б; Кац и др., 1964). По времени образования эта известняково-песчаниковая толща соответствует карбонатно-терригенной и терригенной толщам, распространенным в пониженных участках подзоны. Толща с несогласием и базальными конгломератами в основании залегает на эффузивах кайдаульской свиты и с несогласием же перекрывается отложениями фаменского яруса. По мнению Б.Я.Журавлева (1967), во время образования вулканогенно-осадочной толщи на поднятиях отмечался перерыв.

Таким образом, в распределении различных типов карбонатно-терригенных отложений живецко-франского возраста определяющую роль играют тектонические формы, отраженные в современном структурном плане. Показательны изменения мощностей этих отложений, свидетельствующие об их первично неоднородном распределении на площади Предчигизской зоны. Наиболее велика их мощность (2000–2500 м) в центральной части Чингиз-Балхашского грабена, в правобережной части р. Баканас у поселка Чубартау и в горах Иргайлы (см. фиг. 5, 6, разрезы 20, 21, 23), но в западной части грабена, у могилы Балапан и в левобережной части р. Баканас у поселка Чубартау она сокращается до 1000–1500 м (см. фиг. 6, разрезы 10, 22), а к северу от Иргайлинской мульды – до 100–800 м (Аксаментова, Антонюк, 1964б).

В узкой полосе, прилегающей к Краевой зоне, по берегам р. Дагандели и южнее гор Кокошетау развиты кремнисто-карбонатно-терригенные породы, образующие вторую фаціальную подзону. Разрез этих отложений в целом подобен таковому живецко-франских толщ в первой подзоне, но в нем появляются породы, более свойственные вулканогенно-осадочному типу разреза, о котором речь пойдет ниже. Характерны большая грубость обломочного материала, обилие кремнистых алевролитов и появление в верхних частях разреза красноцветных песчаников. Встречаются линзы дацитовых порфиритов (Успенский, 1965).

Наиболее полный разрез кремнисто-карбонатно-терригенных пород представлен на левом берегу р. Карагаш (см. фиг. 6, разрез 14). Он подразделяется на три толщи.

Вулканогенно-терригенная толща (500 м) залегает без несогласия на эффузивах эйфельского яруса. Она состоит из быстро выклинивающихся прослоев крупно- и грубозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов, реже кремнистых алевролитов, известковистых песчаников и линз коралловых известняков. Распространены покровы и рвущие тела миндалекаменных андезитовых порфиритов. Кораллы, собранные в линзах известняков, указывают на живецкий возраст толщи (М.В.Мартынова, Т.Д.Троицкая, Е.П.Успенский, 1959–1964 гг.).

Карбонатно-терригенная толща (300 м) сходна с такой же толщей у поселка Чубартау. Она имеет то же трехчленное деление и ту же фаунистическую характеристику пачек. Характерно присутствие песчаных прослоев в известняковых пачках.

Терригенная толща (600 м), как и в поселке Чубартау, начинается с красноцветных конгломератов. Выше следуют зеленые кремнистые алевролиты, среди которых встречаются редкие прослои красных комковатых известняков, содержащие остатки трилобитов и франских брахиопод очень плохой сохранности (Успенский, 1965). В средней части толщи алевролитов появляются линзовидные прослои красноцветных крупнозернистых кварцевых песчаников. Линзы этих песчаников имеют резкие границы и быстро выклиниваются, несмотря на то, что их мощность достигает 100–200 м. Местами они полностью замещают по простираению верхнюю часть разреза терригенной толщи.

На толщу зеленых алевролитов с линзами кварцевых красноцветных песчаников ложатся красноцветные полимиктовые косослоистые песчаники, чередующиеся с такими же зелеными алевролитами, как и в терригенной толще. В линзах известняков среди этих пород М.В.Мартынова (1959–1964 гг.) собрала брахиоподы низов фаменского яруса. Таким образом, здесь более четко, чем в других частях зоны развития карбонатно-терригенных отложений, устанавливается граница франского и фаменского ярусов.

Изменения в строении карбонатно-кремнисто-терригенных отложений на площади незначительны. Более существенны колебания мощности отложений: от 2000–2300 м у массива Кызылтас и могилы Баарлы (см. фиг. 6, разрезы 16, 17) до 1500 м в верховьях р. Карагаш и 900–1000 м у горы Акбастар и восточнее поселка Карабулак (см. фиг. 6, разрезы 14, 15, 18), что свидетельствует о неравномерном (видимо, первично неравномерном) распределении карбонатно-кремнисто-терригенных отложений живецко-франского времени.

Юго-западная граница зоны устанавливается по исчезновению из разреза мощных пачек известняков и замещению терригенных пород вулканогенно-осадочными и туфогенно-кремнистыми. Граница карбонатно-терригенной и вулканогенно-осадочной зон на значительном протяжении совпадает с Каиндинским, Ирисуйским, Карабулакским и Куланшинским разломами и имеет весьма извилистые очертания.

3. Карабулакская (или Краевая) зона включает вулканогенно-осадочные и туфогенно-кремнистые отложения живецко-франского возраста, распространенные в полосе северо-западного простирания, которая протягивается от низовьев р. Ирису через горы Каинды и Корешты к горам Кулында и урочищу Беспокан и далее в направлении слияния рек Дагандели и Баканас. К ним относятся туфогенно-осадочная, туфогенно-кремнистая и терригенно-осадочная толщи единого девонско-турнейского комплекса вулканогенно-осадочных пород. Эти толщи занимают то же положение в разрезе девонских пород, что и вулканогенно-терригенная, карбонатно-терригенная и терригенная толщи Предчингизья: между эффузивами и вулканогенно-осадочными породами кайдаульской свиты и красноцветами фаменского яруса (см. фиг. 6). Живецко-франский возраст их подтверждают обнаруженные в них брахиоподы, трилобиты и растительные остатки, а также наличие переходных отложений на границе зон. По типу разреза выделяется две фациальные подзоны.

Подзона вулканогенно-осадочных отложений живецко-франского возраста прилежит к Северо-Балхашской впадине. Типичный разрез вулканогенно-осадочных отложений распространен близ горы Корешты. К сожалению, в нем не обнаружена фауна, поэтому придется воспользоваться скудными находками органических остатков в других частях зоны. В этом разрезе выделяются три толщи: вулканогенно-осадочная, туфогенно-кремнистая и терригенная (см. фиг. 6, разрез 4).

Вулканогенно-осадочная толща (1000–1300 м) залегает согласно на вулканогенно-осадочной толще нижнего девона – эйфеля. Она состоит из зеленовато-, голубовато- и желтовато-серых туфов смешанного состава и туфовых брекчий (размеры обломков в них колеблются от 0,2 до 3 см), песчаников разной зернистости, алевролитов и туффитов. Осадочные породы в ее разрезе преобладают, а туфогенные образуют линзовидные прослои. На участках развития туфов обычно сосредоточены разнообразные рвушцы тела, среди которых преобладают интрузии андезитового и липаритового состава<sup>1</sup>. Наибольшее количество туфогенных пород и рвушх вулканических тел сосредоточено к западу от горы Корешты, в окрестностях горы Каинды и к юго-востоку от гранитного массива Аманбай. В туфогенно-осадочной толще горы Токсанбай геологами Каиндинской партии Южно-Казахстанского геологического управления (ЮКГУ) собрана фауна брахиопод и мшанок плохой сохранности. По определению А.Г.Пламеневской, фауна по общему облику соответствует формам живецко-франского возраста.

Туфогенно-кремнистая толща подразделяется на три пачки: нижнюю туфогенно-кремнистую, терригенную и верхнюю туфогенно-кремнистую. Нижняя туфогенно-кремнистая пачка (270–860 м) сложена светлыми мелкозернистыми витрокластическими туфами и туффитами липарито-дацитового состава, чередующимися с прослоями (20–30 м) алевролитов, алевропелитов, туфопесчаников табачно-зеленых тонов. Пачка терригенных пород (350–400 м) образована монотонными пепельно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками разной зернистости. Верхняя туфогенно-кремнистая пачка (600 м) представлена зеленовато-серыми алевролитами и туфо-алевритами с прослоями желтоватых витрокластических и кристаллокластических

<sup>1</sup> Эти интрузии описаны И.А.Аниатовым (1966), рассматривавшим их совместно с напластованными вулканическими образованиями как единую вулканоплутоническую формацию.

туфов липаритового состава. В 1966 г. в урочище Куланши в этой пачке геологами Каиндинской партии ЮКГУ собраны трилобиты *Rhacops granulatus* (Munster), (*Otarion* sp.), которые, по заключению Н.К.Ившина, характеризуют пачку как верхнедевонскую, скорее всего – франскую.

Терригенная толща (400–800 м) сложена табачно-зелеными и голубовато-серыми алевролитами, чрезвычайно сходными с породами карбонатно-терригенного типа разреза. В верхах разреза геологами Каиндинской партии ЮКГУ в 1967 г. собрана флора: *Tenioscrada* sp., *Leptophloeim rhombicum* Daws, *Sajakia rhomboidae* Senk., *Knoria* sp., *Pteridorachis* sp., которая, по заключению М.А. Сенкевича, свидетельствует о позднедевонском возрасте вмещающих отложений.

Выше залегают красноцветные полимиктовые косослоистые песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями ярко-красных алевролитов. Песчаники содержат верхнедевонскую флору плохой сохранности. В.Я. Кошкин (1961) считал эти красноцветы верхнефранскими, а В.Ф. Беспалов и А.В. Степанов в 1959 г. относили их к фаменскому ярусу. Последнее более вероятно, так как туффиты, песчаники и известковистые песчаники, сменяющие их в разрезе без углового несогласия, по фауне относятся к верхам фаменского яруса.

Рассмотренный разрез без сколько-нибудь существенных изменений выдерживается на площади Карабулакской зоны. Меняется лишь мощность отложений. Наиболее велика она (3500 м) в окрестностях горы Корешты и к югу от поселка Карабулак (см. фиг. 6, разрезы 4–6); а к западу, северу, югу и востоку от горы Корешты (см. фиг. 6, разрезы 7, 8, верховья р. Ирису), к северо-западу и юго-востоку от поселка Карабулак сокращается до 1000–1200 м. В направлении гор Томрат и Улькея–Куйкентай вулканогенно-осадочные отложения выклиниваются. Очевидно, что наиболее мощные осадки заполняют две изолированные впадины.

В полосе, прилегающей к границе с Предчингизской зоной, вулканогенно-осадочные образования приобретают ряд своеобразных черт, сближающих их с одновозрастными карбонатно-терригенными отложениями. Здесь, как и внутри карбонатно-терригенной зоны, выделяется подзона развития переходных – туфогенно-кремнистых – отложений. Разрез туфогенно-кремнистых пород подробно изучен восточнее горы Корешты в окрестностях гранитного массива Аманбай (см. фиг. 6, разрез 10). Для этого разреза характерна большая монотонность, он с трудом поддается расчленению.

Вулканогенно-осадочная толща (около 1000 м) в основном образована продуктами перемыва вулканитов: вулканомиктовыми песчаниками, брекчиями, конгломератами. Эти породы плохо сортированы, переходят одни в другие по простиранию и образуют небольшие линзы протяженностью от 5–10 см до 0,5 км. Существенную роль в строении толши играет также тонкий терригенный и кремнистый материал. В ее верхах среди песчаников много прослоев кремнистых и известково-кремнистых сланцев, вместе с которыми встречаются линзы (до 1 м<sup>2</sup>) известняка.

Туфогенно-кремнистая толща, только условно отделяемая от нижележащей, подразделяется на три пачки. В нижней туфогенно-кремнистой пачке (700 м) преобладают кремнистые сланцы и туфопесчаники, вытесняющие из разреза витрокластические туфы. Встречаются известковистые алевролиты. Терригенная пачка (около 300 м) построена так же, как и в основной подзоне. Весьма своеобразно строение верхней туфогенно-кремнистой пачки (450 м), все породы которой карбонатизированы. Широко распространены известково-кремнистые сланцы. Присутствуют также туфы дацитовых порфиров, в цементе которых существенную роль играет известковый материал.

Терригенная толща (500 м) представлена зелеными алевролитами, среди которых широко распространены известковистые разности.

Подобные отложения распространены в горах Томрат и Аккаин (В.Г. Тихомиров, 1959–1964 гг.), в урочище Куланши и в окрестностях поселка Карабулак: в горах Токсанбай и у могилы Токсанбая (см. фиг. 6, разрезы 9, 12\*, 13<sup>a</sup>, 13<sup>b</sup>). В разрезе

\* В нижней части разреза в урочище Куланши Л.В. Чистодиев и А.Г. Денисюк в 1967 г. обнаружили брахиоподы верхов живетского яруса, комплекс которых аналогичен комплексу, обнаруженному в низах карбонатно-терригенных отложений Чингиз–Балхашского грабена, окрестностей поселка Чубартау, р. Карагаш и др.

13<sup>б</sup> среди зеленых алевролитов терригенной толщи встречаются прослои красных комковатых известняков с остатками гониатитов, что делает ее неотличимой от одноименной толщи карбонатно-терригенного типа разреза. В урочище Куланши, в горах Томрат, в нижней части разреза широко распространены тела порфиритов, такие же, как и в карбонатно-кремнистых отложениях комплекса.

Как и в отложениях ранее рассмотренных типов, в туфогенно-кремнистых отложениях наблюдаются существенные колебания мощности. Наиболее мощны (3000-4000 м) они в горах Томрат, у массива Аманбая и в окрестностях поселка Карабулак (см. фиг. 6, разрезы 9, 8, 13<sup>а</sup>, 13<sup>б</sup>). В урочище Куланши (см. фиг. 6, разрез 12) их мощность уменьшается до 2000 м.

4. Жаман-Беспоканская зона включает все разрозненные выходы терригено-карбонатных живетско-франских отложений, выступающих из-под верхнепалеозойских эффузивов на борту Северо-Балхашского синклинория в полосе между оз. Итколь и горами Кокдомбак (границы зоны также скрыты эффузивами). Это переслаивающиеся известняки, известковистые и туфогенные песчаники, туфы кислого состава. В терригенных породах встречается флора живетского и франского ярусов, в известняках - кораллы живетского яруса.

Наиболее представительный разрез этих отложений находится на горе Жаман-Беспокан (см. фиг. 6, разрез 3). Он подразделяется на две толщи - туфогенно-порфиритовую (до 400 м) и известняково-песчаниковую (до 600 м).

Туфогенно-порфиритовая толща образована туфовыми песчаниками и андезитовыми миндалекаменными порфиритами, подошва которых не обнажена.

Разрез известняково-песчаниковой толщи начинается пачкой известняков и доломитов (300 м), причем последние распространены в основании ее разреза. Известняки являются целиком органическими образованиями (видимо, это коралловый риф), переполненными остатками верхнеживетских кораллов *Helliophyllum aiense* Sosuk, *Aullaephyllum affaminicum* Sosuk и мшанок *Thamnopora proba ascospina* Dubat, Th. aff. *cervicomis* Blainv., Th. aff. *alta* Tschern.<sup>1</sup>

Выше согласно залегает пачка (300 м) бурых мелко- и среднезернистых песчаников, переслаивающихся с пластами (20-25 м) зеленовато-желтых витрокластических туфов и кремнистых сланцев, изобилующих отпечатками флоры. В основании пачки залегает пласт криноидного детритусового известняка. Кверху количество туфовых прослоев возрастает. Туфогенно-песчаниковая пачка с несогласием перекрыта базальными конгломератами калмакэмельской свиты.

Сходный разрез живетско-франских отложений описан В.Д.Стеркиным и А.Ф.Ковалевским в 1965 г. в горах Кокдомбак, где эти отложения подразделяются на живетские (900 м) и франские (около 400 м). Живетские отложения делятся на две пачки: алеврито-песчаниковую (460 м) и известково-алевритовую (440 м). Известняки переполнены остатками живетских кораллов. Отложения франского яруса (?) представлены песчаниками и алевролитами, прослоями туфов, количество которых возрастает вверх по разрезу. На горе Оба, по данным Л.М. Складенко 1967 г., также выступают терригенно-карбонатные отложения комплекса (1200 м). Как видим, мощность терригенно-карбонатных отложений живетско-франского комплекса значительно меньше мощности разновозрастных вулканогенно-осадочных образований. Терригенно-карбонатные отложения близки к тем, что развиты на южном борту Северо-Балхашского синклинория. Видимо, они выстилают все дно этой структуры, постепенно уменьшаясь в мощности в направлении ее южного борта.

Терригенные отложения живетско-франского возраста распространены также в северной части Токрауского синклинория. Они выступают из-под верхнепалеозойских эффузивов близ Кентского и Каркаралинского гранитных массивов. Полный и наиболее мощный разрез (3000 м) комплекса описан в окрестностях оз. Шингиль (Двойченко, Харченко, 1962; см. фиг. 5, разрез 27). Здесь живетско-франские отложения представлены песчаниками, конгломератами и алевролитами, постепенно сменяющимися в разрезе песчаники эйфельского яруса. В южном направлении их мощность сокращается, составляя у южной окраины Карасорской синклинали 1800 м (Р.М. Антонюк, 1961 г.).

<sup>1</sup> Сборы фауны произведены геологами Каиндинской партии, ЮКГУ.

По данным Казахской экспедиции МГУ и МГРИ (1959–1964 гг.), к югу от Бохтинского гранитного массива в разрезе нерасчлененных верхнеживетско-нижнефранских отложений (2000 м) широко развиты серые, зеленовато-серые тонкослоистые полосчатые аргиллиты, алевролиты, туфогенные песчаники и туфы андезитового состава. Известняки, встречающиеся в верхах этого разреза, содержат скудную фауну франского яруса. На северном борту синклинория терригенные отложения сменяются сначала вулканогенно-осадочными, а затем карбонатно-терригенными. Смена на площади разных типов живетско-франских отложений была описана Л.П.Протасевичем, И.А.Пославской и М.Н.Шапиро в 1965 г. По их данным (Пославская, Мигдисов, 1971), в Карасорской зоне нижнеживетские образования представлены толщей (700–1500 м) туфов андезитовых порфиритов и туфогравелитов, выше которых лежат нерасчлененные живетско-франские образования (3000 м): ритмично чередующиеся кремнистые туфы и песчаники карасорской серии (см. фиг. 5, разрез 26). В Спасской зоне их сменяют карбонатно-терригенные отложения акбастауской свиты (верхи живетского-франский ярус), с угловым несогласием лежащие на порфиритах низов живетского яруса (см. фиг. 5, разрез 25).

Карбонатно-терригенные отложения (не более 500 м), относящиеся к верхам живетского – низам франского ярусов, развиты также на западном борту Токрауского синклинория, где они сохранились в отдельных мульдах в восточной части Жаман-Сарысуйского антиклинория (см. фиг. 5, разрез 28). Они лежат, по данным М.И.Александровой (1956, 1963) и Н.А.Пупышева (1963; Александрова, Пупышев, 1956), на размытой поверхности вулканогенно-осадочных пород нижнего девона – эйфеля и с несогласием перекрыты эффузивами верхнего палеозоя. Видимо, эти отложения распространялись и в глубь Токрауской впадины.

Таким образом, во внутренней части Джунгаро-Балхашской провинции живетско-франские отложения представлены в основном маломощными терригенными и карбонатно-терригенными породами. По северной и восточной окраинам Токрауского и Северо-Балхашского синклинориев морские вулканогенно-осадочные отложения живетско-франского комплекса чрезвычайно мощны и связаны постепенными переходами со столь же мощными карбонатно-терригенными и вулканогенными толщами склонов Чингизского антиклинория. Контуры фашиальных зон на этой территории извилистые, распределение осадков внутри них неоднородно и контролируется частными структурами. В целом простирание зон в северной части синклинориев и в Предчингизье сохраняется тем же, что и в начале девона. На Балхашском антиклинории и в южной части Северо-Балхашского синклинория появляются черты новой зональности – в направлении меридиональной части антиклинория выклиниваются отложения всех зон.

#### Отложения фаменского и турнейского ярусов

Отложения фаменского и турнейского ярусов на большей части Центрального Казахстана представлены однообразными карбонатными и карбонатно-терригенными толщами, трансгрессивно перекрывающими более древние породы. Исключение составляет лишь Джунгаро-Балхашская геосинклиналь, где карбонатные толщи сменяются в 2–3 раза более мощными вулканогенными и туфогенно-терригенными. На рассматриваемой территории распространены все четыре типа фаменско-турнейских отложений, а также их переходные разновидности. Эти отложения хорошо стратифицированы и содержат обильные ископаемые остатки.

Стратиграфия карбонатных отложений разработана Д.В.Наливкиным, М.И.Александровой (1963; Александрова, Пупышев, 1956), М.С.Быковой (1960), М.В.Мартыновой (1960; Кач и др., 1964). Основы стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений заложены В.М.Сергиевским (Русаков, Сергиевский, 1941). Большой вклад в ее разработку внесли Л.И.Каплун (1960), В.Я.Кошкин и О.Н.Насиканова (Кошкин, Насиканова, 1960; Кошкин, 1961), В.Ф.Беспалов (1954, 1956 б). Однако до сих пор еще не существует полной ясности в проведении границы фаменского и турнейского ярусов и в определении стратиграфического положения пачки эф-

фузивов (чингильдинская свита В.М.Сергиевского), залегающей в средней части комплекса (Кошкин, Насиканова, 1960; Трифонов, 1967). Мы будем придерживаться схемы, принятой на стратиграфическом совещании 1958 г.

На Балхашском антиклинории и в южной части Северо-Балхашского синклино-рия отложения фаменского и турнейского ярусов представляют собой существенно новый комплекс пород, отличающийся от предыдущих и по литологии, и по фациальной зональности и залегающий трансгрессивно на более древних образованиях. В его строении участвуют морские вулканогенные, терригенные и вулканомиктовые породы. В низах комплекса широко распространены грубообломочные терригенные породы с обломками нижежелезистых толщ. По всему разрезу встречаются прослой известняков и известковистых песчаников, хотя в целом карбонатный материал подавлен терригенным и вулканогенным. В этих прослоях содержатся богатые остатки фауны. Описание комплекса приводится по материалам В.Я.Кошкина, Л.И.Каплун, О.Н.Насикановой, В.Г.Трифорова и М.К.Бахтеева.

Выделяются два типа разрезов фаменско-турнейских отложений: вулканогенно-терригенный и терригенный. Они распространены в четырех обособленных зонах, конфигурация которых существенно отличается от конфигурации фациальных зон более ранних образований и вместе с тем совпадает с современными очертаниями крупных тектонических форм.

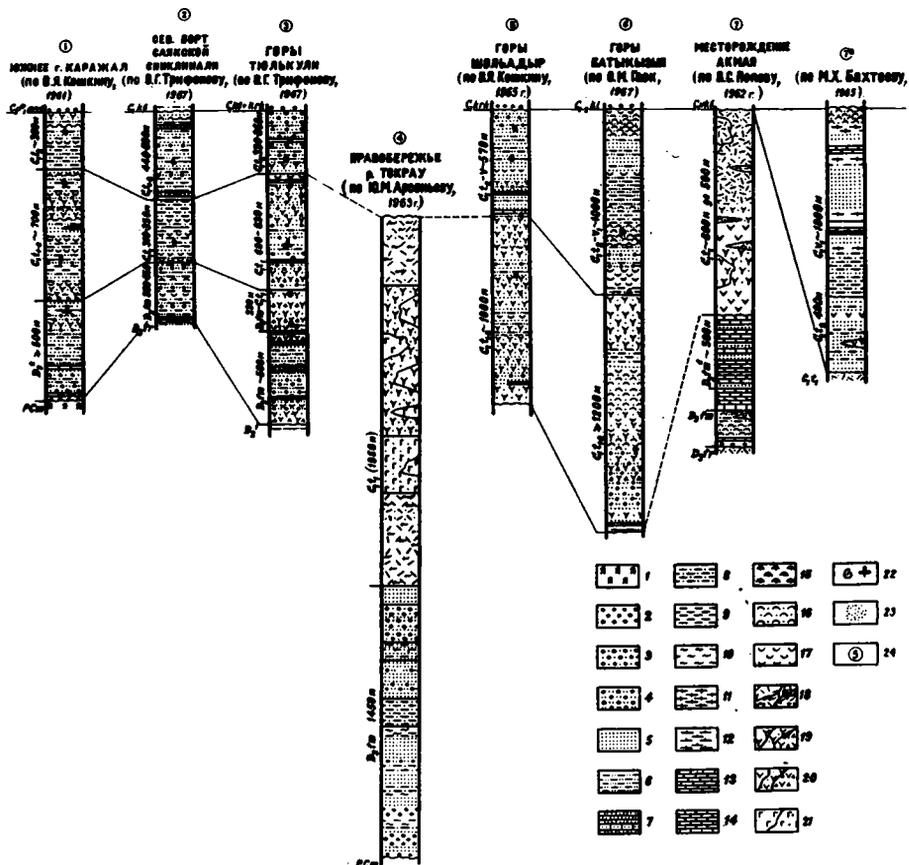
1. Котанбулак-Саякская зона характеризуется терригенным типом отложений (Кошкин, 1961). Она охватывает меридиональную часть антиклинория и Саякскую впадину и имеет дугообразную форму, совпадая с Котанбулак-Балинской зоной и западной частью Когалыджадак-Тюлькулинской зоны нижнего девона.

Отложения фаменского и турнейского ярусов обнажены в Саякской, Бесобинской, Котанбулакской и Каражирикской синклиналях. При этом в Саякской и Бесобинской синклиналях и в синклиналях западного склона антиклинория они различаются по составу, мощности и характеру соотношения с подстилающими толщами и относятся к разным фациальным подзонам.

В Саякской подзоне, охватывающей территорию Саякской и Бесобинской синклиналей, фаменские и турнейские отложения представлены полимиктовыми и туфогенными песчаниками, кремнистыми алевритами, редкими прослоями известняков, пластами туфитов и пепловых туфов. Они всюду, кроме западного борта Саякской синклинали, залегают на породах франского яруса без углового несогласия и разделяются на три толщи, из которых нижняя (фаменская) и верхняя (верхнетурнейская) представлены терригенными породами, а в строении средней (нижнетурнейской) участвуют и туфогенные породы. Количество последних увеличивается с юга на север. В том же направлении возрастает и мощность отложений - от 500 м в южной и западной частях Саякской синклинали (фиг. 7, разрез 2) до 1150 м в северной. На ее южном борту отмечается размыв в основании верхней толщи, выклинивание средней толщи и сокращение разреза до 310 м.

В направлении геоантиклинальной подзоны, охватывающей территорию большей части Балхашского антиклинория, мощность отложений сокращается, появляется несогласие в их основании: на западе Саякской синклинали и в горах Котанбулак они ложатся на казахские слои, на юго-западе синклинали и в горах Каражирик - на среднюю часть сарджальских слоев, севернее горы Итмуруды - на силур и нижний палеозой.

2,3. Калмакэмельская и Кусакская зоны характеризуются вулканогенно-терригенным типом разреза. Они вытянуты в широтном направлении вдоль северных окраин меридиональной и широтной ветвей Балхашского антиклинория. Южная граница Калмакэмельской зоны совпадает с границей Когалыджадак-Тюлькулинской зоны нижнего девона: ею служат Муллабулакский разлом и Ашиозекское поднятие. Кусакская зона резко сечет зоны низов девона. Наиболее представительный разрез вулканогенно-терригенных отложений описан В.Я.Кошкиным, Л.И.Каплун, О.Н.Насикановой в 1955 г. и В.Г.Трифоновым в 1961 г. в горах Тюлькули (см. фиг. 7, разрез 3). Здесь фаменско-турнейские отложения залегают на размытой поверхности казахских слоев и, по-видимому, согласно перекрыты породами визейского яруса. Они подразделяются на три толщи. Нижняя сложена серыми грубо- и среднезернистыми известковистыми, реже туфогенными песчаниками и относится к фаменскому ярусу (500 м). Средняя толща (810-830 м) сложена красно-бурыми, серыми, серо-зелеными туфами



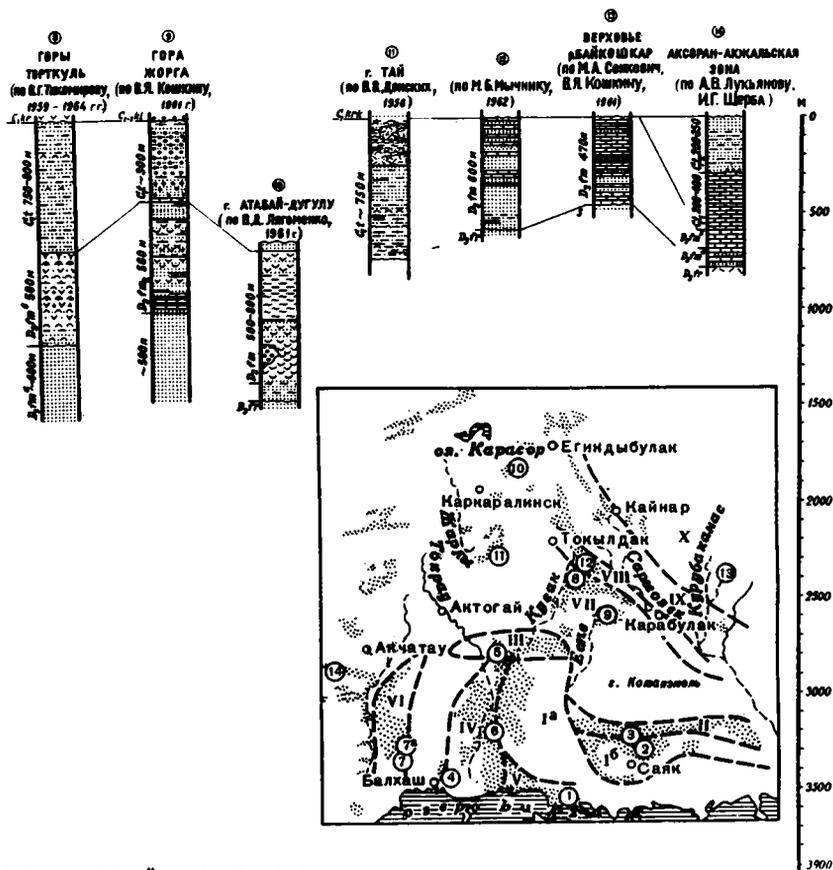
Фиг. 7. Стратиграфические разрезы отложений

1 - яшмы, 2 - конгломераты; 3 - гравелиты; 4-6 - песчаники; 4 - грубозернист алевролиты; 9 - аргиллиты; 10 - кремнистые сланцы; 11 - известковистые песча 16 - тuffогенные песчаники; 17 - пепловые туфы; 18 - липаритовые порфиры, их 20 - андезиты, их туфы и туфовые брекчии; 21 - андезит-базальты, их туфы; 22 - ярусов (на врезке); 24 - номера и местоположение разрезов. Фацialsные I б - Саякская подзона); II - Калмакэмельская; III - Кусакская; IV - Шольадырская; IX - Предчингизская; X - зона Чингизского антиклинория

и туфовыми брекчиями, реже лавами дацитового, изредка липаритового и андезитового состава, переслаивающимися с полимиктовыми и туфогенными песчаниками разной зернистости, конгломератами и алевролитами. По данным В.Г.Трифорова (1967), толща имеет нижнетурнейский, а в самой нижней части (210-230 м), возможно, фаменский возраст. Верхняя толща (330-360 м), сложенная песчаниками разной зернистости, относится к верхнему турне. Без больших изменений такой разрез прослеживается вдоль обенх зон (Кошкин, 1961; Трифонов, 1967). Лишь в восточной части Калмакэмельской зоны, по данным А.К.Мясникова 1962 г., фаменские отложения без углового несогласия ложатся на породы франского яруса.

В южной части Токрауского синклинория вулканогенно-терригенные отложения<sup>1</sup> образуют две зоны, вытянутые в меридиональном направлении и почти под прямым углом пересекающие нижнедевонские зоны. Характерно, что состав эффузивов здесь

<sup>1</sup> Вопросами стратиграфии фаменско-турнейских отложений Токрауского синклинория в последние годы занимался М.К.Бахтеев (1965, 1967), который установил их фацialsную зональность.



фаменского и турнейского ярусов

тые, 5 - среднезернистые, 6 - мелкозернистые; 7 - песчанистые известняки; 8 - ники; 12 - туффиты; 13 - мергели; 14 - известняки; 15 - туфогенные гравелиты; туфовые брекчи, игнимбриты; 19 - дацитовые порфиры, их туфы и туфовые брекчи; места находок фауны и флоры; 23 - выходы отложений фаменского и турнейского зоны: - Котанбулак-Саянская (I a - геоантиклинальная подзона, V - Тасаральская; VI - Акмаинская; VII - Жаман-Беспоканская; VIII - Карабулакская;

более основной, чем в Северо-Балхашском синклинии, где наблюдается унаследование разновременных зон.

1. Наиболее сходна с Калмакэмельской Шольдадырская зона, вытянутая вдоль восточной окраины Токрауского синклиния. Она объединяет разрозненные выходы пород фаменско-турнейского возраста к северу от горы Майтас, в горах Шольдадыр и в провесах кровли гранитных массивов по берегам р. Токрау. Комплекс фаменско-турнейских пород (около 6 км, Бахтеев, 1965) имеет трехчленное деление и ту же литологическую характеристику толщ, что и в Калмакэмельской зоне, но в средней толще появляется больше андезитовых прослоев (см. фиг. 7, разрезы 4,5).

2. В западной части Токрауского синклиния располагается Акмаинская зона, ее фаменско-турнейский комплекс отличается от такового Шольдадырской зоны по составу толщ, наличию перерывов внутри разреза и, наконец, более чем в два раза меньшей мощностью отложений (2400 м). По данным В.С.Попова (1962 г.) и М.К.Бахтеева (1965, 1967), на фаменские отложения (700 м), представленные известняками с прослоями песчаников и конгломератов (фиг. 8, разрез 7), с размывом налегают нижнетурнейские андезиты и андезито-базальты с пачками песчаников (2000 м); верхнетурнейские песчаники и алевролиты (400 м) также содержат прослои андезитов.

3. Небольшой "залит" вулканогенных толщ Южно-Токрауского синклиниория наблюдается на юге Балхашского антиклиниория, в Тасаральской зоне (Кошкин, 1961), вытянутой вдоль оз. Балхаш, к югу от горы Итмурунды. Здесь фаменские отложения (500 м) местами с несогласием залегают на докембрии (см. фиг. 7, разрез 1), местами согласно сменяют франские красноцветы. Они представлены песчаниками, конгломератами, известняками. В основании турнейского яруса появляются кислые туфы, туфолавы (200 м), которые выше сменяются песчаниками (500 м). В западном направлении увеличивается количество грубообломочных и туфогенных пород, среди которых эффузивы образуют покровы мощностью в несколько метров. В этом же направлении возрастает и мощность отложений (до 2000 м).

На Чингизском антиклиниории и на северо-восточном борту Северо-Балхашского синклиниория отложения фаменского и турнейского ярусов распространены мало. Они представлены морскими карбонатными, терригенными и туфогенными породами, которые образуют изолированные выходы, далеко отстоящие один от другого. Фаменские отложения распространены несколько больше турнейских, почти полностью уничтоженных последующим размытием. Расчленение комплекса ведется по литологическим признакам. Выделяются карбонатный, карбонатно-терригенный и туфогенно-терригенный типы разрезов. Зоны развития разных типов отложений вытянуты в северо-западном направлении. Их очертания в целом совпадают с очертаниями фациальных зон живетско-франского комплекса. К особенностям фациальных зон фаменско-турнейского комплекса относятся постепенные переходы между ними.

1. В центральной зоне Чингизского антиклиниория распространены карбонатные отложения, которые с угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании залегают на ниже- и среднедевонских, а местами и ордовичских образованиях. В их составе участвуют желтовато-серые полимиктовые и известковистые печаники и алевролиты, известняки, конгломераты, изобилующие остатками живетских и франских брахиопод. Мощность отложений изменяется от 300-330 м (Кайнарская мульда, Успенский, 1965; мульда в верховьях р. Байкошкар, М.А.Сенкевич; см. фиг. 7, разрез 8) до 50-100 м в менее крупных мульдах (Мычник, Никитина, 1962).

2. В Предчингизской зоне развиты карбонатно-терригенные отложения, частично описывавшиеся при рассмотрении живетско-франского комплекса. В Чингиз-Балхашском грабене они образуют единую толщу с живетско-франскими породами и связаны с ними постепенным переходом, к северу от горы Иргайлы залегают на них со стратиграфическим несогласием (Аксаментова, Антонюк, 1964б). В восточной части грабена у пос. Чубартау это сероцветные песчаники и кремнистые алевролиты с редкими прослоями известняков (см. фиг. 6, разрез 22), содержащие фауну турнейского яруса и не имеющие четкой границы с подстилающими образованиями. На правом берегу р. Дагандели у ее слияния с р. Сарыозек это пачка (600 м) пересланяющихся песчаников, алевролитов, гравелитов, розовато-серых известняков и мергелей (см. фиг. 7, разрез 12), в которых собрана (Мычник, Никитина, 1962; Кошкин, 1961) обильная фауна фаменского и турнейского ярусов.

3. В Карабулакской зоне отложения комплекса обнажены в верховьях рек Керегежал и Карагаш (см. фиг. 6, разрез 12) и в южной части гор Кокчетау. Они представлены преимущественно терригенными породами (1000-1200 м), которые подразделяются на две толщи: нижнюю - красноцветную песчанистую и верхнюю - зеленоцветную алевролитовую. В строении нижней толщи участвуют печаники, алевролиты, аргиллиты с редкими линзами органогенных известняков, в которых М.В.Мартынова в 1959-1964 гг. собрала обильные остатки *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), являющихся руководящей формой нижнего фамена. Верхняя толща сложена зелено-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями глинистых комковатых известняков. В районе могилы Доумен они, по свидетельству М.В.Мартыновой и Т.Д.Троицкой, согласно перекрываются желтовато-серыми песчаниками и алевролитами с фауной турнейского яруса.

4. В Жаман-Беспоканской зоне распространены туфогенно-терригенные отложения фаменского и турнейского ярусов, на большей части зоны перекрытые верхнепалеозойскими эффузивами. Их выходы сосредоточены к югу от Кайндынской зоны смятия: в горах Торткуль, на р. Еспе, в урочищах Кулаши и Беспокан. Туфогенно-осадочные отложения делятся на три толщи: красноцветную и туфогенно-осадочную,

относящиеся к фаменскому ярусу, песчано-конгломератовую, относящуюся к турнейскому ярусу. Их описание мы приводим по личным наблюдениям и по материалам В.Я.Кошкина, И.А.Аниятва, М.Б.Лифшица.

Красноцветная толща распространена наиболее широко. К югу от горы Корешты, в горах Кулыяша, в урочище Беспокан красноцветные песчаники без углового несогласия ложатся на алевролиты франского яруса. К югу от гранитного массива Аманбай между ними наблюдается постепенный переход. Толща чрезвычайно монотонна и однообразна на большой территории. В ее разрезе чередуются фиолетовые и вишнево-красные мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, часто ко-сослоистые, алевролиты и туффиты. Внешне они чрезвычайно схожи с красноцветами Карабулакской зоны. В.Ф.Беспалов, М.В.Мартынова (Кац и др., 1964) относят их к фаменскому ярусу; В.Я.Кошкин (1961), И.А.Аниятв, М.Б.Лифшиц - к франскому ярусу. Тот факт, что в вышележащих отложениях встречается лишь верхнефаменская фауна, заставляет нас присоединиться к мнению авторов, относящих красноцветы к фаменскому ярусу. Мощност красноцветов изменчива. В полосе между урочищем Беспокан на юге и оз. Иткуль на севере она, по данным В.Я.Кошкина (1961), И.А.Аниятва и М.Б. Лифшица, составляет 1000-1500 м. К северо-западу и югу от этой полосы мощност красноцветов сокращается до 400 м в горах Торткуль (Кац и др., 1964) и 500 м в окрестностях горы Жорга (см. фиг.7, разрезы 8,9). Близ р.Кусак красноцветы сменяются черными алевролитами с резким запахом сероводорода и обильной вкрапленностью пирита, среди которых встречаются лишь редкие прослои красноцветных песчаников. По мнению В.Ф.Беспалова, это осадки замкнутых бассейнов с сероводородным заражением. Очевидно, полоса развития наиболее мощных красноцветов была вытянута вдоль борта синклинория. В направлении Центрально-Казахстанского разлома и к его центру мощност отложений сокращалась. Частично, видимо, замыкались и бассейны осадконакопления.

Туфогенно-осадочная толща состоит из желтовато-бурых и зеленых песчаников, кремнистых алевролитов, известковистых песчаников и известняков, чередующихся с редкими прослоями светлых витрокластических туфов, кремненых туффитов и туфопесчаников (см. фиг.7, разрезы 8,9). Песчаники и известняки содержат остатки брахиопод и пеллипод верхов фаменского яруса. Встречаются также отпечатки флоры фаменского яруса. Отложения толщи однообразны на изученной территории. Изменяется лишь степень окварцевания туфов. По данным В.Я.Кошкина (1961), М.Б.Лифшица, И.Б.Соколовой, М.В.Мартыновой, В.Ф.Беспалова, В.Г.Тихомирова, мощност толщи колеблется от 770-980 м в окрестностях горы Жорга и 500-800 м у горы Торткуль (см. фиг.7, разрезы 8,9) до 300 м у оз. Иткуль. Южнее горы Жорга эти отложения неизвестны. Видимо, туфогенно-осадочная толща, как и ниже-лежащая, распространена на борту синклинория неравномерно.

Песчано-конгломератовая толща имеет резкую границу с туфогенно-осадочной толщей. В ряде мест севернее горы Жорга на их границе располагается пласт (60 м) известняков с фауной верхнего фамена. В толще чередуются прослои (20-30 м) серых конгломератов, гравелитов, песчаников и табачных алевролитов. Распространены породы с известковистым цементом и прослои (2-5 м) детритусового известняка (см. фиг.7, разрез 9), содержащие брахиоподы нижне- и среднетурнейского подъярусов. Наибольшей мощности толща достигает в окрестностях горы Жорга (больше 1000 м) и в горах Торткуль (750-800 м). У оз. Иткуль, по данным В.Ф.Беспалова 1959 г., она сокращается до 60 м, а к югу от горы Жорга неизвестна. Очевидно, ко времени накопления песчано-конгломератовой толщи неравномерност в распределении осадков еще более увеличилась. В результате на северо-восточном борту синклинория выделяются участки, где суммарная мощност фаменско-турнейских отложений составляет 1900 (гора Жорга) - 1200 м (горы Торткуль), и участки, где их мощност едва достигает 500-600 м (оз. Иткуль, верховья р. Еспе).

Туфогенно-терригенные отложения фаменско-турнейского комплекса продолжают-ся в северную часть Токрауского синклинория, где они становятся более монотонными. Это тонкослоистые кремнистые сланцы, туффиты, пепловые туфы, в низах которых присутствует фауна фаменского яруса, вверху - турнейского яруса: их мощност близ месторождения Карагайлы превышает 2000 м (см. фиг.7, разрезы 10, 11).

В Успенской зоне смятия туфогенно-терригенные отложения замешаются тонкозернистыми карбонатно-кремнистыми породами, выделяемыми под названием успен-

ской свиты (1500 м, по сведениям Е.П.Рыбалтовского 1963 г.). В направлении каледонид туфоогенно-терригенные отложения, как и на борту Северо-Балхашского синклинория, сменяются карбонатными породами - 400-500 м в Карагандинском бассейне и 600-800 м на Жаман-Сарысуйском и Атасу-Моинтинском антиклинориях (Александрова, Пупышев, 1956; Щерба, Лукьянов, 1967).

Таким образом, фациальные зоны фаменско-турнейских отложений согласуются с современными очертаниями Балхашского антиклинория и орогенных впадин. Мощность терригенных отложений возрастает от краев Балхашского антиклинория в направлении Саякской и Южно-Токрауской впадин. Следующий скачок мощности наблюдается на границе терригенных и вулканогенных отложений, которая проходит близ юго-западного края Северо-Балхашской впадины. На северном борту Северо-Балхашского синклинория сохраняется прежняя фациальная зональность. Вместе с тем увеличивается неравномерность распределения отложений внутри зон. В частности, отмечается уменьшение мощности туфоогенно-осадочных отложений в сторону внутренней части синклинория.

Итак, на большей части Северного Прибалхашья отложения от низов девона (часто от силура) до турнейского яруса карбона образуют единый разрез морских терригенных и вулканогенно-осадочных пород, в пределах которого отмечаются местные перерывы. Лишь нижний комплекс каледонского Чингизского антиклинория представлен континентальными эффузивами.

## ВИЗЕЙСКО-ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения визейско-пермского возраста<sup>1</sup> на территории Северного Прибалхашья представлены существенно иным комплексом пород, среди которых преобладают наземные эффузивы и морские продукты их перемыва. Эти последние на Балхашском антиклинории и в Саякской впадине продолжают разрез среднего палеозоя. Эффузивы, распространенные севернее (на склоне Чингизского антиклинория и в смежных частях синклинория), отделены от подстилающих толщ угловым несогласием. За пределами Джунгаро-Балхашской провинции - на своде Чингизского антиклинория, в Карагандинском бассейне и на Атасу-Моинтинском антиклинории - породы визейско-пермского комплекса распространены незначительно и представлены угленосными и красноцветными отложениями не моложе среднего карбона. Внутри комплекса отмечаются местные перерывы и несогласия, особенно характерные для вулканогенных толщ, что связано с особенностями их накопления.

История изучения визейско-пермских отложений Северного Прибалхашья связана с именами А.К.Мейстера, М.П.Русакова, В.М.Сергиевского, В.А.Вахрамеева, В.Ф.Беспалова, М.Б.Стааль, В.Я.Кошкина. В настоящее время принята предложенная В.Я.Кошкиным в 1960 г. схема расчленения комплекса:  $C_1 v_{1-2}$  - кемельбекская свита;  $C_1 v_2 - n$  - каркаралинская свита;  $C_1 n - C_2$  - калмакэмельская свита;  $C_{2-3}$  - керегетасская свита;  $C_3 - P_1$  - архарлинская свита. Во всех свитах собраны остатки флоры и фауны, списки которой приводятся в отчетах и ряде статей В.Я.Кошкина (1963-1965 гг.), В.Ф.Беспалова (1956-1960 гг.), В.Д.Стеркина (1967 г.) разработаны флористические эталоны для каждой свиты.

Стратиграфическая схема пермских эффузивов, развитых в Баканасской впадине и в восточной части Северо-Балхашской впадины, разработана М.Б.Стааль, А.А.Розенкранцем и В.В.Ковалевой (1956). Они выделяют: нижнепермскую кызылкиинскую свиту<sup>2</sup> лав и игнимбритов липаритового состава и верхнепермские трахибазальтовые порфириды.

<sup>1</sup> В Северном Прибалхашье весь комплекс визейско-пермских пород по традиции называют "верхнепалеозойским".

<sup>2</sup> При последующих геологических съемках В.Д.Стеркин и А.Ф.Ковалевский (1967) отнесли кызылкиинскую свиту к верхней перми, руководствуясь тем, что она лежит на нижнепермских гранитоидах. Отложения свиты, развитые в правобережной части р.Баканас, они назвали ушобинским комплексом.

При проведении геологических съемок и тематических исследований на территории вулканических впадин был выявлен ряд вулканов (Коптева, 1964, 1968; Кошкин, 1964; Курчавов, 1964; Щерба, 1964; Щербакова, 1967). Зародилось представление о вулcano-тектонических структурах, возникающих на их месте (В.Ф.Беспалов, 1954–1962 гг.; Коптева, 1966; Ташинаина, 1960). В конце 60-х годов установлены критерии выделения вулканических аппаратов с помощью геофизических методов (Лялин, Кувшинов, 1968).

Таким образом, к настоящему времени достаточно хорошо разработана стратиграфия визейско-пермских отложений, а также методика картирования эффузивов и выявления вулканических аппаратов. Накопленные знания об особенностях строения и развития вулканических толщ были использованы при проведении данного исследования. Автор изучал главным образом отложения керегетасской и отчасти калмакэмельской и архарлинской свит, которые описаны в основном по собственным наблюдениям. При описании кемельбекской, каркаралинской и архарлинской свит использованы данные В.Ф.Беспалова (1954–1962 гг.), В.Я.Кошкина (1963, 1969а), В.Г.Трифоновой (1967) и др. Эффузивы Токрауских впадин описаны по материалам М.К.Бахтеева (1966, 1967), В.В.Кележинского (1968), В.Г.Тихомирова и других сотрудников Казахской экспедиции МГУ и МГРИ (1959–1964 гг.), М.В.Ташининой (1960; Ташинаина, Розенкранц, 1965), Б.С.Зейлика (1966).

Согласно сложившейся к настоящему времени методике ("Вулканогенные породы...", 1967) в пределах свит выделяются напластованные и рвущие образования, а среди напластованных образований – прижерловые (околожерловые) и удаленные фации (Малеев, 1963). Для отложений прижерловых фаций характерны преобладание разнообразных вулканических брекчий, часто грубых агломератных брекчий, наличие потоков лав и лавовых брекчий, спекшихся туфов и игнимбритов при подчиненном количестве осадочных пород, а также линзовидное строение толщ, часто – беспорядочное залегание отдельных линз. Для удаленных образований характерны преобладание туфогенных и туфогенно-осадочных пород, нередко отлагавшихся в водной среде, и слоистое строение толщ.

Среди рвущих образований выделяются некки (жерловины) и экструзии, сложенные лавами, лавовыми брекчиями, туфами, игнимбритами и непосредственно связанные с напластованными образованиями, а также субвулканические интрузии (купола, силлы, дайки, лакколиты), не выходявшие на дневную поверхность.

### Кемельбекская свита (C<sub>1</sub>v 1–2)

Под названием "кемельбекская свита" выделяются маломощные отложения начала и середины визейского яруса, для которых характерно поразительное постоянство состава на значительной территории Джунгаро-Балхашской провинции. Возраст свиты надежно устанавливается на основании флоры (Кошкин, Радченко, 1965).

В Северо-Балхашском синклинии и на Балхашском антиклинории отложения свиты (120–300 м) обнажены в Саякской и Калмакэмельской синклиналях и на северном борту Северо-Балхашской впадины в окрестностях горы Жорга (фиг. 8, разрезы 4, 7). Они представлены глинистыми, глинисто-кремнистыми алевролитами, песчаниками, конгломератами с редкими прослоями известковистого песчаника. Характерны углистые и кремнисто-железистые сланцы, переходящие местами в бедные железистые руды. В подчиненном количестве присутствуют туфы, редко линзы лав и субвулканические тела андезитового состава (южное крыло Калмакэмельской синклинали). Эти породы на южном борту Саякской синклинали и в районе горы Жорга ложатся на толщи от низов девона до турне. На северном борту Саякской синклинали и в Калмакэмельской синклинали они залегают на подстилающих образованиях без несогласия.

Аналогичным образом свита построена и в Северо-Токрауской впадине (Донских, Зайкина, 1956; см. фиг. 8, разрез 23). В Южно-Токрауской впадине она представлена грубообломочными породами, которые М.К.Бахтеев (1966) описывает как молассы. Здесь конгломераты и песчаники нижнего – среднего визе с резким несогласием лежат на подстилающих образованиях. На западе впадины, в районе месторождения Акмая, среди осадочных пород (1600 м) распространены субвулканические ин-

трузии и туфы кислого состава, присутствие которых В.С.Попов объясняет близостью вулканических центров.

На Чингизском антиклинории и в Карагандинском бассейне разновозрастный комплекс представлен нижневизейскими угленосными отложениями (ашлярикская свита).

### Каркаралинская свита (C<sub>1</sub> v 2-п )

Отложения конца визейского - начала намюрского веков выделяются под названием каркаралинской свиты. Эта свита распространена более широко, чем кемельбекская, и отличается пестрой фациальной изменчивостью. Резко различен ее состав в северной и южной частях Северо-Балхашского синклинория: севернее Муллабулакского разлома она представлена наземными эффузивами, а южнее - морскими терригенными породами с единичными прослоями витрокластических туфов. И в тех, и в других отложениях найдены верхневизейско-намюрские растительные остатки (Кошкин, Радченко, 1965).

На Балхашском антиклинории и в Саякской впадине - в Саякской, Моинсуйской и Котырасанской синклиналях - распространены терригенные отложения, которые представлены зеленовато-серыми песчаниками разной зернистости, гравелитами и мелкогалечными конгломератами (в низах свиты) с единичными прослоями туфов среднего состава (см. фиг. 8, разрезы 3,4). На северном борту Саякской синклинали они согласно сменяют в разрезе отложения кемельбекской свиты, на южном с размывом залегают на турнейских породах. Мощность свиты меняется от 300-500 м на северном борту Саякской и западном борту Моинсуйской синклиналей до 70-100 м на их бортах, прилежащих к центральным частям антиклинория.

На остальной территории антиклинория и южной половины синклинория отложения каркаралинской свиты не выделяются. Судя по тому, что в синклиналях присутствуют обильные обломки нижнепалеозойских пород, последние выходили в ядре антиклинория на дневную поверхность.

В Северо-Балхашской впадине и Тюлькулинской зоне распространены вулканогенные отложения каркаралинской свиты, которые обнажаются широкой полосой, прилежащей к южному краю впадины. В более северных частях впадины они в виде разрозненных выходов встречаются в районе гор Караирек и Жорга. На северо-востоке впадины отложения каркаралинской свиты отсутствуют: в горах Жаман-Беспокан, Оба, Кокдомбак на среднепалеозойские породы ложатся эффузивы калмакэмельской или керегетасской свит. В строении свиты участвуют породы андезитового, андезито-базальтового и липарито-дацитового состава, а также песчаники, туффиты, конгломераты, алевролиты, глинистые и кремнисто-железистые сланцы. Как правило, основные породы тяготеют к низам разреза, кислые - к верхам. Там же сосредоточена и основная масса туфогенно-осадочных пород. Свита характеризуется пестрой фациальной изменчивостью. Наблюдаются определенные различия в ее строении у южного борта (в Калмакэмельской зоне) и в центральной части впадины.

1. В Калмакэмельской зоне, включающей территории Сайкылинской и Калмакэмельской синклиналей, гор Акшоки и Кумадыр, каркаралинская свита залегают на подстилающих породах без несогласия. Она имеет двучленное строение, особенно отчетливо проявленное в восточной части зоны (горы Кумадыр). Здесь, по данным В.Д.Стеркина и А.К.Мясникова, внизу свиты выделяется толща (400 м) туфов и туфолов андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, чередующихся с туфогенными песчаниками, с незначительным стратиграфическим несогласием залегающая на породах турнейского яруса; сверху - слоистая толща (600 м) туфов липарито-дацитового состава, чередующихся с туффитами и туфопесчаниками (см. фиг. 8, разрез 6). Обе толщи пронизаны рвущими телами андезитового и липаритового состава, обычно вытянутыми вдоль слоистости пород.

Свита распределена внутри Калмакэмельской зоны неравномерно. Ее состав изменяется то в сторону увеличения основности пород, то в сторону замены эффузивов осадочными породами. Существенно колеблется их мощность. По сведениям В.Д.Стеркина, в горах Кумадыр она составляет около 1000 м, а к северу, в направлении горы Музбель, возрастает до 4200 м. В интервале между горами Музбель и

восточной окраиной Калмакэмельской синклинали мощность свиты сокращается до 150–500 м (Кошкин, 1963). В ее составе здесь преобладают кислые туфогенно-осадочные породы.

Мощные (около 1000 м) отложения вновь появляются в окрестностях горы Калмакэмель, где состав свиты значительно более основной, чем в восточных районах (см. фиг. 8, разрез 7). В Калмакэмельской синклинали каркаралинская свита связана с кемельбекской постепенным переходом. Большая часть свиты (700 м) сложена грубыми агломератными брекчиями, туфами, реже лавами андезитов-базальтов. Выделяются многочисленные вулканические центры (Кошкин, 1963), разнообразные по форме субвулканические интрузии андезитовых и диабазовых порфиритов. Западнее, в горах Табаккалган, вулканические центры и субвулканические интрузии исчезают (Кошкин, 1963). Состав свиты становится преимущественно осадочным: туфы андезитовых порфиритов чередуются с угленосными отложениями, количество прослоев которых к западу возрастает. Мощность свиты в том же направлении убывает.

2. В Центральной зоне (внутренняя часть впадины) распространены туфы липаритов и туфопесчаники, иногда туфогравелиты. Туфы тонкозернистые, пепловые, местами переходящие в туфовые брекчии с пепловым цементом. Близ горы Жорга они (250–300 м) с угловым несогласием ложатся на породы фаменского и турнейского ярусов (см. фиг. 8, разрез 18). В небольшой синклинали близ оз. Иткуль, где В.Я.Кошкин в 1964 г. обнаружил ряд вулканических аппаратов, мощность свиты достигает 500 м.

На восточной окраине гор Караирек каркаралинская свита (190–700 м) выступает в эрозионных окнах среди более молодых эффузивов. По описанию В.Я.Кошкина, она сложена туфами липаритов-дацитов с подчиненными прослоями алевритов-песчаников, туффитов, конгломератов, которые, видимо, относятся к ее верхам (см. фиг. 8, разрез 12). Северо-восточнее среди пологолежащих туфов появляются крутопадающие тела грубообломочных вулканических брекчий, которые, по предположению В.Я.Кошкина, представляют собой трещинные вулканические жерловины.

В Северо-Токрауской впадине строение свиты чрезвычайно сходно с рассмотренным выше. В ее основании преобладают породы андезитового состава, которые выше сменяются липаритовыми разностями.

1. На юге впадины выделяется Кусакская зона, в пределах которой развиты мощные (400–500 м) существенно лавовые отложения андезитового состава. Зона протягивается в широтном направлении от гор Кокшар до массива Кызылрай. В Кусакской синклинали (горы Кокшар) свита имеет то же строение, что и в Калмакэмельской. Она залегает без углового несогласия на отложениях кемельбекской свиты, но имеет с ними резкий контакт (см. фиг. 8, разрез 23). В основании выделяется пачка (100 м) базальных конгломератов. Многочисленные прослои конгломератов, состоящих в основном из галек порфиритов, встречаются также по всему разрезу свиты. Таково же строение свиты и в правобережной части р. Кусак. Лишь в горах Кызылрай выше андезитов, по данным В.Ф.Беспалова, появляются туфы липаритовых порфиритов.

2. В Центральной зоне свита имеет неоднородное строение. Характерно присутствие большого количества осадочных пород терригенного и вулканогенного происхождения, а также обилие кислых туфов. Всюду, где удается наблюдать подошву свиты, она с резким несогласием ложится на подстилающие породы.

На западной окраине впадины, в горах Байназар и Джаур, свита (400 м), по данным В.Г.Бедрова, в основании представлена туфопесчаниками и порфиритами, которые с несогласием налегают на отложения лудловского яруса. Выше следует переслаивание алевролитов и песчаников с туфоагломератами липаритовых порфиритов. В Успенской зоне свита (600 м), по данным В.С.Малахова, залегает согласно с песчано-конгломератовыми угленосными отложениями кемельбекской свиты, но часто с несогласием ложится на более древние образования.

В горах Конур-Темирши в разрезе свиты, по наблюдениям работавших там геологов В.Ф.Беспалова, В.Г.Тихомирова, И.Л.Дорохова и других, преобладают кислые породы, среди которых распространены нежки и субвулканические тела липаритовых порфиритов и лишь в ее основании присутствуют андезитовые порфириты, которые залегают на различных горизонтах девонских отложений или на углито-глинистых образованиях кемельбекской свиты с базальными конгломератами в основании.

Эти отложения заполняют ряд асимметричных впадин, вытянутых вдоль Центрально-Казахстанского разлома и характеризующихся специфическими разрезами и разными мощностями (1200–3000 м) отложений, связанных, видимо, с местными вулканами.

В Южно-Токрауской впадине роль андезитовых порфиритов в составе свиты ничтожна. Она представлена, по данным М.К.Бахтеева (1966–1967 гг.) и В.Я.Кошкина (1963), толщей (400–1300 м) туфов и игнимбригов липаритов, липарито-дацитов, залегающих очень полого на дислоцированных среднепалеозойских образованиях и нижнекаменноугольных гранитоидах. В зоне сочленения с Балхашским антиклинорием в основании свиты выделяются мощные базальные конгломераты. Вдоль западного борта впадины располагается Акмаинская зона существенно кислого вулканизма, где, по сведениям В.С.Попова, каркаралинская свита (800–1000 м) без углового несогласия залегает на отложениях кемельбекской свиты.

Таким образом, отложения середины визейского – начала намюрского веков существенно отличаются по обстановке осадкообразования и конфигурации фациальных зон от нижележащих образований. В Южно-Токрауской, Северо-Токрауской и в Северо-Балхашской впадинах накапливаются наземные эффузивы, на юге Северо-Балхашского синклиория и на Балхашском антиклинории – морские терригенные породы. На значительной территории породы каркаралинской свиты с несогласием залегают на дислоцированных среднепалеозойских толщах и лишь в Калмакэмельской и Кусакской зонах без углового несогласия сменяют в разрезе нижележащие образования. В этих зонах свита характеризуется более основным составом, чем на остальной территории вулканических впадин.

### Калмакэмельская свита ( $C_1^п - C_2$ )

Отложения намюрского яруса и начала среднего карбона выделяются под названием калмакэмельской свиты. Они слагают обширные площади в Северо-Балхашской и Саякской впадинах и на Балхашском антиклинории, где ложатся на эффузивы каркаралинской свиты, породы девона и нижнего карбона, а также на размытую поверхность гранитных интрузий, прорывающих породы каркаралинской свиты.

Свита образована морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами и наземными эффузивами, области распространения которых резко обособлены. Обломочный материал в морских отложениях представлен вулканогенными породами, и его состав меняется по разрезу так же, как и состав вулканитов. Туфы, присутствующие в разрезе Саякской синклинали, по составу строго соответствуют лавам вулканогенной впадины. Эти данные позволили В.Я.Кошкину (1962) точно сопоставить осадочный и вулканогенный разрезы калмакэмельской свиты. Возраст отложений датируется по брахиоподам, кораллам, мшанкам, пеллециподам и фораминиферам, собранным в известковистых песчаниках Саякской синклинали, а также по растительным остаткам, сохранившимся в эффузивах (последние, по мнению В.Я.Кошкина, более точно указывают на возраст свиты). В ряде мест свита по литологическим признакам разделяется на подсвиты.

На Балхашском антиклинории и в Саякской впадине распространены морские терригенные отложения, которые обнажаются в Саякской, Бесобинской, Жирикской и Моинсуйской синклиналях и в окрестностях горы Батыкызыл. Они представлены песчаниками разной зернистости, пластами конгломератов (низы разреза) и туфов, иногда встречаются известковистые алевролиты. Обломочный материал в основном представлен вулканическими породами, но наряду с ними присутствуют обломки древних комплексов антиклинории, свидетельствующие о существовании на его территории областей размыва. По полноте разреза и характеру соотношения с подстилающими породами терригенные отложения подразделяются на две фациальные зоны.

1. В зоне Балхашского антиклинория свита со стратиграфическим несогласием залегает на среднепалеозойских породах. Лишь в Моинсуйской синклинали калмакэмельские породы без углового несогласия сменяют в разрезе отложения каркара-

линской свиты (см. фиг. 8, разрез 3). Мощность свиты в Моинсуйской синклинали составляет 450–410 м, в Жирикской – 240 м, в грабене урочища Карашат в широтной части Балхашского антиклинория – 725 м (Трифонов, 1967).

2. Саякская фациальная зона охватывает южную окраину Северо-Балхашского синклинория, где калмакэмельская свита сохранилась в Саякской и Бесобинской синклиналях. В Саякской синклинали (см. фиг. 8, разрез 4) она согласно или со слабым размывом сменяет в разрезе каркаралинскую свиту. Несогласие отмечается лишь на северо-западном борту синклинали. Разрез свиты начинается с грубо-зернистых песчаников и полигенных конгломератов, выше следуют полимиктовые и туфогенные песчаники с прослоями туфов, венчающиеся пачкой (100–150 м) туфов и игнимбригов липарито-дацитового состава (Кошкин, 1963; Трифонов, 1967). При переходе с южного борта синклинали на восточный и далее на северный борта в составе свиты возрастает количество туфов. В том же направлении увеличивается мощность свиты – соответственно от 460–480 до 540–580 и 740–770 м (Трифонов, 1967).

В Бесобинской синклинали, по данным В.Я.Кошкина, сохранились лишь конгломераты низов свиты.

Вдоль краев Южно-Токрауской и Северо-Балхашской впадин протягиваются Тасты́йская (Кошкин, 1963) и Котырасанская (Трифонов, 1967) зоны. Здесь туфогенно-осадочные отложения калмакэмельской свиты с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на толщах фаменского и турнейского ярусов. В основании разреза (Трифонов, 1967) залегают конгломераты, выше – туфогенные песчаники и туфы андезито-дацитов. Их мощность меняется от 400 м у колодца Тасты (см. фиг. 8, разрез 5) до 70–100 м на южной окраине гор Кумадыр (В.Д.Стеркин, 1965 г.); в Котырасанской зоне мощность свиты 670–890 м.

В Северо-Балхашской впадине свита представлена андезитовыми, андезито-дацитовыми (до дацитовых) порфиритами, их туфами и брекчиями, а также кислыми туфами и конгломератами, которые выделяются в самостоятельные подсвиты. По типу разреза калмакэмельские отложения Северо-Балхашской впадины подразделяются на три фациальные зоны.

1. В Калмакэмельской зоне свита залегает согласно с подстилающими образованиями. Угловое несогласие в ее подошве отмечает лишь В.Д.Стеркин близ горы Музбель. Там же отчетливо видно налегание порфиритов свиты на гранитоиды, прорывающие каркаралинскую свиту.

Наиболее полный и мощный разрез свиты развит в Калмакэмельской синклинали (см. фиг. 8, разрез 7), где В.Я.Кошкин (1963) подразделил ее на четыре подсвиты: конгломератовую (до 200 м); подсвиту андезитовых порфиритов и их туфов (до 1000 м); подсвиту переслаивающихся туфов андезитового и андезито-дацитового состава с подчиненными андезитовыми порфиритами, игнимбригами дацитового состава, грубообломочными туфами (850 м); подсвиту чередующихся туфов и игнимбригов дацитового и липаритового состава с редкими покровами андезитовых порфиритов (430–700 м). Суммарная мощность свиты на юго-западном и южном бортах синклинали (2500 м) в 1,5 раза больше, чем на северном (1500 м; Трифонов, 1967).

Эффузивы каждой подсвиты связаны с местными вулканическими центрами. Так, андезитовые порфириты второй подсвиты – продукты извержений трещинного вулкана горы Калмакэмель; породы третьей подсвиты отложены в процессе деятельности небольших вулканов центрального типа, располагавшихся на северном борту синклинали (Кошкин, 1963; Трифонов, 1964).

В других частях Калмакэмельской зоны наблюдается менее полный разрез свиты. В Сайкылинской синклинали присутствуют первые три свиты (700–800 м; Кошкин, 1965). По данным В.Д.Стеркина, в окрестностях горы Музбель (см. фиг. 8, разрез 6) свита имеет мощность от 100–130 до 400–500 м и представлена андезитовыми порфиритами и их пирокластолитами с базальными конгломератами (5–20 м) в основании. Распространены субвулканические тела андезитовых порфиритов, трещинные вулканы и цепочки жерловин, вытянутые вдоль широтных разрывов.

2. В Центральной зоне, простирающейся на север от Калмакэмельской зоны до гор Жорга, Канжайля и Улькен-Куйкентай, для свиты характерны малые мощности и несогласное налегание на подстилающие толщи. В ее строении участвуют преимущественно андезитовые порфириты и их туфы, менее распространены дацитовые

и липаритовые порфиры. По объему эти отложения, видимо, соответствуют второй и третьей подсвита, выделяемым в разрезе Калмакэмельской синклинали. Базальтные конгломераты здесь не встречаются. В окрестностях Кокдомбакского гранитного массива порфириты с угловым несогласием ложатся на песчаники живетско-франского комплекса; севернее гор Караирек — на породы каркаралинской свиты.

Состав второй подсвиты в центральной части Северо-Балхашской впадины весьма однообразен. Это монотонные кристаллокластические туфы андезитовых порфиритов, чередующиеся с маломощными покровами лав. Они распространены к югу от горы Огузтау, в окрестностях гор Караирек и Ушкызыл, где их мощность не превышает 500 м, обычно это 200–300 м (см. фиг. 8, разрезы 16, 12, 11).

Отложения третьей подсвиты встречаются в окрестностях гор Чубарайгыр, Музамбель и Котанэмель, выклиниваясь в стороны от этих массивов.

а) В горах Чубарайгыр они обнажаются по их окраинам (Коптева, 1970), сменяясь вверх по разрезу породами нижнекергетасской подсвиты. Их соотношения с подстилающими толщами неясны (см. фиг. 8, разрез 15). Возможно, они ложатся на породы турнейского яруса, которые обнажаются в 1 км к западу от гор Чубарайгыр (см. фиг. 2). Строение подсвиты изменчиво. На юге гор она представлена липаритовыми порфирами и их разнообразными туфами (150–200 м), которые прорваны многочисленными куполами липаритовых порфиритов. На севере присутствуют лишь редкие рвушие тела, не сопровождающиеся напластованными образованиями. Видимо, в этом направлении подсвита выклинивается. Она исчезает в восточнее гор Чубарайгыр, где кергетасская свита ложится непосредственно на порфириты калмакэмельской свиты.

б) Столь же локально третья подсвита распространена и в районе гор Музамбель (фиг. 9), где ее выходы сосредоточены в южной части гор. В 10 км к югу от родника Карагуз (см. фиг. 8, разрез 9) дацитовые порфириты и их туфы (480 м), слагающие подсвиту, без несогласия залегают на андезитовых порфиритах второй подсвиты и также согласно сменяются вверх по разрезу липаритовыми порфирами и их туфами кергетасской свиты. Однако к северу от широты родника Карагуз они исчезают из разреза и кергетасская свита ложится непосредственно на порфириты второй подсвиты (см. фиг. 8, разрез 8).

В южной части гор обнаруживаются остатки вулканического аппарата третьей подсвиты. Здесь в виде останцов кровли гранитного массива распространены разрозненные выходы пород жерловой фации: грубообломочные лавовые брекчии, купола дацитовых порфиритов (фиг. 10), видимо, составлявшие некогда единый массив с поперечником, достигающим 4 км. По составу эти породы идентичны лавовым покровам и туфам, обширное поле которых протягивается на запад от жерловин. В потоках удается измерить направление течения, которое шло почти под прямым углом к жерловинам.

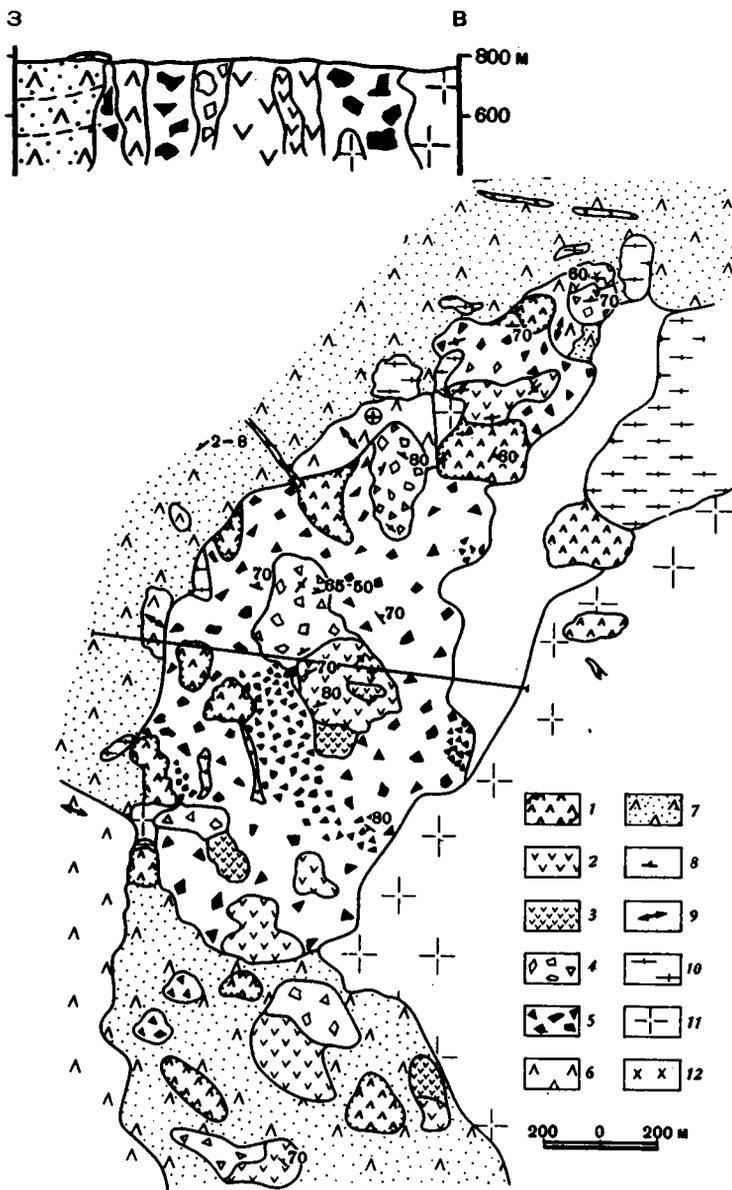
в) Отложения третьей подсвиты, выступающие к югу от гор Котанэмель, литологически сходны с только что описанными. Среди них так же широко распространены породы прижерловых фаций.

Таким образом, третья подсвита калмакэмельской свиты в каждом отдельном случае связана с местными центрами извержений.

3. В Жаман-Беспоканской зоне, протягивающейся вдоль северо-восточного борта впадины и занимающей территорию гор Жорга, Канжайлау, Улькен-Куйкентай, в строении свиты участвуют первая и вторая подсвиты.

Конгломераты первой подсвиты (150–170 м) встречаются в окрестностях горы Жорга, оз. Иткуль, на горе Жаман-Беспокан и в урочище Беспокан, где с угловым несогласием залегают на породах фаменского и турнейского ярусов, либо на кислых эффузивах каркаралинской свиты.

В строении второй подсвиты участвуют преимущественно лавы андезитовых порфиритов, которые распространены в горах Сарыоба (см. фиг. 8, разрезы 19, 20), Тассу, Караозек. По-видимому, они связаны с местными источниками извержений. Крупный (диаметр основания 10–15 км) шитовой вулкан, сложенный покровами лав андезитовых порфиритов, чередующихся с лавовыми брекчиями и туфами, находится в горах Караирек (Кошкин, 1963). В других частях зоны широко распространены разнообразные рвушие тела. Многочисленные жилы и различные по размерам штоки андезитов и дацитов среди лав, агломератов и туфов того же состава обнару-



Фиг. 10. Деталь строения вулканического аппарата третьей калмакэмельской под-  
свиты в горах Музамбель

1 - черные плагиоклазовые дацитовые порфиры с вертикальной флюидалностью; 2 - крупнопорфировые андезито-дацитовые порфиры с вертикально ориентированными вкрапленниками плагиоклаза; 3 - мелкозернистые андезито-дацитовые порфиры; 4 - брекчированные порфиры; 5 - грубообломочные лавовые брекчии флюидалных дацитовых порфиров, 6 - черные плагиопорфиры потока с горизонтальной флюидалностью; 7 - туфы плагиопорфиров; 8 - элементы залегания вкрапленников и наклон флюидалности; 9 - направление течения лав; 10 - сиениты; 11 - рогово-обманковые граниты; 12 - дайки трахилипаритовых порфиров

жены В.Ф.Беспаловым в 1959 г. в горах Бесшоки. В горах Котей располагается крупная субвулканическая интрузия дацитовых порфиров.

Отложения калмакэмельской свиты распределены на площади зоны неравномерно: в окрестностях гор Жорга и Тассу их мощность составляет более 800 м, на остальной территории - 300 - 400, редко 500 м.

В Северо-Токрауской впадине калмакэмельской свите свойственны те же особенности строения, что и в Северо-Балхашской. Здесь выделяются: зона, вытянутая вдоль южного борта, в которой свита залегает согласно с подстилающими толщами и характеризуется высокими мощностями; изометричная зона центральной части впадины, по внешнему краю которой тянется зона с широким развитием грубовалунных конгломератов в основании. В двух последних зонах калмакэмельская свита с несогласием залегает на подстилающих образованиях и не выдержана по мощности.

1. Кусакская зона, как и Калмакэмельская, состоит из изолированных асимметричных синклиналей (Кусакской, Жельтауской, Керегетасской), на южном борту которых мощности отложений выше, чем на северном (соответственно 2300 и 1350 м в Кусакской синклинали; Трифонов, 1967). Синклинали представляют собой конседиментационные структуры со своими вулканическими центрами (Трифонов, 1967; данные В.Ф.Беспалова 1960 г.).

2. В Центральной зоне, по данным работавших там геологов (В.Д.Лягоменко, О.Е.Беляев, В.Ф.Беспалов), резко возрастает роль туфогенного и обломочного материала в составе свиты, а ее мощность сокращается до 300–320 м к востоку от гор Кент и 600 м в горах Карасуран и Тай.

3. В Краевой зоне, вытянутой вдоль северной окраины Северо-Токрауской впадины, развиты в основном туфовые разности андезитовых порфиритов, сочетающиеся с осадочными породами (600–800 м).

В Южно-Токрауской впадине калмакэмельская свита распространена мало. Она встречается лишь в левобережной части р.Жамши и наибольшей мощности (700 м) достигает в юго-западной части впадины, близ месторождения Акмая, где залегает с несогласием на подстилающих породах. В разрезе свиты преобладают туфы андезитового и дацитового состава. М.К.Бахтеев (1967) полагает, что редкие туфы липарито-дацитов располагаются вблизи вулканических центров.

Итак, в отложениях намюрского яруса – начала среднего карбона сохранилась наметившаяся в визейское время зональность в распределении морских и континентальных отложений. На границе между этими крупными зонами возникли зоны развития морских вулканогенно-осадочных пород.

Вулканизм калмакэмельского времени носит субвулканический характер. Разнообразные рвушие тела – лавовые купола, субвулканические экструзии – составляют около трети площади выходов свиты. Излияния основного состава связаны главным образом с трещинными и щитовыми вулканами. Менее распространены излияния дацитов из мелких жерловин.

Вулканические центры сосредоточены на юге и северо-востоке Северо-Балхашской и Северо-Токрауской впадин. Вдоль их южных бортов выделяются зоны наиболее мощных эффузивов, залегающих, как и морские породы Саякской впадины, согласно с нижележащими образованиями, в то время как на остальной территории в основании свиты отмечается угловое и стратиграфическое несогласие.

### Керегетасская свита (C<sub>2-3</sub>)

Отложения керегетасской свиты распространены шире других образований верхнего палеозоя. Они почти полностью покрывают территорию Северо-Балхашской впадины, обнажаются по бортам Саякской синклинали, выделяются в отдельных синклиналях на Балхашском антиклинории, Ащизекском поднятии, а также на юго-западных склонах Чялгизского антиклинория. Свита представлена морскими терригенными и туфогенными отложениями, а также континентальными эффузивами, которые содержат в значительной мере совпадающие комплексы средне- и верхнекаменноугольной флоры и фауны (Кошкин, 1963, 1969а). По литологическим признакам керегетасская свита подразделяется на две подсвиты.

На территории Балхашского антиклинория и Саякской впадины керегетасская свита сложена серыми, реже бурыми, иногда туфогенными песчаниками с прослоями алевроитов, конгломератов, туфов и туффитов. Грубообломочные породы развиты

преимущественно в ее основании, туфогенные – в верхней части. По типу разреза терригенные отложения распадаются на две зоны, конфигурация которых согласуется с очертаниями Балхашского антиклинория и Саякской впадины.

1. В Саякской зоне отложения керегетасской свиты выступают на поверхность по бортам Саякской синклинали, где наблюдается ее полный и мощный разрез (см. фиг. 8, разрез 4). Свита представлена двумя подсвитами (Кошкин, 1962, 1963; Трифионов, 1967): конгломерато-песчаниковой и туфогенно-песчаниковой. По данным В.Г.Трифопова (1967), мощностя свиты максимальна в южной части синклинали (640–670 м нижняя подсвита и 550–580 м верхняя) и сокращается в ее северной половине (соответственно 380–390 и 110 м), а также у западного и восточного бортов (750–1000 м). С севера на юг уменьшается количество туфового материала, одновременно появляются известняки. Таким образом, во время накопления керегетасской свиты на территории Саякской синклинали существовала замкнутая асимметричная впадина, южная часть которой была прогнута значительно глубже, чем северная.

2. В зоне Балхашского антиклинория отложения керегетасской свиты распространены в Жирикской и Котырассанской синклиналях, в районе гор Итбас и Итмурунды. Здесь они описаны В.Я.Кошкиным, В.Г.Трифоновым, И.А.Кузнецовой.

В районе горы Итбас керегетасская свита (650–800 м) с угловым несогласием налегает на толщи ордовика и силура. В ее основании залегают песчаники с линзами гравелита и конгломерата, состоящего из обломков древних метаморфизованных пород и гранитоидов, вверху – пачка известняков, известковистых и полимиктовых песчаников.

В Жирикской и Котырассанской синклиналях к керегетасской свите (50–70 м) условно отнесены верхи разреза верхнепалеозойских отложений: песчаники, гравелиты и конгломераты с пластом литокластического туфа.

В Тастыйской зоне вулканогенно-осадочные отложения керегетасской свиты (1200–1500 м) залегают на калмакэмельской свите без углового несогласия. Нижнюю часть свиты слагают грубозернистые линзы полимиктовых конгломератов, верхнюю – алевролиты, туффиты, пепловые туфы (Трифонов, 1967; Кошкин, 1963; см. фиг. 8, разрез 5). Как и в Саякской впадине, количество туфового материала возрастает вверх по разрезу.

В Северо-Балхашской впадине и на склоне Чингизского антиклинория свита представлена пестрой толщей континентальных эффузивов, которые подразделяются на две подсвиты.

В нижней подсвите выделяются три толщи, каждая из которых соответствует одной фазе вулканизма. Толщи распространены неповсеместно и в разных частях впадины сильно различаются по составу. Тем не менее они сохраняют характерные черты, позволяющие узнавать их в разобренных участках. Толща "а" состоит из туфов и лав андезитового, трахиандезитового и дацитового состава, чередующихся с покровами: игнимбритов, трахилипаритов и дацитов. В северных частях впадины преобладают андезитовые разности, в южных – дацитовые. Толща "в" представлена в основном туфами, туфовыми брекчиями липаритового состава, имеющими характерную желто-зеленую окраску. Толща "с", незначительно распространенная, представлена серыми и коричневато-бурыми трехиандезитами, андезитами, их туфами и игнимбритами.

Верхняя подсвита, залегающая на нижней с несогласием, сложена фиолетовыми туфами, игнимбритами и туфолатами липаритового и трахилипаритового состава.

По характеру вулканизма, особенностям строения свиты и типу соотношения с подстилающими породами выделяются три фациальные зоны.

1. Калмакэмельская зона включает отложения керегетасской свиты Сайкылинской и Калмакэмельской синклиналей и ее отдельные выходы к востоку от горы Акшоки. Здесь распространены главным образом толщи "а" и "в" нижней подсвиты. Верхняя подсвита выделяется лишь в Калмакэмельской синклинали. В строении свиты участвуют туфогенные образования, как правило, хорошо сортированные, четко слоистые, являющиеся продуктами деятельности удаленных вулканов. Мелкие вулканические центры присутствуют лишь в Калмакэмельской синклинали и на северо-востоке гор Музбель.

а) Наиболее полный разрез свиты развит в Калмакэмельской синклинали, где ее состав и мощности меняются (см. фиг. 8, разрез 7). На юго-западном и южном бортах синклинали она залегает без видимого несогласия на породах калмакэмельской свиты. Толща "а" (650 м) сложена песчаниками, конгломератами, туфами, туфовыми брекчиями дацитового состава; толща "в" - туфами липаритовых порфиров.

На северном борту свита со слабым несогласием перекрывает калмакэмельские породы. В ее составе возрастает количество вулканогенного материала. Характерно линзовидное залегание пород разного состава. В толще "а" (250-300 м) преобладают бурые кристаллокластические туфы дацитовых порфиров с подчиненными линзами игнимбритов и туфов того же состава. Местами развиты грубообломочные породы, мощность которых то резко увеличивается, то убывает. Встречаются лавовые покровы и купола андезитовых порфиритов. Толща "в" (600 м) представлена бурыми литокластическими туфами дацитовых порфиров и покровами тонкофлюидальных лав дацитов, связанных с местными жерловинами. Верхняя подсвита (50 м) сложена туфовыми брекчиями липаритовых порфиров.

Суммарная мощность свиты на южном борту синклинали (1300 м) в 1,5 раза больше, чем на северном (900 м). У восточного центриклинального окончания ее мощность также сокращается, что свидетельствует о замкнутости Калмакэмельской впадины в "керегетасское время" (Трифонов, 1967).

б) В Сайкылинской синклинали, по сведениям В.Я.Кошкина, мощность свиты, представленной толщами "а" и "в" нижней подсвиты, составляет 490 м у южного борта и 375 м у северного.

В горах Музбель, по данным В.Д.Стеркина 1967 г., свита (800 м) представлена игнимбритами и грубыми агломератными брекчиями дацитовых порфиров и трахиандезитовыми порфиритами и их туфами, которые, видимо, относятся к толщам "а" и "в" нижней подсвиты. Встречаются мелкие жерловины игнимбритов (см. фиг. 8, разрез 6).

Таким образом, распределение отложений внутри Калмакэмельской зоны было неравномерным. В большинстве случаев установлено, что у южных бортов коробчатых синклиналей распространены более мощные отложения, чем у северных. Отмечается также уменьшение мощностей к краям этих структур.

Севернее Сайкылинской и Калмакэмельской синклиналей, гор Музбель и Музбельского разлома керегетасская свита с несогласием ложится на породы каркарлинской и калмакэмельской свит и характеризуется крайне неравномерным распределением на площади. Ее отложения слагают крупные синклиналеподобные структуры (вулканотектонические депрессии) и имеют в каждой из них специфическое строение. В отличие от синклиналей Калмакэмельской зоны внутри вулканотектонических депрессий располагаются вулканические центры, с которыми связаны слагающие их породы. В строении этих структур принимают участие как прижерловые, так и удаленные фации вулканических областей. Рвушие тела занимают до 30% площади депрессий. Мощность свиты в них колеблется от 1-1,5 до 2-2,5 км, сокращаясь от центральных частей к краям. В промежутках между депрессиями отложения свиты крайне маломощны. Здесь выделяются две зоны, различающиеся по составу эффузивов.

2. В Центральной зоне (Архарлинской, по В.Я.Кошкину, 1963), охватывающей территорию гор Кызылтас, Караирек, Елтакора, Ушкызыл, Музамбель, свита имеет липаритовый и липарито-дацитовый состав. Здесь распространены главным образом толщи "а" и "в" нижней подсвиты и верхняя подсвита. Керегетасская свита слагает пять вулканотектонических депрессий: Музамбельскую, Караирекскую, Елтакоринскую, Кызылтасскую и Ушкызыльскую, в каждой из которых ее разрез специфичен.

а) В Музамбельской депрессии керегетасская свита (см. фиг. 8, разрезы 8, 9) залегает на разных подсвитах калмакэмельской свиты: в южной части депрессии на кислых туфах третьей подсвиты, в северной - на второй, андезитовой, подсвите. Контакт свиты с нижележащими образованиями, как правило, резкий. Ее слои падают значительно круче подстилающих пород, которые на контакте с керегетасской свитой либо резко увеличивают наклон (восточная и южная окраины гор Музамбель), либо отделяются от нее разломом (западный борт депрессии).

Внутри депрессии выделяются две фациальные разновидности вулканических пород, которые образуют внешнюю и внутреннюю зоны. Первая зона, вытянутая вдоль южной, восточной и северной окраин депрессии, сложена породами удаленных вулканических фаций; вторая, расположенная в центральной части депрессии, — околожерловыми образованиями. Эти зоны различаются по характеру напластования пород, их структурным и текстурным признакам.

Во внешней зоне (см. фиг. 8, разрез 9) толща "а" (400 м) представлена зелено-серыми туфами, туфовыми брекчиями липаритовых порфиров с тонкими линзочками зеленых туффов. Вдоль южного борта депрессии, близ границы с внутренней зоной, распространены куполовидные экструзии игнимбритовидных дацитовых порфиров, многие из которых окружены грубыми брекчиями, состоящими из глыб игнимбрита, сцементированных туфом.

Толща "в" заполняет три изолированные синклинали, вытянутые вдоль юго-восточного борта депрессии. Толща (500–750 м) представлена слоистыми зелеными туфами смешанного состава, состоящими из обломков от алевроитовой до гравелитовой размерности, туфогенными песчаниками и пепловыми туфами, которые вверху сменяются туфовыми брекчиями с обломками красных лав кислого состава. Для пород характерна хорошая сортированность обломочного материала, его четкая механическая дифференциация, что свидетельствует об их переотложенности. Вдоль бортов синклиналей располагаются субвулканические силлы и лакколиты трахилипаритовых порфиров, связанные с толщей "в". На северной окраине депрессии эти туфы имеют мощность не более 200 м.

Разрез свиты заканчивают игнимбриты дацитового состава (100–150 м), относимые нами к верхнекерегетасской подсвите. Они развиты лишь в юго-западной части депрессии, где с несогласием залегают как на породах толщи "в", так и на порфиритах калмакэмельской свиты. Игнимбриты связаны с линейной жерловиной, прорывающей нижнекерегетасские туфы.

Во внутренней зоне (см. фиг. 8, разрез 8) толща "а" (500–900 м) представлена красными туфами липаритовых порфиров с крупными вкрапленниками кварца и их туфовыми брекчиями с уплощенными, "потекшими" обломками. Среди этих пород на западной окраине зоны, к северу от родника Карагуз распространены мелкие (300–350 м<sup>2</sup>) жерловины, заполненные лавовыми брекчиями липаритовых порфиров.

Толща "в" (700–750 м) представляет беспорядочное нагромождение тонкозернистых слоистых туфов липаритового состава (аналоги туфов в основании разреза первого типа) и потоков вишнево-красных плагиоклазовых липаритовых порфиров, их грубообломочных (обломки размером 10–25 см) агломератных брекчий и игнимбритовых брекчий с уплощенными линзовидными обломками, которые прорываются жерловинами, сложенными лавовыми брекчиями липаритовых порфиров, и куполами трахилипаритовых порфиров. Все эти образования, как правило, прислоняются к нижележащей толще. В плане (см. фиг. 9) последовательность расположения этих образований такова: жерловина, окруженная грубообломочными агломератными брекчиями, размер обломков лав в которых уменьшается по мере удаления от жерловины; на некотором удалении от жерловины те же брекчии, но менее грубообломочные, с уплощенными обломками, залегают на грубых брекчиях, а частично замещают их по простиранию; еще дальше эти брекчии перекрываются лавами порфиров. Иногда в разрезе эффузивов, связанных с одной жерловиной, встречается несколько потоков лав, перемежающихся с туфовыми брекчиями. Как правило, каждый поток близ жерловины падает круче, чем вдали от нее. По простиранию перечисленные образования тянутся на 2–3 км и по падению, видимо, не больше. В удалении от жерловины они сменяются равномернoзернистыми туфами. По-видимому, здесь происходили многократные извержения порфиров из мелких жерловин, впоследствии закупоренных брекчированной лавой. В современном срезе обнажаются внутренние части небольших вулканических конусов и разделяющие их участки, заполненные туфами.

б) Такие же существенно кислые породы керегетасской свиты, описанные В.Я. Кошкиным в 1965 г., слагают Кызылтасскую депрессию.

Как и в рассмотренном ранее случае, здесь выделяются зоны развития околожерловых и удаленных вулканических фаций. Околожерловые образования сосредоточены в юго-восточной части депрессии, где выделяется ряд жерловин, окруженных гру-

быми агломератными брекчиями или игнимбритами, и множество субвулканических тел липаритовых порфиров. Околожерловые образования полукольцом окружены удаленными вулканическими фациями – однообразными туфами липаритовых порфиров (350 м), распространенными на северной, западной и юго-западной окраинах депрессии.

В Ушкызыльской, Караирекской и Елтакоринской вулканотектонических депрессиях разрез свиты несколько более основной (дацитовый), чем рассмотренный выше.

в) Наиболее просто построена свита в Елтакоринской депрессии, разрез которой описан В.Я.Кошкиным (см. фиг. 8, разрез 14). Здесь на дацитовые порфиры второй подсвиты калмакэмельской свиты, выступающие в северной части гор, ложатся черно-фиолетовые кристаллокластические туфы и игнимбиты дацитовых порфиров с редкими прослоями пепловых туфов (335 м). Видимо, они относятся к толще "а" нижней подсвиты. Толща "в" (490 м) представлена туфами и туфоконгломератами липаритового состава, которые прорваны некками и субвулканическими телами флюидальных липарито-дацитов, сосредоточенными в центре депрессии.

г) В Караирекской депрессии отложения керегетасской свиты подразделяются на четыре толщи, которые В.Я.Кошкин (1963) называет подсвитами. Согласно нашему разделению свиты это толщи "а" и "в" нижней подсвиты и верхняя подсвита (см. фиг. 8, разрез 12).

Выделяются внутренняя и внешняя зоны распространения прижерловых и удаленных вулканических фаций.

Внешняя зона прослеживается вдоль всей периферии депрессии. Наиболее полный и четко стратифицированный разрез свиты (400–450 м) описан В.Я.Кошкиным на северо-восточной окраине гор Караирек. Здесь свита с размывом ложится на туфы андезитовых порфиритов калмакэмельской свиты. Толща "а" (56 м) сложена фиолетово-серыми туфами андезитовых порфиритов, толща "в" (56–150 м) – туфовыми брекчиями зеленовато-серых липаритовых порфиров с разным содержанием обломков. В основании толщи "в" среди обломков преобладают кислые эффузивы, а в верхней части – афировые порфириты нижней толщи. На северной окраине гор разрез толщи "в" дополняется пластами (70–100 м) игнимбитов липаритового состава. Характерно, что здесь эффузивы толщи "в" ложатся с несогласием на разные породы, начиная от кислых туфов каркаралинской свиты и кончая порфиритами нижнекерегетасской подсвиты. Вторая подсвита (около 200 м) представлена чередующимися туфами дацитового и трахиандезитового состава, а также черными и темно-коричневыми игнимбритами. На них с размывом лежит покров (10–15 м) игнимбритовидных туфов андезитового состава, который В.Я.Кошкин выделил в самостоятельную подсвиту.

В юго-восточной части гор Караирек, во внутренней зоне, керегетасская свита представлена почти исключительно рущими образованиями. Здесь на 5–6 км протягивается широкая (1 км) зона жерловин трещинного типа, относящихся к толще "а". Трещинные каналы наклонены на северо-запад под углами от 45 до 80°. Жерловины заполнены спекшимися, часто игнимбритовидными кристаллокластическими туфами трахидацитового, реже трахитового и дацитового состава. Характерны обломки розовых гранитов. К юго-востоку от каналов отходят потоки дацитовых порфиров и их спекшихся туфов протяженностью 2–3 км и мощностью 10–150 м. Здесь же распространены и крутые лакколитообразные субвулканические тела, сложенные щелочными дацитовыми порфирами. К северу от трещинного канала толщи "а" располагаются жерловины толщи "в", заполненные серыми брекчированными туфами липаритового состава. Это округлые штоки с поперечником от 250 до 600 м. Субвулканические тела, связанные с толщей "в", представлены плотными зеленовато-серыми и серо-желтыми липаритовыми порфирами с многочисленными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Эти тела распространены не только в зоне развития жерловин, но и на северной окраине Караирекского массива.

Игнимбиты второй подсвиты распространены локально, вокруг отдельных магмоподводящих трещин и заметно отличаются в разных выходах. Трещины ориентированы в близмеридиональном направлении. Мощность покровов литокластических и спекшихся туфов и игнимбитов дацитовых порфиров колеблется от 175 до 230 м.

д) Ушкызыльская депрессия состоит из трех четко выраженных структур (фиг. 11): Ушкызыльской синклинали, располагающейся на севере депрессии, Асильханского грабена на юге и разделяющего их вала, в ядре которого выступают порфиры калмакэмельской свиты.

Ушкызыльская синклиналь, в которой керегетасская свита представлена исключительно прижерловыми вулканическими фациями, является внутренней зоной депрессии (см. фиг. 8, разрез 11). Керегетасская свита ложится на туфы андезитовых порфиритов второй подсвиты калмакэмельской свиты, которые выступают на западном, юго-западном и восточном бортах синклинали. На восточном борту в основании свиты выделяется пачка (30 м) туфогенных песчаников с крупными валунами андезитовых порфиритов.

Толща "а" (200–1150 м) нижней подсвиты представлена нагромождением красных лав, зеленых пепловых и кристаллокластических туфов дацитов и трахидацитов. Изредка на восточном борту синклинали они образуют четкие пластующиеся тела. Встречаются также туфовые брекчии с пепловым цементом, содержащие угловатые обломки (от 0,5–5 до 30–40 см) красных лав или спекшихся туфов дацитовых порфиритов. На восточном и юго-западном бортах синклинали распространены изометричные жерловины, заполненные брекчиевидными спекшимися лавоподобными туфами трахидацитов. Помимо "собственных" обломков встречаются обломки и более основных лав, содержащие вкрапленники темноцветных минералов. Субвулканические тела, приуроченные к толще "а", представлены двумя разновидностями пород. Серофиолетовые крупнопорфировые трахидациты с флюидальной основной массой образуют лакколиты и силлы, реже штоки (с диаметром от десятков метров до первых километров). Они распространены по юго-западной и восточной окраинам синклинали и на валу, отделяющем синклиналь от Асильханского грабена, и слагают от 30 до 50% площади выходов толщи "а". Коричневато-фиолетовые дацитовые порфиры с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и биотита, часто имеющие игнимбритовый облик, прорывают интрузии трахидацитов и образуют крупные (от нескольких десятков квадратных метров до 25–30 км<sup>2</sup>) тела, расположенные вдоль бортов синклинали и депрессии. Крупнейшее тело игнимбритовидных дацитовых порфиритов расположено на северной окраине синклинали. Это лакколит, мощность горизонтальной залежи которого в краевых частях не превышает нескольких метров. В его центральной надкорневой части встречаются грубообломочные лавовые брекчии, по-видимому, заполнявшие трубки взрыва диаметром 0,3–0,5 км и указывающие на то, что местами лакколит выходил на дневную поверхность.

Толща "в" (500–600 м) представлена зеленовато-желтыми породами липаритового состава, часто содержащими вкрапленники кварца. Наиболее распространены кристаллокластические туфы с обломками от гравелитовой до алевроитовой размерности, а также туфы с угловатыми обломками (1–1,5 см) стекловатой основной массы розовых липаритовых порфиритов. С ними ассоциируют линзовидные прослои (10–30 м) красных лав липаритовых порфиритов протяженностью от 100 м до 3–5 км, окруженные туфовыми брекчиями с глыбами лав (до 0,5 м).

В юго-западной части Ушкызыльской синклинали обнаружены две жерловины (600x300 м<sup>2</sup> и 500x1000 м<sup>2</sup>), сложенные темно-фиолетовыми липаритовыми порфирами с вкрапленниками кварца, биотита, плагиоклаза и их лавовыми брекчиями, среди которых порфиры выделяются в виде округлых штоков. Краевые части жерловин сложены стекловатыми, часто сферолитовыми лавами.

С толщей "в" связаны субвулканические тела зеленовато-серых очень плотных крупнопорфировых кварцевых порфиритов с вкрапленниками розового альбита (до 2–2,5 см) и прозрачного кварца. Они образуют мелкие (100–500 м в поперечнике) изометричные штоки, распространенные по восточной окраине синклинали.

Разрез венчается толщей игнимбритов верхнекерегетасской подсвиты (200 м), слагающих центральную часть синклинали и связанных с вулканическим аппаратом трещинного типа, секущим контакт двух толщ нижней подсвиты. Вулканическая трещина вытянута в северо-западном направлении, ее протяженность около 3 км, ширина 300–500 м. Она заполнена крутопадающими пластообразными телами игнимбритов, спекшихся лавоподобных туфов трахидацитов и липаритов с обломками игнимбритов. Брекчии сосредоточены по краям жерловины, более тонкие разности пород – в ее

центре. Для игнимбритов характерно наличие фьямме, вытянутых на десятки сантиметров. Переход от крутопадающей жерловины к покровам очень резкий. В подошве излившихся пород выделяется пласт (40–50 м) грубых агломератных брекчий с обломками (до 20–30 см) черных липаритовых порфиров и кварц–плаггиоклазовых порфиров. Подошва лежащих на них игнимбритов неровная, карманообразная, видны следы закалки подстилающих пород. Среди покровных образований выделяется ряд разновидностей: темно-коричневые игнимбриды дацитов с четкими фьямме (отдельные покровы мощностью от 5–15 до 50–80 м) содержат вкрапленники либо плаггиоклаза, либо кварца; серо-зеленые кристаллотуфы липарито–дацитов; грубые туфы, переходящие в агломератные брекчи.

В Асильханском грабене – внешняя зона – в строении керегетасской свиты участвуют хорошо стратифицированные слоистые туфогенно–осадочные породы – удаленные фации вулканических областей (см. фиг. 8, разрез 10). Они относятся к нижнекерегетасской подсвите и подразделяются на две толщи, которые с известной долей условности можно параллелизовать с толщами "а" и "в" Ушкызыльской синклинали. На значительном протяжении они отделены от калмакэмельской свиты разломами, и лишь в центральной части грабена кремнистые алевролиты основания свиты ложатся на порфириты.

Толща "а" (? , 650–670 м) сложена серо-зелеными тонкозернистыми туфами липаритовых порфиров с обломками кристаллов кварца, кремнистыми туффитами, пизолитовыми туфами, туфогенными песчаниками. Широко распространены рвущие тела липаритовых и дацитовых порфиров, а также андезитовых порфиритов.

В толще "в" (? , 1200–1300 м) преобладают вишневые туфогенные песчаники разной зернистости и мелкозернистые туфовые брекчи липарито–дацитов с пепловым цементом, которые переслаиваются (прослой в 20–30 м) и переходят одни в другие по простиранию.

На территории, разделяющей вулcano–тектонические депрессии, отложения свиты имеют иной характер. Это маломощные туфогенные образования (удаленные фации), соответствующие части разреза свиты. Так, между Ушкызыльской и Караирекской депрессиями распространены однообразные массивные литокристаллотуфы липарито–дацитов толщи "в", которые лежат практически горизонтально. Восточнее массива Кызылтас они с несогласием перекрывают отложения каркаралинской свиты. По сведениям В.Я.Кошкина 1967 г., их мощность здесь 50–70 м, на горе Ушкызыл – около 200 м (см. фиг. 8, разрез 13). В окрестностях горы Котанэмель распространены пологолежащие игнимбритоподобные спекшиеся туфы дацитов (не более 100–150 м), которые сходны с игнимбритами толщи "а" гор Ушкызыл и Музамбель.

3. В Предчингизской зоне, охватывающей склон Чингизского антиклинория и прилежащие участки Северо–Балхашской впадины, для керегетасской свиты характерно преобладание лав и туфов андезито–базальтов. Зона состоит из четырех подзон.

В Сарыобинской подзоне, включающей территорию гор Чубарайгыр, Ушкаин, Огузтау, Сарыюба, Кокдомбак, Архарлы, в строении свиты участвуют толщи "а", "в" и "с" нижней подсвиты и верхняя подсвита, которые с несогласием залегают на породах калмакэмельской свиты. Как и в Центральной зоне, здесь выделяются участки развития мощных отложений и участки накопления маломощных, преимущественно туфогенных образований. Мощные отложения заполняют Чубарайгырскую, Ушкаинскую, Огузтаускую, Сарыобинскую вулcano–тектонические депрессии.

а) В Чубарайгырской депрессии строение свиты подробно изучено В.В.Коптевой (1964, 1966), по материалам которой мы и приводим ее краткое описание (см. фиг. 8, разрез 15). В керегетасских отложениях депрессии выделяются две структурно–фациальные зоны: внутренняя – зона извержений и излиятий и внешняя – зона вулканических склонов, где накапливаются продукты деятельности вулкана.

Во внутренней зоне толща "а" (более 1200 м) обнажена у подножия горы Карабас, где из–под кислых туфов выступают темно-зеленые трахибазальтовые порфириты, подошва которых не вскрыта. Наиболее распространена толща "в" (около 400 м), представленная туфами, грубыми плохо сортированными брекчиями липаритовых порфиров и единичными прослоями тонких пепловых туфов. От краев к центру зоны увеличивается количество обломков в туфах и их размер. В центре появляются покровы лав и лавовых брекчий трахилипаритовых порфиров. Разнообразности пород образуют беспорядочное нагромождение линзовидных пластов. В краевой части

кальдерной зоны и отчасти в ее центре распространено множество жерловин и субвулканических куполов розово-фиолетовых трахилипаритовых порфиров. Некоторые из куполов окружены агломератными брекчиями и туфами того же состава и, вероятно, выходили на дневную поверхность. Некки толщи "в" сложены туфовыми брекчиями порфиров с крупными обломками (0,1-0,3 см). Толща "с" представлена покровом (40 м) роговообманковых андезитовых порфиритов, слагающим вершину к северу от горы Карабас и, видимо, не распространявшимся за пределы внутренней зоны, а также некками лавовых брекчий этих порфиритов.

Игнимбриды верхней подсвиты (130-150 м) развиты в окрестностях горы Карабас, где они с несогласием перекрывают образования подсвиты. Здесь вдоль края кальдерной зоны расположены жерловины этих игнимбридов, которые вытягиваются в цепочки и представляют как бы единую вулканическую трещину. Суммарная мощность свиты во внутренней зоне 1700-1800 м.

Во внешней зоне беспорядочно нагроможденные лавы и брекчии сменяются четко слоистыми преимущественно туфогенными породами. В направлении горы Сатек и долины р. Еспе мощность свиты сокращается, доходя у северного и восточного бортов долины до 30-70 м.

Толща "а" (не более 400 м) представлена туфами, лавами андезитовых и трахандезитовых порфиритов, чередующимися с покровами темно-коричневых игнимбридов трахилипаритовых порфиров и прослоями туфогенных песчаников и туффитов. На северной и восточной окраинах гор и также к югу от вершины Аиртас они с несогласием ложатся на туфы липаритовых порфиров третьей подсвиты калмакэмельской свиты, которые выступают на бортах депрессии.

Толща "в" сложена туфами липаритовых порфиров, мощность их на северной и восточной окраинах гор Чубарайгыр составляет 70-100 м. Лишь в узком грабенообразном прогибе, который тянется вдоль гребня горы Аиртас, мощность туфогенных отложений толщи "в" соизмерима с мощностью околужерловых образований. Толща "в" здесь представлена породами, отлагавшимися в водной среде: кремнистыми сланцами, туффитами, туфогенными песчаниками и гравелитами. Игнимбриды второй подсвиты во внешней зоне крайне маломощны (не более 20 м). Рушшие тела распространены здесь значительно меньше, чем во внутренней зоне.

б) Строение, подобное рассмотренному выше, свита имеет в Кызыл-Тасской и Ушкаинской депрессиях, где ее мощность, по данным В.В.Коптевой, достигает 800-1000 м. На участках, разделяющих эти депрессии, мощность свиты сокращается до 70-100 м.

в) В Огузтауской депрессии, занимающей территорию гор Тундуктау и Огузтау и простирающейся до долины Шольадыр на востоке и южных склонов горы Жорга на севере, строение свиты несколько отлично от только что рассмотренного. Согласно данным В.В.Коптевой (1968) и нашим маршрутным наблюдениям, в строении свиты участвуют толщи "а" и "в" нижнекергетасской подсвиты и верхнекергетасская подсвита.

Среди отложений свиты выделяются две фациальные зоны: зона прижерловых и зона удаленных вулканических фаций, которые располагаются концентрически (внутренняя и внешняя зоны). Удаленные образования распространены в горах Тундуктау, на восточном борту долины Шольадыр и к юго-западу от горы Жорга. Околожерловые образования сосредоточены в небольшой изометричной синклинали, в центре которой находится гора Огузтау. Здесь развит наиболее полный и хорошо стратифицированный разрез свиты.

Во внутренней зоне (см. фиг. 8, разрез 16) толща "а" (800-1000 м) обнажается широкой полосой, вытянутой вдоль южного склона горы Огузтау. Небольшие выходы толщи встречаются и на восточном борту Огузтауской синклинали. Здесь лавы и лавовые брекчии андезитовых порфиритов беспорядочно нагромождены.

Толща "в" подразделяется на две пачки. Нижняя пачка (400-650 м) представлена игнимбридами и туфами липаритовых порфиров с крупными вкрапленниками кварца, которые с несогласием налегают на порфириты толщи "а" и местами прилегают к ним. Верхняя пачка (800 м) сложена пепловыми туфами, туфовыми брекчиями и игнимбридами без вкрапленников кварца. Они образуют линзовидные быстро выклинивающиеся прослои (40-50 м). Изредка встречаются покровы ярко-красных лав и лавовых брекчий плагиоклазовых липаритовых порфиров, облом-

ки которых (от 0,5 до 3–4 см) содержатся в туфовых брекчиях. Толща изобилует рвущими субвулканическими телами, располагающимися на северном и восточном бортах Огузтауской синклинали, а также в ее центральной части. Это купола, сложенные лавами трахилипаритовых и липаритовых порфиров, сходными с порфирами покровных образований, и согласные дайкообразные тела дацитовых порфиров, отличающиеся от вмещающих пород более основным составом. В центральной части синклинали расположены некки, сложенные брекчированными и флюидалными лавами трахилипаритового состава. Здесь же наблюдаются беспорядочные нагромождения крупнообломочных (от 1 см до 0,5 м) агломератных брекчий, брекчированных и флюидалных лав. Характерно вторичное поверхностное окварцевание пород прижерловой зоны, вплоть до превращения их во вторичные кварциты (вершина горы Огузтау), что свидетельствует о гидротермальной деятельности.

Верхняя подсвета (40 м) представлена пелловыми туфами и брекчиями с округлыми обломками лав кислого состава. Они выступают к северу от горы Огузтау, где с небольшим несогласием перекрывают породы толщи "в". Субвулканические тела сложены сферолитовыми лавами липаритовых порфиров.

Во внешней зоне (см. фиг. 8, разрез 18) толща "а" (400–500 м) распространена близ горы Жорга и в урочище Шольадыр. Она представлена лавами, реже туфами и туфовыми брекчиями андезитовых порфиритов. К западу от горы Жорга они согласно сменяют порфириты калмакэмельской свиты, севернее горы Жаур ложатся на те же породы с несогласием. В обоих случаях в основании свиты залегают конгломераты (10–20 м). В горах Тундуктау и в урочище Шольадыр среди порфиритов распространены субвулканические тела биотитовых игнимбритовидных дацитовых порфиров черного или темно-коричневого цвета, которые, видимо, являются аналогами игнимбритов гор Чубарайгыр. В южной части зоны порфириты толщи "а" не обнажены, и, видимо, южнее широты горы Котумбет эти породы не распространяются, так как там непосредственно на калмакэмельские порфириты ложатся туфы верхнекергетасской подсветы.

Толща "в" во внешней зоне более однообразна, чем во внутренней. Из ее разреза исчезают прослои игнимбритов, лав и лавовых брекчий. В горах Тундуктау (см. фиг. 8, разрез 17) толща сложена кислыми вулканогенно-осадочными породами, отлагавшимися в водной среде. Внизу (около 300 м) это серые и зеленовато-серые туфовые песчаники и гравелиты, плохо сортированные, с угловатыми, полукатаными обломками, мелкие линзочки (2–5 см) тонких кремнистых туффитов, основных туфов и более крупные (по несколько десятков квадратных метров) линзы игнимбритов липаритовых порфиров, которые на северной окраине гор с несогласием ложатся на порфириты низов свиты. Вверху – игнимбритовидные пелловые туфы (не более 100 м), жерловины которых, сложенные флюидалными лавами липаритовых порфиров, расположены в долине Бесбулак.

Севернее и восточнее Огузтауской синклинали толща "в" представлена мелкозернистыми однообразными туфами липаритовых порфиров нижней пачки (200–350 м), на которых залегают маломощные (20 м) туфовые брекчии второй подсветы (см. фиг. 8, разрезы 17, 18). Последние прорваны субвулканическими телами розовых липаритовых порфиров. Вторая пачка толщи "в" здесь отсутствует.

В южной части внешней зоны на породы толщи "в" с несогласием ложатся грубые туфовые брекчии липаритовых порфиров верхней подсветы (30–100 м), содержащие округлые обломки красных лав. На южном борту депрессии эти породы с размывом ложатся на порфириты калмакэмельской свиты, а в основании подсветы выделяется пласт (10 м) зеленых тонких туфов с обломками порфиритов. В долине Шольадыр они ложатся на порфириты толщи "а". Породы верхней подсветы прорваны многочисленными лакколитоподобными субвулканическими интрузиями вишневого цвета дацитовых порфиров, которые у южного борта вулканотектонической депрессии превращены во вторичные кварциты, и куполами нежно-розовых сферолитовых лав липаритовых порфиров.

Суммарная мощность кергетасской свиты в южной части внешней зоны Огузтауской депрессии уменьшается от 900 м в долине р. Бесбулак до 30–40 м на южном склоне гор Тундуктау, где в ее строении участвует лишь вторая подсвета. В 1 км к югу от борта депрессии в маленькой мульде (с поперечником около 1 км) кергетасская свита представлена вишневыми туфами, брекчиями, пелловыми игнимбри-

товидными туфами липаритовых порфиров общей мощностью 20–30 м. Они с несогласием залегают на калмакэмельской свите. Мощность свиты сокращается и на восточной окраине депрессии, где свита (300 м) представлена андезитовыми порфиритами и субвулканическими интрузиями игнимбритовидных дацитовых порфиров толщи "а" и кислыми туфами, туффитами, туфогенными песчаниками и гравелитами толщи "в", прорванными телами трахилипаритовых порфиров.

г) Мощные (до 3 км) отложения свиты андезито-базальтового типа развиты в Сарыобинской депрессии (фиг. 12), где они были изучены и описаны автором в 1962 г. (Шерба, 1964). Подробный разбор фациальной и литологической изменчивости керегетасской свиты в Сарыобинской вулканотектонической депрессии будет приведен в заключительной части раздела при разборе генезиса участков развития мощных эффузивов.

На остальной территории Сарыобинской подзоны, за пределами вулканотектонических депрессий, мощность отложений керегетасской свиты не превышает 300 м. По сведениям В.Я. Кошкина, туфы андезитовых порфиритов нижнекерегетасской подсвиты, отдельные покровы лав андезитов и андезито-базальтов (50–150 м) прослеживаются вплоть до северо-восточной окраины гор Караирек. К югу от гор Музкантау среди туфов порфиритов (около 300 м) встречаются прослойки игнимбритов дацитового состава. Южнее гор Каракойтас помимо порфиритов толщи "а" (100–200 м) развиты кислые туфы толщи "в" (150–200 м). К югу от гор Сарыоба мощность свиты сокращается еще существенно. По-видимому, местами она совсем не отлагалась. Так, в горах Тогыз породы архарлинской свиты ложатся непосредственно на калмакэмельские порфириты. По данным В.Д. Стеркина и А.Ф. Ковалевского, андезитовые порфириты и их туфы нижнекерегетасской подсвиты (около 300 м) появляются в районе горы Кокдомбак.

**Жаман-Беспоканская подзона**, отделенная от Сарыобинской на большом протяжении одноименным разломом, охватывает территорию гор Улькен-Куйкентай, Жаман-Беспокан, Котей, урочища Беспокан. В этих районах керегетасская свита с размывом и угловым несогласием залегают на породах калмакэмельской свиты, фаменского и франского ярусов девона, заполняя неровности на их поверхности. В ее строении участвуют толщи "а", "в" и "с" нижнекерегетасской подсвиты, представленные соответственно андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами; пепловыми игнимбритовидными туфами дацитов, песчаниками, гравелитами и туфами кварцевых порфиров; туфами андезитового и андезито-дацитового состава. Характерно обилие туфогенно-осадочных пород, состоящих из обломков вулканитов, с которыми они перемежаются. Роль рвуших образований в строении свиты значительно меньше, чем в центральной части впадины. Свита построена достаточно однообразно на всей территории зоны. Отмечаются лишь изменения основности порфиритов и небольшие колебания мощности (500–1000 м). Наиболее мощные отложения сосредоточены в горах Котей, в урочище Беспокан и в горах Улькен-Куйкентай, т.е. там же, где и мощные отложения калмакэмельской свиты (сравните фиг. 23 и 24).

а) В горах Котей (см. фиг. 8, разрез 22) керегетасская свита ложится на красноцветные песчаники нижнефаменского подъяруса, а с отложениями калмакэмельской свиты имеет тектонический контакт.

Толща "а" (400–550 м) представлена черно-фиолетовыми афировыми и крупнопорфировыми андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами и их туфовыми брекчиями с пестро окрашенными обломками, среди них встречаются прослойки конгломератобрекчий. Их прорывают экструзии фиолетовых андезитовых порфиритов, залегающие в форме куполов и силлов. Они состоят из крупнообломочных лавовых брекчий, сцементированных тонкой лавовой крошкой или лавой. Контактные части экструзий сложены стекловатой тонкофлюидальной лавой. Экструзии такого же состава и внешнего облика распространены и в толще "с". Внедрялись ли они в два этапа или являются одновременными образованиями, неясно.

Толща "в" (330–600 м) сложена кислыми эффузивами с прослоями лав, конгломератов и конгломератобрекчий. В основании толщи на большей части гор залегают пласт (40–150 м) грубообломочных туфовых брекчий липаритовых порфиров, который на востоке выклинивается. Выше переслаиваются пласты (10–20 м) вишневых и зеленых игнимбритовидных пепловых туфов дацитов, их литокластических туфов с уплощенными обломками, песчаников, конгломератов, состоящих из галек

порфиров и липаритов. Среди этих пород встречаются экструзии зеленых стекловатых дацитовых порфиров. В восточной части района толща частично замещается однообразными туфами дацитов, а частично выклинивается, и здесь разграничить ее с толщей "а" становится невозможным.

Толща "с" (450–480 м) представлена бурыми мелкокристаллическими туфами и лавами андезито-дацитов, тонкими пепловыми туфами, грубыми туфовыми брекчиями, конгломератами. Распространены миндалекаменные разности, которые наиболее развиты в восточной части гор, где порфириты чередуются с конгломератами, состоящими из галек этих порфиров.

Суммарная мощность пород кергетасской свиты в горах Котей составляет 800–1300 м. Максимально мощны ее отложения в северо-западной части гор, где, видимо, располагался вулкан, с которым все они связаны. Юго-восточнее, в окрестностях горы Жорга, свита сокращается до 500–700 м, из ее разреза исчезают породы кислого состава. К северу от горы Жорга распространена лишь нижнекергетасская подсвита, в основании которой залегает пачка (120 м) слоистых песчаников, алевролитов и конгломератов, южнее – толщи "а" и "в" (600 м), в разрезе которых осадочные породы играют ведущую роль.

б) Мощность свиты вновь возрастает до 1000 м в районе урочища Беспокан, гор Кындыктас, Жаман-Беспокан. Судя по данным И.А.Аниязова 1965 г., здесь разрез до деталей схож с рассмотренным выше. Его особенностью является большое количество осадочных пород и обилие внутрiformационных конгломератов. По-прежнему среди напластованных образований много жерловин и субвулканов.

в) В районе горы Тассу мощность свиты сокращается до 500 м и вновь возрастает в горах Улькен – Куйкентай, где, по данным В.Я.Кошкина, мощность толщи "а" 800 м, толщи "в" – 960 м, толщи "с" – около 100 м. Таким образом, участки развития мощных отложений Жаман-Беспоканской подзоны – это замкнутые впадины, возможно, вулканотектонического происхождения. Они вытянуты в направлении основных дислокаций одноименной тектонической зоны.

Чингиз-Балхашская подзона включает выходы кергетасской свиты между слиянием рек Дагандели и Сарюзек и пос. Чубартау. Свита имеет преимущественно андезито-базальтовый состав и представлена толщами "а" и "в" нижней подсвиты. Она с несогласием, местами с базальными конгломератами в основании залегает на песчаниках франского яруса. Толща "а" в Чингиз-Балхашском грабене сложена андезито-базальтовыми порфиритами (120–800 м), которые, по данным Н.И.Лебеда, за пределами грабена, по берегам р.Курбаханас, замещаются осадочными породами (300 м).

Толща "в" (400–500 м) распространена лишь у слияния рек Дагандели и Сарюзек и представлена зелеными и вишневыми туфами и туфовыми брекчиями липаритовых и дацитовых порфиров с редкими прослоями туфогенных песчаников. Их прорывают многочисленные субвулканические тела липаритовых порфиров.

Итак, в Северо-Балхашской впадине кергетасская свита залегает на разновозрастных образованиях: в Калмакэмельской зоне она согласно сменяет в разрезе отложения калмакэмельской свиты; севернее с несогласием (связанным глазным образом с особенностями первичного залегания эффузивов) ложится на породы калмакэмельской и каркаралинской свит (распространены явления "прислонения" к нижележащим образованиям); и, наконец, близ северо-восточного борта впадины со стратиграфическим и угловым несогласием ложится на дислоцированные породы девона.

Аналогичная картина наблюдается и в Северо-Токрауской впадине, хотя кергетасская свита распространена здесь меньше, чем в Северо-Балхашской.

1. В Кусацкой зоне, в южной части впадины, развиты преимущественно туфогенные образования свиты. Их характерный пример описан А.Г.Голубятниковым, Е.Р.Семеновой-Тяньшанской и В.П.Торчилленко в 1961 г. в горах Каратас, где туфы липарито-дацитов и туффиты с редкими прослоями андезитовых порфиров слагают асимметричную синклинали, на южном борту которой их мощность составляет 1135 м, на северном – 600 м.

2. Во внутренней части (зоне) Северо-Токрауской впадины (Беспалов, 1956а; Ташина, 1960; Ташина, Розенкранц, 1965; Зейлик и др., 1966; Тихомиров, 1967;

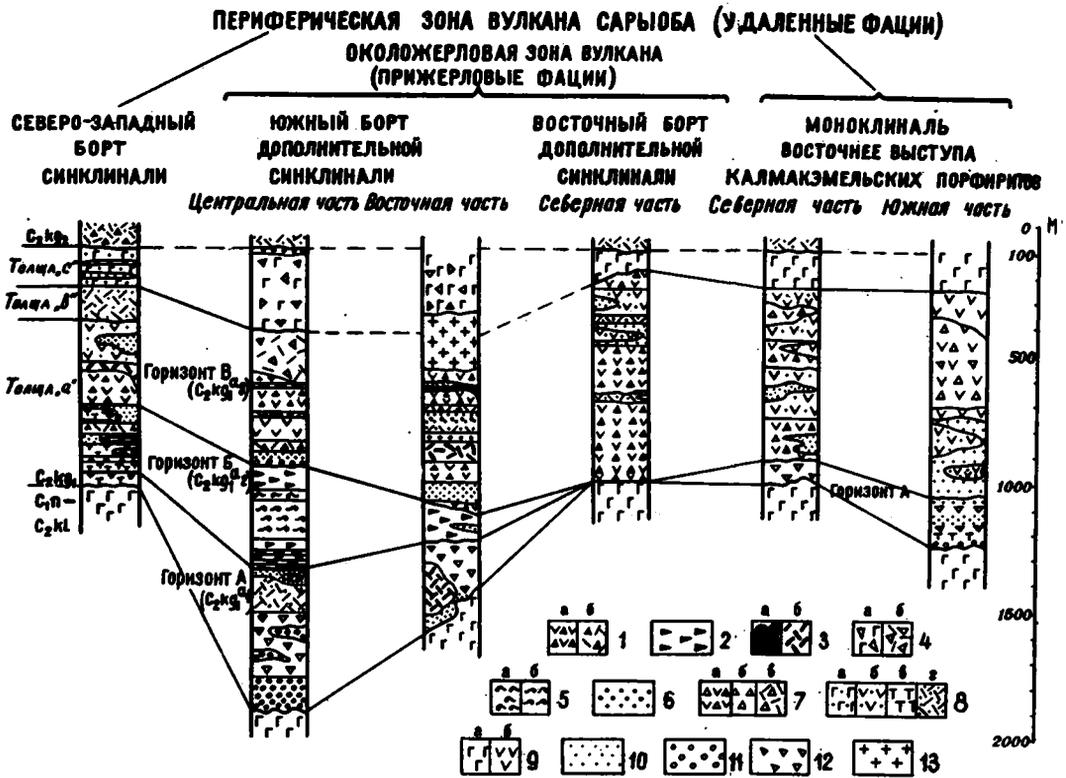
Кеппежинская, 1968) в основании свиты преобладают породы среднего состава, вверху - породы липаритового ряда, среди которых чрезвычайно широко распространены игнимбриты. Они слагают изолированные синклинали (вулcano-тектонические депрессии), каждая из которых характеризуется специфическим разрезом. В синклиналях сосредоточены рвущие тела и грубообломочные, околожерловые фации эффузивов (Курчатов, 1964). Мощность отложений здесь достигает 500-1000 м, на разделяющем пространстве сокращаясь до первых десятков метров.

В Южно-Токрауской впадине керегетасская свита (1600-3000 м) представлена равномерно чередующимися лавами и туфами андезитов и липаритов и кислыми игнимбритами (Бахтеев, 1966). Они с угловым и азимутальным несогласием залегают на породах среднего палеозоя, каркаралинской и калмакэмельской свит, слагая отдельные вулcano-тектонические депрессии или мульды (Бахтеев, 1966; Щербакова, 1967).

Характерная черта керегетасской свиты - ее неравномерное распределение на площади. Для выяснения природы этого явления был проведен детальный анализ фаций и условий залегания эффузивов в ряде участков больших мощностей свиты. Это привело к выводу, что Ушкызыльская, Музамбельская, Сарыобинская вулcano-тектонические депрессии располагаются на месте вулканов. К таким же выводам приходят В.В.Коптева (1964, 1968) и В.Я.Кошкин (1964) относительно Чубарайгырской, Огузтауской и Караирекской депрессий.

Рассмотрим доказательства вулканической природы Сарыобинской вулcano-тектонической депрессии (Щерба, 1964). В этой депрессии свита подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых (толщи "а", "в", "с", 1,5-3 км) представлена разнообразными вулканическими брекчиями, лавами и туфами андезитовых порфиритов, чередующимися с туфами и игнимбритами липаритовых и трахилипаритовых порфиритов; верхняя подсвита, отделенная от нижней поверхностью размыва, сложена маломощными (40 м) кварцевыми порфирами, их вулканическими брекчиями и туфами (см. фиг.8, разрезы 19, 20). Напластованные образования сопровождаются субвулканическими телами липаритового и андезитового состава. Особенности внутреннего строения керегетасской свиты (обилие в разрезе нижней подсвиты кислых пород, отсутствующих на соседних территориях, прижерловый характер значительной части пород андезитового состава, мощность свиты, во много раз большая, чем за пределами депрессии) позволяют предположить наличие в районе вулкана керегетасского времени. С помощью фациального анализа удается восстановить его форму и историю деятельности.

Керегетасская свита выполняет асимметричную впадину (см. фиг.12) - вулcano-тектоническую депрессию, северо-восточное крыло которой срезано Жаман-Беспоканским разломом. На ее южном и западном бортах выступают порфириты калмакэмельской свиты, на неровную поверхность которых ложатся керегетасские толщи. Синклиналь разделена на две неравные части меридиональным выступом калмакэмельских порфиритов. К западу от него породы керегетасской свиты образуют дополнительную синклиналь овальной формы, к востоку - моноклиналь, наклоненную на северо-восток под углом 20-30° и осложненную пологой синклиналью. Дополнительная синклиналь (12x15 км<sup>2</sup>), заполненная прижерловыми фациями, как будет показано дальше, образуется на месте вулканической постройки. Здесь сосредоточены мощные прослои кислых пород и рвущие тела. Ядро синклинали прорвано овальным штоком (3,5x4 км) гранодиоритов. По северной и восточной периферии депрессии распространены удаленные вулканические фации. Наиболее сложное строение и максимальную мощность (3 км) свита имеет в южной половине дополнительной синклинали, где в ее разрезе выделяются все три толщи нижней подсвиты (толща "а" в свою очередь делится на три горизонта) и верхняя подсвита. Выделенные в разрезе горизонты прослеживаются не повсеместно (фиг.13, см. также фиг.12). Существенно изменяется и внутреннее строение каждого из них в различных частях района. Определяя области распространения отдельных горизонтов, а также границы фаций внутри них, мы восстанавливаем палеовулканическую обстановку керегетасского времени. При составлении фациальных схем производились палинспастические реконструкции путем смещения на восток северной половины дополнительной синклинали, сдвинутой по Сарыобинскому сбросо-сдвигу.



Фиг. 13. Стратиграфические разрезы гор Сарыоба

Прижерловые фации: 1 - лавовые брекчии: а - андезитовых порфиритов, б - липаритовых порфиритов; 2 - агломератные брекчии липаритовых порфиритов с потекшими обломками; 3 - экструзии: а - андезитовых порфиритов, б - липаритовых порфиритов; 4 - грубые агломератные брекчии: а - андезитовых порфиритов, б - липаритовых порфиритов; 5 - игнимбриты: а - трахилипаритовых порфиритов, б - липаритовых порфиритов; 6 - вулканические пески. Удаленные фации: 7 - туфовые брекчии: а - андезитовых порфиритов, б - дацитовых порфиритов, в - кварцевых порфиритов; 8 - туфы: а - андезитовых порфиритов, б - дацитовых порфиритов, в - смешанного состава, г - липаритовых порфиритов; 9 - лавы: а - андезитовых порфиритов, б - дацитовых порфиритов; 10 - туфогенные песчаники; 11 - конгломераты; 12 - брекчии; 13 - интрузивные гранодиориты

Базальный горизонт ("А") толщи "а" выходит на поверхность в южной половине дополнительной синклинали и на восточном склоне выступа калмакэмельской свиты (фиг. 14). Он залегает на неровной эрозионной поверхности калмакэмельских порфиритов и перекрывается с небольшим азимутальным несогласием трахилипарит-порфиритами горизонта "Б" и различными породами горизонта "В" нижнекергетаской подсвиты. У южного борта синклинали, где горизонт имеет наибольшую мощность (600 м), он представлен в основном конгломератами, песчаниками и туфобрекчиями, среди которых спорадически встречаются агломератные брекчии андезитовых и трахиандезитовых порфиритов. Эти породы залегают в виде линзообразных пластов, выклинивание которых часто обуславливается неровностями поверхности подстилающих пород. В северную половину дополнительной синклинали, судя по тому, что здесь горизонт "В" без резкого несогласия ложится на калмакэмельские порфириты, базальный горизонт не распространялся. По восстанию слоев туфобрекчии также, очевидно, быстро выклинивались и не перекрывали выступа калмакэмельских порфиритов, так как на его восточном склоне базальный горизонт пред-

ставлен иными породами: маломощными песчаниками и конгломератами, выклинивающимися в направлении Жаман-Беспоканского разлома.

Севернее Сарыобинского разлома базальный горизонт выделяется лишь в западном крыле надвига, где к нему отнесен пласт (20 м) туфобрекчий. Близ Архарлинского разлома он выклинивается. Являясь локальным образованием, горизонт, по-видимому, не распространялся к югу и западу от его современных выходов. Следовательно, базальный горизонт отлагался в форме дугообразной линзы в юго-западной части депрессии и выклинивался к центру дополнительной синклинали. Очевидно, в центре депрессии находилось поднятие (вулкан?), у подножия которого и располагался шлейф обломочных пород. Четко вырисовывается также поднятие на восточном борту дополнительной синклинали, которое по форме соответствовало современному выходу калмакэмельских порфиритов.

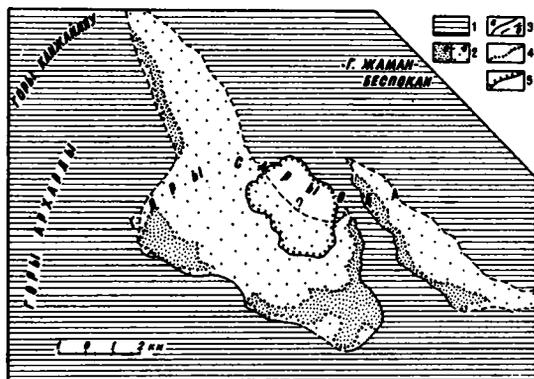
Горизонт вишнево-красных игнимбритоподобных липаритовых и трахилипаритовых порфиров, их агломератных брекчий и туфов ("Б") выходит на дневную поверхность в южной половине дополнительной синклинали и на северо-западном борту депрессии (фиг. 15). На бортах дополнительной синклинали развиты игнимбриты и агломератные брекчии трахилипаритовых порфиров; на борту депрессии - их туфы и туфобрекчии, не подвергшиеся спеканию и течению. В местах развития игнимбритов горизонт имеет наибольшую мощность (340 м), в краевых частях выхода горизонта она сокращается до 10-40 м.

В южной половине дополнительной синклинали горизонт "Б" залегает на подстилающих породах с несогласием и наклонен к северу положе, чем перекрывающие его породы. Большую часть объема горизонта занимают агломератные брекчии с грубыми, несортированными обломками (от 0,5 до 5 см) кислых пород, которые удлинены в одном направлении. Игнимбритоподобные породы распространены в юго-западной части синклинали. Они образуют внутри брекчий 9 линзовидных прослоев протяженностью 5-8 км и мощностью от 15-20 м (трахилипаритовые порфиры) до 150 м (кварцевые порфиры). Линзы сменяются по простиранию и с несогласием перекрывают одна другую. В их основании породы брекчированы и окварцованы. Верхняя граница линз ровная.

Сходные по составу агломератные брекчии и игнимбритоподобные породы, чередующиеся в разрезе южного борта, в целом могут рассматриваться как единый поток. Края потока, по-видимому, были близки к современным границам выхода агломератных брекчий трахилипаритовых порфиров. Действительно, по направлению от центра выхода горизонта "Б" к восточному краю выхода обломки брекчий утрачивают свое упорядоченное расположение, связанное, как мы полагаем, со спокойным течением; постепенно исчезают прослои игнимбритов и сокращается мощность горизонта, а при переходе на восточный борт дополнительной синклинали брекчии выклиниваются, прислоняясь к нижележащим породам. Непосредственно в месте выклинивания потока среди брекчий появляются линзы туфогенных песчаников, в обломки брекчий попадают подстилающие их породы. В северо-западном направлении агломератные брекчии с многочисленными прослоями игнимбритоподобных образований также обрываются очень резко, прислоняясь к порфиритам калмакэмельской свиты. И на восточном, и на западном окончании агломератный поток по простиранию сменяется кислыми породами иного генезиса. На восточном борту дополнительной синклинали это кварцевые порфиры и их витрокластические туфы, содержащие внутри выхода свою жерловину. Они залегают среди пород среднего состава в виде четко ограниченного пласта 3-километровой протяженности с неровными границами, мощность которого изменяется от 10 до 40 м. Им на востоке и заканчиваются выходы горизонта "Б", который, очевидно, не распространялся к северу от Сарыобинского разлома.

На северо-западе депрессии, в западном крыле надвига на продолжении игнимбритов и агломератных брекчий липаритовых порфиров появляются их туфы и туфобрекчии, туфогенные песчаники и гравелиты, а также редкие прослои пелловых туфов. Их мощность в северном направлении постепенно сокращается и, по-видимому, они выклиниваются близ Архарлинского надвига. В разрезе кергетасской свиты гор Архарлы липаритовые порфиры отсутствуют.

Итак, горизонт агломератных брекчий липаритовых порфиров, игнимбритов и туфов представляет линзу дугообразной формы, окаймляющую Сарыобинскую депрес-

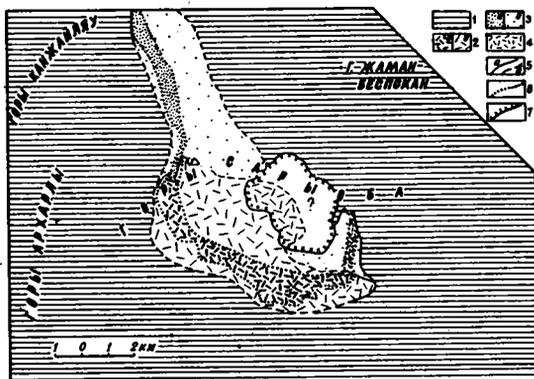


Фиг. 14. Фациальная схема горизонта "А"

1 - области размыва; 2 - области развития обломочных пород: а - выходы на дневную поверхность, б - предполагаемые области распространения; 3 - границы распространения горизонта: а - достоверные, б - предполагаемые; 4 - границы выходов на поверхность; 5 - интрузивные границы

Фиг. 15. Фациальная схема горизонта "Б"

1 - области размыва; 2 - области развития агломератных брекчий с прослоями игнимбритов: а - выходы на поверхность, б - предполагаемые области распространения; 3 - области развития туфов, туфовых брекчий и песчаников: а - выходы на поверхность, б - предполагаемые области распространения; 4 - экструзивные купола; 5 - границы области распространения горизонта: а - достоверные, б - предполагаемые; 6 - границы выходов на поверхность; 7 - интрузивные границы



сию с юго-запада. Учитывая большую вязкость пород, слагающих линзу, можно предположить, что она располагается рядом с источником, в непосредственной близости которого отлагались агломератные брекчии, на большем удалении - туфы. Вероятно, вулканический аппарат располагался в центре дополнительной синклинали.

Горизонт андезитовых порфириров, их брекчий, туфов, с линзовидными прослоями кварцевых порфириров ("В") распространен по всей территории гор Сарыюба и залегает на калмакэмельских профиритах, брекчиях и песчаниках базального горизонта, игнимбритах и туфах липаритовых порфириров (фиг. 16).

В южной половине дополнительной синклинали горизонт в основном состоит из андезитовых и андезито-базальтовых порфириров и их лавовых брекчий (1500 м), но содержит также и многочисленные линзовидные прослои (15-20 м × 3-8 км) и субвулканические тела (силлы размером 30-60 м × 10 км) пород кислого состава. Последние по строению аналогичны описанному выше горизонту игнимбритов, подобно которому они не выходят за пределы юго-западной части синклинали. Распространены также экструзии андезито-базальтов (от 20 м<sup>2</sup> до 3 км<sup>2</sup>). На контакте с подстилающими игнимбритами горизонт залегает круче последних, но затем выглаживается.

Все породы андезитового состава являются результатом пароксимальной деятельности вулкана. Грубообломочный характер пирокластических образований, в которых отсутствует туфовый материал, свидетельствует о их прижерловом характере. Очевидно, и породы кислого состава в силу большой вязкости не могли быть удалены на большие расстояния от своего источника.

Такой же прижерловый характер сохраняет горизонт "В" и в северной половине дополнительной синклинали, хотя здесь намечается переход к туфогенным (удаленным) фациям: горизонт (1000 м) представлен главным образом однообразными агломератными брекчиями андезитовых порфириров; в его верхней части появляются прослои крупнозернистых туфогенных песчаников, вытесняющие из разреза мул-

канические брекчии; породы липаритового состава представлены тонкими очень плотными пепловыми туфами светло-серого цвета, которые образуют мелкие разобщенные линзы с очень неровными границами.

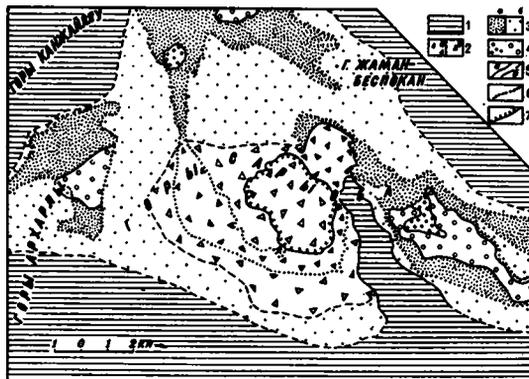
За пределами дополнительной синклинали прижерловые образования внутри горизонта сменяются туфогенными, удаленными фашиями того же вулканического аппарата. В северо-восточной части депрессии фашии сменяются постепенно путем замещения лавовых брекчий туфогенными брекчиями и песчаниками, объем которых по мере удаления от борта дополнительной синклинали все увеличивается. К востоку от выступа калмакэмельских порфиритов горизонт "В" уже сложен коричневато-вишневыми туфогенными брекчиями, песчаниками и туфами андезитовых порфиритов, среди которых распространены лакколитообразные тела афировых флюидальных порфиритов. Площадь их выходов достигает 20–30 км<sup>2</sup> при мощности горизонтальной залежи 10–30 м. На западном борту синклинали современной границей вулканогенных и туфогенных образований служит надвиг. В его западном крыле горизонт представлен туфогенными брекчиями, песчаниками и крупновалунными конгломератами, в соприкосновение с которыми вдоль надвига приходят лавовые брекчии. Среди туфов здесь также залегает небольшая sill афировых порфиритов.

Границы распространения горизонта близки к его современным выходам. В восточной части депрессии туфы и брекчии андезитовых порфиритов с телами лав того же состава распространялись вплоть до Жаман-Беспоканского разлома, в восточном крыле которого их сменяли вулканогенно-осадочные породы. Большое количество осадочных пород появляется внутри горизонта и в северной части района. Вероятно, северная граница распространения туфогенных фашии горизонта "В" проходила близ северного края депрессии. На запад удаленные фашии горизонта распространялись вплоть до гор Архарлы и Канжайляу, на восточных склонах которых обнажаются мало мощные туфы и туфобрекчии андезитовых порфиритов и покров афировых лав. На западном склоне гор Архарлы эти породы выклиниваются, и там архарлинская свита залегает непосредственно на калмакэмельской. К югу от границы выхода горизонта отложения керегетаской свиты отсутствуют на большом протяжении. Керегетаская свита, представленная иными образованиями, чем в горах Сарыоба, появляется лишь в горах Музамбель.

Итак, горизонт "В", представленный вулканическими отложениями андезито-дацитового состава, распространен в пределах Сарыобинской депрессии. В ее центральной части, на бортах дополнительной синклинали, он представлен прижерловыми фашиями, которые в периферических частях сменяются удаленными. Очевидно, источник этих пород находился в центре дополнительной синклинали, где сосредоточены прижерловые образования.

Фиг. 16. Фашиальная схема горизонта "В"

1 - области размыва или отложения мало мощных пород удаленных фашии; 2 - области развития лавовых брекчий с линзами порфиритов (прижерловые фашии): а - выходы на поверхность, б - предполагаемые области распространения; 3 - области развития туфов, туфовых брекчий, туфопесчаников (удаленные фашии): а - выходы на поверхность, б - предполагаемые области распространения; 4 - экстрезии трахидацитовых порфиритов; 5 - границы распространения горизонта: а - достоверные, б - предполагаемые; 6 - границы выходов горизонта на поверхность; 7 - интрузивные границы



Толща "в" сложена грубообломочными брекчиями с беспорядочно ориентированными обломками (до 1–5 см) вишневого липаритовых порфиров и зеленых андезитодациитовых порфиритов. Первые иногда расплющены, вторые имеют остроугольную форму. Брекчии лежат с азимутальным несогласием на различных породах и имеют неровную карманообразную кровлю, на которой без следов размыва залегают порфириды толщи "с". Они сплошной полосой протягиваются вдоль южного и западного бортов дополнительной синклинали. Судя по сокращению мощности в восточном направлении, толща выклинивается близ границы с интрузивом. На западном борту синклинали брекчии протягиваются до северного окончания западного крыла надвига, где их мощность сокращается до 15–20 м по сравнению с 200 м на юге. Вероятно, дальше на север брекчии выклинивались. Очевидно, грубая агломератная брекчия кварцевых порфиров отлагалась в виде дугообразной линзы в юго-западной части синклинали, окаймляя жерловину.

Самыми молодыми образованиями (толща "с") в нижней половине керегетасской свиты являются миндалекаменные андезитобазальтовые порфириды, их туфы, образовавшиеся из вулканических песков, и лавовые брекчии. Порфириды выступают на дневную поверхность в восточной и северной частях депрессии, где они залегают на различных породах толщ "а" и "в". Туфы обнажаются в западном крыле надвига. Лавовые брекчии с линзами андезитовых порфиритов и вулканических песков (туфов) залегают в ядре дополнительной синклинали, где большая их часть уничтожена интрузией гранодиоритов.

Грубообломочные лавовые брекчии в сочетании с линзами лав представляют образование, аналогичное прижерловой фации горизонта "В". Порфириды и туфы являются их удаленной фацией. Прижерловые образования, по-видимому, не распространялись за пределы внутренней части дополнительной синклинали. Порфириды образуют единый поток, современные выходы которого начинаются непосредственно у северной границы интрузива. Они с несогласием перекрывают все нижележащие породы. В основании потока встречаются крупные (до 20 см в диаметре) неокатанные валуны порфиритового состава, образовавшиеся, вероятно, из его донной части. Поток порфиритов залегал в виде дуги по северо-восточной окраине Сарыобинской депрессии и окружал прижерловую фацию, развитые в ее центральной части. Таким образом, источник пород толщи "с" также находился в центре дополнительной синклинали.

Кислые породы, венчающие разрез керегетасской свиты гор Сарыоба (верхняя подсвита), не обнаруживают столь явной зональности в пространственном расположении внутри депрессии, как рассмотренные выше. Они встречаются в северной части депрессии в виде изолированных выходов среди различных пород низов свиты. Внутри выходов участки с низкими гипсометрическими отметками слагают брекчии, конгломераты и песчаники, обломки которых состоят из подстилающих пород и пород верхнекерегетасской подсвиты. Возвышенные участки слагают трахилипаритовые порфиры, их лавовые брекчии и туфы, залегающие в виде лакколитоидных экстрезий, заполняющих жерловины, которые послужили центрами извержений брекчий и туфов. Следовательно, кислые породы верхней подсвиты в отличие от нижележащих образований не связаны с центральным вулканом.

Итак, распределение отложений керегетасской свиты в Сарыобинской вулканотектонической депрессии целиком контролируется формой впадины, внутри которой они отлагались. Сарыобинская депрессия является конседиментационной структурой. Судя по приуроченности прижерловых фаций к склонам дополнительной синклинали, последняя, по-видимому, представляла собой кальдеру вулкана. Ее первичная овальная форма подчеркивается дугообразной формой потоков порфиритов и линз осадочных пород, залегающих в южной половине депрессии, а также радиальным расположением трещин на ее склонах. Первичное залегание пород в кальдере нарушено последующими тектоническими движениями и в первую очередь кальдерным обрушением. Очевидно, вулканическая постройка представляла собой конус, у подножия которого образовался шлейф грубообломочных пород, а на склонах отлагались прижерловые фации. По периферии Сарыобинской вулканотектонической депрессии шло накопление продуктов деятельности вулкана. Это был крупный полигенный вулкан (диаметр основания достигал 10–12 км). Его деятельность носила в основном эксплозивный характер, лавовые излияния были очень слабыми. На заключительных этапах вулканической деятельности в вулканической постройке произошли боковые прорывы и внед-

рились экструзивные купола кварцевых порфиров, окруженные обильным пирокластическим материалом.

В начале пермского периода в полностью сформировавшуюся вулканическую постройку внедрилась интрузия гранодиоритов, использовавшая в качестве подводящего канала жерло вулкана.

Зональность отложений керегетасской свиты более всего сходна с зональностью среднепалеозойских комплексов. Зоны, различающиеся по составу пород и характеру их залегания, простираются в целом согласно с очертаниями крупных структур. Внутри зон отложения распределены крайне неравномерно. В центральной части Северо-Балхашской впадины они заполняют отдельные вулканотектонические депрессии, к краям которых выклиниваются. В строении депрессий существенную роль играют прижерловые образования, связанные с расположенными в их центре вулканами. У южного борта впадины распространены отложения удаленных вулканических фаций, сосредоточенные в основном в коробчатых синклиналиях и резко сокращающиеся по мощности за их пределами.

### Архарлинская свита (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)

Под названием "архарлинская свита" выделяются отложения верхнего карбона - нижней перми, которые наиболее распространены в Северо-Токрауской впадине. Они встречаются также в центральной части Северо-Балхашской впадины, в ядре Саяжской синклинали и в отдельных впадинах и грабенах на юго-западной окраине Балхашского антиклинория. Породы свит с резким несогласием ложатся на толщи от докембрия до керегетасской свиты включительно и лишь в Саяжской синклинали сменяют керегетасскую свиту без видимого несогласия. Нередко в ее основании залегают базальные конгломераты. Свита представлена терригенными и вулканогенными отложениями, в которых В.Я. Кошкин (1962) нашел одинаковые комплексы растительных остатков верхнего карбона - нижней перми.

На Балхашском антиклинории и в Саяжской впадине распространены терригенные породы морского и континентального происхождения, представляющие собой регрессивную серию осадков. Они сложены из обломков вулканитов и осадочных пород антиклинория. Выделяются две зоны с различным разрезом терригенных отложений свиты.

1. В Саяжской зоне отложения архарлинской свиты обнажены лишь в одноименной синклинали (Трифонов, 1967). Они залегают на керегетасской свите без видимого несогласия, но с конгломератами в основании. Строение свиты (см. фиг. 8, разрез 4), ее мощности на северном и южном бортах синклинали различны. На южном борту свита (1600 м) в основном песчаниковая с прослоями туфов и туффитов, на северном свита (около 600 м) более грубозернистая и содержит конгломераты в верхней толще. Асимметрия синклинали, таким образом, проявлена очень ярко. У ее восточного и западного центриклинальных окончаний мощность свиты также резко сокращается.

2. В зоне Балхашского антиклинория отложения свиты менее мощны (200-600, редко 1000 м). В узких грабенах Каражальской антиклинали они ложатся на докембрийские толщи, севернее с разрывом залегают на керегетасской свите, южнее - на породах турнейского яруса.

В Северо-Балхашской впадине наземные эффузивы архарлинской свиты распространены лишь в центральной части, а в Калмакэмельской зоне не известны.

В Центральной зоне, занимающей территорию гор Караирек, Архарлы, Тогыз и Кокдомбак, породы архарлинской свиты слагают отдельные вулканотектонические депрессии, разрез в каждой из которых отличается от разреза в соседней депрессии. Как правило, они со значительным стратиграфическим несогласием ложатся на отложения калмакэмельской или низы керегетасской свит. Отложения свиты хорошо стратифицированы, многие породы несут признаки осаждения в водной среде. Наибольшее количество вулканогенно-осадочных пород (туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, туфопесчаники, литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров) сосредото-

точено в нижней части свиты. Верхи свиты сложены бурыми и зеленовато-серыми туфами, туфовыми брекчиями, игнимбритами липаритов и липарито-дацитов. Встречаются пласты андезитовых порфиритов.

а) Наиболее мощные и хорошо стратифицированные отложения архарлинской свиты распространены в Архарлинской вулкано-тектонической депрессии. На восточном борту депрессии подошва архарлинской свиты срезана разломом. На северном и западном бортах ее породы с резким азимутальным несогласием ложатся на разные горизонты керегетасской свиты (см. фиг. 2 и 12), на северо-востоке - на маломощные туфы андезитовых порфиритов верхов толщи "а", на северо-западе - на экструзию кварцевых порфиров, относящуюся в верхнекерегетасской подсвите, на западе - на туфы и туфобрекчии липаритовых порфиров и плагипорфиров низов толщи "а". В свою очередь к контакту с нижележащими образованиями подходят разные слои архарлинской свиты, которые прислоняются к подстилающим породам.

Внутри депрессии выделяются две зоны с разным типом разреза: внутренняя и внешняя, полукольцом окружающая внутреннюю зону. В обеих зонах свита подразделяется на три подсвиты (Кошкин, 1963).

Отложения, участвующие в строении внутренней зоны (см. фиг. 8, разрез 21), в современной структуре образуют плоскую округлую мульду, расположенную в северной части депрессии. Здесь отложения свиты наиболее мощны и представлены прижерловыми образованиями.

Первая подсвита (847 м) представлена беспорядочным нагромождением агломератовых брекчий с глыбами (от 1-5 до 10-15 м) тонкофлюидальных фельзитов, дацитовых порфиритов, кристаллотуфов липаритовых порфиров и андезитовых порфиритов. Среди брекчий встречены экструзии вертикально восходящих лав дацитов, а также жерловина, сложенная трахидацитовыми порфиритами. Последняя отчетливо выражена в рельефе в виде провала, окруженного грубообломочными агломератами, и неоднократно описывалась В.Ф.Беспаловым и В.Я.Кошкиным.

Подсвита распространена в западной части мульды. В северном, восточном, южном и, видимо, западном направлениях она резко выклинивается. На северном и южном бортах мульды отчетливо видно, как отдельные покровы и линзы прислоняются к нижележащим породам, выклиниваясь у контакта с ними. Резко сокращена мощность подсвиты на антиклинальном перегибе, отделяющем внутреннюю зону от внешней, где из разреза подсвиты выпадают целые пачки (В.Я.Кошкин, 1963-1964 гг.). На перегибе распространены туфогенно-осадочные породы: грубообломочные серозеленые туфы липаритовых порфиров, конгломерато-брекчии, туфогенные гравелиты и песчаники.

Вторая подсвита (700 м) представлена слоистой, хорошо стратифицированной толщей чередующихся слоистых агломератных туфов, кристаллокластических туфов липаритов и липарито-дацитов, игнимбритовидных туфов, отдельные пласты которых выклиниваются у северного края мульды. Распространены субвулканические тела розовых тонкофлюидальных липаритовых порфиров. В средней части толщи выделяется существенно порфиритовая пачка (андезиты, их туфы). Вулканические центры для нее не установлены. Третья подсвита (170 м) представлена грязно-зелеными вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами. В них содержится флора низов перми.

К югу от антиклинального перегиба во внешней зоне первая подсвита представлена хорошо стратифицированными лавовыми и туфовыми брекчиями, игнимбритовидными туфами, туфовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами - удаленными фашиями вулканических областей. Распространены экструзии лавовых брекчий липаритовых порфиров, имеющие неправильные, "лапчатые" очертания. Две другие подсвиты построены так же, как и во внутренней зоне.

На антиклинальном перегибе, разделяющем зоны, они отсутствуют и, видимо, не отлагались. Суммарная мощность архарлинской свиты в одноименной вулкано-тектонической депрессии достигает 1700 м и резко сокращается к ее краям.

б) Каскабулакская вулкано-тектоническая депрессия находится в районе между родником Каскабулак и горами Музбель в восточной части Северо-Балхашской впадины. Здесь, по данным В.Д.Стеркина, свита с угловым несогласием ложится на породы калмакэмельской и низов керегетасской свит.

В ее строении участвуют эффузивы дацитового состава и разнообразные мелкогалечные конгломераты, грубозернистые туфогенные песчаники и гравелиты. Наибольшей мощности (1433 м) свита достигает в северном крыле Каскабулакского разлома, где сосредоточены околожерловые образования: грубые агломератные брекчии и кристаллотуфы дацитов, агломератные туфы трахиандезитов, которые, по предположению В.Д.Стеркина, связаны с местными вулканическими аппаратами. Южнее начинают преобладать осадочные и туфогенно-осадочные породы: песчаники, пепловые туфы, туффиты, конгломераты. Их мощность сокращается в направлении гор Музбель от 1300 м до первых десятков метров.

в) К западу от гор Архарлы обнажается множество вулканических центров, вокруг которых почти не сохранились продукты их деятельности. Таковы жерловины гор Караирек (см. фиг. 8, разрез 12), Каракойтас, Емелье, выделенные и описанные В.Я.Кошкиным (1963). Они заполнены трахилипаритовыми порфирами, прорванными близкими им по составу туфовыми брекчиями. Лишь два вулканических центра в горах Каракойтас сопровождаются пластовыми нагромождениями грубых агломератных туфов, игнимбригов, кристаллотуфов, а также пластами туфопесчаников и туффитов (не более 100 м), которые севернее гор Каракойтас с несогласием ложатся на порфириты калмакэмельской свиты и содержат эти породы в составе своих обломков.

г) На территории, которая разделяет вулкано-тектонические депрессии, отложения архарлинской свиты, представляющие собой продукты деятельности удаленных вулканов, слагают две синклинали в горах Ушкызыл и Тогыз. В первом случае они со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на породах толщи "а" керегетасской свиты, во втором - на порфиритах калмакэмельской свиты. В разрезе свиты (250 м) горы Ушкызыл (см. фиг. 8, разрез 13) В.Я.Кошкин выделяет три подсвиты. Нижняя из них (170 м) в основании сложена песчаниками и грубовалунными конгломератами, на которых лежат литокристаллотуфы дацитов зеленой и табачной окраски. Средняя подсвита (26 м) сложена игнимбриговидными туфами трахитов. В строении верхней подсвиты (50 м) видную роль играют осадочные породы (туффиты, алевролиты), чередующиеся с черными кристаллотуфами дацитов. В осадочных породах собрана флора, характерная для архарлинской свиты.

В горах Тогыз архарлинская свита (до 600 м, по данным В.Ф.Беспалова, 1956 г.) в нижней части (250 м) представлена слоистыми туфами, туффитами, пепловыми туфами липаритов, несущими следы водной переработки; в верхней - кристаллотуфами и пепловыми туфами трахилипаритовых порфиров.

В Южно-Токрауской впадине архарлинская свита представлена, по данным М.К.Бахтеева (1967), толщей (400-500 м) липаритовых и дацитовых порфиров, которые сохранились в отдельных вулкано-тектонических депрессиях, где с несогласием залегают на породах калмакэмельской и керегетасской свит.

Наиболее распространена свита в Северо-Токрауской впадине, где выделяются две зоны с существенно разным строением.

1. Кусакская зона узкой полосой тянется вдоль южного борта впадины. Здесь отложения архарлинской свиты (не более 200 м, обычно несколько десятков метров) сохранились в Желтауской и Керегетасской синклиналях. Свита залегают на разновозрастных образованиях с размывом, часто с базальными конгломератами в основании. В ее разрезе наряду с туфами, туфопесчаниками существенную роль играют осадочные породы: песчаники, алевролиты, известняки, отлагавшиеся в мелководном морском бассейне. Распространены экструзии фельзитов. Вероятно, крупные вулканические центры здесь отсутствовали.

2. Северная половина Северо-Токрауской впадины является зоной активного вулканизма. Породы архарлинской свиты (от 500-650 до 1200-2000 м) сохранились в разобренных вулкано-тектонических депрессиях. Обычно внутри депрессии бывает несколько мелких вулканов, действовавших зачастую в разное время. Продукты их деятельности выделяются в виде отдельных пачек. По данным В.Ф.Беспалова, В.В.Кеппежинская, А.М.Курчавова, свита представляет разнородный комплекс, который залегают с размывом на породах либо керегетасской, либо калмакэмельской свиты.

Вулканы Сарыозекской мульды, горы Бюртас очень сходны по типу извержения с рассмотренными ранее архарлинскими вулканами. Вулканы гор Торткуль, Уштоган, Кызылсуранского массива более сходны с вулканами гор Караирек. Все извержения отличаются повышенной щелочностью.

Как видим, отложения архарлинской свиты по сравнению с отложениями других свит визейско-пермского комплекса характеризуются наиболее пестрым составом и в их основании наиболее ярко проявлено несогласие.

### Пермские (?) и верхнепермские (ушобинский комплекс) отложения

Толща трахиандезитов и трахибазальтов (100–150 м), условно относимая к пермской системе, распространена в центре Саякской синклинали и на юго-западе Балхашского антиклинория, близ г. Итмурунды. Повсеместно она с несогласием залегает на подстилающих породах (Трифонов, 1967; Кошкин, 1969а).

Верхнепермские вулканические образования распространены в восточной части Северо-Балхашской впадины, на правом берегу р. Баканас. Они с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на разновозрастных толщах, включая и архарлинскую свиту, и трансгрессивно налегают на гранитоиды саякского комплекса. Их возраст устанавливается на основании стратиграфического положения и находок верхнепермской флоры (Розенкранц, Семенова, Ковалева, 1963).

В верхнепермском комплексе В.Д.Стеркин выделяет две толщи: кислото-щелочного состава (ушобинская свита) и трахибазальтового состава. Ушобинская свита распределена на площади неравномерно и связана с местными вулканами. Фациальный анализ толщи трахибазальтов не производился, их контакт с нижележащими породами не вскрыт. На геологической карте мы объединяем их с ушобинской свитой.

Таким образом, в конце перми наступил существенно новый – щелочной этап вулканизма.

Итак, визейско-пермские отложения имеют сложное внутреннее строение и разнообразные взаимоотношения с подстилающими породами. Наиболее сложно построен комплекс континентальных эффузивов, особенности которого обусловлены специфическими условиями осадконакопления. Полный мощный (2,5 км) разрез эффузивов наблюдается у южного борта Северо-Балхашской впадины. В северо-восточную часть впадины эффузивы кемельбекской и каркаралинской свит не распространяются. На Чингизский антиклинорий протягиваются только отложения керегетасской свиты. У южного борта впадины отложения визейского яруса без несогласия сменяют турнейские образования, у северного – породы верхнего карбона с угловым несогласием ложатся на толщу живетско-франского возраста.

В центральной и северо-восточной части впадины свиты, соответствующие отдельным этапам вулканизма, разделены несогласиями, связанными с особенностями накопления наземных эффузивов. Мощности свит здесь резко варьируют на коротких расстояниях, хотя в целом мощность комплекса, состоящего из линз разновозрастных пород, сохраняется постоянной (1,5–2 км). Мощные линзы эффузивов связаны с местными вулканами. Распределение этих линз на площади обусловлено миграцией вулканических центров, развивавшихся в течение одного, редко двух этапов вулканизма. Наиболее значительные смещения участков мощного осадконакопления наблюдаются в центральной части впадины.

Толща морских терригенных пород также характеризуется переменной мощностью и полнотой разреза. Полный и непрерывный разрез визейско-пермских терригенных пород наблюдается лишь в Саякской синклинали.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНОГО И ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА

На рассматриваемой территории широко распространены верхнепалеозойские интрузии гранитоидов. Они занимают около 13% площади Северо-Балхашской впадины и являются существенным элементом ее структуры. Однако они не подвергались специальному изучению. Их возрастное расчленение и описание проводились лишь в процессе геологических съемок (В.Ф.Беспалов, 1958, 1960 гг., В.Я.Кошкин, 1967 г.). При изучении гранитоидов Северо-Балхашского синклинали мы опирались на ряд специальных исследований, которые проводили в западных и восточных частях Джунгаро-Балхашской провинции Т.В.Перекалина (1966), В.С.Попов (1967), В.Е.Гендлер

(1956; Гендлер, Семенова, 1962), В.Г.Чуйкова (1957), В.К.Монич (1945), Г.Н.Щерба и А.И.Иванов (1959), В.С.Коптев-Дворников и его сотрудники (1960), Е.В.Шевченко (1951), а также на данные по определению абсолютного возраста интрузивов и вмещающих их толщ (Комлев, 1960; Монич, Иванова, 1961; Монич и др., 1965; Сатпаев и др., 1963; Семенова, 1960; Соболев, Дорохов, Боршевский, 1965; Старков, Монич, 1965). Выделяются две интрузивные серии. Внедрение интрузий первой серии (ранних верхнепалеозойских комплексов) завершилось в начале пермского периода и непосредственно связано с развитием верхнепалеозойского вулканизма. Интрузии второй серии (поздних верхнепалеозойских комплексов) внедрились после завершения вулканической деятельности во впадине. Имеется также весьма своеобразный комплекс субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров, которые прорывают все эффузивы и гранитоиды ранних верхнепалеозойских комплексов, но в свою очередь прорываются гранитоидами поздних верхнепалеозойских комплексов. Этим инъекциям, с одной стороны, присущи черты интрузивных, а с другой – эффузивных образований (Коптева, Щерба, 1963).

### Ранние верхнепалеозойские комплексы

Это длительно формировавшаяся пестрая по составу серия комплексов, каждый из которых соответствует отдельным фазам внедрения. Возраст комплексов в ряде случаев устанавливается достаточно определенно. Наиболее ранними являются граниты и гранодиориты, распространенные у южного борта Северо-Балхашской впадины (Музбельский и Караунгирский массивы). Они прорывают отложения каркаралинской свиты и перекрываются порфиритами калмакэмельской свиты, содержащей в основании гальки этих гранитоидов. Время их внедрения, таким образом, устанавливается как конец нижнего карбона. В.Ф.Беспалов в 1958 г. выделил эти интрузии под названием балхашского комплекса<sup>1</sup>.

Следующая по времени внедрения – группа гетерогенных интрузий, в строении которых участвуют диориты, гранодиориты, граниты и граносиениты и для которых чрезвычайно характерно широкое развитие процессов гибридности. Массивы этой группы распределены главным образом в центральной и северо-восточной частях Северо-Балхашской впадины, включая и юго-западные склоны Чингизского антиклинория, и не захватывают область ее южного борта. Форма массивов различна в краевой и во внутренней частях впадины. На северо-восточном борту, по данным геофизики, приведенным В.Я.Кошкиным в 1964 г., выделяются два крупных плутона, вытянутых в северо-западном направлении, согласно общему простиранию структур. Один вытянут вдоль р. Дагандели, другой протягивается от массива Улькен-Куйкентай через Каякайляуский массив в направлении горы Жорга. Во внутренней части Северо-Балхашской впадины форма массивов изометричная. Между всеми разновысотными породами этой группы, за исключением биотитовых гранитов, образующих резко ограниченные массивы, наблюдаются постепенные переходы. В.Ф.Беспалов (1960) выделил эти интрузии под названием саякского комплекса. Гранитоиды группы в разных участках Северо-Балхашской впадины прорывают различные образования: в одних местах – породы калмакэмельской (Каякайляуский, Южно-Котанэмельский массивы), в других – керегетасской (Сарыобинский, массивы северо-восточного борта впадины), в третьих – архарлинской (Музамбельский, Саякский массивы) свит; Корештинский, Шайтанбулакский, Кызылтасский и Байкашкарский массивы прорывают девонские отложения на борту Северо-Балхашского синклинория. В Южно-Токрауской впадине в аналогичной группе интрузий устанавливается, что гранитоиды, прорывающие калмакэмельскую свиту, перекрываются керегетасской свитой, а гранитоиды, прорывающие керегетасскую свиту, – архарлинской свитой; последние в свою очередь прорываются более молодыми интрузиями (Попов, 1967). На этом основании здесь выделяются: топарский – среднекаменноугольный комплекс, кокдомбакский – верхнекаменноугольный комплекс и калдырминский комплекс, возраст которого по традиции считается верхнекаменноугольным, но не исключается и его

<sup>1</sup> Для балхашского комплекса абсолютный возраст составляет 345–365 млн лет (Сатпаев и др., 1963), что соответствует началу карбона.

пермский возраст. Нам представляется, что для подобного расчленения интрузий Северо-Балхашской впадины нет достаточных данных. На наш взгляд, возраст этой группы в целом убедительно устанавливается в Музамбельском (Кокдалинском) массиве гранитоидов, которые прорывают разновозрастные эффузивы, начиная от калмак-эмельской свиты и кончая архарлинской свитой, и перекрываются туфоловами нижней перми, содержащими обломки этих гранитоидов. Очевидно, что внедрение Музамбельского массива закончилось в самом начале нижней перми. Вместе с тем мы не исключаем и возможности одновременного внедрения разных массивов группы, подобно тому, как это устанавливается в Южно-Токрауской впадине и поэтому датировем эту группу как верхнекаменноугольно-пермскую. Уже сейчас во всех массивах рассматриваемой группы выделяются две фазы внедрения, существенно различающиеся по составу и, видимо, по времени внедрения. Гранитоиды первой фазы внедрения представлены главным образом гранодиоритами, второй фазы - биотитовыми гранитами. По-видимому, гранитоиды первой фазы можно параллелизовать с топарским комплексом, второй фазы - с калдырминским комплексом гранитоидов, выделяемых в герцинидах Центрального Казахстана.

Гранитоиды этих комплексов пересечены жильными субинтрузивными телами трахилипаритовых порфиров, возраст которых устанавливается как пермский. Последние, видимо, могут быть сопоставлены с жаксытагалинским комплексом даек и малых интрузий.

В целом вся серия ранних верхнепалеозойских комплексов характеризуется направлением изменения состава от гранитов (гранодиоритов) к гранодиоритам (кварцевым диоритам) и к биотитовым гранитам.

#### Комплекс субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров

Комплекс небольших интрузивных тел (даек, силлов, лакколитов, штоков), сложенных породами трахилипаритового ряда<sup>1</sup> и несущих, с одной стороны, черты интрузивных, а с другой - эффузивных образований, широко распространен на территории Северо-Балхашской впадины. Эти тела появляются в зонах активной вулканической деятельности и в наиболее нарушенных участках впадины. Они распространены в горах Чубарайгыр, Ушкаин, Караирек, Тундуктау, Сарыоба, Музамбель, Ушкызыл. Повсеместно отмечается строгий структурный контроль над их распределением в пространстве.

В горах Чубарайгыр трахилипарит-порфировые интрузии наблюдаются в узких зонах, разбитых сериями разломов северо-восточного простирания, ограничивающих кальдери Чубарайгырского вулкана (Коптева, 1966). Трахилипаритовые порфиры в основном образуют мощные (200-300 м) линейные тела, реже дайки, вытянутые в направлении разломов на протяжении 3-4 км. Они прорывают амфибол-биотитовые граниты саякского комплекса, небольшой массив которых расположен между горами Джаур и Котумбет. Вместе с тем биотитовые граниты архарлинского комплекса к югу от горы Аиртас и близ горы Сатек прорывают тела трахилипарит-порфиров. Таким образом, внедрение трахилипарит-порфиров здесь произошло в короткий интервал времени между внедрением амфибол-биотитовых гранитов саякского комплекса и биотитовых гранитов архарлинского комплекса.

В горах Сарыоба трахилипарит-порфиры прорывают эффузивы кергетасской свиты и массив гибридных гранитоидов саякского комплекса и залегают в виде даек и штоков, изредка в виде лакколитов. Все эти тела вытягиваются параллельно разрывным нарушениям, одни из которых расположены радиально на склонах вулканотектонической депрессии, а другие пересекают ее, не считаясь с внутренней структурой депрессии. Их морфология меняется на участках с различным тектоническим строением: в зонах сбросов образуются рои ветвящихся даек с разорванными краями, в зонах надвигов - силлы и лакколиты (Коптева, Щерба, 1963).

Комплекс субвулканических интрузий гор Сарыоба теснейшим образом связан со всем ходом магматической деятельности. Эти интрузии - самые молодые и наиболее

<sup>1</sup> В строении комплекса участвуют также габбро-диабазы, диорит-порфиры, играющие подчиненную роль.

щелочные магматические образования района. Их внедрению предшествовало внедрение массива гранодиоритов, коагматичных кислым дериватам вулкана. Формирование массива завершилось сильнейшей фельдшпатизацией, приведшей к образованию внутри него участков граносиенитового состава. Трахилипаритовые порфиры, представляющие еще более щелочные образования, внедрились непосредственно вслед за граносиенитами, продолжив общую тенденцию к повышению щелочности пород.

В горах Музамбель интрузивные тела, входящие в состав комплекса, более разнообразны по составу. Они состоят из диорит-порфиритов, гранит- и сиенит-порфиров<sup>1</sup>.

Для даек этого комплекса чрезвычайно характерно унаследованное внедрение в одни и те же трещины. В одной трещине иногда можно встретить 3-4 типа даек как основных, так и кислых. Взаимоотношения между ними так сложны, что определить возрастную последовательность даек бывает невозможно. Дайки прорывают эффузивы керегетасской свиты и интрузив гибридных гранитоидов саякского комплекса, включая и биотитовые гранитоиды второй фазы внедрения, а также связанные с ними дайки гранит-аплитов. В их распределении наблюдается тесная пространственная связь с крупными секущими разрывами.

В заключение следует отметить, что комплекс субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиритов является важным звеном в развитии верхнепалеозойского магматизма. Эти образования, тесно связанные как с вулканизмом, так и с интрузивным магматизмом, указывают на единство и непрерывность развития верхнепалеозойского магматического очага.

### Поздние верхнепалеозойские комплексы

Внутри этой серии выделяются два комплекса: архарлинский и акчатауский. Комплекс лейкократовых биотитовых гранитов, названный нами вслед за В.Ф.Беспаловым (1960 г.)<sup>2</sup> архарлинским, отличается как от ранних верхнепалеозойских комплексов, так и от акчатауского комплекса. Тем не менее большинство исследователей (В.Я.Кошкин, В.С.Попов и др.) не разделяют эти два комплекса. Специфика гранитов, относимых нами к архарлинскому комплексу, обсуждалась лишь исследователями Алакульской впадины: ввиду их широкого распространения на ее территории. А.А.Розенкранц, Т.П.Семенова, В.В.Ковалева (1963) относили их к ранним, В.Е.Гендлер (1956) и В.Г.Чуйкова (1957) – к поздним верхнепалеозойским комплексам.

Биотитовые граниты архарлинского комплекса образуют относительно небольшие массивы с неправильными, извилистыми очертаниями, расположенные на северной и южной окраинах гор Чубарайгыр, на северной и восточной окраинах гор Караирек, в горах Кайрактас, к югу от горы Ушкызыл. Эти массивы прорывают в одних случаях калмакэмельскую (горы Ушкызыл), в других – керегетасскую (горы Чубарайгыр), в третьих – архарлинскую (горы Кайрактас) свиты. Факт прорывания ими субвулканических даек трахилипаритовых порфиритов устанавливается восточнее горы Анртас (Коптева, Щерба, 1963). Севернее гор Чубарайгыр биотитовые граниты комплекса прорываются Коктасским массивом аляскитов; Котанэмельский массив аляскитов также прорывает биотитовые граниты, выступающие у его южной окраины<sup>3</sup>. Массивы биотитовых гранитов, как правило, вытянуты вдоль напластования пород и являются, таким образом, согласными (конкордантными) интрузиями. В горах Чубарайгыр и Караирек отчетливо устанавливается их приуроченность к краям вулкано-тектонических депрессий (Коптева, 1964).

Аляскитовые граниты акчатауского комплекса прорывают все эффузивные и интрузивные образования верхнего палеозоя, развитые в районе. Они представлены Коктасским, Сындыктасским, Кзылтасским и Котанэмельским массивами

<sup>1</sup> В рассматриваемом районе породы, слагающие эти тела, названы по интрузивной терминологии, так как в них менее всего проявлены черты эффузивных образований, а по набору пород комплекс здесь ближе всего к жаксытагалинскому.

<sup>2</sup> В.Ф.Беспалов включил в него, правда, и более ранние граниты.

<sup>3</sup> Абсолютный возраст комплекса, по данным В.Ф.Беспалова, 310 млн.лет.

изометричной формы (90–130 км<sup>2</sup>), контакты которых не согласуются со структурами вмещающих толщ и являются секущими. Для гранитоидов комплекса характерно слабое контактовое воздействие. В.Ф.Беспалов приводит ряд доводов в пользу близповерхностного застывания аляскитовых массивов и прежде всего указывает на специфичность их кристаллизации. К такому же выводу приходит и ряд исследователей, изучавших гранитоиды комплекса в других районах Казахстана (Попов, 1967; Перекалина, 1966). Г.Н.Щерба (1951) рассматривает эти интрузии как плоские тела, приуроченные к пологим трещинам, расширенным в процессе вертикальных блоковых движений. А.В.Авдеев (Авдеев, Зейлик, 1962), специально занимавшийся вопросами формирования гранитных массивов аляскитового комплекса на Атасу–Моинтинском антиклинории, считает, что они представляют лакколиты с несколькими корнями.

Возраст акчатауского комплекса по геохронологическим данным устанавливается как пермско–триасовый (?). Многочисленные определения абсолютного возраста разных массивов дают 220–310 млн. лет (Монич и др., 1965; Старков, Монич, 1965; Щерба, Иванов, 1959). В Алакульской впадине аляскиты (Розенкранц, Семенова, Ковалева, 1963) прорывают образования верхней перми и гранодиориты из серии ранних верхнепалеозойских комплексов и встречаются в гальке триасового конгломерата. Наличие секущих контактов массивов и отсутствие следов катаклаза свидетельствуют о формировании гранитоидов комплекса после главных позднепалеозойских движений.

В распределении гранитных интрузий по возрасту и морфологии наблюдается определенная зональность. Наиболее ранние гранитоиды распространены у южного борта Северо–Балхашской впадины – в зоне наиболее раннего визейско–пермского вулканизма, вместе с тем претерпевшей наиболее позднюю складчатость.

Позднеорогенные (саякский, архарлинский и акчатауский) комплексы распространены в тех частях впадины и за ее пределами, где средне– и верхнепалеозойские отложения разделены поверхностью углового несогласия, т.е. в зоне наиболее ранней складчатости (исключение составляет лишь Саякский массив). С другой стороны, эта зональность отражает продвижение гранитных интрузий вслед за фронтом вулканизма. Наиболее далеко на северо–восток, захватывая область каледонид Чингизского антиклинория, распространены гранитоиды ранних верхнепалеозойских комплексов, внедрившихся на завершающем этапе вулканической деятельности. Область распространения гранитоидов поздних верхнепалеозойских комплексов, внедрившихся после затухания вулканизма, резко сокращена. Эти гранитоиды встречаются лишь во внутренней части Северо–Балхашской впадины<sup>1</sup>.

Морфология массивов гранитоидов и субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров тесно связана с положением в общей структуре региона. Лишь интрузивы акчатауского комплекса являются дискордантными образованиями.

---

<sup>1</sup> Эта закономерность не распространяется на весь Центральный Казахстан, где повсеместно встречаются гранитоиды акчатауского комплекса.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЛХАШЬЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

История развития региона рассматривается здесь начиная с нижнего девона, так как для восстановления его до- и нижнепалеозойской истории нет достаточных данных. Известно, что район является частью обширной Джунгаро-Балхашской геосинклинали, развивавшейся с начала палеозоя (Беспалов, 1954, 1964). В начале силура, согласно представлениям В.Я. Кошкина, северная часть этой геосинклинали была отделена от южной Итмурундинским поднятием, возникшим в процессе каледонской складчатости. Начиная с силура геосинклиналь испытывала миогеосинклинальное развитие. Ее силурийский план развития почти без изменения сохранился в начале девона. В целях восстановления более полной картины мы будем рассматривать весь участок геосинклинали, расположенный к северу от оз. Балхаш, более подробно останавливаясь на строении его восточной части.

В основу изучения истории развития структур положен анализ фаций и мощностей, который проводился по семи возрастным интервалам: нижний девон - эйфельский век; живетский и франский века; фаменский и турнейский века; среднее визе - начало намюрского века (время накопления каркаралинской свиты); конец намюрского века - начало среднего карбона (время накопления калмакэмельской свиты); вторая половина среднего карбона - начало верхнего карбона (время накопления керегетасской свиты); конец верхнего карбона - начало перми (время накопления архарлинской свиты). Эти интервалы соответствуют крупным стратиграфическим комплексам, во время накопления которых отдельные структурные зоны испытывали однотипное развитие. Эти комплексы выделяются на всей территории и четко коррелируются между собой. Фациальные зоны, существовавшие во время накопления комплексов, были выделены и описаны в главе "Стратиграфия". Для рассматриваемых отрезков геологического времени построены карты фаций и мощностей, составленные с учетом вероятного размыва отложений. Поэтому можно принять, что зональность в распределении осадков, показанная на картах, в какой-то мере отражает и тектоническую зональность своего времени. Карты демонстрируют историю развития прогибов и поднятий, время возникновения отдельных элементов современной структуры, а также место и роль вулканизма в истории их развития.

При составлении этих карт автор помимо личных наблюдений широко использовал литературные материалы: описания девонских, каменноугольных и пермских отложений, составленные различными авторами, имена которых приводятся в связи с каждой из помещаемых карт; описания В.Я. Кошкиным (1961) выделенных им фациальных зон в девонских отложениях Северного Прибалхашья и Южного Предчингизья; описания этих же зон в Северном Предчингизье Е.П. Успенским (1965), Н.Р. Асатуллаевым, М.В. Мартыновой (Кац и др., 1964), Н.В. Аксаментовой и Р.М. Антонюком (1964б), Б.Я. Журавлевым (1966); данные В.Ф. Беспалова (1954, 1956а), М.В. Тащининой (1960; Тащинина, Розенкранц, 1965), В.В. Коптевой (1964, 1968) и В.Я. Кошкина (1963, 1964) о развитии верхнепалеозойского вулканизма и строении некоторых вулканических аппаратов; карты фаций и мощностей первой половины девона, живетско-франского и фаменско-турнейского времени, калмакэмельской и керегетасской свит, составленные В.Г. Трифоновым (1967) для Балхашского антиклинория и прилегающих частей синклиналиев. Частично вопрос об особенностях развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое рассматривался автором в 1964 и 1966 гг.

## История формирования структур геосинклинального комплекса

## Нижний девон - эйфельский век

На всей рассматриваемой территории отложения нижнего девона и эйфельского яруса образуют единые толщи, представленные терригенными и вулканогенно-осадочными морскими породами, а также континентальными эффузивами (фиг. 17). Эффузивы развиты по периферии Джунгаро-Балхашской геосинклинали, образуя так называемый девонский вулканический пояс.

В пределах геосинклинали распространены морские породы: терригенные - во внутренней части и вулканогенно-осадочные - вдоль границы областей морского и континентального осадконакопления. По-видимому, вся территория геосинклинали была покрыта неглубоким морским бассейном.

Внутри геосинклинали выделяются три крупных прогиба: Прибалхашский, Нуринский и Аксоран-Акжалский, разделенные относительными поднятиями. Крупнейший из них, Прибалхашский, располагался на площади меридиональной части Балхашского антиклинория, Саянской впадины, Ащозекской антиклинали, Тюлькулинской зоны смятия, Северо-Балхашской и Северо-Токрауской впадин, а также включал территорию северной части Южно-Токрауской впадины. На юге прогиб ограничивался Итмурундинским поднятием, представлявшим выступ нижнепалеозойского структурного комплекса. Оно располагалось на территории Итмурундинской ветви Балхашского антиклинория и захватывало южную часть Южно-Токрауской впадины. На этой территории отложения нижней половины девонской системы сохранились лишь к северу от пос. Красный Октябрь (геоантиклинальная фациальная зона), где представлены грубообломочными породами (350 м), лежащими с разрывом на силурийских и нижнепалеозойских образованиях.

На юге Южно-Токрауской впадины нижнедевонские отложения, возможно, не отлагались: здесь породы фаменского яруса ложатся непосредственно на докембрийские яшмы.

Прибалхашский прогиб, примыкавший к поднятию с севера, имел крутой южный борт, где мощность осадков в интервале 10-20 км нарастала от 0 до 1000 м. Он состоял из двух ступеней, разделенных крутой флексурой, проходившей по южному борту Тюлькулинской зоны смятия. Вдоль первой ступени вытянута Карабулак-Балинская фациальная зона, вдоль второй - Когалыджайдак-Тюлькулинская. Внутренняя часть прогиба на значительном протяжении скрыта под покровом верхнепалеозойских эффузивов. Северо-восточный борт прогиба представляет пологую моноклираль, сложенную вулканогенно-осадочными породами (Карабулакская фациальная зона), мощности которых нарастают с севера на юг от 1000 до 2000-2500 м. По-видимому, Карабулакская моноклираль смыкалась с моноклиалью южного борта прогиба под Северо-Балхашской впадиной, территория которой представляла собой его плоское дно (фиг. 18, профиль 1).

Пслогий северо-восточный борт прогиба примыкал к поднятию в области каледонид Чингиза и имел с ним резкое ступенеобразное сочленение (см. фиг. 18, профиль 1). Наиболее крупные ступени связаны с зарождением Акбастауского и Чингиз-Балхашского разломов. Акбастауский разлом отделял сводовую часть поднятия, где девонская вулканогенная моласса выполняла отдельные мульды (вулканотектонические депрессии?) на поверхности сложноподислоцированных пород ордовика и силура (Чингизская фациальная зона), от области его склона, где те же эффузивы резко возросшей мощности (1500-2000 м) без перерыва сменяют в разрезе породы силура (Предчингизская фациальная зона). Такой же резкий скачок мощностей наблюдается вдоль Чингиз-Балхашского разлома, осложняющего Предчингизскую моноклираль. Моноклираль осложнена также частными впадинами, возникшими под вулканическими массивами. В результате образования крупнейшей из них - Мизекской, где глубина погружения додевонского фундамента составляет 5 км, на границе прогиба и поднятия возник гребневидный вал и, вероятно, заложился Керегежалский разлом (см. фиг. 18, профиль 1, разрез по линии I-I).

Нуринский и Аксоран-Акжалский внутригеосинклинальные прогибы сходны с Прибалхашским. Нуринский прогиб, вытянутый вдоль северного края геосинклинали, пол-

ностью обогащен и хорошо выражен в современной структуре. На юге он ограничен Тектурно-масским остаточным поднятием, которое образуют сложнодислоцированные породы докембрия. Южный борт прогиба чрезвычайно крут: здесь на протяжении 5–10 км мощности морских терригенных пород (Шингильская фациальная зона) нарастают от первых сотен метров до 3 км. Северный борт положе южного; он сложен морскими вулканогенно-осадочными породами (Карасорская фациальная зона), которые постепенно замещают терригенные образования, слагающие его дно. Этот борт прогиба смыкался с областью суши, где развивался континентальный вулканизм. Однако в зоне континентального вулканизма пологая моноклираль, наклоненная к югу, осложняется резким перегибом к северу, в сторону Карагандинского прогиба. Внутри прогиба развиваются такие же частные вулканические впадины, как и в Предчингизской зоне (например, Семизбугинская; Федоров, 1965, 1968).

Аксоран-Акжалский прогиб имеет грабенообразное строение и сложен терригенными породами. На юге он сопряжен с областью, где накапливались континентальные эффузивы и возникали вулканические прогибы (Моинтинский синклинорий), мощность отложений в которых нередко превышает мощность морских осадков. Область, расположенная к северу от прогиба и захватывающая территорию Жаман-Сарьсуйского антиклинория, по тектоническому положению сходна с пологими северными бортами Прибалхашского и Нуринаского прогибов. Она сложена вулканогенно-осадочными породами, которые выполняют плоские впадины, расположенные на практически горизонтальной поверхности. Еще далее к северу морской прогиб сменяется континентальным вулканическим массивом с отдельными вулканическими впадинами (Успенская впадина).

Итак, в начале девона на территории Балхашского антиклинория, Северо-Балхашского и Северо-Токрауского синклинория располагался единый геосинклинальный Прибалхашский прогиб. Прогиб имел пологий северо-восточный борт, примыкавший к поднятию в области каледонид Чингиза, и крутой ступенеобразный южный борт, сопряженный с внутригеосинклинальным поднятием широтной ветви Балхашского антиклинория.

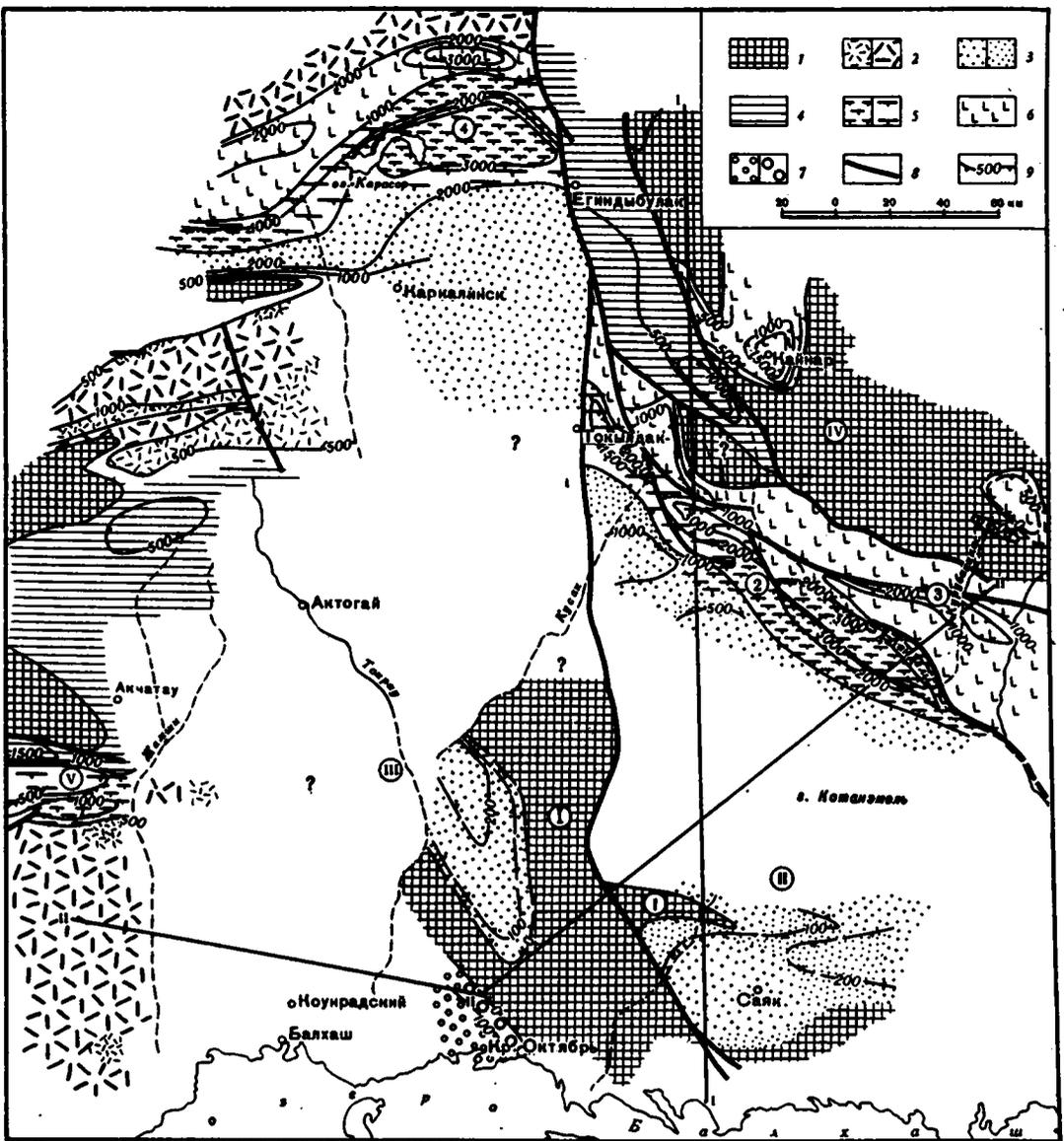
В западной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали располагались два других подобных прогиба: Аксоран-Акжалский и Нуринаский. В областях каледонид, где развивался наземный вулканизм, также возникли глубокие депрессии, образование которых, по-видимому, в значительной мере связано с вулканической деятельностью.

#### Живетский и франский века

Отложения живетского и франского веков на большей части рассматриваемой территории представлены комплексами морских вулканогенных, вулканогенно-осадочных, терригенно-карбонатных и терригенных пород, которые распространены не только во внутренних частях Джунгаро-Балхашской геосинклинали, но и на склоне Чингизского антиклинория и в отдельных мульдах на его своде. Континентальные эффузивы встречаются лишь у западного ограничения геосинклинали (фиг. 19).

На Балхашском антиклинории и в южной части Северо-Балхашского синклинория отложения живетского и франского веков представлены маломощной (100–200 м) регрессивной серией осадков, что свидетельствует об общем воздымании этой территории. На фоне общего воздымания выделяются частные новообразованные и унаследованные структуры. Продолжает развиваться Итмурундинское поднятие, на котором отлагались континентальные красноцветы. Прибалхашский прогиб, единый в нижнем девоне, в начале живетского века распадается на два самостоятельных прогиба: Токрауский и Северо-Балхашский. Их разделяет Казыкское внутригеосинклинальное поднятие, занимающее территорию меридиональной части Балхашского антиклинория. На поднятии живетские толщи не отлагались, выклиниваясь по мере приближения к его краям.

Северо-Балхашский прогиб занимал территорию Саякской и Бесобинской синклиналей, Тюлькулинской зоны и продолжался, видимо, под Северо-Балхашской впадиной вплоть до правобережной части р. Дагандели, целиком наследуя восточную часть



Фиг.19. Фации и мощности отложений живецкого и франского веков (по данным М.И.Александровой, Н.В.Аксаментовой, Р.М.Антонюка, Н.Г.Асатуллаева, В.Ф.Беспалова, А.А.Богданова, Н.К.Двойченко, Я.Г.Каца, В.Я.Кошкина, А.К.Мясникова, М.Б.Мычника, Л.Г.Никитиной, Н.А.Пупышева, Е.В.Рыбалтовского, В.Г.Трифонова, Е.П.Успенского, Н.П.Четвериковой, Л.Ф.Харченко, В.И.Яговкина и наблюдениям автора)

1 - области поднятий; 2 - области накопления кислых континентальных эффузивов и красноцветов; 3 - то же, морских терригенных отложений; 4 - то же, морских терригенно-карбонатных отложений; 5 - то же, морских вулканогенно-осадочных отложений; 6 - области преимущественно подводных излияний андезитовых порфириров с последующим накоплением карбонатно-терригенных отложений; 7 - области накопления красноцветов; 8 - разломы; 9 - изопахиты (в м). Цифры на карте: I - Казыкское поднятие; II - Северо-Балхашский прогиб; III - Токрауский прогиб; IV - Чингизский антиклинорий; V - Аксоран-Акжалский прогиб; 1 - Ашиозекский вал; 2 - Каиндинский трог; 3 - Чингиз-Балхашский прогиб; 4 - Карасорский трог

Прибалхашского прогиба<sup>1</sup>. Южный борт прогиба сохраняет ступенчатое строение. Причем в западной части поднятого крыла флексуры, разделявшей ступени нижнего девона, появляется Ашиозекский вал, еще более усугубивший разделение ступеней. По мере приближения к этому валу и с юга, и с востока сокращается мощность осадков.

Вдоль северо-восточного борта прогиба, наследуя опущенное крыло нижнедевонской флексуры, разделявшей сушу и море, располагается узкий Каиндинский трог (см. фиг. 18, профиль 2; фиг. 20). Трог заполнен вулканогенно-осадочными породами кислого состава, связанными с местными вулканическими аппаратами и выклинивающимися к его краям (Краевая фациальная зона). На северном борту трога вулканогенно-осадочные отложения постепенно сменяются карбонатно-терригенными (Предчингизская фациальная зона), на южном борту — терригенными породами (Жаман-Беспоканская фациальная зона), видимо, выстилавшими все дно Северо-Балхашского прогиба. Мощности и тех, и других отложений в 1,5–2 раза меньше мощностей вулканогенно-осадочных пород, что указывает на значительность относительного прогибания трога. Вдоль его северо-восточного края вытягивается полоса грубообломочных кремнисто-карбонатно-терригенных осадков, свидетельствующих о наличии здесь относительного поднятия. В основном это поднятие наследует гребневидные валы, отделявшие вулканические впадины нижнего девона от Прибалхашского прогиба. В направлении Центрально-Казахстанского разлома и в сторону слияния рек Баканас и Дагандели трог замыкался, имея, таким образом, протяженность около 250 км при ширине 25–40 км.

Трог имел неровные извилистые очертания и состоял из кулисно расположенных Томратской, Каиндинской и Карабулакской впадин, где накопились наиболее мощные (3–3,5 км) осадки (на разделяющем пространстве мощности осадков не превышали 1,5–2 км, см. фиг. 20). В целом очертания трога, а также границ фациальных зон и подзон совпадают с конфигурацией Каиндинской зоны разломов. Установлено, что большая часть субвулканических тел вытягивается в направлении широтных разрывов зоны и сосредоточивается в местах сгущения последних. Это свидетельствует, что ко времени накопления живетско-франских толщ относится заложение Каиндинского, Карабулакского, Корештинского и Баканасского разломов Каиндинской зоны, которые ограничивали впадины и создавали условия для повышенной магматической проницаемости.

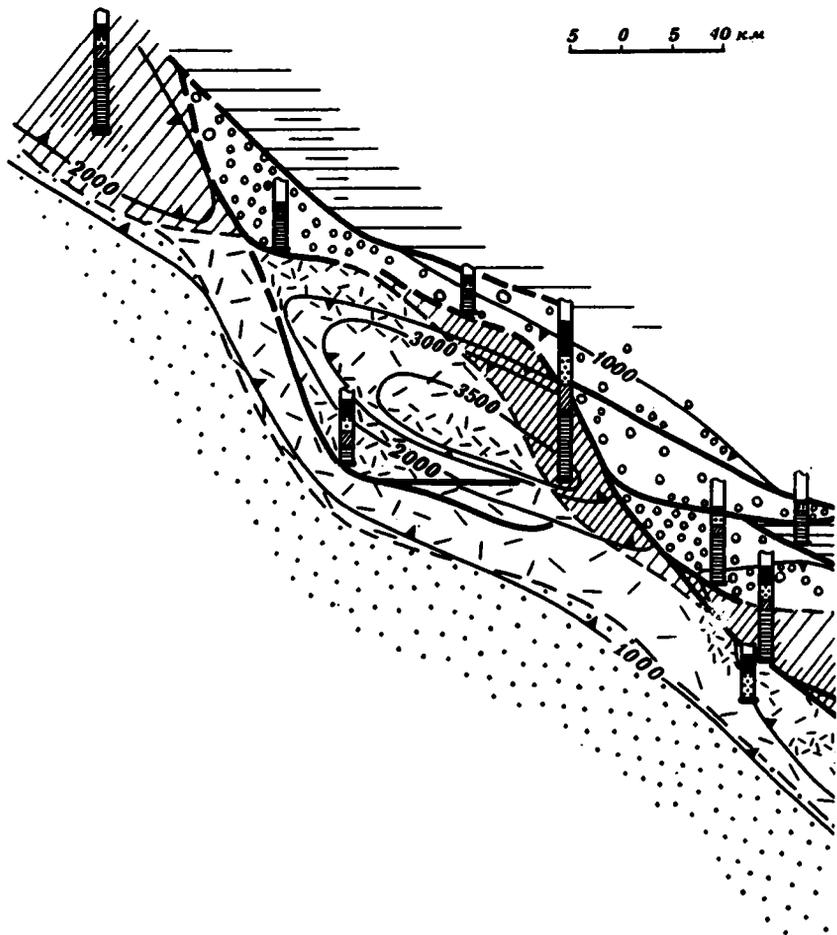
Так же более глубоко, чем центральная часть Северо-Балхашского прогиба, была погружена Предчингизская зона, которая вместе с Каиндинским трогом входила в состав вытянутого в северо-западном направлении глубокого морского прогиба. Эта зона, подобно Каиндинскому трогу, являлась ареной подводного вулканизма начала живетского века, но не кислого, а андезито-базальтового. Как и в нижнем девоне, Предчингизская зона отделялась от присводовой части антиклинория резким уступом — Чингиз-Балхашским разломом. В поднятой ступени отложения живетского и франского ярусов были маломощны и не сохранились в современном срезе (Чингизская фациальная зона). В опущенной ступени накопилась 1,5–2-километровая толща карбонатно-терригенных и морских вулканогенных пород (Предчингизская фациальная зона). К этому времени относится заложение Чингиз-Балхашского грабена, Чубартауской системы разрывов и складок, Иргайлинской мульды (см. главу "Стратиграфия", фиг. 6, 19), очертания которых повторяются изопакитами живетско-франских толщ.

Токрауский прогиб был похож на Северо-Балхашский. Его западная и южная границы совпадали с границей нижнедевонского Прибалхашского прогиба. На северном борту развивался Карасорский трог, который по строению и характеру слагающих его толщ был тождествен Каиндинскому.

На западной окраине Джунгаро-Балхашской геосинклинали продолжали унаследованно развиваться структуры, заложенные в начале девона, в целом в них сохранился нижнедевонский режим осадконакопления.

Итак, в живетский и франский века внутренняя часть Джунгаро-Балхашской геосинклинали испытала общее воздымание. В ее центре возникло Казыкское внутригеосинклинальное поднятие. Зона наибольшего прогибания сместилась к ее северному и восточному бортам, где возникли частные вулканические прогибы, в которых шли

<sup>1</sup> В целом контуры этого прогиба совпадают с очертаниями Северо-Балхашского синклинория. Однако более отчетливо его интенсивное прогибание проявилось в фаменский и турнейский века, которые мы и рассматриваем как время заложения синклинория.



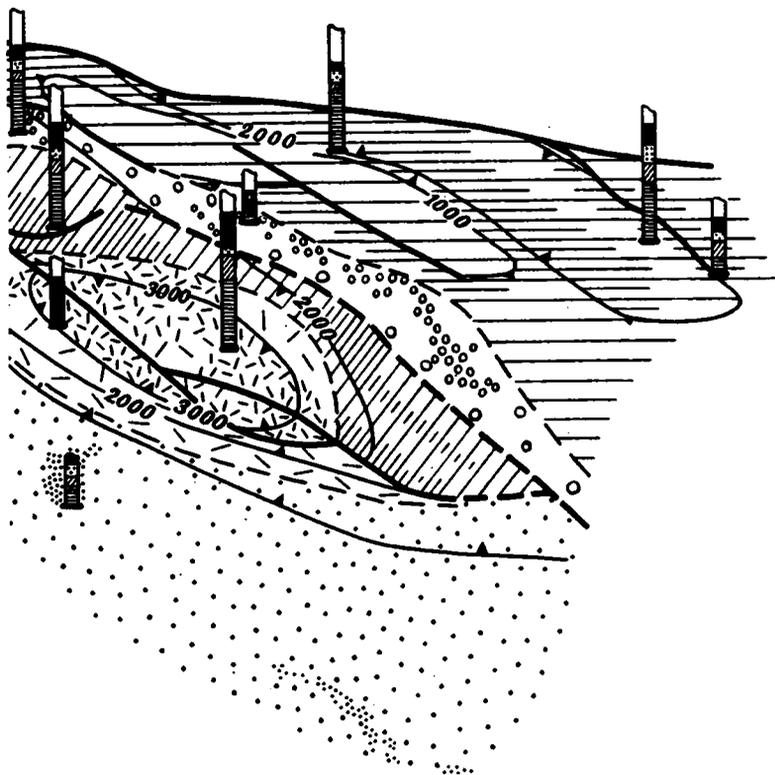
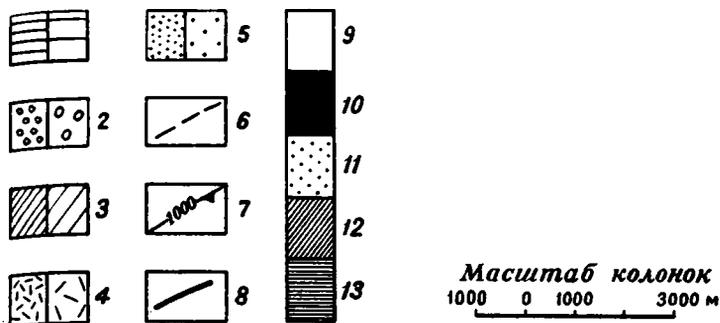
Фиг. 20. Фаши и мощности живецко-франских отложений северо-восточного борта Северо-Балхашского синклиория

1 - карбонатно-терригенные отложения; 2 - карбонатно-кремнистые отложения; 3 - туфогенно-кремнистые отложения; 4 - вулканогенно-осадочные отложения; 5 - терригенные отложения; 6 - границы фашиальных зон; 7 - изопахиты (в м); 8 - разлома; 9 - 13 - условные обозначения в колонках; 9 - терригенная толща; 10-12 - туфогенно-осадочная и карбонатно-терригенная толщи (10 - верхняя пачка, 11 - средняя, терригенная, пачка, 12 - нижняя пачка), 13 - туфогенно-осадочная и вулканогенно-терригенная толщи

извержения кислого состава. Вдоль склона Чингизского антиклинория, прогнутого значительно глубже центральной части геосинклинали, происходили извержения андезито-базальтов. Заложился ряд тектонических форм, проявленных в современной структуре: Ашиозекская антиклиналь, Кайндинская зона разломов и Чингиз-Балхашский грабен.

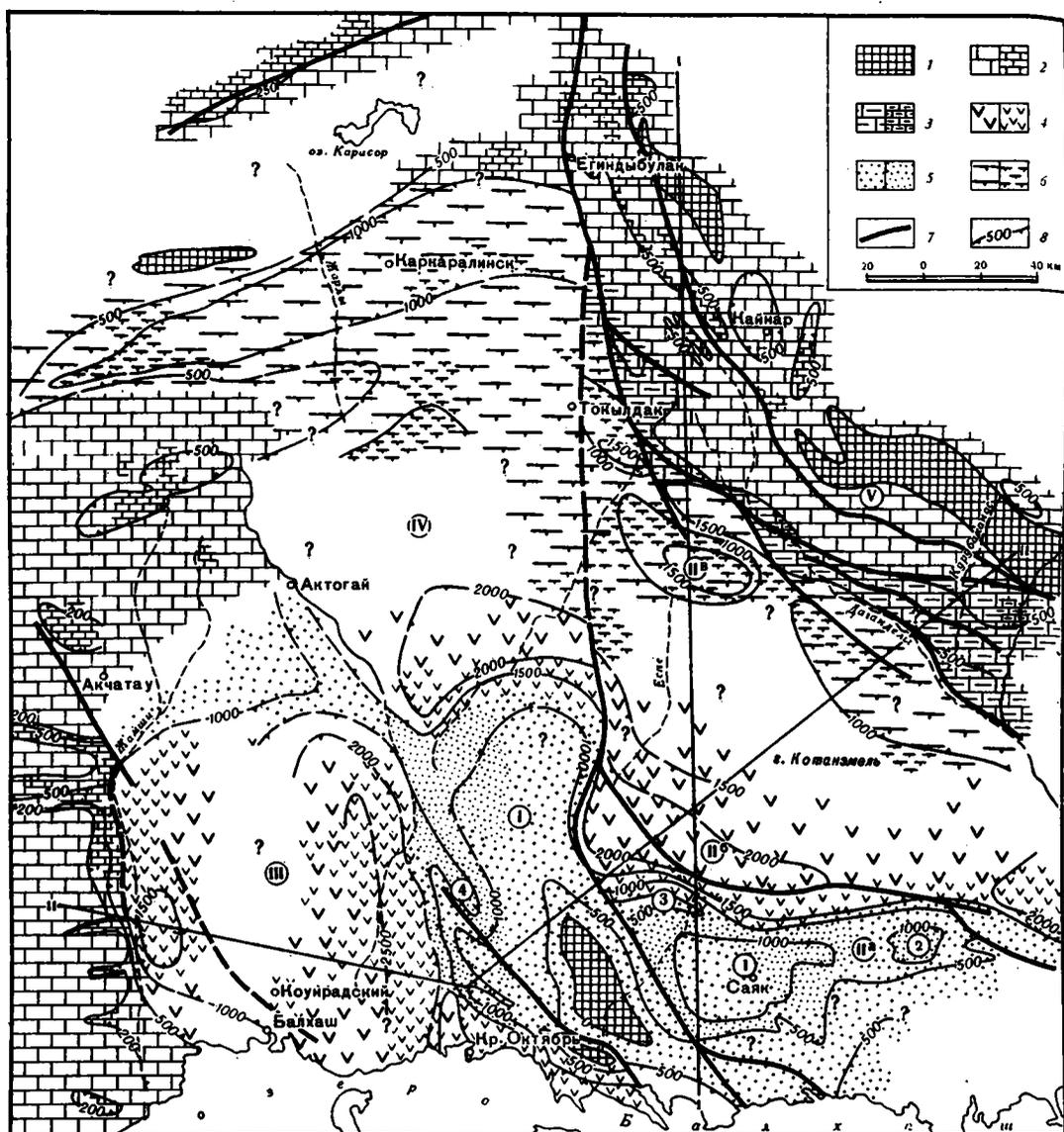
#### Фаменский и турнейский века

В фаменский и турнейский века территория Джунгаро-Балхашской геосинклинали, интенсивно погружавшаяся относительно соседних каледонид, испытала резкую дифференциацию, и ее структурный план приблизился к современному (фиг. 21). На окружающих геосинклиналь пространствах фаменско-турнейские отложения представлены терригенно-карбонатными породами, которые залегают на поверхности разновозраст-



ных образований. Карбонатно-терригенная толща представляет своеобразную формацию, время накопления которой соответствует периоду тектонического покоя (Щерба, Лукьянов, 1967) и которая относится к стадии верхней молассы, в понимании А.А. Моссаковского (1965). Судя по однообразию разрезов, эта толща отлагалась на всей окружающей геосинклиналь территории. Здесь существовали слабо выраженные прогибы и поднятия, мощности осадков в которых колебались от 500 до 1000 м. Большинство прогибов Атасу-Жамшинского междуречья и Предчингизья (Аксоран-Акжалский, Акбастауский, Чингиз-Балхашский прогибы) унаследовали более ранние структуры, и в них карбонатные отложения залегают на подстилающих толщах без углового несогласия.

Во внутренней части геосинклинали в условиях того же мелководного бассейна накопились в 3-4 раза более мощные осадки, в той или иной мере связанные с вулканической деятельностью. В унаследованных прогибах вулканогенные, вулканомиктовые и туфогенно-кремнистые породы согласно сменяются живетско-франские толщи.



Фиг. 21. Фации и мощности отложений фаменского и турнейского веков (по данным М.И.Александровой, Н.В. Аксаментовой, Р.М. Антоюка, Н.Р. Асатуллаева, М.К. Бахтеева, В.Ф. Беспалова, В.А. Вахрамеева, О.М. Гаек, В.Я. Кошкина, И.А. Кузнецовой, М.В. Мартыновой, В.С. Попова, Е.В. Рыбалтовского, В.М. Сергиевского, А.В. Степанова, В.Г. Трифонова, Е.П. Успенского и наблюдениям автора)

1 - области поднятий; 2 - области накопления карбонатных отложений; 3 - то же, кремнисто-терригенных отложений; 4 - то же, вулканических пород; 5 - то же, туфогенных песчаников; 6 - то же, туфогенно-терригенных и кремнисто-карбонатных пород; 7 - разломы; 8 - изопахиты (в м). Цифры на карте: I - Казыкское поднятие; Северо-Балхашский прогиб; II<sup>а</sup> - Саякский прогиб; II<sup>б</sup> - Калмакэмельский прогиб; II<sup>в</sup> - Жаман-Беспоканский прогиб; III - Южно-Токрауский прогиб; IV - Северо-Токрауский прогиб; V - Чингизский антиклинарий; 1 - Саякская впадина, 2 - Бесобинская впадина, 3 - Ашиозекский вал, 4 - Каражиркская впадина

На участках живетско-франских поднятий они с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывают нижележащие образования. Все это свидетельствует об общем интенсивном погружении территории геосинклинали. По сравнению с началом девона ее размеры сократились. Вместе с тем в прогибание было вовлечены новые территории и на месте ранних поднятий заложились Южно-Токрауский внутригеосинклинальный прогиб. В целом внутреннее строение геосинклинали значительно усложнилось за счет дифференциации крупных структур.

В очертаниях, близких к позднепалеозойским контурам Балхашского антиклинория, обособилось одноименное относительное поднятие (см. фиг. 18, профиль 3, разрез по линии II - II), которое объединило Казыкское поднятие и восточную часть Итмурундинского поднятия. Поднятие частично возвышалось над уровнем моря и служило областью размыва (Кошкин, 1961). В его южной части развивались глубокие грабенообразные прогибы, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными породами.

Балхашское поднятие окончательно разъединило Токрауский и Северо-Балхашский внутригеосинклинальные прогибы. Мощность осадков в них в 1,5-2 раза превышала мощность синхронных образований на поднятии. На значительном протяжении эти структуры имели плавные границы. Лишь с Саякским и Калмакэмельским прогибами второго порядка поднятие имело торцовое сочленение. Видимо, к этому времени относится заложение южной части Центрально-Казахстанского разлома, служившего границей этих структур.

В рассматриваемый отрезок времени в Северо-Балхашском прогибе обособились три прогиба второго порядка: Саякский, Калмакэмельский и Жаман-Беспоканский (см. фиг. 18, профиль 3, разрез по линии I-I). Саякский (на месте Саякской и Бесобинской синклиналей) и Калмакэмельский (на месте Тюлькулинской зоны и юга Северо-Балхашской впадины) прогибы располагались на ступенях южного борта Прибалхашского прогиба и возникли за счет его энергичного прогибания, вызвавшего образование антектетического поднятия над смыкающим крылом флексуры. В Саякском прогибе мощность фаменско-турнейских вулканомиктовых пород нарастает от границ поднятия к северу от 500 до 1000 м (Саякская фациальная зона). Вместе с тем внутри прогиба намечаются две частные впадины - Саякская и Бесобинская, подчеркивающие его замкнутость.

Калмакэмельский прогиб наследовал наиболее глубоко прогнутую часть Прибалхашского прогиба, располагавшуюся в опущенном крыле флексуры южного борта. В фаменское и турнейское время он также погружался значительнее, чем Саякский прогиб, наследовавший поднятое крыло флексуры. Едоль ограничивающих его с юга Тюлькулинского и Муллабулакского разломов резко нарастали мощности (от 1000 до 1800 м). В прогибе возник кислый подводный, а скорее - островной вулканизм (Калмакэмельская фациальная зона), наложивший отпечаток на весь ход осадконакопления в Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Заполнившая прогиб вулканогенно-терригенная толща без углового несогласия (близ Ащюзекской антиклинали со стратиграфическим несогласием) сменяет в разрезе отложения низов девона.

По северо-восточному борту Северо-Балхашского прогиба к югу от Каиндинской зоны, превратившейся в поднятие, протягивался Жаман-Беспоканский прогиб второго порядка, который в настоящее время почти полностью перекрыт верхнепалеозойскими эффузивами. Он состоял из серии кулисных впадин, образующих структуру, подобную живетскому Каиндинскому трогу. Прогиб был заполнен туфогенно-кремнистыми породами, залегающими согласно на живетско-франском комплексе.

Область сочленения структур северного и южного крыльев Северо-Балхашского прогиба скрыта под покровом верхнепалеозойских эффузивов. Не исключено, что центральная часть прогиба была приподнята относительно бортов, где располагались узкие трог.

Токрауский прогиб претерпел еще более серьезные преобразования, чем Северо-Балхашский. В его северной части (начиная от широты северного окончания Балхашского поднятия) обособился дочерний Северо-Токрауский прогиб, построенный подобно северной части Северо-Балхашского прогиба. Вдоль его южного борта располагался вулканогенный прогиб второго порядка, вдоль северного - прогиб, заполненный туфогенно-терригенными породами. Северо-Токрауский прогиб развивался в границах северной части Токрауского прогиба низов девона, от южной половины которого он был отделен резкой ступенью. К югу от нее в фаменское время начала развиваться

структура, резко наложенная на структуры ранних этапов развития геосинклинали и названная нами Южно-Токрауским прогибом. Этот прогиб простирался на юг до северного берега оз. Балхаш, с резким несогласием ложась на Итмурундинское поднятие низов девона. Его границы под углом пересекали границы нижнедевонских структур Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Прогиб четко обрисовал западную границу Балхашского поднятия, являющуюся, таким образом, также новообразованием. Прогиб состоял из двух трогов, вытянутых вдоль западного и восточного бортов, относительно поднятого плоского днища и имел торцовое сочленение с Северо-Токрауским прогибом. В начале турнейского века здесь произошли мощные вулканические извержения, но состав их был значительно более основной (Шольдадырская и Акмаинская фациальные зоны), чем в унаследованном северном прогибе. Причем основность увеличивалась в западном направлении по мере того, как увеличивалось структурное несогласие в основании прогиба.

Итак, в фаменско-турнейское время структуры, сформированные в течение нижнего и среднего девона, были сивелированы. В это время область синклинориев являлась единственной, где сохранился вулканизм и проявилось резкое прогибание, приведшее к тому, что мощность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Северного Прибалхашья в три-четыре раза превысила мощность карбонатных отложений. Вместе с тем произошла резкая дифференциация герцинской геосинклинальной области. Обособившиеся внутри нее Южно-, Северо-Токрауский и Северо-Балхашский прогибы четко обрисовали относительное внутригеосинклинальное Балхашское поднятие. Очертания прогибов и поднятия были близки к контурам одноименных им синклинориев и антиклинория. Наметилось разделение синклинориев на структуры второго порядка, в дальнейшем превратившиеся в Саякскую, Северо-Балхашскую, Северо- и Южно-Токраускую орогенные впадины, последняя из которых в значительной мере была новообразованной структурой.

#### Начало визейского века

На границе турнейского и визейского веков вся территория Джунгаро-Балхашской геосинклинали испытала общее воздымание. Отложения начала визейского века на Балхашском антиклинории, Северо-Балхашском синклинории и Чингизском антиклинории не известны. Морские породы низов визе встречаются лишь в Южно-Токрауской впадине. В Предчингизье и в северной части Северо-Балхашского синклинория в начале визейского века отложения от низов девона до турнейского яруса были смяты в единые складки. Оформились как складчатые структуры Каштинская зона смятия и Чингиз-Балхашский грабен, унаследовавшие одноименные прогибы девонского времени. По-видимому, складчатыми деформациями была охвачена большая часть Северо-Балхашской впадины вплоть до северной окраины Калмакэмельской синклинали и Музбельского разлома. Очевидно, именно границе складчатого и нескладчатого основания соответствует четко устанавливаемая геофизическая граница с резким перепадом значений  $\Delta g$ . Складчатыми деформациями была охвачена и территория Южно-Токрауской впадины (Бахтеев, 1967). Внутренняя часть геосинклинали в пределах Балхашского антиклинория и южной части Северо-Балхашского синклинория не была затронута складчатостью (Трифонов, 1967).

#### Типы развития среднепалеозойских структур

В течение среднего палеозоя в северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали сформировались четыре крупные структуры: Балхашское внутригеосинклинальное поднятие и Северо-Балхашский, Северо- и Южно-Токрауский внутригеосинклинальные прогибы. Очертания этих структур менялись в процессе развития, приблизившись в фаменском веке к верхнепалеозойским контурам Балхашского антиклинория и Токрауских и Северо-Балхашского синклинориев.

Балхашское поднятие представляло гетерогенное образование и состояло из двух частей: широтной Итмурундинской ветви, развивавшейся в качестве поднятия с силурийского времени и являвшейся останцом нижнепалеозойского структурного комплекса Джунгаро-Балхашской геосинклинали, и долготной Казыкской ветви, возникшей в хиньветском и окончательно оформившейся в фаменском веке.

Внутригеосинклинальные прогибы характеризовались постоянным усложнением внутренней структуры за счет возникновения структур второго порядка, которые, однажды возникнув, продолжали развиваться дальше. Вторая особенность прогибов - постепенное сокращение их размеров за счет воздымания окраин, прилежащих к каледонидам. В связи с этим структуры второго порядка, возникавшие на северо-восточном борту, также постепенно мигрировали к центру прогибов.

В составе Северо-Балхашского внутригеосинклинального прогиба выделяются три типа структур второго порядка.

1. Линейные зоны интенсивного прогибания, унаследованно развивавшиеся у его южного борта в течение всего среднего палеозоя (Саякский и Калмакэмельский прогибы).

2. Линейные зоны прогибания, постепенно мигрировавшие от северо-восточного борта прогиба к центру (Каиндинский и Жаман-Беспоканский прогибы).

3. Изометричная, относительно поднятая внутренняя зона прогиба.

Различие в развитии разных частей прогиба сказалось на характере его формационных рядов. В общем виде они выглядят следующим образом:



Для формационного ряда южного борта прогиба характерно наличие зеленокаменных и граувакковых формаций, появление верхней порфиритовой формации в Калмакэмельском прогибе второго порядка. Формационный ряд северного борта характеризуется широким развитием терригенных и кремнистых формаций. Во внутренней зоне прогиба полностью восстановить формационный ряд не удастся. Но известно, что там верхняя часть морской туфогенно-кремнистой формации (D<sub>1</sub> - D<sub>3</sub>fr), с одной стороны, и граувакковой (D<sub>1</sub> - D<sub>3</sub>fm), с другой - замещается кремнисто-карбонатной и рифогенно-известняковой формациями (D<sub>2</sub>gv - D<sub>3</sub>fr), свойственными внутригеосинклинальным поднятиям.

В процессе замыкания геосинклинального режима в Северо-Балхашском прогибе были дислоцированы те его структурно-формационные зоны, которые прилежали к ранним складчатым областям и постоянно вовлекались в воздымание, а также относительные поднятия второго порядка. Деформации начала визе, связанные с саурской фазой складчатости, положили начало орогенному развитию Джунгаро-Балхашских герциид.

## ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

### История формирования структуры орогенных впадин

В середине визейского века Северо-Балхашский и Токрауский синклиории и Балхашский антиклинорий вступили в орогенный этап развития. В это время вся территория Джунгаро-Балхашской геосинклинали представляла собой плоский свод, где в условиях заболоченной суши накапливались углисто-железистые осадки (кемельбекская свита) мощностью 120 - 130 м. Настоящего горообразования здесь не произошло.

О малой расчлененности рельефа свидетельствует отсутствие грубообломочных пород. Горный рельеф существовал в середине визейского века лишь в Южно-Токрауском прогибе, где в это время накопилась грубообломочная моласса (Бахтеев, 1967). В этой части геосинклинали складчатость, произошедшая после отложения кемельбекской свиты, сопровождается (Бахтеев и др., 1965; Попов, 1967) внедрением орогенных ранне-средневизейских гранитоидов карабулакского комплекса. Таким образом, в начале орогенного этапа территории длительно развивавшихся и новообразованных внутригеосинклинальных прогибов развивались несколько различно.

С конца визейского века начинается интенсивное накопление осадков орогенного комплекса: континентальных эффузивов (липарит-андезитовая формация) по внешнему краю геосинклинали и морских обломочных пород, образовавшихся за счет перемиыва вулканитов и размыва древних пород на поднятиях (морская моласса), в ее внутренней части. Расширение областей осадконакопления идет постепенно и достигает максимума в конце среднего карбона. В это время осадки распространялись далеко за пределы остаточного геосинклинального прогиба, наметившегося в фаменском веке<sup>1</sup>. В фаменско-турнейском вулканическом прогибе зародился и позднепалеозойский субсеквентный вулканизм, распространившийся затем далеко на север. Морской бассейн, судя по характеру фауны, был неглубоким, замкнутым. Вулканическая область, видимо, представляла невысокое слабо расчлененное плато, подвергавшееся очень слабому размыву. В силу этих обстоятельств и наземное, и морское осадконакопление в значительной мере компенсировалось прогибанием, и по мощности осадков мы можем судить о его величине.

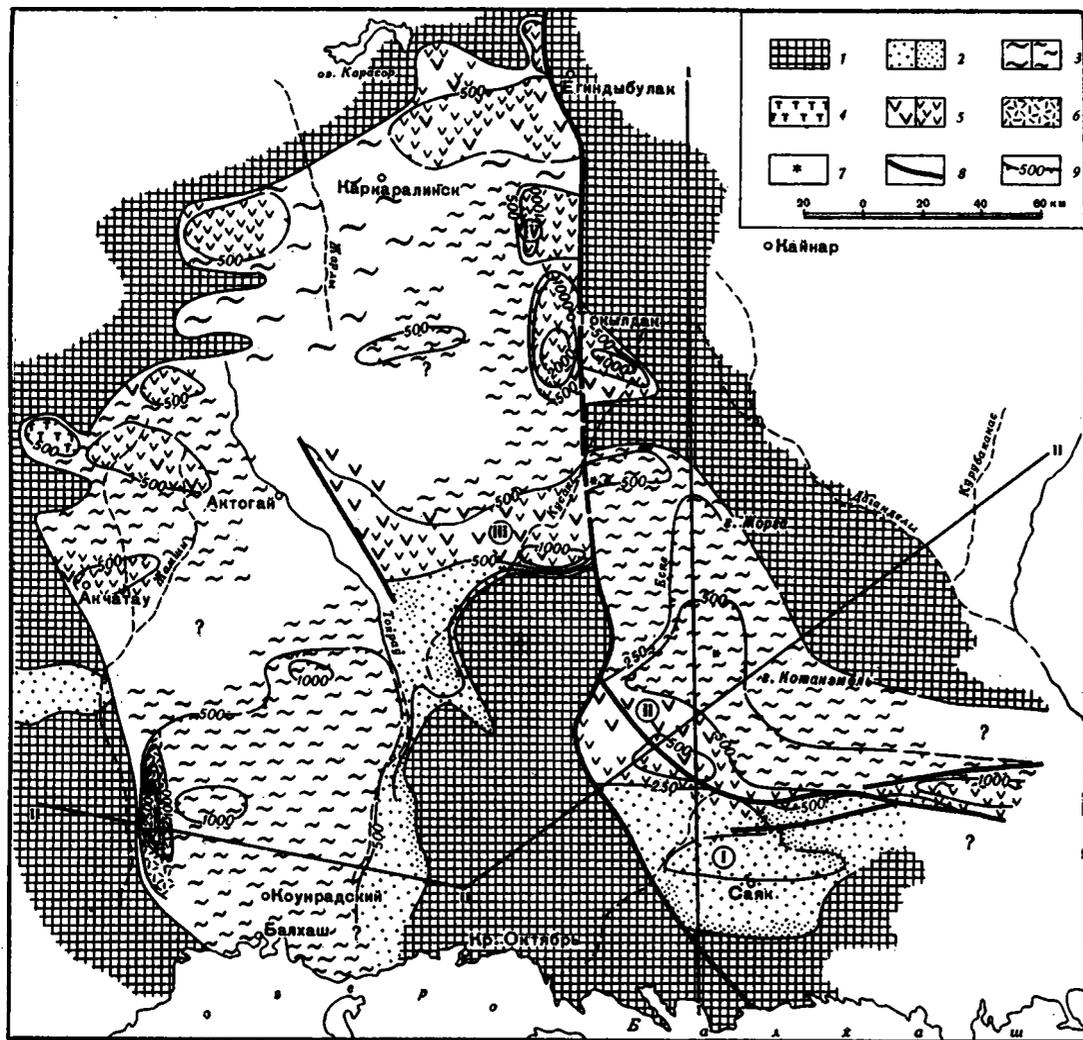
На орогенном этапе развития герцинид продолжалось формирование и усложнение структур, существовавших в конце геосинклинального этапа. При постепенном погружении участков ранневизейского поднятия формируются Северо-Балхашская и Саянская впадины, соответствующие северной и южной частям Северо-Балхашского геосинклинального прогиба, и Северо- и Южно-Токрауские впадины в одноименных геосинклинальных прогибах. Все они представляли сложно построенные разнородные образования, лежащие в одних случаях на складчатом, в других - на недислоцированном среднепалеозойском комплексе. На складчатом досредневизейском основании лежит Южно-Токрауская впадина, на недислоцированном - Саянская впадина и южные части Северо-Балхашской и, по-видимому, Северо-Токрауской впадин. На протяжении всего верхнего палеозоя развитие частных структур южных унаследованных бортов впадин отличалось от развития структур их северных наложенных бортов. Характер магматизма в этих участках впадин также различался.

#### Время накопления каркаралинской свиты ( $C_1v_2 - n$ )

В конце визейского - начале намюрского веков (фиг. 22) большая часть Балхашского антиклинория представляла абсолютное поднятие, с которого в морской бассейн, занимавший территорию Саянской синклинали и левобережье р. Токрау, поступали обломки древних толщ. Внешняя граница бассейна совпадала с Тюлькулинским разломом, Ашиозекской антиклиналью и долиной р. Токрау. Дифференцированность тектонических форм в это время была крайне незначительной. Едва наметился Саянский прогиб, унаследовавший одноименную геосинклинальную структуру. Здесь породы каркаралинской свиты без углового несогласия сменяют в разрезе песчаники турнейского яруса (Саянская фациальная зона). Их мощность нарастает от границ Балхашского поднятия к северу от 100 до 500 м.

На Балхашском поднятии отложения каркаралинской свиты трансгрессивно залегают на среднепалеозойских образованиях. На западном склоне поднятия закладывается Моинсуйская частная впадина, мощность осадков в которой была меньше, чем в Саянском прогибе. Она составляла 70 м у борта впадины, прилежащего к поднятию, и возрастала до 300 м в ее западной части. На Ашиозекском валу отложения конца визейского - начала намюрского веков не известны. Не исключено, что оно представляло собой абсолютное поднятие (см. фиг. 18, профиль 4, разрез по линии I-I).

<sup>1</sup>Как отмечает Т.Н. Голубовская, отголоски среднекаменноугольного вулканизма обнаруживаются в Джезказганской впадине в отложениях владимировской свиты.



Фиг. 22. Фации и мощности времени накопления каракоралинской свиты (С<sub>1v2-n</sub>). По данным Р.М. Антонюка, В.Ф. Беспалова, В.В. Донских, Г.К. Бекжанова, М.К. Бахтеева, А.В. Зайчкиной, В.Я. Кошкина, К.В. Митрофановой, Е.В. Рыбалтовского, В.Г. Трифонова и наблюдениям автора

1 - области поднятий; 2 - области накопления морских терригенных пород; 3, 4 - удаленные зоны континентальных вулканических областей; 3 - области накопления спекшихся туфов и туфопесчаников, 4 - области накопления туфогенно-терригенных пород; 5, 6 - области активного наземного вулканизма: 5 - преимущественно андезитовые порфиры, подчиненные туфы кварцевых порфиров, 6 - преимущественно кислые породы, подчиненные андезитовые порфиры и их туфы; 7 - вулканы; 8 - разломы; 9 - изопахиты (в м). Цифры на карте: I - Саякский прогиб; II - Калмакэмельский прогиб; III - Кусакский прогиб; IV - Аркалыкская впадина

В это время в Северо-Балхашской впадине начались наземные извержения. Южная граница распространения вулканогенных пород совпадала с южным бортом фаменского вулканического прогиба, северная проходила по линии гора Жорга - горы Архарлы. Мощность эффузивов значительно превышала мощность морских пород. Видимо, вулканическая область была компенсированным прогибом, который в целом наследовал Калмакэмельский прогиб фаменско-турнейского времени, хотя южная граница зоны максимального прогибания несколько сместилась к северу, в опущенное крыло заложившегося в это время Калмакэмельского разлома. Территория Тюлькулинской зоны смятия являлась относительным поднятием, разделявшим Саякский морской и Северо-Балхашский вулканогенный прогибы.

Внутри вулканогенного прогиба выделяются две структурно-фациальные зоны. Первая, Калмакэмельская, - узкий краевой трог, унаследованно развивавшийся с начала девонского периода. Это наиболее глубоко погруженная часть прогиба, где мощности отложенных быстро нарастали от 0-500 м на его краю до 800-4000 м близ гор Калмакэмель и Музбель. В пределах трога шли преимущественно андезито-базальтовые излияния, вдоль ограничивающих его Калмакэмельского и Муллабулакского разломов располагались трещинные вулканы, внедрялись субвулканические тела. Внутри трога обособились две впадины - Калмакэмельская и Музбельская, очертания которых устанавливаются по конфигурации изопахит. Края впадин были достаточно крутыми; перепад мощностей вдоль них составлял 300-400 м.

К северу от Музбельского разлома и Калмакэмельской синклинали располагалась относительно равномерно погруженная часть прогиба, где на складчатый среднепалеозойский комплекс ложились продукты липаритового вулканизма, а также вулканогенно-осадочные породы мощностью около 500 м (Внутренняя фациальная зона). Они были связаны с отдельными вулканами, реликты которых устанавливаются в районе гор Караирек и Коктас. Вокруг этих вулканов отмечаются крутые залегания пород и их общая сильная дислоцированность (В.Я. Кошкин, 1963-1964 гг.). Вместе с тем наблюдать образованные ими структуры из-за незначительности выходов каркаралинской свиты не удается. По аналогии с более поздними эпохами вулканизма можно предположить, что в процессе вулканической деятельности здесь возникали депрессии.

Прекрасно выраженная депрессия, образованная отложениями каркаралинской свиты, находится в Северо-Токрауской впадине, на месте которой располагалась структура, аналогичная Северо-Балхашскому прогибу. Вдоль южного борта Северо-Токрауского прогиба располагался Кусакский трог, наследовавший вулканогенный прогиб фаменского времени. В трог шли излияния андезитов (Кусакская фациальная зона), которые накапливались в обособившихся асимметричных впадинах типа Кусакской.

В северной части Северо-Токрауского прогиба, располагавшегося на различных среднепалеозойских структурах, шел преимущественно липаритовый вулканизм. Его продукты отлагались неравномерно, концентрируясь в отдельных впадинах, очерченных изопахитами. Одна из впадин, расположенная в горах Аркалык, четко выражена в современной структуре в виде вулканотектонической депрессии. По краям депрессии располагаются полукольцевые субвулканические тела липаритовых порфиров, некие порфиры; все они падают от ее краев к центру. Отмечается резкое увеличение мощности (от 1000 до 3000 м) свиты к центру структуры, что свидетельствует о ее конседиментационности. Формирование депрессии закончилось к концу "каркаралинского времени", и калмакэмельская свита с несогласием ложится на породы каркаралинской свиты, участвующей в ее строении.

То обстоятельство, что и в Аркалыкской депрессии, и в других частях верхнепалеозойского вулканического пояса отложения калмакэмельской свиты с несогласием ложатся на каркаралинскую свиту, позволяет ряду геологов (В.Я. Кошкин, В.Г. Тихомиров и другие) выделять предкалмакэмельскую фазу складчатости, завершающую саурский тектогенез. Граниты балхашского комплекса рассматриваются ими как синорогенные интрузии. Вместе с тем в Тюлькулинской зоне, где верхнепалеозойские эффузивы действительно смяты в складки, угловое несогласие между каркаралинской и калмакэмельской свитами отсутствует. Поэтому вряд ли есть основание говорить о предкалмакэмельской фазе складчатости. Скорее несогласие в основании калмакэмельской свиты обусловлено вулканическими причинами. В калмакэмельскую эпоху вулканизма возникли новые вулканы, образованные ими потоки легли с несогласием на ранние эффузивы и сформированные в процессе их накопления структуры.

В намюрский век и начале среднего карбона морской бассейн значительно расширился к югу (фиг. 23). Морские осадки покрывали территорию Саяжской синклинали, широтной части Балхашского антиклинория и его западного склона. Абсолютным поднятием была, видимо, лишь меридиональная часть антиклинория, откуда поступали обломки метаморфических толщ. На западном склоне поднятия продолжала развиваться Моинсуйская впадина, мощность осадков в которой нарастала к центральной части от 200 до 400 м.

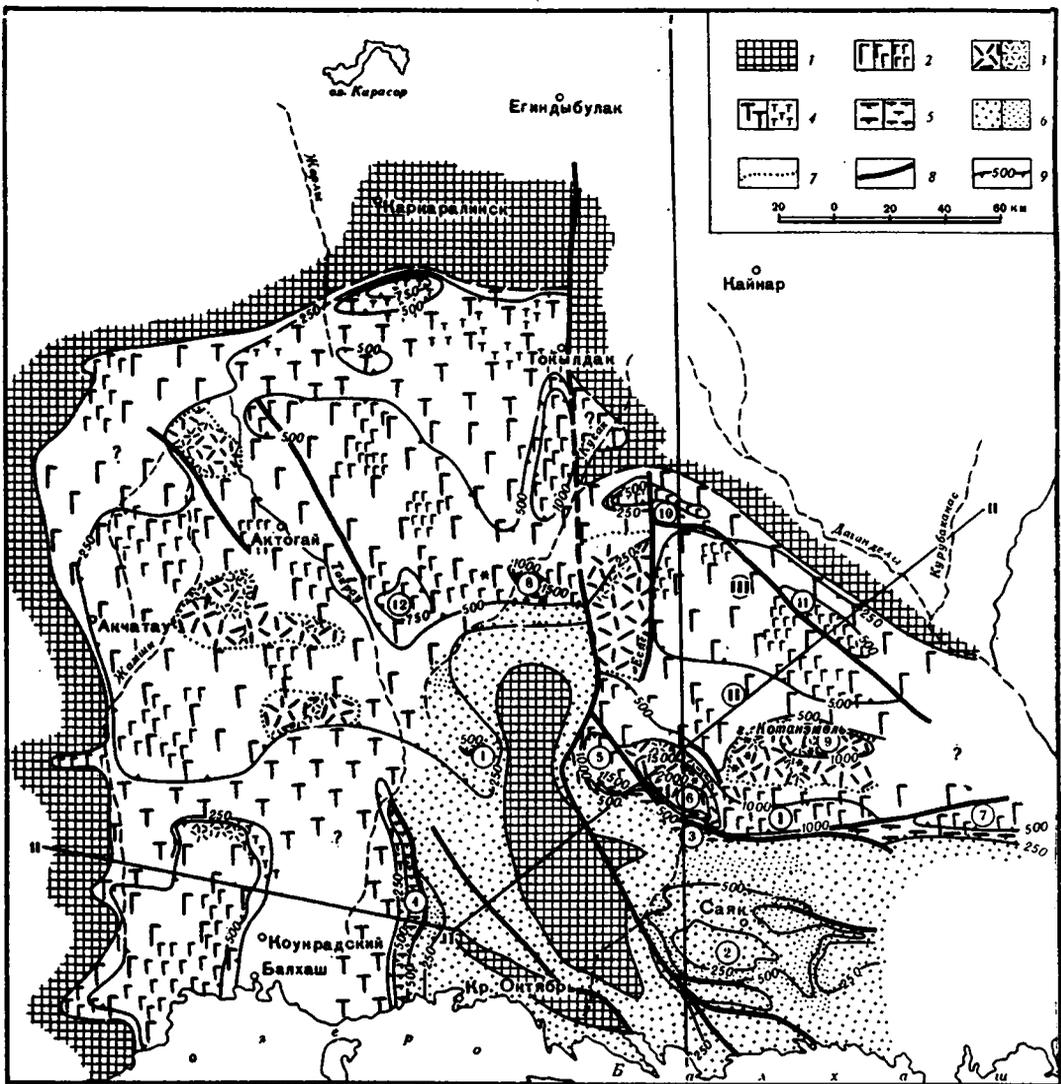
**Саяжский прогиб** проявился в виде резко погруженной структуры с крутым южным и пологим северным бортами, которая полностью наследовала одноименный прогиб фаменского времени. В его западной части обособилась Саяжская частная впадина с крутым, флексуобразным южным и пологим северным бортами (см. фиг. 18, профиль 5, разрез по линии I-I). В ней мощность осадков составляла 800 м у южного борта и 450 м у северного.

Морские осадки отлагались и на Ашиозекском валу, где на границе с вулканической впадиной в одной из ступеней ее крутого борта заложилась **Тастыйская грабен-синклинали**. В ней накапливались вулканогенно-осадочные породы, которые трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием ложились на толщу турнейского яруса (Тастыйская фациальная зона). Аналогичная структура - **Котырассанская грабен-синклинали** - возникла и на границе Балхашского поднятия с Южно-Токрауской вулканической впадиной (см. фиг. 18, профиль 5, разрез по линии II-II).

В калмакэмельскую эпоху фронт вулканизма сместился на север. Южная граница вулканической области проходила по Калмакэмельскому разлому, северная - по современной границе сплошных выходов верхнепалеозойских эффузивов. По-прежнему мощность эффузивов превышала мощность морских осадков на Балхашском антиклинории, и здесь развивался **Северо-Балхашский компенсированный прогиб**, у которого резко обозначились борта. По северному и южному бортам отлагались базальные, а по северному борту - и внутрiformационные конгломераты (Калмакэмельская и Жаман-Беспоканская фациальные зоны), исчезающие во внутренней части прогиба. Именно вдоль бортов прогиба, в Калмакэмельском и Жаман-Беспоканском трогах, шло наиболее интенсивное прогибание, здесь же были сосредоточены основные центры извержения (см. фиг. 18, профиль 5, разрез по линии I - I).

Как и в первую фазу вулканизма, наибольшее прогибание (более 2000 м осадков по сравнению с 50 м в Тастыйской грабен-синклинали) испытывал **Калмакэмельский** трог, где калмакэмельская свита без углового несогласия сменяет в разрезе породы каркаралинской свиты (Калмакэмельская фациальная зона). Здесь продолжают обособленно развиваться Калмакэмельская, отделившаяся от нее Сайкылинская и Музбельская частные впадины. Калмакэмельская и Сайкылинская впадины имели ярко выраженное асимметричное строение: на их крутых южных бортах откладывались в 1,5 раза более мощные осадки, чем на северных (соответственно 2500 и 1500 м в Калмакэмельской впадине). Примечательно, что на характер прогибания впадин не влиял вулканический фактор: распределение мощностей не зависит от расположения внутренних вулканических центров. Так, более мощные толщи отлагались на южном борту Калмакэмельской частной впадины во время накопления и конгломератовой, и порфиритовой подсвит, когда там располагался крупный трещинный вулкан, и во время накопления липарито-дацитов третьей подсвиты, когда центры извержения сместились на ее северный борт (Трифонов, 1967). Соответственно и разные фаши вулканических пород в этой впадине распределялись линейно, а не концентрически, как в частных впадинах внутри Северо-Балхашского прогиба (см. главу "Стратиграфия"). Вулканическими аппаратами в Калмакэмельском троге служили либо трещинные вулканы, либо цепочки мелких жерловин, вытянутые вдоль борта Северо-Балхашской впадины. Так же вдоль бортов трога и его частных структур внедрялись и субвулканические тела, которые заполняли разрывы, параллельные Калмакэмельскому разлому.

К северу от Калмакэмельского трога располагалось обширное плато, где отлагались преимущественно туфы, реже потоки лав андезитовых порфиритов, связанных с отдаленными вулканами (Центральная фациальная зона). Они были маломощны (200-300 м) и формировали относительно поднятую донную часть Северо-Балхашского прогиба, где до сих пор лежат практически горизонтально, с несогласием перекрывая каркаралинскую свиту. Исключение составляет участок гор Музамбель, где вокруг



Фиг. 23. Фации и мощности времени накопления калмакэмельской свиты ( $C_{1n} - C_2$ ). По данным В.Ф. Беспалова, М.К. Бахтеева, О.М. Гаек, В.Я. Кошкина, К.В. Митрофановой, М.В. Ташининой, В.Г. Трифонова и наблюдениям автора

1 - области поднятий; 2,3 - области активного наземного вулканизма: 2 - андезитовые порфиры, субинтрузивные тела, покровные образования, 3 - кварцевые порфиры первой подсвиты, лавы и спекшиеся туфы липарито-дацитов второй подсвиты, звездочкой отмечены вулканы; 4 - удаленные зоны континентальных вулканических областей - области накопления туфов и туфопесчаников; 5 - области накопления вулканогенно-осадочных пород; 6 - области накопления морских терригенных пород; 7 - границы распространения кварцевых порфиров второй подсвиты; 8 - разломы; 9 - изопахиты (в м). Цифры на карте - структурно-фациальные зоны: I - Калмакэмельская, II - Центральная, III - Жаман-Беспоканская; 1 - Моинсуйская впадина, 2 - Саякская впадина, 3 - Тастыйская грабенообразная впадина, 4 - Котырассанская грабенообразная впадина, 5 - Сайкылинская впадина, 6 - Калмакэмельская впадина, 7 - Музбельская грабенообразная впадина, 8 - Кусакская впадина, 9 - Музамбельская впадина; 10 - Котейская впадина, 11 - Тассуйская впадина, 12 - Желтауская впадина

кислых вулканов образовалась частная компенсационная впадина, вырисовывающаяся по конфигурации изопахит.

Вдоль северной окраины Северо-Балхашского прогиба, где калмакэмельская свита с резким угловым несогласием ложится на смятые в складки породы среднего палеозоя, вновь проявился **Жаман-Беспоканский трог**, дно которого было несколько погружено относительно центральной части прогиба. Как и южный трог, он был ареной бурного вулканизма. Трог состоял из кулисно расположенных Котейской и Тас-суйской частных впадин, в которых мощность свиты составляет 800–850 м (при 300–400 м на остальной части прогиба). Несмотря на угловое несогласие в подошве калмакэмельских пород, эти впадины наследуют участки наибольшего прогибания фаменского времени (сравните фиг. 21 и 23).

Сходное развитие испытал **Северо-Токрауский прогиб**. Резко обозначился его южный борт, вдоль которого в унаследованном **Кусацком трог**, представлявшем зону активного вулканизма, продолжали развиваться Кусацкая, Желтауская и другие частные впадины с отчетливо проявленным асимметричным строением. В северной части прогиба накапливались в основном менее мощные туфогенные отложения, с несогласием лежащие на конседиментационные структуры каркаралинского времени. В центре прогиба их мощность не превышает 300 м, в краевой, более прогнутой части достигает 800 м.

На территории **Южно-Тарауской впадины** калмакэмельские извержения не происходили, что сближает ее с центральными частями рассмотренных ранее структур, где вулканические центры были малочисленны. В конце "калмакэмельского времени" здесь внедрились гранитоиды топарского комплекса, который В.С.Попов (1967) рассматривает как поздний синорогенный.

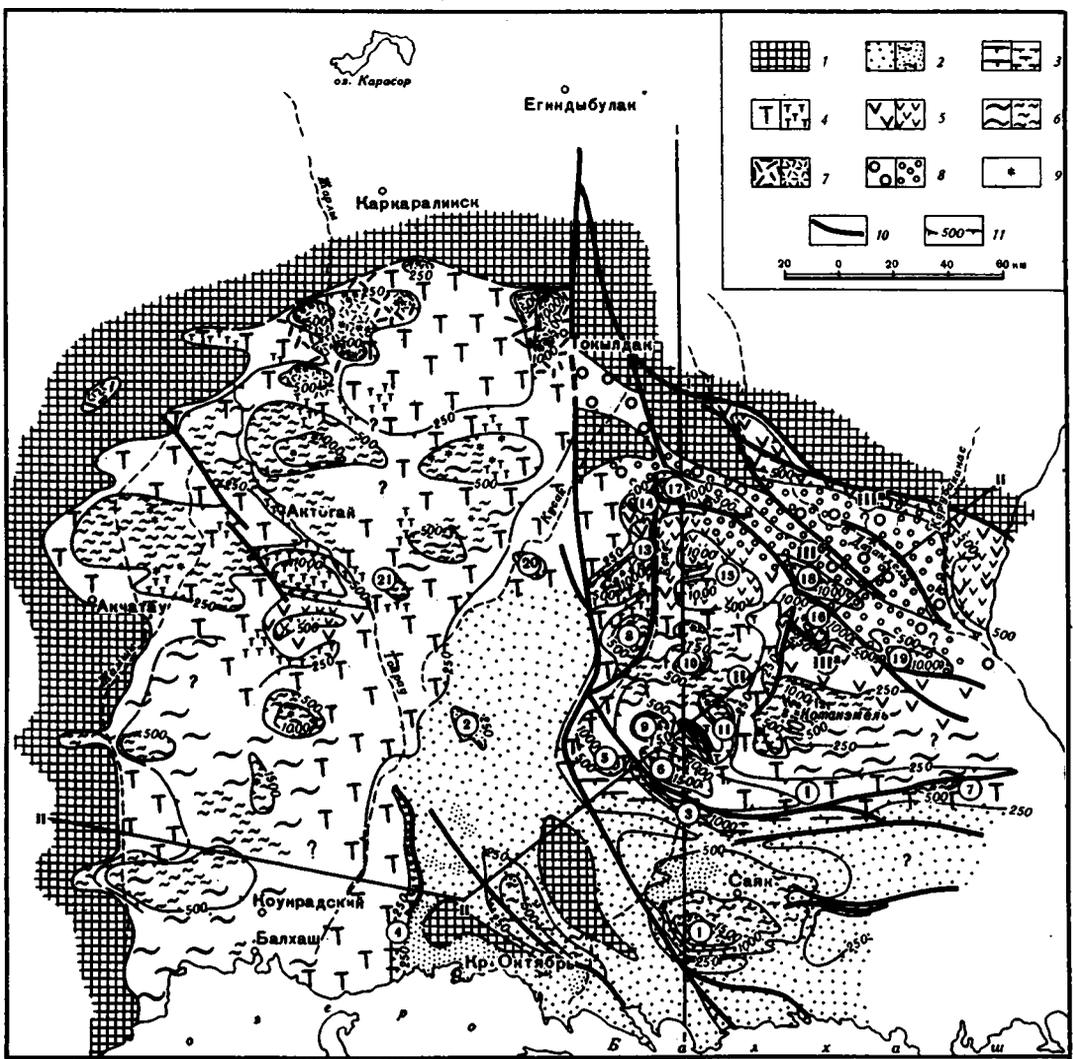
Таким образом, в калмакэмельский этап вулканизма появились существенные различия как в развитии вулканических орогенных впадин, по-разному соотносящихся со структурами основания, так и в развитии разных участков этих впадин. Площадным вулканизмом в то время были охвачены лишь унаследованно развивавшиеся Северо-Токрауская и Северо-Балхашская впадины. В наложенной Южно-Токрауской впадине вулканические проявления были крайне незначительны. Вместе с тем и во впадинах первого рода интенсивный вулканизм и сопровождающее его компенсационное проседание происходили лишь в зонах, испытывавших наибольшее прогибание с фаменского века.

#### Время накопления керегетасской свиты ( $C_{2-3}$ )

В конце среднего – начале верхнего карбона морская трансгрессия достигла наибольших размеров: морские осадки отлагались на большей части Балхашского антиклинория и Саякской впадины (фиг. 24). Продолжали развиваться частные структуры Балхашского поднятия и Саякской впадины, а также Тастыйская и Котырасанская грабен-синклинали (см. фиг. 18, профиль 6, разрез по линии I-I). Новообразованными структурами явились грабенообразные прогибы в южной части Балхашского поднятия, где породы керегетасской свиты с резким стратиграфическим несогласием залегают на породах девона. К началу верхнего карбона внутренняя структура области морского осадконакопления была близка к современной.

Конец среднего – начало верхнего карбона были эпохой и самого мощного вулканизма, продвинувшегося далеко на север и выплеснувшегося за пределы герцинской области в прилежащие каледониды. На склоне Чингизского антиклинория и в прилежащих частях синклинория (в значительной мере это территория, вновь причленившаяся к вулканической области) возникает своеобразный андезит-базальтовый вулканизм со щелочным уклоном, который В.Я. Кошкин (1963) связывает с самостоятельным мантийным очагом (Предчингизская фациальная зона). Продукты его деятельности с угловым несогласием ложатся на дислоцированные породы среднего палеозоя и, захватывая внешний край вулканической области калмакэмельского этапа (массивы гор Чубарайгыр, Огузтау, Сарыоба, Кокдомбак), трансгрессивно перекрывают эффузивы предыдущей эпохи вулканизма.

На территории, ранее охваченной вулканизмом, также происходит смещение зон активного вулканизма на север, во внутренние части Северо-Балхашской впадины.



**Фиг. 24.** Фаши и мощности времени накопления керегатасской свиты (С<sub>2-3</sub>). По данным В.Ф. Беспалова, М.К. Бахтеева, О.М. Гаек, А.Г. Голубятникова, В.Я. Кошкина, А.М. Курчавова, К.В. Митрофановой, Е.Р. Семеново-Тяньшанской, М.В. Ташишиной, О.М. Торчилленко, В.Г. Трифонова, В.В. Коптевой и наблюдениям автора

1 - области поднятий; 2 - области накопления морских терригенных пород; 3 - области накопления вулканогенно-осадочных пород; 4 - удаленные зоны континентальных вулканических областей - области накопления туфов и туфопесчаных; 5-7 - области активного наземного вулканизма: 5 - андезитовые порфиры и экзструзии кварцевых порфиров, 6 - область накопления туфов смешанного состава и извержений липаритов и плагипорфиров, 7 - кварцевые порфиры; 8 - андезитовые порфиры и внутрiformационные конгломераты; 9 - вулканы; 10 - разломы; 11 - изопахиты. (в м). Цифры на карте - структурно-фашиальные эоны: I - Калмакэмельская; II - Центральная; Предчингизская; III<sup>а</sup> - Сарыобинская подзона, III<sup>б</sup> - Жаман-Беспоканская подзона, III<sup>в</sup> - Чингиз-Балхашская подзона (Чингиз-Балхашский грабен); впадины: 1 - Саякская, 2 - Моинсуйская, 3 - Тастыйская, 4 - Котырассанская, 5 - Сайкылинская, 6 - Калмакэмельская, 7 - Музбельская, 8 - Елтакоринская, 9 - Кызылтасская, 10 - Карирекская; 11 - Ушкызыльская, 12 - Музамбельская, 13 - Чубарайгырская, 14 - Ушкаинская, 15 - Огузтауская, 16 - Сарыобинская, 17 - Котейская, 18 - Беспоканская, 19 - Улькен-Куйкунтайская, 20 - Кусакская, 21 - Желтауская

Калмакэмельская структурно-фациальная зона превращается в зону накопления продуктов деятельности удаленных вулканов. Собственные вулканы здесь крайне редки и располагаются по границе с внутренней зоной. Внутренняя часть впадины становится ареной мощного липаритового и дацитового вулканизма, близкого по химизму к конечному вулканизму калмакэмельского этапа (Центральная фациальная зона).

Керегетасский этап вулканизма состоит из нескольких фаз, каждой из которых соответствует своеобразная толща или подсвета вулканитов. Наиболее различны по характеру отложений нижняя и верхняя подсветы, которые отличаются по ареалам распространения и, вероятно, были связаны с разными вулканическими центрами. Отложения нижней подсветы являются продуктами деятельности крупных полигенных стратовулканов, диаметр основания которых достигал 10–15 км (вулканы Сарыюба—Шерба, 1964; Огузтау—Коптева, 1968), и серий мелких жерловин, которые, группируясь, образуют крупные вулканические центры (вулкан Караирек, Кошкин, 1964; вулканы Музамбель, Ушкызыл, Кызылтас и др.). Игнимбриты второй подсветы связаны с трещинными вулканами. Характерно, что разрез каждого вулкана своеобразен. Это свидетельствует об обособленности периферических магматических очагов керегетасского этапа.

Внутри вулканической области в это время отчетливо выделяются две структуры: Северо-Балхашский прогиб, имеющий очертания, близкие к современным контурам Северо-Балхашской впадины, и Чингиз-Балхашский трог (см. фиг. 18, профиль 6, разрез по линии I-I и фиг. 24).

Северо-Балхашский прогиб имел крутой ступенеобразный южный борт, ограниченный Калмакэмельским разломом, к югу от которого отложения керегетасской свиты сохранились (вероятно, и отлагались) лишь в Тастыйской грабен-синклинали, и более пологий северный борт. По-прежнему вдоль южного борта развивался узкий Калмакэмельский трог, в котором еще более обособились Сайкилинская, Калмакэмельская и Музамбельская впадины. Величина их прогибания в целом соизмерима с прогибанием отдельных впадин в Центральной структурно-фациальной зоне (судя по мощностям сохранившихся отложений, она изменяется от 800 до 2000 м). Эти впадины заполнялись продуктами деятельности удаленных вулканов. Мелкие вулканы существовали лишь на северном борту Калмакэмельской и Музамбельской впадин. Но они не оказывали влияния на распределение материала внутри зоны: по-прежнему наиболее мощные осадки отлагались у южных бортов впадин (2250 м в Калмакэмельской впадине и 800 м в Сайкилинской), что привело к еще большему увеличению асимметрии этих структур. На востоке все жерловины вытягиваются вдоль Музамбельского разлома, что свидетельствует о зарождении этого нарушения, послужившего на большом протяжении северным ограничением трога.

Во внутренней части прогиба (Центральная фациальная зона и Сарыюбинская подзона) осадконакопление и компенсационное проседание идут неравномерно. Распределение пород на площади контролируется центрами извержения. Выделяются участки, где накапливаются эффузивы большой мощности (до 1,5–3 км), и участки, где они не отлагались, либо были представлены маломощными (250–500 м) туфогенными и туфогенно-осадочными образованиями.

Участки накопления мощных эффузивов четко обрисовываются изопакитами. Они изоморфны, имеют неправильные очертания и беспорядочно расположены внутри Северо-Балхашского прогиба. Для них характерно концентрическое расположение вулканических фаций: во внутренней части этих участков расположены прижерловые фации, по периферии — удаленные. Характерна также кольцевая или полукольцевая форма субвулканических интрузий, распространенных внутри этих участков. Мощное осадконакопление идет на месте Ушкызыльской, Чубарайгырской, Огузтауской, Сарыюбинской, Музамбельской, Кызылтасской, Караирекской и Елтакоринской вулканотектонических депрессий, с очертаниями которых совпадают очертания изопакит, что свидетельствует о заложении этих структур в керегетасское время. Очевидно, накопление вулканического материала сопровождается проседанием участков мощного осадконакопления. В результате этого возникают впадины или депрессии, внутри которых более молодые вулканы ложатся на наклоненные внутрь впадин более ранние образования и в современной структуре залегают положе их (Чубарайгырская депрессия, Коптева, 1964; Музамбельская, Сарыюбинская депрессии). Четко устанавливается компенсированное прогибание тех периферических зон, где осадконакопление шло в водной среде. В это прогибание иногда вовлекаются и породы ранних этапов вулканизма (Музамбельская,

Караирекская впадины), в которых по краям впадин образуются наклонные флексуры (см. профиль на фиг. 9).

Как было показано в главе "Стратиграфия", внутри перечисленных выше вулканотектонических депрессий (впадин) располагались вулканы, с чем и связано концентрическое расположение вулканических фаций. Обычно эти впадины состоят из центральной части и отделенной от нее кольцевым или полукольцевым валом периферической части. Первая по своему генетическому смыслу соответствует кальдере проседания (Коптева, 1964, 1968), вторая, возможно, представляет конку.

Сравнивая карту фаций и мощностей керегетасской свиты с подобной картой для калмакэмельской и каркаралинской свит и с геологической картой района, легко видеть, что впадины керегетасского времени возникали в местах, где ранее отсутствовали вулканы и в предыдущие этапы вулканизма накопились маломощные эффузивы. Так, Караирекская впадина частично лежит на каркаралинском основании; Ушкызыльская, Елтакоринская и Чубарайгырская - на маломощных туфах калмакэмельской свиты. Не исключено, что в ряде случаев впадины керегетасского времени располагались на относительно низменных участках рельефа. Вероятно, с размытием возвышенностей связаны конгломераты, встречающиеся в основании свиты в Сарыобинской впадине и др. Чрезвычайно широко в связи с этим распространены прислонения керегетасских эффузивов к более ранним потокам.

Таким образом, внутренняя часть Северо-Балхашского прогиба характеризуется ясно выраженными признаками структурного несогласия между конседиментационными структурами керегетасского и более раннего времени. Это несогласие в значительной мере обусловлено вулканическими причинами и в первую очередь - миграцией центров вулканизма и не свидетельствует о тектонических подвижках.

Северо-восточный борт Северо-Балхашского прогиба имел ступенчатое строение. Верхняя ступень отделена от нижней либо наклонной флексурой, осложненной срывами (северная окраина впадины), либо крутым Жаман-Беспоканским разломом. На поднятой ступени в керегетасских отложениях распространены внутрiformационные конгломераты (Жаман-Беспоканская фациальная подзона), свидетельствующие о значительном и непрерывном размыве продуктов вулканической деятельности. Размыв, видимо, связан с непрерывным опусканием Северо-Балхашского прогиба относительно прилежащего антиклинория. Прогибание Жаман-Беспоканской структурно-фациальной зоны идет неравномерно - здесь выделяются три кулисные впадины. Накопившиеся в них эффузивы (свыше 1000 м) связаны с местными трещинными вулканами, располагавшимися вдоль широтных разрывов Жаман-Беспоканской зоны разломов. Очевидно, именно к среднему карбону относится заложение этой системы нарушений, контролирующей распределение на площади вулканических отложений и центров извержений. Компенсационные впадины здесь, как и в центральной части Северо-Балхашского прогиба, располагаются в участках сосредоточения вулканических аппаратов, но в отличие от последней вулканические фации здесь распределены линейно, как во впадинах Калмакэмельской зоны. Как и в Калмакэмельском, в Жаман-Беспоканском трое конседиментационные впадины керегетасского этапа в значительной степени наследуют впадины калмакэмельского времени.

Как видим, краевые структуры Северо-Балхашского прогиба в керегетасский этап развивались сходно и отличались от развития структуры его центральной части.

Чингиз-Балхашский прогиб был отделен от Северо-Балхашского относительным поднятием, у которого особенно четко фиксируется южный склон и которое, видимо, занимало территорию Каниндинской зоны и Каражальского поднятия. В Чингиз-Балхашском прогибе характер извержений был тот же, что и в Сарыобинской подзоне Северо-Балхашского прогиба (Чингиз-Балхашская фациальная подзона), но компенсационные структуры проседания здесь не выделяются. Прогиб целиком наследует аналогичную структуру живетско-франского и фаменского времени.

Итак, в процессе накопления керегетасской свиты оформилась большая часть частных структур региона, и его структурный план приблизился к позднепалеозойскому. В это время наиболее отчетливо проявились закономерности в соотношении среднепалеозойского (геосинклинального) и верхнепалеозойского (орогенного) структурных планов. В зонах, испытывавших непрерывное прогибание с девонского времени, развиваются частные асимметричные впадины, заложившиеся в более ранние этапы орогенного (или геосинклинального) развития (Саянская, Калмакэмельская, Чингиз-Балхашская, отчасти Жаман-Беспоканская зоны). Во внутренней части Северо-Бал-

хашской впадины, представлявшей относительное поднятие и в ранние эпохи орогенного вулканизма, и, по-видимому, в геосинклинальный этап развития, развиваются изометричные впадины, связанные с местными вулканами и резко несогласно соотносящиеся с частными структурами предыдущих этапов развития. В этом отношении частные структуры внутренней части Северо-Балхашского вулканического прогиба сходны со структурами Балхашского поднятия, развивавшимися в мелководном морском бассейне.

Все эти закономерности, установленные на территории Северо-Балхашской впадины, сохраняются в Северо- и Южно-Токрауской впадинах. Развитие Северо-Токрауского прогиба проходило сходно с Северо-Балхашским. В унаследованном Кусацком тропе шло накопление продуктов деятельности удаленных вулканов. Продолжали развиваться Кусацкая и Желтауская асимметричные впадины. Во внутренней части прогиба вокруг вулканических центров развивались изометричные впадины, не наследующие впадины предыдущих вулканических этапов.

Южно-Токрауский прогиб развивался подобно внутренним частям Северо-Токрауского и Северо-Балхашского прогибов. Здесь прогибались отдельные впадины, расположенные на месте вулканических построек.

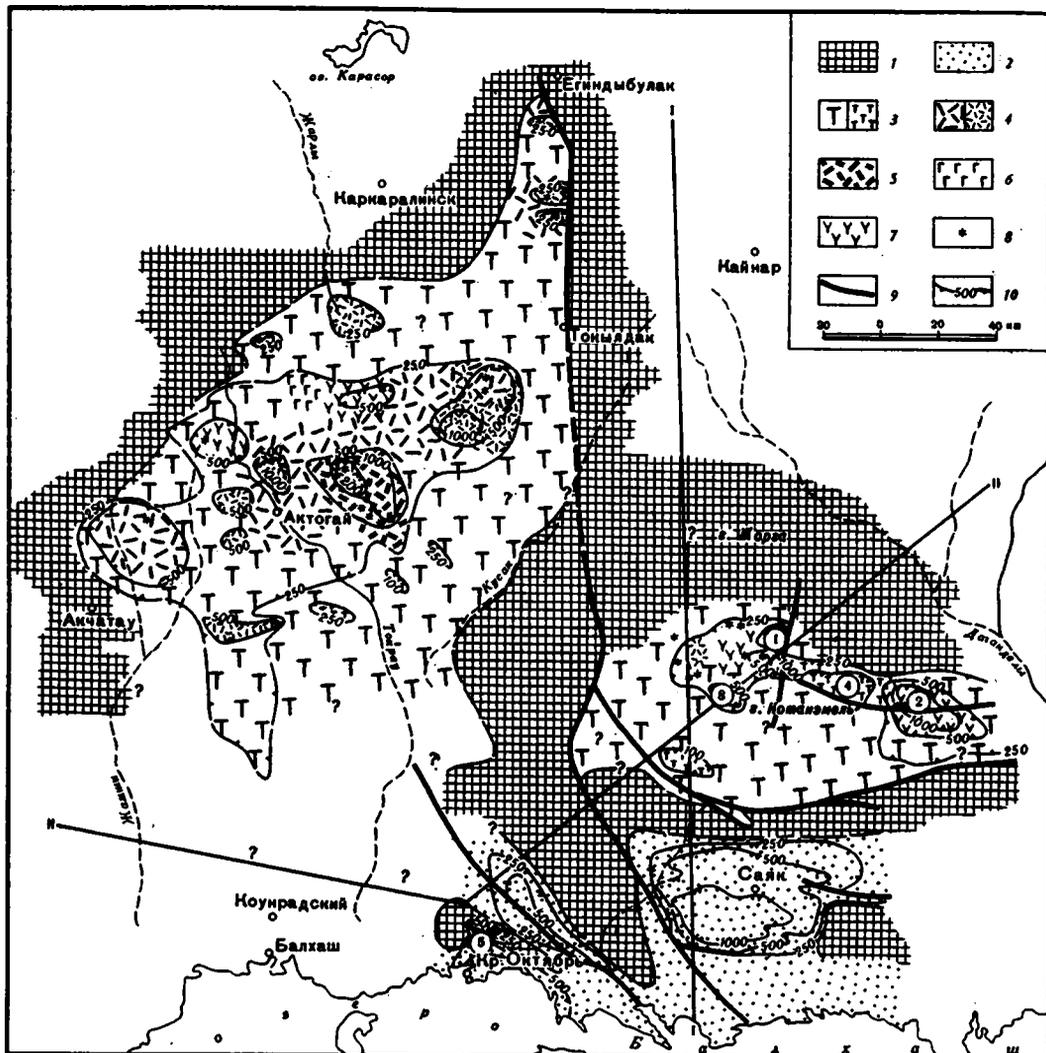
### Время накопления архарлинской свиты ( $C_3 - P_1$ )

В течение верхнего карбона и нижней перми области морского осадконакопления сокращались, и к концу этого времени осадконакопление шло лишь в изолированных впадинах, примерно соответствующих современным областям распространения архарлинской свиты (фиг. 25). В Саянской впадине породы архарлинской свиты наращивали непрерывный разрез морской толщи, на Балхашском поднятии - трансгрессивно перекрывали средне- и верхнепалеозойские образования. Внутри Саянской впадины продолжала развиваться как участок наибольшего прогибания территория Прасаяцкой синклинали, на северном борту которой возникали дополнительные коробчатые складки.

В архарлинский этап вулканизма тип и состав извержений сохранились теми же, что и в керегетасский, однако размеры вулканической области резко сократились. Извержения шли лишь в центральной части Северо-Балхашской впадины. Они связаны с рядом вулканов центрального типа, резко различающихся по составу эффузий, что, видимо, обусловлено дальнейшей дифференциацией магматического очага. Эти вулканы возникли на участках, где раньше отсутствовали вулканические центры: Кокдомбакский вулкан - на маломощных нижнекерегетасских туфах, лежащих на девонских породах; Архарлинский - на калмакэмельском основании, в стороне от Каяжайяуского и Сарыюбинского вулканов калмакэмельского и керегетасского времени; Музкантауский - на калмакэмельском основании. В зоне сосредоточения вулканических аппаратов мощность отложений достигает 1000 м, а на остальной территории они либо не отлагались, либо были крайне маломощны. Ничтожным было и проседание Северо-Балхашского прогиба, который как самостоятельная структура практически не проявлен.

Среди частных впадин, развивающихся в центральной части Северо-Балхашской впадины, выделяются две категории. Архарлинская и Кокдомбакская впадины, которые совпадают с одноименными вулcano-тектоническими депрессиями, характеризуются теми же признаками, что и впадины керегетасского этапа, развивавшиеся на месте вулканов. Ушкызыльская и Тогызская впадины возникли на участках развития удаленных фаций вулканических областей. Они значительно менее прогнуты, чем впадины первого рода (если там мощность отложений достигает 1,5-2 км, то здесь это 400-500 м), и имеют правильную блюдцеобразную форму. Их проседание не связано непосредственно с вулканической деятельностью. С другой стороны, не все архарлинские вулканы сопровождаются компенсированным проседанием. Караирекский и Музкантауский вулканические центры располагаются на относительных поднятиях, разделяющих впадины. Вместе с тем то обстоятельство, что вокруг этих вулканов практически не сохранились (из-за размыва?) продукты их деятельности, позволяет лишь раз утверждать, что наблюдаемые нами мощности эффузивов свидетельствуют о величине компенсационного прогибания.

Таким образом, в архарлинское время в значительной мере стирается граница между Балхашским поднятием и Северо-Балхашской впадиной. Большая часть их



Фиг. 25. Фации и мощности времени накопления архарлинской свиты ( $C_3 - P_1$ ). По данным В.Ф. Беспалова, В.Я. Кошкина, А.М. Курчавова, В.В. Кебезинскас, В.Г. Тихомирова, В.Г. Трифонова, Т.О. Федорова и наблюдениям автора

1 - области поднятий; 2 - области накопления морских терригенных отложений; 3 - удаленные зоны вулканических областей - области накопления туфов; 4-7 - области активного наземного вулканизма: 4 - липарито-дацитовые порфиры, 5 - кислые щелочные породы, 6 - основные щелочные породы, 7 - туфы и лавы смешанного состава; 8 - вулканы; 9 - разломы; 10 - изопахиты (в м). Цифры на карте: 1 - Архарлинская впадина, 2 - Кокдомбакская впадина, 3 - Ушкызыльская впадина, 4 - Тогызская впадина, 5 - Итмурундинская впадина

территории - это плоское слабодифференцированное поднятие, где осадконакопление практически отсутствует. Вырисовываются лишь несколько частных впадин, резко несогласно наложенных на более ранние структуры. С другой стороны, появление новообразованной зоны интенсивного прогибания в центре вулканической впадины, где в предыдущие эпохи оно было минимальным, привело к выравниванию ее подошвы.

В Токрауских впадинах размеры территории, охваченной вулканизмом, также резко сократились: в Южно-Токрауской впадине вулканизм практически прекратился, в Северо-Токрауской впадине вулканическая деятельность сосредоточилась в ее центре.

На месте вулканов возникли новообразованные впадины. Кусакский прогиб, как и Калмакэмельский, прекратил свое развитие.

К началу перми вся рассматриваемая территория представляла собой сушу, где осадконакопление практически закончилось (оно местами возобновилось лишь в середине перми). Геоморфологические различия Северо-Балхашской и Саякской впадин и Балхашского антиклинория были сnivelированы. Вместе с тем тектонически они были полностью оформлены в их современных границах.

В течение перми шло усложнение этих структур. После архарлинского вулканического этапа внедрился сложно построенный саякский комплекс гибридных гранитоидов, коматичных эффузивам, которые застыли на глубине нескольких сотен метров. Распределение на площади интрузивов этого комплекса подчинено строгому структурному контролю. Вместе с тем данные геофизики и наблюдения за распространением контактоизмененных (фельдшпатизированных) пород указывают на то, что размеры интрузивных массивов значительно превосходят размеры их выходов на поверхность и практически гранитоиды "слагают" все дно Северо-Балхашской впадины. Это обстоятельство заставляет нас думать, что наблюдаемое ныне распределение интрузивов саякского комплекса внутри впадины и их форма обусловлены последующими движениями.

Непосредственно вслед за гранитоидами саякского комплекса внедрилась серия субвулканических тел трахилипаритовых порфиров, завершивших визейско-нижепермскую магматическую деятельность в Северном Прибалхашье. Одновременно окончательно оформилась структура региона, что позволяет рассматривать деформации середины перми как фазу складчатости. Действительно, судя по тому, что некоторые дайки трахилипаритовых порфиров заполняют радиальные (горы Сарьюба) и полукольцевые (горы Чубарайгыр, Ушкызыл, Караирек) трещины отрыва на склонах вулканотектонических депрессий как керегетасского, так и архарлинского времени, именно в момент их внедрения произошло резкое проседание ранее сформированных конседиментационных впадин, приведшее к тому, что эти синклинорные структуры приобрели современный вид<sup>1</sup>. Проседание в значительной мере было компенсационным, связанным с опустошением магматической камеры под впадиной-вулканом. Вследствие постседиментационного проседания впадин резко обозначились разделяющие их валы, или относительные поднятия, на которых обнажались гранитоиды саякского комплекса. В эти остаточные поднятия оказались включенными как части впадин калмакэмельского (Котанэмельский вал) и керегетасского (Канжайлауский вал) этапов, где породы были деформированы в процессе осадконакопления, так и зоны развития мало-мощных туфов, где слои практически сохраняют первичное залегание.

Таким образом, в момент внедрения серии субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров оформились основные структурные элементы внутренней части Северо-Балхашской впадины, непосредственно связанные с вулканизмом - вулканотектонические депрессии и разделяющие их валы. Одновременно происходят подвижки и по региональной сети разломов, не связанных с вулканическими причинами: Жаман-Беспоканскому сдвигу, Сарьюбинским сбросам и сдвигом, Архарлинскому и Сатекскому надвигам, Музамбельским сдвигам, Каиндинской зоне разломов. Об этом свидетельствует заполнение трещин и разрывов, сопровождающих эти нарушения, дайками тех же порфиров. Характерно, что дайковые пояса, связанные с этими разломами, секут вулканотектонические структуры (горы Сарьюба, Музамбель и др.). Морфология интрузий, закономерности изменения их строения в связи с расположением в пространстве указывают на связь заполняемых ими трещин с горизонтальными движениями (Коптева, Щерба, 1963; Щерба, 1967). В это же время происходят резкое усиление прогибания Калмакэмельской и Саякской синклиналей (Трифонов, 1967), образование сдвигов на их бортах, а также смятие верхнепалеозойских пород в Чингиз-Балхашском грабене, Жаман-Беспоканской зоне Северо-Балхашской впадины и всей толщи девонско-каменноугольных пород Тюлькулинской зоны смятия. Здесь

<sup>1</sup> Впадины калмакэмельского и каркаралинского вулканического этапов, видимо, не претерпели такого постседиментационного проседания и поэтому менее ярко выражены в структуре. Это может быть связано как с неполным высвобождением магматической камеры, так и с более глубоким положением магматического очага.

возникают флексуры, ступенеобразные складки, сбросы, сопровождающиеся дайками и силлами трахилипаритовых порфиров. Развитые здесь складки секут границы зон разных вулканических фаций. В это же время сформировалась вся складчатая структура Балхашского антиклинория (Трифонов, 1967).

Характерно, что не только в южной части Северо-Балхашского синклинория, вперые затронутого складчатостью, но и в его северной половине, а также в Чингиз-Балхашском грабене средне- и верхнепалеозойские отложения были дислоцированы в одном плане. Все это позволяет изучать и сравнивать между собой деформации, проявленные в разновозрастных отложениях.

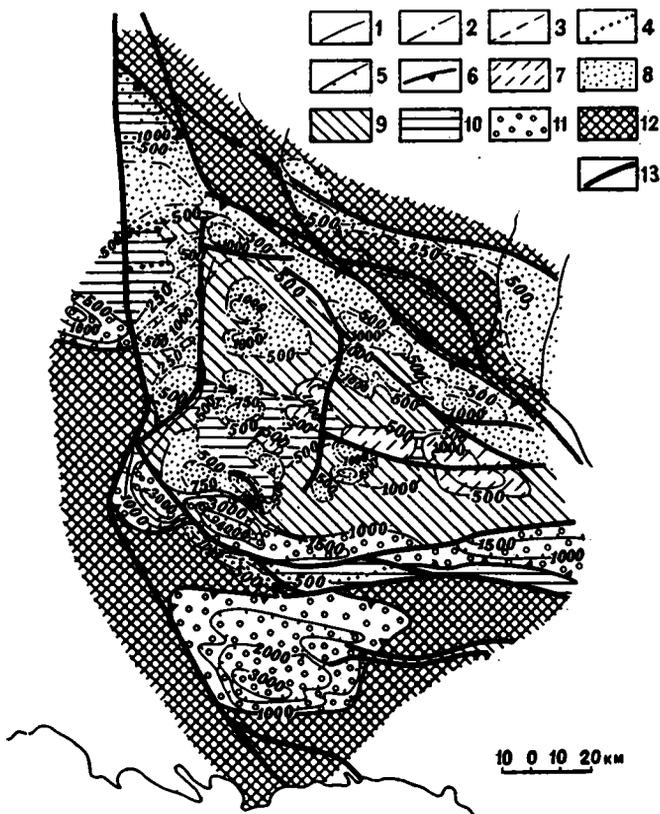
Щелочные эффузивы пермского комплекса ложатся на дислоцированные визейско-нижнепермские эффузивы. В момент их извержения, видимо, образовались конседиментационные частные впадины, которые еще более усложнили внутреннюю структуру Северо-Балхашской впадины. Однако принципиальных изменений в ее строении они не внесли, будучи лишь отголоском мощного вулканизма Баканасской впадины.

Гранитоиды акчатауского комплекса, внедрившиеся в конце перми, прорывают уже сформированные структуры и гораздо слабее нарушены разрывами, чем гранитоиды ранних верхнепалеозойских комплексов.

### Типы развития верхнепалеозойских конседиментационных структур

Процесс формирования верхнепалеозойского структурного комплекса Северо-Балхашской и Саякской впадин шел путем образования конседиментационных синклинорий второго порядка, наращивание которых привело к постепенному погружению всей территории впадин.

Проведенный анализ фаций и мощностей отдельных свит верхнепалеозойского комплекса показывает, что существуют два типа развития конседиментационных структур. Различно развивавшиеся тектонические формы отчетливо вырисовываются на карте конседиментационных структур (фиг. 26), построенной путем непосредственного совмещения карт фаций и мощностей отдельных свит.

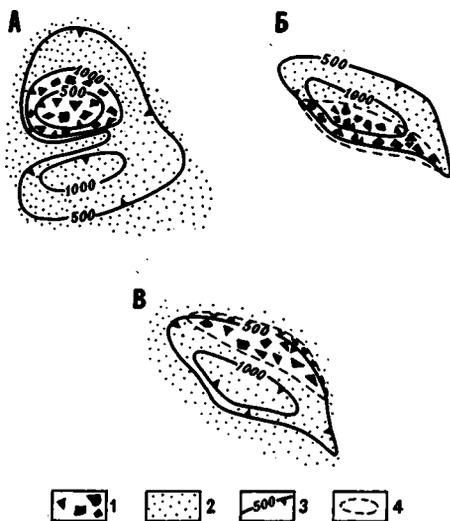


Фиг. 26. Карта конседиментационных структур верхнепалеозойского комплекса Северо-Балхашской и Саякской впадин

1-5 - изопакты (в м): 1 - архарлинской свиты, 2 - керегетасской свиты, 3 - калмакэмельской свиты, 4 - каркаралинской свиты, 5 - суммарных отложений каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит; 6 - современные границы впадин; 7-11 - конседиментационные структуры времени накопления разных свит: 7 - архарлинской, 8 - керегетасской, 9 - калмакэмельской, 10 - каркаралинской, 11 - каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской; 12 - структуры среднепалеозойского комплекса; 13 - разломы

Фиг. 27. Характер фациальной зональности в конседиментационных структурах разных типов

А - вулcano-тектоническая депрессия Огузтау, фациальная схема отложений керегетаской свиты; Калмакэмельская синклинали: Б - фациальная схема отложений второй (порфиритовой) подсвиты калмакэмельской свиты, В - фациальная схема третьей (липаритовой) подсвиты калмакэмельской свиты. 1 - прижерловые фации; 2 - удаленные фации; 3 - изопохиты (в м); 4 - границы фациальных зон



Первый тип характеризуется непрерывным и унаследованным прогибанием в течение всего верхнего палеозоя в рамках одних и тех же границ. Он был свойствен таким крупным синклиналильным зонам, как Саякская и Калмакэмельская, где мощность верхнепалеозойских осадков достигала 3,5 км.

В пределах этих зон так же непрерывно и унаследованно развивались более мелкие впадины, которые к концу верхнего палеозоя превратились в коробчатые синклинали или грабен-синклинали (Калмакэмельскую, Саякскую, Сайкылинскую и Музбельскую).

К структурам этого же типа относится и Жаман-Беспоканская зона Северо-Балхашской впадины, которая, однако, отличалась менее устойчивым характером границ, чем две первые.

Второй тип развития заключался в том, что в разные отрезки геологического времени на обширном пространстве внутренней части Северо-Балхашской впадины то возникали, то прекращали свое существование разновозрастные конседиментационные впадины второго порядка, более поздние из которых не наследовали ранние. История этих впадин тесно связана с развитием вулканизма. В конце перми они превратились в вулcano-тектонические депрессии, разделенные остаточными поднятиями - валами.

В вулканической области структуры с разным типом развития различаются как по характеру магматической проницаемости (линейной в первом случае и площадной во втором), так и по особенностям осадконакопления. Если впадины первого рода характеризуются полным и непрерывным разрезом визейско-пермских отложений, в котором все стратиграфические подразделения представлены соизмеримыми по мощности осадками, то впадины второго рода - прерывистым, неполным разрезом, в котором отложения одного какого-либо стратиграфического подразделения резко превосходят по мощности другие. При этом наиболее мощные отложения представлены прижерловыми вулканическими фациями. Во впадинах первого рода мощности отложений не зависят от фациального состава (фиг. 27). Соответствующим образом меняется и зональность вулканических фаций внутри разных впадин: в длительно живущих конседиментационных впадинах она линейная, в эпизодически развивающихся - концентрическая.

Первый тип развития претерпели те конседиментационные структуры верхнепалеозойского комплекса впадин, на месте которых и в среднем палеозое развивались линейные зоны наибольшего прогибания, располагавшиеся в краевой части геосинклиналильного прогиба. Причем в зоне прогибов южного борта прогибание было более устойчивым, чем в зоне мигрировавших прогибов северо-восточного борта. Второй, неустойчивый, тип развития свойствен внутренней части Северо-Балхашской впадины, которая имела изометричные очертания и представляла собой относительно приподнятую часть Северо-Балхашского прогиба.

Заметим, что первый тип развития свойствен также линейным прогибам склона Чингизского антиклинория, несмотря на то, что здесь позднепалеозойские прогибы отделены от среднепалеозойских длительным перерывом в осадконакоплении. Второй тип характерен для конседиментационных структур Балхашского поднятия.

Таким образом, на орогенном этапе развития Северного Прибалхашья продолжалось формирование и усложнение структур, заложившихся еще в конце геосинклинального этапа. По-прежнему краевые части геосинклинального прогиба и его внутренняя часть развивалась неодинаково. В этих зонах по-разному развивался магматизм. Внутри прогиба (Центральная фациальная зона Северо-Балхашской впадины) на протяжении всех этапов вулканизма шли преимущественно кислые извержения. Здесь же сосредоточена и основная масса гранитных интрузий. В краевых частях, в Калмак-земельской, Жаман-Беспоканской и Чингиз-Балхашской зонах происходили извержения андезито-базальтового состава. Такие различия в составе извержений, видимо, обусловлены различной тенденцией в развитии этих участков, относительно приподнятых в первом случае и унаследованно прогибавшихся во втором.

Внутренняя часть Северо-Балхашской вулканической впадины, с одной стороны, и ее обрамление и краевая часть, с другой – длительно формировались как самостоятельные, качественно различные тектонические зоны. Их структуры развивались одинаково направленно в течение девона, карбона и перми.

Структура краевых и внутренних частей впадины и ее обрамления оформилась одновременно, в середине перми.

История развития крупных тектонических форм и осложняющих их структур в Северном Прибалхашье свидетельствует об их однонаправленном и унаследованном развитии по крайней мере с живетского века. Это позволяет сравнивать между собой в качестве одновременных структуры, известные как по верхне-, так и по среднепалеозойским отложениям. Сравнение на значительной площади структур по их морфологии позволяет выявить ряд интересных закономерностей. Выделяются два морфологических типа частных структур: линейные, упорядоченно расположенные одна относительно другой, и изометричные, беспорядочно расположенные структуры.

### ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ

Линейные структуры представлены грабенами и грабенообразными зонами, протяженными разломами, к которым под углом причленяются системы многократно вторенных грабенов или коробчатые синклинали, и зонами пологих разломов и смятия. Это крупные конседиментационные тектонические формы, прекрасно выраженные в современной структуре Северного Прибалхашья. К ним относятся: Каиндинская зона, Чубартауская система разрывов и складок, Чингиз-Балхашский грабен, Жаман-Беспоканская зона, Калмакэмельская, Сайкылинская и Саякская коробчатые синклинали, под углом причленяющиеся к Центрально-Казахстанскому разлому, Тюлькулинская зона, включающая Тастыйскую грабен-синклиналь, Архарлинский разлом, Сарыобинская и Музамбельская линейные зоны даек субвулканической серии трахилипаритовых порфиров.

#### Грабены и грабенообразные зоны

##### Чингиз-Балхашский грабен

Чингиз-Балхашский грабен (фиг. 2, 28) — узкая (ширина 5–10 км) и длинная (до 80 км), почти прямолинейная структура широтного простирания, сложенная интенсивно дислоцированными девонскими и верхнепалеозойскими породами. На севере грабен ограничен крупным Чингиз-Балхашским разломом, в поднятом крыле которого выступают отложения силура и маломощного девона, а также мощные (до 100 м) неоген-четвертичные образования; на юге — системой небольших сбросов, сопровождающихся флексурой в девонских породах. Последние к югу от грабена деформированы значительно слабее, чем в его пределах.

Чингиз-Балхашский разлом начинается близ Карабулакского разлома Каиндинской зоны (см. фиг. 1, 2) и протягивается в широтном направлении на 120 км в виде единой линии до верховьев р. Баканас<sup>1</sup>. Разлом четко выражен как зона сочленения разновозрастных пород. Заложившись в начале девона, он в среднем и верхнем па-

<sup>1</sup> Восточнее этот разлом замещается параллельным ему нарушением, носящим то же название и тянущимся вплоть до Чингизского разлома.

леозое представлял собой сброс с опущенным (минимум на 3 км) южным крылом. В альпийское время, напротив, резкое погружение (до 300–500 м, по данным А. В. Чистодиева, 1967), фиксирующееся по высокому стоянию террас р. Баканас и по мощности отложений, подпруженных приразломным уступом проловивальных потоков, испытало его северное крыло. Плоскость разлома, судя по ориентировке параллельных ему трещин, наклонена на юг под углом 75–80°. Он сопровождается зоной (50–100 м) раздробленных и перетертых пород, разбитых на серию беспорядочно ориентированных блоков. Повсеместно вдоль него тянутся жилы молочно-белого кварца, а на западе – и верхнепалеозойские субвулканические интрузии. В южное крыло от разлома отходит ряд левых сдвигов, простирание которых меняется от северо-восточного до широтного и которые смешают как слои внутри грабена, так и разломы, ограничивающие его с юга. При этом они затухают близ южных пограничных разломов, как бы вливаясь в них. Морфология разлома несколько изменяется в зависимости от его ориентировки, меняющейся от 120° на западе до 90° на востоке. На западе он представляет собой безамплитудную зону брекчирования пород с повышенной магматической проницаемостью. Восточнее р. Дагандели он проявляет себя как сброс и сопровождается грабеном.

На протяжении первых 10 км Чингиз–Балхашский грабен состоит из двух ветвей: широтной, являющейся как бы продолжением структур Каиндинской зоны, и запад-северо-западной, сопровождающей непосредственно Чингиз–Балхашский разлом. В строении широтной ветви участвуют живецко-франские отложения; вторая ветвь сложена верхнепалеозойскими эффузивами. В обоих грабенах слои круто (80–85°) падают на север и вытянуты параллельно ограничивающим разломам. Моноклинали осложнены складками волочения, сопровождающими мелкие разломы северо-западного простирания. Восточнее слияния этих зон грабен тянется в виде единой структуры на протяжении 60 км. На юге он ограничен прерывистым разломом, сопровождающим флексуру, в смыкающем крыле которой резко увеличивается наклон слоев (от 20–30° до 50–60°). Такая флексура сопровождает и Чингиз–Балхашский разлом, в 50–100 м от которого наклон слоев резко возрастает до 70–80°. На большем протяжении грабена слои образуют крутую (50–60°) моноклинал, наклоненную на север и вытянутую параллельно ограничивающим разломам. В центральной части грабена моноклинал осложнена ступенеобразной складкой, в замке которой слои залегают положе (15–20°), чем на крыльях. Особенно крутые залегания характерны для ее южного крыла, которое восточнее р. Кедж замещается сбросом. Крутое северное крыло складки также нарушается серией сбросов, вдоль которых вытягиваются интрузия позднепалеозойских гранитоидов и субвулканические интрузии каркаралинской свиты.

Своеобразные поперечные дислокации возникают к северу от Кызылжалской интрузии на том отрезке грабена, где пограничные разломы отклоняются к северу и приобретают северо-западное простирание (290–300°). Здесь возникают узкие килевидные складки, сопровождающиеся продольными взбросами (азимут простирания ЮВ 120–130°). Параллельно им вытягивается линейная интрузия гранит-порфиров. И интрузия, и складки смещены широтными левыми сдвигами. По мере приобретения пограничными разломами широтного простирания слои также отклоняются к востоку и западу и вышеуказанные дислокации исчезают.

Таким образом, внутренняя структура Чингиз–Балхашского грабена представляет собой сочетание сбросов и моноклиналей, вытянутых вдоль зоны и осложненных флексурами и ступенеобразными складками, крутые крылья которых, переходящие в сбросы, прорываются линейными интрузиями гранитоидов и позднепалеозойскими субвулканическими телами. Сбросы и в первую очередь Чингиз–Балхашский разлом сопровождаются роями кварцевых жил. Характерно, что в месте искривления грабена возникают иные дислокации.

#### Тюлькулинская грабенообразная зона

Тюлькулинская грабенообразная зона (см. фиг. 2, 28) имеет такое же строение, как и рассмотренная выше. Это узкая (ширина 20–30 км), протяженная (до 100 км) структура, вытянутая в широтном направлении. С юга и севера она ограничена круп-

ными разломами с крутыми сместителями. Однако в отличие от разломов, ограничивающих Чингиз-Балхашский грабен, у обоих пограничных разломов Тюлькулинской зоны - Муллабулакского и Калмакэмельского - опущено северное крыло. К югу от Тюлькулинской зоны выступают более древние отложения, к северу - более молодые, и вся зона оказывается, таким образом, расположенной на ступени, идущей вдоль южного борта Северо-Балхашской впадины. Разломы, по которым происходит ступенчатое погружение борта впадины, тянутся на 100-120 км между Джунгарским и Центрально-Казахстанским разломами, расходясь и вновь соединяясь между собой.

Калмакэмельский разлом на значительном протяжении служит южной границей Северо-Балхашской впадины. Он начинается от горы Улькен-Табаккалган, где имеет торцовое сочленение с Центрально-Казахстанским разломом. До горы Калмакэмель разлом тянется в северо-западном направлении, затем в широтном. Севернее Бесобинского гранитного массива он отклоняется на юго-восток и сливается с Муллабулакским разломом. Повсеместно разрыв отчетливо выделяется как поверхность сочленения разновозрастных пород, которые близ него трещиноваты, нарушены разрывами северо-западного и широтного простирания, образуют флексуры и местами смяты в сложные складки. Его северное крыло сопровождается трещинными интрузиями.

На всем протяжении Калмакэмельский разлом круто наклонен и имеет значительную (1-2 км) вертикальную составляющую перемещения. Изучение приразломной трещиноватости позволило В.Г. Трифонову (1967) установить различные направления перемещения по разлому. На широтном отрезке выделяются несколько систем трещин отрыва и скальвания. Подавляющее большинство трещин отрыва простирается субширотно и залегает вертикально. Эти трещины заполнены кварцем, реже кальцитом, более крупные - субвулканическими интрузиями, связанными с каркаралинским (горы Камельбек и Караунгир) и калмакэмельским (горы Караунгир) вулканизмом. Трещины скальвания несут признаки сдвиговых перемещений и простираются косо к разлому. Очевидно, широтный отрезок Калмакэмельского разлома - сброс. В плане он состоит из нескольких пологоизогнутых ветвей, блоки между которыми представляют собой грабены и горсты.

К западу от горы Калмакэмель, там, где разлом приобретает северо-западное простирание, величина вертикального перемещения по нему постепенно убывает, и на его северном окончании в соприкосновение приходят одновозрастные отложения (калмакэмельская свита). На этом отрезке трещины скальвания преобладают над трещинами отрыва и простираются параллельно основному разрыву. Трещины отрыва по-прежнему сохраняют широтное простирание и направлены к нему под углом 30-40°. В Тастыйской грабен-синклинали к разлому под углом 30-45° примыкают сопряженные с ним правые сдвиги северо-северо-западного направления и северо-северо-восточный взброс. Прямолинейность, крутой наклон северо-западного отрезка Калмакэмельского разлома расположение систем трещин и сопряженных разломов позволяют предполагать на этом отрезке левосдвиговые перемещения.

Муллабулакский разлом отчетливо выделяется как граница разновозрастных пород: в его южном крыле выступают отложения низов девона и силура, в северном - девона и карбона. Вертикальная амплитуда перемещения по нему составляет 2-3 км. Разлом проявился как крупный уступ в начале девона, в фаменском веке он служил границей областей распространения вулканогенных и осадочных отложений, в конце верхнего палеозоя оформился как сброс с опущенным северным крылом. Это - круто наклоненное нарушение, сопровождающееся широкой (0,5-1 км) зоной раздробленных пород, которые превращены в тектоническую брекчию, сцементированную жилами кварца и кальцита.

Наиболее мощная (до 3-4 км) зона расланцевания располагается между Муллабулакским и Тюлькулинским разломами. По мере отклонения Тюлькулинского разлома к северу и расширения зоны смятия расланцевание и дробление пород уменьшаются, а сам разлом превращается в секущее нарушение (правый сдвиг) северо-западного простирания. Помимо Тюлькулинского в северном крыле Муллабулакского разлома располагается серия более мелких разломов северо-западного простирания, являющихся, видимо, правыми сдвигами. Слои, отдельные складки и рвущие тела в их восточных крыльях систематически смещены к югу. Крупнейший из них (35 км) смещает на 10-12 км Тастыйскую грабен-синклинали. По мере приближения к Муллабулакскому разлому они отклоняются на восток и под очень небольшим углом подходят к нему,

не продолжаясь в южном крыле. Породы, заключенные между этими разрывами и Муллабулакским разломом, раздроблены и рассланцованы. Повсеместно вдоль северного крыла Муллабулакского разлома слои залегают круто ( $70-90^\circ$ ), образуя параллельную ему флексуру.

Между Муллабулакским разломом и широтным отрезком Калмакэмельского разлома заключена Тюлькулинская зона интенсивно дислоцированных девонско-пермских пород, которые, несмотря на стратиграфический перерыв между средне- и верхнепалеозойскими отложениями на западе зоны, участвуют в единых дислокациях. Их слои образуют ряд моноклиналей, наклоненных на север под углами  $40-60^\circ$  и ограниченных продольными сбросами с опущенным южным крылом, т.е. односторонних грабен с разрывами на северном крыле. У северного крыла этих грабен в ряде мест отмечаются небольшие центриклинали, связанные с подворотом слоев близ разлома (Трифонов, 1967). В одном из них (в 6 км юго-западнее горы Калмакэмель) периклиналильный подворот слоев отмечен на южном крыле грабена. К югу от горы Калмакэмель моноклинали осложнена пологой широтной флексурой, а в районе гор Тюлькули и Каражал — ступенеобразными складками с пологими сводами. Встречные крылья этих складок осложнены зонами дробления, сменяющимися по простиранию продольными сбросами. На западе Тюлькулинской зоны продольные разрезы сопровождаются флексурами, переходящими в складки, и здесь зона состоит из трех асимметричных коробчатых складок. Распространены послойные интрузии кварцевых порфиров, местами сопровождающие продольные разрывы и выполняющие трещины отрыва.

Таким образом, внутренняя структура Тюлькулинской зоны представляет серию погружающихся на север моноклиналей, осложненных флексурами и ступенеобразными и коробчатыми складками, которые окружены густой сетью крутых ветвящихся разломов, сопровождающихся зонами дробления и рассланцевания пород и роями параллельных кварцевых жил. Отдельные блоки между этими разломами являются грабенами или грабен-синклиналиями. Таким образом, в строении Тюлькулинской зоны участвуют те же простейшие структурные формы, что и в Чингиз-Балхашском грабене. Помимо комплекса дислокаций, простирающихся вдоль зоны, здесь располагаются взброс северо-восточного простирания и диагональные правые сдвиги преимущественно северо-западного простирания, не выходящие за пределы зоны или какого-либо блока внутри нее.

#### Музбельская грабенообразная зона

Музбельская грабенообразная зона, кулисно замещающая Тюлькулинскую зону к востоку от слияния Калмакэмельского и Муллабулакского разломов, заключена между Муллабулакским и Музбельским разломами (см. фиг. 2, 28).

Музбельский разлом, ограничивающий зону с севера, вытянут на 50 км вдоль борта Северо-Балхашской впадины параллельно Калмакэмельскому и Муллабулакскому разломам. При этом он располагается кулисообразно к первому из них, начинаясь в 2 км к северу от него и протягиваясь на восток до Баканасского разлома. По простиранию он иногда отклоняется от широтного направления на северо-восток и нередко распадается на несколько параллельных ветвей. Разлом выделяется как поверхность сочленения разновозрастных пород верхнепалеозойского комплекса, которые вдоль него трещиноваты, гидротермально изменены, местами превращены в тела вторичных кварцитов. По данным В.Д. Стеркина и А.Ф. Ковалевского (1967), разлом разделяет различные по характеру дислокаций и истории развития структуры и, видимо, возник в кергетасское время. Южное крыло — область развития мощных смятых в складки отложений каркаралинского, калмакэмельского и кергетасского времени, которые связаны с местными центрами извержений. Северное крыло — это область развития маломощных отложений (удаленные фации) архарлинской свиты, полого залегающих на породах калмакэмельской свиты. Вертикальная составляющая смещений по разлому — около 1 км. На всем протяжении он наклонен

<sup>1</sup> Муллабулакский разлом морфологически сходен с Калмакэмельским и является сбросом с опущенным северным крылом.

круто и, по-видимому, является сбросом. С ним сопряжена система северо-восточных левых и северо-западных правых сдвигов и сбросо-сдвигов.

Грабенообразная зона между Музбельским и Муллабулакским разломами по стилю деформаций сходна с Тюлькулинской, хотя напряженность дислокаций здесь значительно слабее. Она также расположена на ступени южного борта впадины. Слои простираются вдоль нее и разбиты сетью продольных сбросов на ряд блоков. Близ Муллабулакского разлома породы каркаралинской свиты, девона и турнейского яруса залегают круто ( $60-80^\circ$ ) и образуют узкие протяженные грабен-синклинали, заключенные между широтными сбросами. Севернее гор Караунгир наклон слоев уменьшается до  $10-20^\circ$ , и они моноклинально погружаются на север, будучи нарушены малоамплитудными широтными сбросами. Вдоль зоны вытянуты линейные субвулканические интрузии калмакэмельской и каркаралинской свит, нередко сопровождающие широтные разломы, а также два гранитных интрузива балхашского комплекса. Широтные структуры и магматические тела нарушены сетью диагональных правых сдвигов северо-восточного простирания, не выходящих за пределы зоны или отдельных блоков внутри нее.

В строении всех грабенов и грабенообразных зон участвуют одни и те же простые структурные формы: моноклинали, слои которых простираются вдоль зоны и ограничены продольными сбросами (отдельные блоки представляют грабены и грабен-синклинали), ступенеобразные и коробчатые складки и флексуры, нарушающие эти моноклинали, а также зоны дробления, пронизанные жилами и линейными магматическими телами.

#### Протяженные разломы и причленившиеся к ним под углом системы коротких грабенов и коробчатых синклиналей

##### Каиндинская зона

Каиндинская зона<sup>1</sup> разломов (смятия) вытянута в северо-западном направлении вдоль границы Северо-Балхашского синклинория и Чингизского антиклинория между Центрально-Казахстанским и Баканасским разломами. Ее протяженность 200 км, ширина 30-40 км (см. фиг. 2, 28). В строении зоны участвуют отложения девона и начала карбона, сопровождающиеся субвулканическими интрузиями, а также позднепалеозойские гранитоиды и дайки, жилы молочно-белого кварца и зоны сульфидной минерализации. Сложная структура зоны формировалась начиная с живетского века. Судя по морфологии позднепалеозойских интрузий, простирающихся параллельно как широтным, так и северо-западным разрывам зоны, а также по приуроченности к широтным разломам поясов позднепалеозойских даек, кварцевых жил, зон сульфидной минерализации, проявившейся, по данным А.В. Соколова и И.А. Аниязова, в позднем палеозое неоднократно, формирование структуры при сохранении общей тенденции развития продолжалось до конца палеозоя.

Структура зоны такова (фиг. 29). Три крупных разлома северо-западного простирания - Каиндинский, Карабулакский и Баканасский - образуют кулисообразную систему. Они параллельны, каждый последующий расположен восточнее предыдущего и продолжается дальше его на юго-восток. Между ними толши имеют выдержанное широтное простирание, нарушены широтными сбросами, флексурами, образуют серии широтных ступенчатых складок. Широтные и северо-западные нарушения различаются по морфологии: северо-западные разломы (40-100 км) - прямые вертикальные сколы, строение крыльев которых различно, широтные разломы (20-30 км) - сбросы.

Крайний с северо-запада Каиндинский разлом прослеживается с северо-запада на юго-восток ( $340-350^\circ$ ) на протяжении<sup>2</sup> 40 км от верховьев

<sup>1</sup> Каиндинскую зону автор изучал совместно с А.В. Лукьяновым, данные которого использованы при описании этой структуры.

<sup>2</sup> Северное продолжение разлома на протяжении еще 40 км известно под названием Керегежалского разлома (Асатуллаев и др., 1965).

р. Курозек до широты оз. Итколь. Он представляет прямую вертикальную плоскость с интенсивной трещиноватостью в крыльях. Трещины, которые концентрируются в полосе шириной в несколько сотен метров, имеют преимущественно северо-западное ( $270$  и  $340^{\circ}$ ), северо-восточное ( $55-60^{\circ}$ ) и широтное ( $80^{\circ}$ ) простирание. Северо-западные и северо-восточные трещины закрытые, гладкие, часто сопровождаются почти горизонтальной штриховкой на зеркалах скольжения. Широтные — неровные, часто залеченные маломощными жилками кварца. Западное крыло разлома на протяжении  $30$  км от его юго-восточного окончания представляет моноклираль, слои которой простираются параллельно разлому. Севернее, в районе горы Томрат, слои отклоняются к западу и переходят в широтную моноклираль, нарушенную сбросами и флексурами.

В восточном крыле Каиндинского разлома слои, напротив, на протяжении первых  $30$  км простираются близширотно и подходят к нему под углом, а севернее вытягиваются почти параллельно. В этом крыле к разрыву подходят самые разновозрастные породы, начиная от низов девона и кончая отложениями верхов фаменского яруса. На участке близширотного простирания слои образуют моноклираль, наклоненную к югу, которая смещается простирающимися вдоль нее сбросами. Эти сбросы отходят от Каиндинского разлома под острым углом в юго-восточном направлении, но быстро приобретают широтное простирание. Особенно крупные сбросы ( $35$  км) ответвляются у юго-восточного конца Каиндинского разлома, после чего он исчезает. На западе они отстоят один от другого не более чем на  $300$  м и постепенно расходятся на расстояние до  $5$  км. Участок сближения разломов представляет зону брекчированных пород, разбитых густой сетью мелких безамплитудных нарушений, сопровождающихся широкими зонами дробления, и многочисленными позднепалеозойскими дайками трахипаритовых порфиров, образующих сложную ветвящуюся систему (см. фиг. 29, разрез по линии II-II). Здесь же распространены многочисленные "лапчатые" девонские субвулканические интрузии. Слои между этими разломами образуют ступенеобразные складки. Восточнее брекчированность пород в полосе, заключенной между сбросами, уменьшается. Лишь сами разломы сопровождаются густой сетью кварцевых прожилков, трещин и даек. Близ разломов слои падают круто ( $40-50^{\circ}$ ), а по мере удаления от них выполаживаются до  $20-30^{\circ}$  и образуют плоскую грабен-синклираль. Наиболее крутое залегание наблюдается у южного сброса, близ которого слои приобретают обратный наклон и падают на север под углами от  $40-60$  до  $80^{\circ}$ . Оба сброса не доходят до Карабулакского разлома, замещаясь на расстоянии  $6-8$  км от него рядом параллельных нарушений, пространство между которыми насыщено девонскими субвулканическими телами и позднепалеозойскими дайками. На расстоянии  $2-3$  км от Карабулакского разлома эти сбросы отклоняются к юго-востоку и вливаются в него.

Крупный Ирисуйский сброс ответвляется от Каиндинского разлома в низовьях р. Ирису. Он делит Каиндинский разлом на две ветви, южная из которых несколько смещена к востоку относительно северной. Ирисуйский разлом на протяжении первых  $8$  км простирается в северо-западном направлении, затем  $22$  км тянется широтно, а не доходя  $4$  км до Карабулакского разлома, отклоняется к юго-востоку и через  $8-10$  км сливается с ним. В северном крыле этого разлома залегают породы верхней части живетско-франского комплекса; в южном — отложения низов девона. Вертикальная амплитуда смещения составляет более  $500$  м. В  $18$  км к востоку от Каиндинского разлома этот сброс расщепляется на две ветви; между ними заключена узкая синклираль, на крыльях которой слои наклонены под углом  $50-60^{\circ}$ . Очевидно, при опускании северного крыла Ирисуйского сброса произошел подворот слоев, приведший к образованию этой приразломной складки. В южном крыле сброса, представляющем пологую моноклираль, наклоненную на юг, близ разлома также наблюдается обратный наклон слоев (до  $60-70^{\circ}$  на север). Здесь возникает узкая гребневидная антиклиналь, также связанная с вертикальными перемещениями по Ирисуйскому разлому.

Южнее Ирисуйского сброса в восточное крыло Каиндинского разлома ответвляется шесть сбросов запад-северо-западного простирания, которые через  $8-10$ , иногда  $20$  км затухают или замещаются параллельными им нарушениями. Эти разломы смещают моноклираль, сложенную вулканогенно-осадочной толщей низов девона и туфогенно-порфировой толщей живетского яруса, многократно сдвигая разрезы. Моноклираль полого ( $30-40^{\circ}$ ) наклонена на юг, но близ разломов наклон слоев нередко

возрастает (до  $60-75^\circ$ ), и возникают наклонные флексуры, вытягивающиеся параллельно сбросам, а частично замещающие их по простиранию. Вторым осложнением моноклинали являются ступенеобразные складки с крутыми крыльями и широким открытым замком, в ядрах которых слои залегают очень полого (до  $10-15^\circ$ ). Одну из таких складок образуют севернее горы Корешты породы живецкого яруса. На ее широтных крыльях слои наклонены под углами  $50-80^\circ$ , встречное крыло осложнено сбросами и постепенно переходит в Корештинский разлом. В ядре складки слои залегают под углами  $10-20^\circ$ . К югу от горы Корешты песчанки и кремнистые туффиты нижней кремнистой и терригенной пачек образуют широкую изометричную синклиналь с открытым к юго-востоку замком и пологим шарниром и узкую гребневидную антиклиналь, вытянутую вдоль южной ступени (см. фиг. 29, разрез по линии I-I).

На западном окончании сбросов непосредственно в крыле Каиндинского разлома распространено множество субвулканических интрузий андезитового и липаритового состава. Они насыщают толщи, которые представляют гигантские макробрекчии (размеры обломков от  $300-500 \text{ м}^2$  до первых километров), сцементированные магматическим материалом (см. фиг. 29). По мере движения на восток, где сбросы затухают, количество рвущих тел убывает. Сбросы сопровождаются зонами дробления (первые сотни метров), в которых породы раскливажированы, фельдшпатизированы и гидротермально изменены, а местами превращены в милониты. Вдоль зон вытягиваются четковидные жилы молочно-белого кварца, а иногда крупные (несколько километров  $\times 50-100 \text{ м}$ ) тела вторичных кварцитов. Кварциты брекчиевидны, а в краевых частях тел распадаются на ряд мелких линз, пронизывающих вмещающие породы и отстоящих одна от другой на  $20-30 \text{ см}$ , иногда  $2-5 \text{ м}$ . Кварциты и зоны фельдшпатизированных пород сопровождаются сульфидной минерализацией.

Наиболее ярко все эти дислокации проявлены в зоне Корештинского разлома, протягивающейся на  $20 \text{ км}$  к востоку от Каиндинского разлома. На западе разлом, представленный в виде единой плоскости, характеризуется незначительным вертикальным смещением крыльев. Вдоль него в горах Каинды и Корешты располагаются линзы вторичных кварцитов и узкая зона дробления. По мере приближения к горе Корешты зона дробления расширяется, достигая, наконец,  $3-3,5 \text{ км}$ , а сам разлом, как единая четкая линия, практически исчезает. В замещающей его зоне породы трещиноваты, раскливажированы. Наиболее четко проявлена система прямых вертикальных трещин с гладкими стенками северо-западного ( $310-300^\circ$ , наклон от  $60-80^\circ$  на северо-восток до  $85^\circ$  на юго-запад) и северо-восточного простирания ( $45^\circ$ , наклон  $85-90^\circ$  на северо-запад). Субширотные крутые трещины (с простиранием  $80-110^\circ$ ) выражены значительно менее четко, так как они прерывистые, неровные. Вместе с тем именно с ними сопряжены все основные деформации в зоне разлома: расщепление пород, кливаж, так же широтно ориентированы линзочки фельдшпатизированных пород, удлинена комковатая отдельность<sup>1</sup>. В зоне брекчирования, замещающей Корештинский разлом, распространены жилы молочно-белого кварца ( $0,5-1 \text{ м}$   $\times$  первые десятки метров), субвулканические интрузии андезитовых порфиритов и липаритовых порфиров, которые вытянуты в направлении разлома. Породы в зоне брекчирования залегают чрезвычайно круто (до  $60-80^\circ$  на юг), а севернее и южнее резко выволаживаются ( $20-30^\circ$ ), образуя наклонную флексуру. Флексура захватывает полосу пород шириной  $4 \text{ км}$ , начинается в  $2 \text{ км}$  к северу от горы Корешты и кончается близ выхода на поверхность кровли нижней кремнистой пачки (см. фиг. 29, разрез по линии I-I). Она протягивается на  $8-10 \text{ км}$  к востоку от горы Корешты, замещая Корештинский разлом наряду с зоной дробления и магматической проницаемости, затем эти дислокации затухают.

При затухании Корештинского и некоторых других сбросов от них ответвляются секущие северо-западные разрывы, простирающиеся параллельно Каиндинскому и Карабулакскому разломам. Это четкие прямые нарушения ( $3-5 \text{ км}$ ), сопровождающиеся параллельной им трещиноватостью и редкими кварцевыми жилами. Нередко в плоскости трещин наблюдаются горизонтальные штриховки. В восточных крыльях разломов слои систематически смещаются к северу на  $0,5-1 \text{ км}$ . При этом иногда смещается

<sup>1</sup> Фельдшпатизация заключается в образовании линзовидных пятен и прожилков полевого шпата, подчиняющихся сети неправильных трещин, которые обтекают комочки породы и фельдшпатизированные линзочки.

не весь пласт, а лишь его незначительная часть, прилежащая к разрыву, благодаря чему слои резко изгибаются в направлении смещения. Наклон слоев при этом не изменяется и возникают складки волочения. Эти складки дисгармоничны и проявляются в одной какой-либо пачке, не затрагивая соседних. Особенно распространены они в верхней кремнистой пачке. Вторая разновидность складок, сопровождающих северо-западные разломы, — параллельные им узкие сопряженные антиклинали и синклинали (складки в верхней кремнистой пачке франского яруса к западу от гранитного массива Аманбай). Судя по смещению слоев в крыльях северо-западных разломов и сопровождающей их трещиноватости, эти разломы являются левыми сдвигами, а сопровождающая их складчатость — складчатостью сдвига.

В нескольких километрах к востоку от места затухания Корештинского, Ирисуйского и других сбросов появляется ряд нарушений, которые простираются в широтном направлении на 6–8 км, а близ Карабулакского разлома отклоняются к юго-востоку и вливаются в него. Особенно густа сеть сбросов непосредственно в западном крыле Карабулакского разлома, где они пересекают туфогенно-порфиритовую толщу живетского яруса, которая, как и близ Каиндинского разлома, пронизана многочисленными субвулканическими интрузиями. Здесь же располагается интрузия (около 12 км<sup>2</sup>) сложного состава, образованная кварцевыми диоритами, диоритами, амфиболитизированными габбро и кварцевыми монзонитами, границы распространения которых нечеткие, а переходы между отдельными разновидностями постепенные. Размеры участков, сложенных одной разновидностью пород, колеблются от нескольких квадратных метров до километра. В целом внутреннее строение массива напоминает брекчию, состоящую из обломков разнообразного состава.

Итак, зоны широтных нарушений, которые отвечаются от Каиндинского разлома, прослеживаются в широтном направлении на 30–40 км вплоть до следующего северо-западного разлома, чтобы, подойдя к нему, вновь отклониться к юго-востоку и влиться в этот разлом.

Карабулакский разлом весьма похож на Каиндинский и отличается от него лишь более широкой зоной дробления и трещиноватости пород, появлением узких тектонических клиньев и вытянутых вдоль него гранитоидных интрузий. Он начинается там, где в него вливаются отщепившиеся от Каиндинского разлома широтные нарушения, и протягивается на юго-восток на 70 км. На протяжении 30 км к западу в него вливаются широтные сбросы, а затем такие же нарушения отвечаются в его восточное крыло, чтобы потом влиться в северную часть Баканасского разлома. Крылья разлома на всем протяжении сложены разновозрастными отложениями. На севере в западном крыле выступают значительно более древние отложения (живетский ярус), чем в восточном (верхний палеозой); южнее, наоборот, западное крыло сложено породами франского и фаменского ярусов, восточное — толщами низов девона, живетского и отчасти низов франского ярусов.

Характер залегания пород в крыльях разлома также различен. В западном крыле на протяжении первых 30 км слои простираются близширотно, но по мере движения на юг они все более отклоняются к юго-востоку и, наконец, вытягиваются параллельно разрыву. Здесь они образуют узкие (4–5 × 10–12 км) складки (Куланшинскую антиклиналь, Беспоканскую синклиналь и другие) с углами наклона крыльев до 40°. Их оси простираются параллельно разлому либо в близмеридиональном направлении. В зависимости от компетентности пород образуются сложные дисгармоничные (алевритовая пачка) или относительно простые (красноцветные песчаники) складки. В зоне напряженных складок (2–3 км) располагаются также разрывы (10–15 км), параллельные Карабулакскому, многочисленным широтным левым сдвигам (5–8 км), смещающие складки на первые сотни метров, и долготные взбросы или надвиги (?), сопровождающиеся широкими зонами интенсивного дробления пород. Морфологию последних не всегда удается установить однозначно. В горах Куланши меридиональный разрыв проходит вдоль контакта красноцветной толщи и алевритовой пачки, слои которых подходят к нему под углами 5–10°. В обоих крыльях слои падают на запад, видимо, туда же, под более молодые отложения, наклонена и поверхность разрыва. Разлом выражен в виде зоны (100–150 м) дробления пород, местами превращенных в милонит, местами — в мелкообломочную тектоническую брекчию, сцементированную кальцитом. Так же как и складки, разлом смещен широтными левыми сдвигами, которые не продолжают в его западном крыле.

В восточном крыле Карабулакского разлома слои лишь на протяжении первых 25 км простираются вдоль нарушения, а затем отклоняются к востоку и отходят от него под углом. Вдоль разлома породы дислоцированы, как и в западном крыле. Верхнепалеозойские эффузивы в правобережной части р. Дагандели образуют узкие складки с углами наклона слоев на крыльях  $30-40^\circ$ , осложненные продольными разрывами. Один из разрывов проходит вдоль контакта эффузивов с красноцветной толщей фаменского яруса и сопровождается трещинным вулканом, другие — внутри эффузивной толщи. Они окружены параллельными трещинами и имеют незначительную амплитуду вертикального смещения. Особое место занимает полого извилистый в плане близмеридиональный разрыв, подходящий под углом  $20^\circ$  к Карабулакскому разлому. Ему сопутствует зона (100 м) раздробленных, перетертых пород, в которой располагается интрузия гипербазитов и узкие тектонические линзы карбонатно-терригенных пород девона. На значительном протяжении разлом проходит вдоль оси узкой, сильно сжатой антиклинальной складки и скорее всего является крутым взбросом, по которому сближены ее крылья. Широтные левые сдвиги, смещающие крылья складки, не смещают разлома и не пересекают его. Зона дислокаций (около 4 км) северо-западного простирания на востоке ограничена подковообразной Кызылтасской интрузией гранитоидов, изгибающейся параллельно разломам Каиндинской зоны на протяжении 30 км. К северо-востоку и югу от нее слои залегают значительно ниже, чем в крыле Карабулакского разлома. Эффузивы падают под углами  $5-7^\circ$ . Красноцветы образуют широкую антиклиналь, раскрывающуюся на север, с углами наклона крыльев  $25-30^\circ$ , а не  $70-80^\circ$ , как близ разлома.

Южнее Кызылтасской интрузии от Карабулакского разлома ответвляется Даганделинский разлом, который через 2 км поворачивает к востоку и тянется в широтном направлении на 15 км. Разлом является важной конседиментационной структурой, разграничивающей кремнисто-карбонатно-терригенную и карбонатно-терригенную подзоны живетско-франских отложений (см. главу III). В его северном крыле выступают верхнепалеозойские эффузивы и красноцветы, в южном крыле — кремнисто-карбонатно-терригенные отложения живетско-франского возраста, образующие моноклиналь, наклоненную к югу. Близ разлома слои падают круто ( $70-80^\circ$ ), а местами запрокинуты на север. Пласт комковатых глинистых известняков в зоне разлома (ее ширина 1,5–2 км) образует периклиналь, связанную, по-видимому, с подворотом слоев при движении по разлому. Очевидно, Даганделинский разлом — сброс с опущенным северным крылом. Породы вдоль него сильнее всего раздроблены, раскливажированы, пронизаны жилками кварца и кальцита. В зоне разлома располагается узкая тектоническая линза раскристаллизованного известняка и субвулканическая интрузия порфиритов.

По мере движения к югу от Даганделинского разлома слои выгораживают до  $10-40^\circ$  и лишь местами увеличивают наклон до  $65-75^\circ$ , образуя флексуры и ступенчатые складки. В прослоях известняка распространены складки волочения с размахом крыльев 100–200 м. В замках и на крыльях складок слои падают под углами  $70-80^\circ$ . Такие же складки сопровождают широтные сбросо-сдвиги, расположенные в 1,5 и 3 км южнее Даганделинского разлома. Эти нарушения окружены зонами дробления (50–70 м), состоящими из нескольких тектонических клиньев.

Близ долины р. Дагандели от Даганделинского разлома начинают ответвляться разрывы северо-западного простирания, сопровождающиеся роями кварцевых жил. В левобережной части реки названный разлом замещается Жиландинским разломом, простирающимся на юго-восток  $100-120^\circ$ . Этот разлом отделяет слабо дислоцированные эффузивы кайдаульской свиты и порфириты живетского яруса (Кызылжальский блок) от перемятых и раздробленных карбонатно-терригенных пород живетско-франского комплекса и является сбросом с опущенным южным крылом. Он представлен зоной (100–200 м) круто рассланцованных пород, разбитых рядом ветвящихся и перпендикулярных разрывов на серию блоков; породы в зоне разлома окварцованы, часто превращены во вторичные кварциты (известняки в обрывах р. Дагандели). В порфиритах северного крыла развита эпидотизация и пиритизация.

По мере отклонения сбросов к юго-востоку в этом же направлении отклоняются слои и меняется характер их дислоцированности. Непосредственно к юго-западу от Жиландинского разлома крутопадающие (под углом  $60-80^\circ$  на юг) слои образуют моноклиналь, осложненную складками волочения. В 1,5 км к югу те же слои смяты

в узкие изоклинальные складки с пологими (15–20°) шарнирами и крутыми (50–70°) крыльями. Протяженность складок около 2 км, размах крыльев 500–600 м, простирание осей юго–восток 150–160°. Эти складки сопряжены с рядом продольных разломов и смещены левыми сдвигами. Первые морфологически выражены плохо и представляют собой извилистые, чаще всего послынные нарушения, сопровождающиеся зонами дробления и истирания пород (20–30 м), в которых нередко зажаты тектонические линзы известняка. Среди трещин в зоне продольных разломов наиболее распространены пологие (30–40°) и почти горизонтальные, сопровождающиеся зеркалами скольжения с горизонтальной штриховкой. Для ряда разрывов установлено, что они наклонены под более древние отложения, т.е. являются взбросами и надвигами. В их висячих крыльях увеличивается наклон слоев, часто происходит опрокидывание пластов.

В отличие от продольных взбросов широтные разломы, к которым слон подходит под значительными углами, прекрасно выражены морфологически. Они прямолинейны в плане и сопровождаются крутопадающими трещинами. Иногда разломы образуют широкие (от 100 до 300 м) зоны, в которых они, переплетаясь между собой, выкалывают блоки различно ориентированных, сильнее всего раздробленных пород (зона южного разлома). Широтные разломы как левые сдвиги смещают складки и продольные нарушения. Вместе с тем в крыльях этих сдвигов распространены деформации, не продолжающиеся по разные стороны разлома. Часто форма складок по обе стороны такого сдвига значительно различается. Поэтому широтные сдвиги нельзя считать постскладчатыми. Начальные подвижки по ним происходили во время формирования складок.

Таксоранский разлом, ответвляющийся от Карабулакского в направлении юго–восток 120° к северу от урочища Куланши, является границей карбонатно–терригенной и вулканогенно–осадочной фациальных зон живетско–франского времени.

К югу от него до широты слияния рек Дагандели и Баканас сеть разломов, отщепившихся от Карабулакского разлома, особенно густа. Куланшинский, Токсанбайский, Северо– и Южно–Карабулакский, Байкошкарский разломы имеют протяженность более 20 км. В плане они ступенеобразны: отщепившись от Карабулакского разлома в направлении юго–восток 130–140°, они через 7–8 км приобретают широтное простирание, а затем вновь отклоняются к юго–востоку и вытягиваются параллельно Баканасскому разлому. Разломы сопровождаются зонами (100–200 м) брекчированных, будинированных, рассланцованных пород, пронизанных кварцевыми жилами и сопровождающихся сульфидной минерализацией. Будины, трещины, направление сланцеватости ориентированы вдоль разломов. Разломы ограничивают узкие грабен–синклинали или грабен–антиклинали. Внутри них слои осложнены дополнительной дисгармоничной складчатостью, независимой в каждом отдельном блоке. Наиболее распространены узкие близдолготные килевидные складки с углами наклона слоев на крыльях 50–70° (складки в нижней кремнистой пачке живетско–франской толщи в горах Токсанбай, в терригенной и верхней кремнистой пачках франского яруса в зоне Северо–Карабулакского разлома и в алевритовой пачке в грабен–синклинали между Байкошкарскими сбросами). Все породы в крыльях широтных разломов пронизаны субвулканическими интрузиями девонского возраста.

Карабулакский разлом затухает там, где от него ответвляются Байкошкарские разломы, которые, замещаясь параллельными им разрывами, тянутся вплоть до долины р. Баканас. Здесь они, видимо, вливаются в Баканасский разлом, который скрыт под рыхлыми отложениями долины и устанавливается по геофизическим данным. Видимо, Баканасский разлом начинается на широте поселка Карабулак, где в него вливаются Куланшинский и Токсанбайский разломы. Далее он тянется на юг на 120 км, являясь на южном отрезке границей Северо–Балхашской и Баканасской вулканогенных впадин (Ренгартен, 1958). На северном отрезке он служит границей карбонатно–терригенной и вулканогенно–осадочной фациальных зон живетско–франских отложений. Он представляет широкую зону (5–6 км) сопряженных дислокаций и фиксируется по отклонению близ него к юго–востоку широтных разломов, по вытянутости слоев вулканогенно–осадочных пород, образующих в правобережной части реки длинные (8–10 км) узкие складки юго–восточного простирания, и по положению Байкошкарской интрузии верхнепалеозойских гранитоидов. На левом берегу р. Дагандели также, видимо, в зоне Баканасского разлома карбонатно–терригенные отложения живетско–франского комплекса образуют узкую параллельную ему килевидную

антиклиналь, смещенную широтными левыми сдвигами. Таким образом, зона Баканаского разлома по морфологии сходна с зонами Каиндинского и Карабулакского разломов.

Итак, Каиндинская тектоническая зона построена из повторяющихся дислокаций, которые однообразно сочетаются между собой. Это узкие протяженные зоны разломов северо-западного простирания и ответвляющиеся от них пучки широтных дислокаций, образующих три кулисно расположенные зоны разломов, моноклиналей, флексур, грабен-синклиналей, зон дробления и магматической проницаемости. Широтные дислокации Каиндинской зоны - менее протяженные и более широкие структуры, чем грабенообразные зоны. Вместе с тем их строение такое же, что и у рассмотренных выше структур. Их ширина увеличивается за счет многократного повторения грабенов и грабен-синклиналей, внутреннее строение которых подобно строению Чингиз-Балхашского грабена и Тюлькунинской зоны.

#### Жаман-Беспоканская зона

Жаман-Беспоканская зона протягивается в северо-западном направлении на 150 км вдоль борта Северо-Балхашской впадины. По морфологии она сходна с Каиндинской зоной, хотя ей присуща менее напряженная деформированность толщ. В строении зоны участвуют карбонатно-терригенные толщи девона и турнейского яруса и эффузивы калмакэмельской и керегетасской свит, а также разнообразные экструзии, субвулканические интрузии, некки и интрузии позднепалеозойских гранитоидов. Отложения среднего и верхнего палеозоя разделены поверхностью углового несогласия и размыта, но тем не менее деформированы в одном плане. Эффузивы состоят из быстро выклинивающихся линз лавовых брекчий, лав, пепловых туфов и внутриформационных конгломератов. Это приводит к тому, что сложенные ими структуры имеют неправильные очертания. Формирование структур зоны началось с фаменского века, когда в краевой части Северо-Балхашского синклиория обособилась зона мощного осадконакопления, конфигурация которой согласовывалась с простираниями широтных и северо-западных разломов Жаман-Беспоканской зоны. В верхнем палеозое те же разломы служат магмоподводящими каналами и границами фациальных зон и определяют форму вулканотектонических депрессий.

В пределах зоны (см. фиг. 28) северо-западные Иткольский и Жаман-Беспоканский разломы расположены кулисообразно, причем южный разлом начинается там, где кончается северный и смещен относительно его к востоку на 15 км. В восточные крылья этих разломов ответвляется серия широтных разрывов, протягивающихся на восток на 10-15 км. Толщи в этих крыльях также имеют широтное простирание, нарушены широтными флексурами, ступенеобразными складками, грабен-синклиналями. Широтные дислокации затухают по мере удаления от северо-западных разломов, и толщи значительно выглаживаются. Широтные и северо-западные разломы различаются по морфологии и однообразно сочленяются между собой. Широтные разломы никогда не пересекают северо-западные, а отклоняются к северу и сливаются с ними.

Крайний с северо-запада Иткольский разлом на большем протяжении срезан долготным Еспинским разрывом. На западном окончании гор Котей сохранилась лишь система широтных разломов, которые по мере приближения к долине р. Еспе отклоняются к северу и приобретают северо-западное простирание (фиг. 30). Их сочленение с Иткольским и Еспинским разломами на большем протяжении скрыто под долиной реки. Как правило, разломы следуют параллельно напластованию пород, которые близ долины Еспе простираются почти меридионально, а восточнее - близширотно. Они сопровождаются субвулканическими интрузиями трахилипаритовых порфиров и интрузиями позднепалеозойских гранодиоритов. Южный разлом (1) протягивается в широтном направлении на 8 км. Вдоль него вытянута узкая интрузия гранодиоритов, заключенная между двумя ветвями разрыва. Гранитоиды в этом тектоническом клине сильнейшим образом раздроблены и превращены в брекчию, одни блоки которой образованы интрузивными породами, другие - вмещающими эффузивами. В южном крыле разлома 1 обнажаются красноцветы низов фаменского яруса, в северном - эффузивы калмакэмельской и низов керегетасской свит. Вертикальное смещение по нему составляет несколько сотен метров. Фаменские песчаники образуют пологую антиклиналь, на северном крыле которой близ разлома их наклон резко увеличивается до

70–80° и образуется приразломная флексура, которая обусловлена сбросовым перемещением по разлому 1. В опущенном крыле этого разрыва эффузивы образуют грабен–синклиналь, вдоль южного крыла которой вытягивается экструзия андезитовых порфиритов калмакэмельской свиты. Разлом 2, ограничивающий грабен–синклиналь с севера, также является сбросом с опущенным северным крылом. Порфириты толщи “с” керегетасской свиты, выступающие в его опущенном крыле, слагают пологую (20–30°) моноклиналь, наклоненную к югу и образующую резкий поворот слоев близ разлома 2. На севере она срезана разломом 3. Таким образом, блок, заключенный между разломами 2 и 3, также представляет грабен–синклиналь. Близ разлома 3, являющегося сбросом с опущенным южным крылом, резко увеличивается крутизна (до 50–60°) моноклинали и образуется поперечная флексура, сопровождающаяся интрузиями трахилипаритовых порфиров. На западе эта флексура усложняется ступенеобразной складкой. Блок между разломами 3 и 4 – горст–антиклиналь. Разлом 4 состоит из нескольких ветвей, образующих зону (300–500 м) разломов, которая состоит из отдельных блоков разновозрастных пород размерами в сотни квадратных метров. В северном крыле разлома породы образуют грабен–синклиналь с крутым (50°) южным и пологим (20–25°) северным крыльями. В ее ядре обособляются мелкие коробчатые синклинали, разделенные пологими перемычками. Грабен–синклиналь совпадает с конседиментационной впадиной, развивавшейся на месте вулканической постройки, и является, таким образом, вулкано–тектонической структурой.

Все перечисленные деформации распространяются на 8–10 км к востоку от долины Еспе. В центральной части гор Котей сеть разломов редееет, толщи, сохраняющие широтное простираение на протяжении еще 10–15 км, выполаживаются, их разрезы становятся более однообразными.

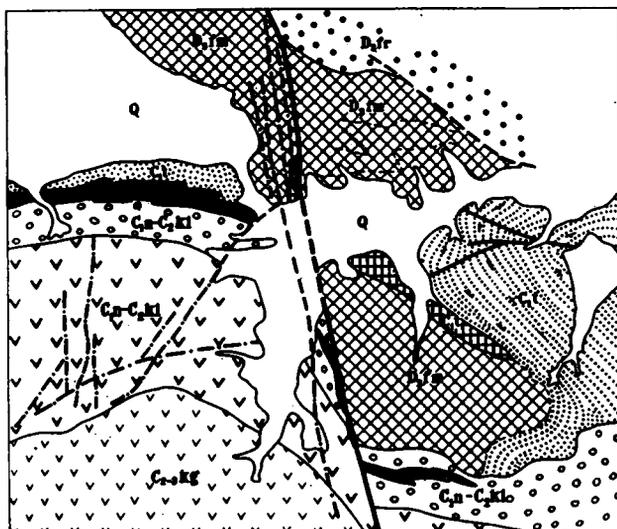
Интересно положение в структуре восточного крыла Иткольского разлома северо–западного Жоргиинского разлома, который сечет слой вулканических толщ и, казалось бы, смещает их как правый сдвиг, а с другой стороны, сопряжен с рядом широтных деформаций в его крыльях. Это прямолинейное вертикальное нарушение, которое тянется 15 км вдоль западного склона горы Жорга в направлении гор Котей. В его восточное крыло южнее горы Жорга ответвляется ряд широтных сбросов, которым сопутствуют субвулканические интрузии керегетасской свиты. Севернее отложения фаменского и турнейского ярусов и эффузивы калмакэмельской свиты образуют широтную моноклиналь, наклоненную на юг под углами 20–40° и осложненную сбросами и ступенеобразной складкой. В западном крыле подобные дислокации встречаются в горах Котей, будучи смещенными вдоль этого разлома на 5 км к северо–западу. В том же направлении смещены горизонт конгломератов и отдельные слои калмакэмельской и керегетасской свит, которые в восточном крыле разлома выходят на 3 км южнее, чем в западном (фиг. 31). Такое же и по величине, и по направлению смещение испытывает мощная крутая дайка граносиенит–порфиров.

Поскольку пологопадающие слои и крутозалегающая дайка при пересечении разломом испытывают одинаковое смещение, казалось бы, можно считать установленным, что это смещение вызвано горизонтальным правосдвиговым перемещением крыльев разлома. Однако более внимательное изучение разлома, проведенное А. В. Лукьяновым, показало, что это не так.

Было обнаружено, что дайка граносиенит–порфира состоит из серии крутопадающих линзовидных тел, расположенных кулисообразно и слившихся одно с другим. Средняя часть каждой такой линзы сложена хорошо раскристаллизованным граносиенит–порфиром и оторочена каймой хуже раскристаллизованной породы (см. фиг. 31). Оказалось, что размещение линз в разных крыльях разлома различно: если в западном крыле каждая линза, расположенная восточнее предыдущей, находится к югу от нее, то в восточном крыле наблюдается обратная картина. Это различие заставляет усомниться в том, что первоначально дайка составляла единое тело, которое позднее было разорвано и смещено разломом. Наконец, маломощные тела того же состава были обнаружены и в зоне секущего разлома. В южной части они залечивают плоскость основного разрыва, а севернее слегка отходят от нее, располагаясь среди раздробленных конгломератов калмакэмельской свиты. Изменение структуры граносиенит–порфира от средней части к краям этих даек и линзово–кулисное строение их в северной части не оставляют сомнений в том, что мелкие дайки являются самостоятельными телами, внедрившимися в зону разлома, а не осколками граносиенит–

Фиг. 31. Жоргинский разлом (по А.В. Лукьянову)

1 - четвертичные отложения; 2 - керегетасская свита; 3 - порфириды калмакэмельской свиты; 4 - базальные конгломераты калмакэмельской свиты; 5, 6 - отложения турнейского яруса: 5 - песчано-конгломератовые, 6 - известняки; 7 - отложение фаменского яруса; 8 - отложения франского яруса; 9 - дайки трахилипаритовых порфиритов; 10 - Жоргинский разлом; 11 - мелкие разрывы песчано-конгломератовой толщи; 12 - безамплитудные трещины



порфировой дайки, тектонически затерты в зону разлома. Очевидно, тела граносиенит-порфиров и в зоне разлома, и в его крыльях одновозрастны, имеют общее происхождение и внедрились после (или во время) основных перемещений по нему. Таким образом, по смещению даек нельзя судить о перемещениях по Жоргинскому разлому. Смещение слоев моноклинали можно объяснить как горизонтальным, так и вертикальным или наклонным перемещением крыльев. По-видимому, Жоргинский разлом является частью структуры Жаман-Беспоканской зоны, тесно связанной с развитием других дислокаций, а наблюдающееся смещение геологических границ в его крыльях не связано с правым сдвигом.

Жаман - Беспоканский разлом расположен в 12 км к востоку от Жоргинского. Он начинается в 2-3 км к югу от его окончания и протягивается на 80 км в направлении юго-восток  $130-140^\circ$  вдоль западных склонов гор Караозек и Жаман-Беспокан. На всем протяжении разлома в восточное крыло ответвляются разрывы, которые быстро приобретают широтное простираение и прослеживаются на 10-12 км. После ответвления крупнейшего из них - Кийкунтайского - разлом прерывается как единая линия и замещается новой ветвью, смещенной к востоку на 1,5-4 км (южную из них В.Д. Стеркин и А.Ф. Ковалевский в 1967 г. назвали Тассуйским разломом).

Жаман-Беспоканский разлом - это прямое вертикальное нарушение, у которого существенно различно построены крылья. Он служит границей фациальных зон калмакэмельской и керегетасской свит. В западном крыле разлома эффузивы участвуют в строении Сарюбинской и Кокдомбакской вулканотектонических депрессий и разделяющих их валов, в восточном образуют широтные моноклинали или грабен-синклинали. Вертикальная амплитуда смещения по нему колеблется от первых сотен метров до 1-2 км. Разлом, как правило, выражен в виде единой плоскости, вдоль которой в современном эрозионном срезе отмечается небольшой уступ. Лишь к северу от горы Караозек он распадается на несколько параллельных нарушений, в зоне которых отложения керегетасской свиты образуют крутую ( $40-50^\circ$ ) моноклинал, простирающуюся под небольшим углом к разрыву (юго-восток  $170^\circ$ ). Разлом сопровождается зоной (60-100 м) интенсивной трещиноватости. На коротких участках близширотного простираения в зоне разлома (100-150 м) породы ожелезнены и окварцованы.

Широтные разрывы, ответвляющиеся от Жаман-Беспоканского разлома, являются нормальными сбросами с вертикальной амплитудой перемещения, равной первым сотням

метров. Их плоскости обычно наклонены под более молодые отложения подуглами  $60-80^\circ$ . Куйкунтайский и Тассуйский разломы, по которым, кроме того, фиксируются левые сдвиги на 2-4 км, выражены в рельефе в виде уступов (50-100 м). Они сопровождаются зонами (300-500 м) раздробленных окварцованных, эпидотизированных, ожелезненных пород, пронизанных мелкими субвулканическими интрузиями трахилпаритовых порфиров и многочисленными жилками кальцита. Граниты в зоне этих разломов катаклазированы. Особенно раздробленный гранитный массив располагается в зоне Тассуйского разлома, в месте его сочленения с Жаман-Беспоканским разрывом. Здесь в зоне шириной от 50 до 400-600 м выступает брекчия, состоящая из блоков, сложенных гранодиоритами, гранитами, диоритами, перемежающимися с остатками кровли массива - фельдшпатизированными туфами и туфопесчаниками. Все породы раздроблены, пронизаны жилками кальцита и эпидота. Вдоль Северо-Караозекского разлома и ряда мелких разломов его северного крыла располагаются небольшие жерловины и линейные субвулканические интрузии верхнекергетаской свиты. Образование вдоль широтных разломов зияющих вулканических трещин свидетельствует, с одной стороны, о длительности их развития, с другой - о том, что они являются структурами растяжения.

Слои эффузивов, простирающиеся вдоль широтных разломов, в некоторых случаях образуют ступенеобразные складки (складка в породах калмакэмельской и низов кергетаской свит к северу от горы Караозек). Иногда (горы Улькен-Кийкунтай, Архарлы) они участвуют в строении узких синклиналиподобных структур с нечеткими границами, которые, видимо, представляют вулкано-тектонические депрессии (И. А. Аниятв и др., 1966; В. Д. Стеркин и др., 1967), вытянутые в направлении разрывов и связанные с трещинными излияниями или извержениями цепочек вулканов, сопровождающих эти нарушения.

Помимо широтных сбросов в горах Жаман-Беспокан к Жаман-Беспоканскому разлому причленяется надвиг северо-восточного простираения. По нему известняки и песчаники живетско-франского возраста надвинуты на верхнепалеозойские эффузивы. Надвиг проходит вдоль фронта сигмоидальной складки, образованной среднепалеозойскими породами. Замок складки обращен на северо-запад, шарнир круто ( $60-85^\circ$ ) погружается на юго-восток. Так же наклонены известняки вдоль фронта надвига. Местами они сплюснуты, запрокинуты. Наиболее крутые залегания ( $80-85^\circ$ ) наблюдаются на крыле складки, примыкающем к Жаман-Беспоканскому разлому. Надвиг представляет зону разломов (100-500 м), состоящую из отдельных чешуй, в которых выступают известняки, подстилающие их порфириды и эффузивы кергетаской свиты. Близ горы Жаман-Беспокан отмечается тектоническое окно, сложенное живетскими порфиридами, выступающими из-под известняков (см. фиг. 12).

В широкой полосе вдоль всячего крыла надвига распространены пологие трещины, покрытые штриховкой северо-западного направления, и крутые трещины с горизонтальной штриховкой. Очевидно, плоскость надвига полого погружается на юго-восток, в направлении падения слоев в аллохтоне. Подходя к Жаман-Беспоканскому разлому, надвиг отклоняется к югу, испытывая, как и слои известняков, дополнительный изгиб, обусловленный, видимо, горизонтальным перемещением вдоль северо-западного разлома.

По-видимому, надвиг и ограниченные им слои образуют складку волочения и являются опережающими структурами Жаман-Беспоканского разлома. Их пространственное расположение характеризует последний как левый сдвиг. Большое количество мелких складок волочения того же направления наблюдается в 3 км к востоку вдоль разлома, параллельного Жаман-Беспоканскому.

Итак, Жаман-Беспоканская зона, подобно Каиндинской, построена из повторяющихся, однообразно сочетающихся зон деформаций двух типов: протяженных разломов (один из них срезан более молодым нарушением) северо-западного простираения и ответвляющихся в их восточные крылья зон ветвящихся и переплетающихся сбросов, вдоль которых вытянуты слои моноклиналей. Зоны широтных дислокаций - это многократно повторенные грабены и грабен-синклинали, пограничные разломы которых сопровождаются широкими зонами тектонических брекчий, узкими гранитными интрузиями сложного состава, жилами, линейными субвулканическими телами и цепочками мелких вулканов, т. е. тем же набором элементарных структур, что и разломы, ограничивающие крупные грабены.

Центрально - Казахстанский разлом (см. фиг. 2) является крупнейшей линейной структурой района, прослеживающейся от восточной границы Кусакской синклинали до берегов оз. Балхаш, под водами которого скрыто его южное продолжение. По мнению В.Ф. Беспалова, этот разлом продолжается и дальше на север вплоть до долины реки Ащису и имеет протяженность более 1000 км. В пределах рассматриваемого района разлом представляет структуру с изменчивым простиранием и меняющейся в зависимости от этого морфологией.

Между горами Кокшар и Кишкине-Табаккалган (80 км) разлом простирается примерно меридионально (северо-запад  $340^\circ$  - северо-восток  $20^\circ$ ), описывая плавную дугу. Здесь он разграничивает Балхашский антиклинорий и Северо-Балхашскую впадину и вдоль него торцово сочленяются их частные структуры. На большем протяжении разлом представлен единой поверхностью и лишь близ Кусакской синклинали состоит из двух ветвей. Его западное крыло является приподнятым, так как на всем протяжении разлома оно сложено более древними толщами, чем восточное. В западном крыле вблизи разлома среднепалеозойские толщи смяты в брахискладки и разбиты мелкими нарушениями, но в целом простираются вдоль разлома и чаще наклонены в его сторону. Деформации верхнепалеозойских отложений не согласуются с разрывом. Вместе с тем в них вдоль разрыва наблюдается повышенное окварцевание. Заложение Центрально-Казахстанского разлома относится к фаменскому веку. Отсутствие каких-либо переходных фаций на границе антиклинория и синклинория свидетельствует о значительных молодых (постседиментационных) подвижках по Центрально-Казахстанскому разлому.

Морфология разлома на меридиональном отрезке подробно описана В.Г. Трифоновым (1967), который трактует его как взброс с висячим западным крылом и считает, что "разлом и Балхашский антиклинорий - тектонические формы одного масштаба и более крутой наклон восточного склона антиклинория мог быть результатом дополнительного изгибания слоев в направлении перемещения по разлому". Этот вывод подтверждается анализом трещиноватости, который показывает, что вблизи разлома преобладают пологие и крутые трещины скалывания. Пологие сколы, как правило, простираются вдоль разлома (северо-запад  $340-360^\circ$ ) и наклонены на запад ( $25-35^\circ$ ), что позволяет судить о наклоне поверхности сместителя. Крутые сколы простираются под углом к основному разрыву (северо-восток  $35-60^\circ$ , реже северо-запад  $310-320^\circ$ ). Параллельно надвику и почти под прямым углом к нему располагаются крутые трещины отрыва. Вдоль них проходят кварцевые жилы, иногда дайки кислого состава (особенно многочисленны жилы широтного простирания).

К югу от горы Кишкине-Табаккалган разлом поворачивает на юго-восток и приобретает северо-западное простирание. Поверхность этого отрезка разлома (90 км) крутая, нередко вертикальная, линия выхода на поверхность прямолинейна и выражена в рельефе в виде уступов или ложбин. По разлому приходят в соприкосновение толщи от синия до турнейского яруса карбона. Видимые вертикальные смещения по нему изменчивы. Разлом оперен крутыми прямолинейными разрывами, подходящими к нему под углами  $10-20^\circ$  (в восточном крыле разлома их острие обращено на север, в западном - на юг). По одному из них В.Я. Кошкин отмечает левый сдвиг. Анализ трещиноватости в зоне разлома (Трифонов, 1967) показал, что там выделяются: 1) две системы сколов, одни из которых параллельны ему, а другие простираются в северо-восточном направлении под углом  $90^\circ$  к разлому, и 2) система субширотных трещин отрыва, по характеру расположения которых В.Г. Трифонов определяет северо-западный отрезок Центрально-Казахстанского разлома как левый сдвиг.

Помимо оперяющих разломов северо-западного простирания с Центрально-Казахстанским разломом сопряжен ряд широтных сбросов, ответвляющихся в его восточное крыло наподобие широтных нарушений Каиндинской и Жаман-Беспоканской зон. Наиболее крупные из них ответвляются к северу и к югу от Саякской синклинали. Южную зону широтных разрывов В.Я. Кошкин назвал Майкамысской. Разрывы, участвующие в ее строении, на западе ответвляются от Центрально-Казахстанского разлома, а через 30 км вновь собираются в единый разрыв, который тянется на

юго-восток параллельно Центрально-Казахстанскому и скрывается под водами оз. Балхаш. В этой зоне слои силурийской толщи залегают круто и простираются параллельно широтным разрывам, образуя многократно смещенные моноклинали. Все породы трещиноваты, рассланцованы, вблизи разрывов разбиты вертикальным кливажем, параллельным сбросам. Разрывы сопровождаются параллельными им жилами кварца, кальцита и анкерита с неровными стенками, свидетельствующими о заполнении ими трещин отрыва. Иногда на стенках крутых трещин наблюдаются зеркала скольжения, направленные по падению трещин. Северная зона сбросов пересекает Ашиозекское поднятие и проходит внутри силурийских и девонских отложений, слои которых, как и разрывы, простираются широтно. По продольным сбросам многократно сдвигаются слои, между ними образуются грабены и грабен-синклинали.

Наряду с зонами сбросов и моноклиналей в восточном крыле Центрально-Казахстанского разлома располагаются Саякская, Калмакэмельская и Сайкылинская коробчатые синклинали. Они представляют специфичные структуры, которые более всего сходны с зонами широтных дислокаций Кайиндинской и Жаман-Беспоканской зон (см. фиг. 28). В отличие от последних в строении коробчатых синклиналей большую роль играют подвороты слоев без разрывов сплошности. Как и широтные дислокации Кайиндинской и Жаман-Беспоканской зон, они нелинейны (ширина 30–40 км, длина 50–60 км) и лишь слегка удлинены в широтном направлении. Синклинали имеют плоское днище, в которое плавно переходят их пологие северо-западный и восточный и более крутые южный и северный борта. Вдоль широтных бортов вытягиваются крутые сбросы, флексуры, нарушающие моноклинали, дополнительные коробчатые складки, цепочки мелких вулканов, трещинные вулканы и линейные субвулканические интрузии. Таким образом, коробчатые синклинали состоят из чередующихся широтных зон очень слабо дислоцированных пород (днище, западный и восточный борта) и зон, где сосредоточены те же дислокации, что и в грабенообразных зонах.

Наиболее типичная из структур этой категории – Саякская синклиналь – расположена между Майкомысской зоной разломов и разломами Ашиозекской антиклинали (см. фиг. 2). С запада она ограничена Центрально-Казахстанским, с востока – параллельным ему Восточно-Саякским разломом. Это асимметричная коробчатая складка с более крутым южным бортом и пологим днищем. На южном и юго-западном крутых крыльях синклинали девонские породы и слои кергетасской свиты наклонены на север под углами от 20 до 70°. Причем изменение наклона слоев от пологого к крутому, а затем вновь пологому залеганию происходит на протяжении нескольких сотен метров, т.е. южный и юго-западный борта синклинали представляют наклонную флексуру протяженностью около 15 км. Смыкающее крыло флексуры смещается по разрезу, переходя от пластов калмакэмельской и кергетасской свит на западе в турнейские и девонские слои на юге. В восточной части южного борта она замещается параллельной флексурой, смещенной к северу. Верхнее крыло флексуры юго-западного борта осложнено двумя узкими вытянутыми вдоль него синклиналиями. Северо-западный и восточный борта Саякской синклинали представляют пологие моноклинали (10–25°), нарушенные поперечными разрывами. Эти моноклинали плавно переходят в плоское днище синклинали, где выступают наиболее молодые породы, лежащие под углами от 0 до 15°. Переходы между крутыми и пологими бортами очень резкие. Северный борт синклинали так же полого наклонен на юг (20–30°) и плавно переходит в северо-западный и восточный борта. Однако в отличие от последних он осложнен дополнительными складками и разрывами. Дополнительные синклинали имеют коробчатую форму и удлинены (за исключением одной) в широтном направлении. Они имеют либо один, либо два крутых борта и пологое днище. Крутые (широтные) борта, представляющие наклоненные флексуры, нередко осложнены сбросами, вдоль некоторых из них проходят крутые дайки диорит-порфирита. Эти складки смещены поверхностными правыми сдвигами северо-западного простирания, не выходящими далеко за пределы северного борта синклинали<sup>1</sup>. Восстановив досдвиговую структуру, В.Г. Трифонов (1967) обнаружил, что эти складки и флексуры продолжают на запад в девонские отложения Ашиозекской антиклинали (см. фиг. 28) не менее чем на 20 км. В девон-

<sup>1</sup> Помимо перечисленных дислокаций на крутых бортах Саякской синклинали и осложняющих ее дополнительных складках в пластичных толщах распространены поверхностные дисгармоничные складки, иногда сопровождающиеся разрывами.

ских толщах они переходят в сбросы с опущенными северными крыльями, между которыми слои моноклинально падают на юг. На западе эти сбросы отклоняются к северу и причленяются к Центрально-Казахстанскому разлому. К северу от них среди девонских и силурийских отложений находится упоминавшаяся ранее серия сбросов близширотного простираения с опущенными северными крыльями, с которыми они образуют единую зону разломов и моноклиналей.

Севернее Ащизекского поднятия к Центрально-Казахстанскому разлому с востока подходит зона коробчатых синклиналей, вытянутая вдоль южного борта Северо-Балхашской впадины. В нее входят Саакылинская, Калмакэмельская и безымянные синклинали к востоку от месторождения Кемельбек. Эти синклинали, расположенные на борту вулканической впадины и целиком сложенные верхнепалеозойскими эффузивами, по морфологии разительно отличаются от синклинозных структур (вулканотектонических депрессий), распространенных в ее внутренней части. Это нелинейные угловатые в плане синклинали с правильными ограничениями, резко асимметричные в разрезе, с концентрическим расположением слоев внутри них. История их развития, особенности магматической проницаемости существенно отличны от таковых вулканотектонических депрессий.

Непосредственно в восточном крыле Центрально-Казахстанского разлома располагается Сайкылинская синклиналь (см. фиг. 2). Это коробчатая складка с крутым северным и южным бортами, ограниченными сбросами. На западе она примыкает к Центрально-Казахстанскому разлому, на востоке — к северо-западному отрезку Калмакэмельского разлома. Ее протяженность с запада на восток 25 км, с севера на юг — 15 км. Синклиналь имеет ступенчатое строение. Она нарушена рядом широтных сбросов, у которых опущены крылья, противоположные направлению общего погружения того крыла синклинали, на котором они располагаются. Около сбросов возникают подвороты слоев, из-за чего участки моноклинали, заключенные между параллельными сбросами, подобны грабенам или грабен-синклиналям. Вдоль сбросов в отложениях каркаралинской свиты располагаются субвулканические интрузии.

Калмакэмельская синклиналь расположена восточнее Сайкылинской (см. фиг. 2, (28)). С юго-запада и северо-востока она ограничена разломами и несколько удлинена в северо-западном направлении. Ее длина 35 км, ширина 20 км. Для нее характерны ромбовидные очертания: ее северный и южный, юго-западный и северо-восточный борта параллельны один другому. Наиболее крутые залегания пород ( $45-50^{\circ}$ ) наблюдаются на южном борту, на юго-западном и северо-восточном бортах породы лежат несколько положе ( $30-40^{\circ}$ , редко  $50^{\circ}$ ). На северном борту углы падения пластов не превышают  $10-20^{\circ}$ . К центру синклинали слои выполаживаются до  $5-7^{\circ}$ . Вдоль ее крутого флексуробразного южного борта располагается протяженная трещинная субвулканическая интрузия андезитовых порфиритов, закупорившая вулканическую трещину калмакэмельского времени, и более мелкие линейные купола, относящиеся к каркаралинской свите.

Анализ фаций и мощностей верхнепалеозойских отложений показывает, что Калмакэмельская синклиналь развивалась как асимметричная складка в течение всего верхнего палеозоя (достоверных данных не существует лишь для архарлинского времени). Причем и конфигурация, и внутреннее строение складки не связаны с имевшей здесь место вулканической деятельностью и, в частности, с миграцией вулканических центров в ее пределах. Вулканические структуры являлись частными осложнениями этой синклинали. Увеличения углов наклона толщ, отмечающиеся местами близ вулканических аппаратов, расположенных на северном борту синклинали, не влияют на его общий наклон. Эти изменения в наклонах слоев связаны не с проседанием прижерловых участков (кальдерными опусканиями), а с отложением лавовых и агломератных покровов на наклонной поверхности конусов вулканических построек (Трифонов, 1967).

Таким образом, Центрально-Казахстанский разлом на отрезке северо-западного простираения сопровождается причленяющимися к нему зонами таких же дислокаций, как и Жаман-Беспоканский, Каиндинский и Карабулакский разломы. Крупная тектоническая зона, образованная этим протяженным разрывом и многократно повторенными грабенами и грабен-синклиналями, в число которых входят и структуры широтных крыльев коробчатых складок, по морфологии сходна с Жаман-Беспоканской зоной. Она построена из повторяющихся зон деформаций, которые однообразно сочетаются между собой.

В строении Каиндинской, Жаман-Беспоканской тектонических зон и зоны, образованной Центрально-Казахстанским разломом и структурами его восточного крыла, участвуют повторяющиеся зоны деформаций двух типов, которые однообразно сочетаются между собой и состоят из одинаковых наборов простых тектонических форм.

Протяженные прямолинейные разломы и зоны разломов северо-западного простирания, которые разделяют блоки с существенно различной структурой и характеризуются чрезвычайно изменчивыми вертикальными смещениями, сопровождаются интенсивной трещиноватостью в крыльях, концентрирующейся в полосе в несколько сотен метров, системами оперяющих разломов, складок и магматических тел.

Зоны широтных дислокаций в пределах рассматриваемых структур по стилю деформаций сходны с грабенами и грабенообразными зонами и образованы сбросами, моноклиналями, флексурами, ступенеобразными складками, зонами дробления, линейными магматическими телами и цепочками вулканов, простирающимися вдоль этих зон и под углом прилегающими к протяженным разломам.

### Зоны пологих разломов и сжатых складок

#### Чубартауская зона разломов и складок

Чубартауская зона разломов и складок<sup>1</sup> расположена на склоне Чингизского антиклинория и слегка вытянута в северо-северо-западном направлении: ее протяженность с севера на юг 40 км, с запада на восток - 25 км. Она сложена осадочными породами живетского и франского ярусов девона, а также эффузивами верхнего палеозоя (см. фиг. 2). На ее бортах выступают значительно менее интенсивно деформированные отложения силура и низов девона, от которых на большом протяжении Чубартауская структура отделена Чингиз-Балхашским и Курбаканасским разрывами. Сеть разломов северо-западного простирания разбивает зону на многочисленные блоки. Слои в пределах каждого из них простираются под очень небольшим углом к разломам и образуют в разной степени напряженные изоклиналильные складки с осями северо-северо-западного простирания. На участках сближения разломов, прилежащих к западному и восточному краям зоны, развиты наиболее напряженные складки.

Мы подробно рассмотрим строение восточной половины Чубартауской структуры (фиг. 32). Отложения, участвующие в ее строении, подразделяются на пять толщ: нижнюю эффузивную ( $D_{1-2}$ ), вулканогенно-терригенную ( $D_{2gv_1}$ ), карбонатно-терригенную ( $D_{2gv} - D_{3fr}$ ), терригенную ( $D_{3fr} - C_{1t}$ ) и верхнюю эффузивную ( $Pz_3$ ) (фиг. 33). Первые четыре толщи залегают между собой согласно, пятая отделена от них угловым и стратиграфическим несогласием, но в целом ее подошва согласуется со слоистостью в нижележащих толщах. Карбонатно-терригенная толща подразделяется на три пачки: нижнюю известняковую, терригенную, верхнюю известняковую. В нижней известняковой пачке выделяются два маркирующих горизонта органогенных известняков: брахиоподовый и коралловый. В основании терригенной толщи выделяется горизонт грубообломочных красноцветных пород. Отмечаются значительные изменения в мощности и составе живетско-франских толщ, которые зависят от их структурного положения и указывают на то, что заложение Чубартауской системы разломов и складок относится по крайней мере к живетскому веку. Эти изменения отражены на приведенных стратиграфических разрезах.

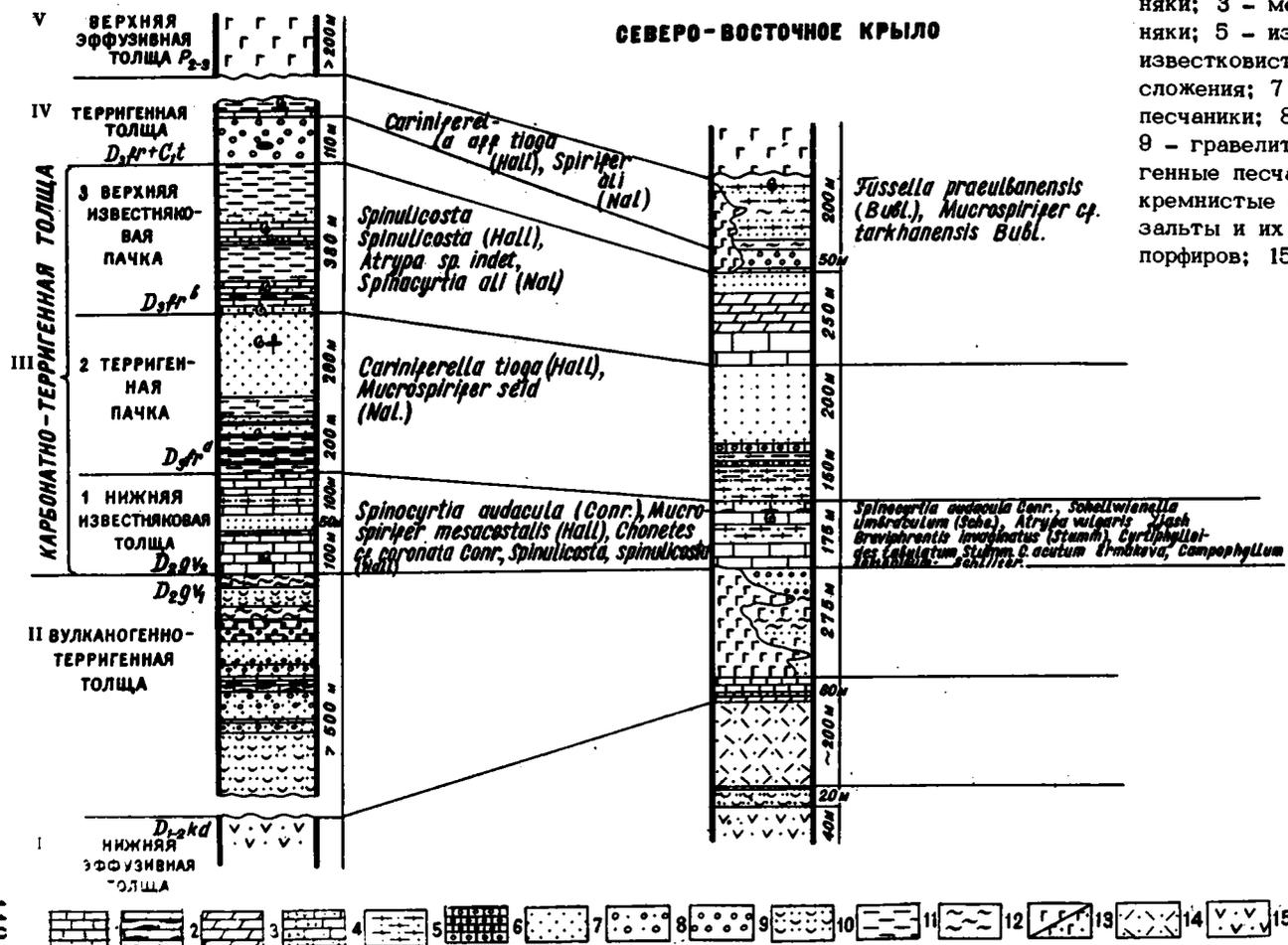
Во внутренней структуре Чубартауской зоны выделяются два различно построенных участка (см. фиг. 32): 1) моноклираль правобережья р. Баканас, нарушенная поперечными разрывами, и 2) участок развития изоклиналильных складок с крутыми шарнирами, сочетающихся с продольными и диагональными нарушениями, которые расположены в основном на левом берегу реки. Эти участки разделены протяженным сложно построенным Чубартауским разрывом северо-западного простирания. Слои моноклинали параллельны разрыву. Разломы и складки левобережья примыкают к нему под острым углом и с востока также ограничиваются Пограничным разломом.

Пограничный разлом протягивается вдоль границы живетско-франских и ниже-среднедевонских образований восточного борта зоны на 15 км. На протяже-

<sup>1</sup> Эту структуру автор изучал совместно с А.В. Лукьяновым и В.Г. Трифоновым, материалы которых использованы в работе.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ КРЫЛО

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО



Фиг.33. Строение девонских толщ в разных крыльях Чубартауского разлома

1 - известняки; 2 - кремнистые известняки; 3 - мергели; 4 - песчаные известняки; 5 - известковистые песчаники; 6 - известковистые алевролиты конкреционного сложения; 7 - мелко- и среднезернистые песчаники; 8 - крупнозернистые песчаники; 9 - гравелиты и конгломераты; 10 - туфогенные песчаники; 11 - алевролиты; 12 - кремнистые алевролиты; 13 - андезитобазальты и их туфы; 14 - туфы липаритовых порфиров; 15 - туфы дацитовых порфиров

нии первых 3 км с юга он простирается долготно. В его западном крыле располагаются периклинали антиклиналей I и III, оси которых простираются под углом 20–30° к нему. На поверхность разлом выходит в виде плавно изогнутой линии и сопровождается широкой (0,5 км) зоной трещиноватости. Трещины заполнены кальцитом и эпидотом, встречаются также мелкие тектонические линзы известняка. В западном крыле многие из трещин почти параллельны разрыву. Все они наклонены на восток под углом около 60°. Так же, вероятно, наклонена и плоскость разлома, и он является взбросом. Далее к северу разрыв приобретает северо-северо-западное простирание. Здесь он также полого изогнут и сопровождается линзами известняка. Часто разлом распадается на несколько ветвей, образующих зону разломов шириной около 300 м. В этой зоне выступают породы терригенной и верхней известняковой пачек. Их слои стоят почти вертикально, либо опрокинуты (60–70°) на восток. Как правило, величина запрокидывания слоев увеличивается по мере приближения к основному нарушению. По-видимому, обратный наклон слоев в тектонических линзах известняка (60°) соответствует наклону плоскости Пограничного разлома. В одном из оврагов видно, что она наклонена на восток под углом 50–55°. В висячих крыльях всех разломов зоны выступают более древние отложения и, они, таким образом, являются взбросами. В северной половине Пограничного разлома его простирание на отдельных отрезках меняется от северо-западного до широтного. Как и на юге, в зоне разлома слои пород нижней известняковой и терригенной пачек запрокинуты до 60–80° на восток. Установлено, что сместитель одного из сопровождающих нарушений наклонен на северо-восток под углом 40°. В висячем крыле Пограничного разлома эффузивы толщи I, простирающиеся параллельно его плоскости, также запрокинуты на восток под углами 70–80°. На зеркалах скольжения в плоскостях, перпендикулярных к сместителю разлома, распространены борозды, наклоненные на восток под углом до 70°. На северном отрезке Пограничный разлом смещен рядом крутых сколов близмеридионального простирания (юго-восток 150–160°), которые, вероятно, являются правыми сдвигами. В плоскостях этих разломов широко распространены зеркала скольжения с горизонтальной штриховкой. В западных крыльях разломов все пласты и разрывы систематически смещены к северу, и близ разрывов наблюдаются подвороты слоев, обратные смещению.

Все это характеризует Пограничный разрыв как сложно построенную зону взбросов, плоскости которых наклонены на северо-восток под углами 70–80°, редко 40–50°

Чубартауский разлом протягивается в северо-западном направлении вдоль границы моноклинали и зоны сопряженных разрывов и складок. На значительном расстоянии он срезает юго-западные крылья антиклиналей I и синклинали V. Длина разрыва около 15 км, на этом протяжении разлом неоднократно отклоняется от северо-западного простирания. Его разнонаправленные участки имеют разную морфологию.

На юге разлом начинается у периклиналиного замыкания красноцветного горизонта и тянется вдоль его кровли. Западное крыло разрыва сложено породами терригенной пачки. Здесь Чубартауский разлом представлен зоной (100–140 м) из нескольких параллельных разрывов северо-западного простирания. В тектонических линзах между ними выступают горизонт красноцветов и верхняя известняковая пачка. Пласты известняков и песчаников простираются под острым углом к границам линз. Они сильно раздроблены. Известняки часто линзовидно пережаты, нарушены послынными срывами. Чем больше пережаты линзы, тем круче залегают слои, что, видимо отражает крутое залегание разрывов, возможно, слабо наклоненных на юго-запад. На зеркалах скольжения в плоскостях разрывов распространены почти горизонтальные штриховки (штрихи наклонены на юго-восток не более чем на 15°), что указывает на сдвиговые подвижки по ним. Со сдвигом, по-видимому, связан центриклиналиный изгиб красноцветного горизонта, который не повторяется пластами других пород. Зона Чубартауского разлома пересечена множеством небольших левых сдвигов близширотного простирания, которые смещают в одном направлении и периклинали, и пласты моноклинали, и зону разрыва. Вместе с тем далеко не все сдвиги пересекают целиком всю зону. Некоторые из сдвигов западного крыла затухают в зоне Чубартауского разлома, другие, изменив простирание на северо-западное, сливаются с ним. Все это свидетельствует об одновременности развития Чубартауского разлома и субширотных левых сдвигов. Заметим, что в северной части разлома вновь

наблюдается та же картина: близширотные левые сдвиги, сместив Чубартауский разлом, затухают.

По мере движения на север из зоны Чубартауского разрыва исчезают сначала красноцветы, затем породы верхней известняковой пачки. На смену им приходят все более низкие члены разреза вплоть до эффузивов толщи 1. Морфология участков северо-западного простирания сохраняется прежней. Это крутые разрывы, в тектонических линиях между которыми зажаты крутостоящие пласты, быстро вышлагаживающиеся по мере удаления от разрыва до  $40-50^{\circ}$ . Наблюдается пережим пластов, растаскивание их вдоль разрыва, затаскивание по разрывам пород далеко от их выходов в крыльях зоны, образование складок волочения левого сдвига (правый берег р. Баканас, базальный пласт известняка). Видимо, по участкам северо-западного простирания вдоль Чубартауского разрыва имел место сдвиг.

Существенно меняется морфология разлома на участках близмеридионального простирания. Здесь все разрывы зоны сливаются в единое нарушение, плоскость которого наклонена на запад значительно положе плоскостей северо-западных разломов. Один близмеридиональный отрезок (0,5 км) находится в 2 км от южного окончания разлома. Здесь в западном крыле разрыва выступают нижние слои терригенной пачки, в восточном — ее верхние слои. И те, и другие наклонены на юго-запад под углом  $30-40^{\circ}$ . По-видимому, так же наклонена и плоскость сместителя. Второй отрезок, расположенный в 3 км к северо-западу, в плане имеет извилистые заливообразные очертания, что отражает чрезвычайно пологое залегание поверхности сместителя, наклоненной на запад. В зоне разрыва породы обращены в дресву, местами милонитизированы. В всячем крыле выступают породы нижней известняковой пачки, которые падают на запад под углом  $20-60^{\circ}$ ; в лежачем крыле — песчаники терригенной пачки, слои которых близ разрыва падают на юго-запад под углом  $18-20^{\circ}$ , а по мере удаления от него приобретают наклон  $40-50^{\circ}$ . Видимо, плоскость разрыва наклонена на запад под углом порядка  $20-30^{\circ}$ . Третий отрезок долготного простирания идет вдоль долины р. Баканас и на большем протяжении скрыт ее наносами.

Таким образом, изменение морфологии Чубартауского разлома закономерно связано с изменением его направления. Отрезки северо-западного простирания (составляющие большую часть разлома) представляют крутые сколы, по которым имел место сдвиг, долготные отрезки являются взбросами и надвигами. Характерно, что взбросы и надвиги внутри зоны сопряженных разломов и складок, о которых речь пойдет ниже, возникают в том же направлении.

В пределах зоны сопряженных разрывов и складок выделяются две антиклинали и четыре синклинали, оси которых простираются почти меридионально (северо-запад  $350-360^{\circ}$ ). В ядре антиклинали I выступают отложения кайдаульской свиты и низов живецкого яруса; в антиклинали III обнажена лишь терригенная пачка франского яруса. Ядра синклиналей сложены породами верхов терригенной толщи франского (или фаменского?) яруса. Ширина складок колеблется от 0,5 до 2 км, длина от 6 до 10 км. Их крылья почти параллельны, осевые поверхности — вертикальны. Наклон слоев на крыльях на периклиналях и в замках складок составляет  $50-70^{\circ}$ , редко  $40$  или  $80^{\circ}$ . Таким образом, это изоклинальные складки с крутыми шарнирами. Крупные складки нарушены поперечными, диагональными и продольными по отношению к их осям разрывами, с которыми связаны дополнительные складчатые деформации. Особенно сильно эти деформации проявлены в самой крупной ( $0,5-3 \times 10$  км) антиклинали I, ядро которой деформировано дисгармонично по отношению к крыльям.

Антиклиналь I раскрывается на север и с юга примыкает к разрыву северо-западного простирания. Ее западное крыло под острым углом срезано Чубартауским разрывом, восточное сопряжено с синклиналью II. В ядре антиклинали и на ее восточном крыле распространены разрывы долготного, северо-северо-западного и близширотного простирания, которые разбивают ее на серию блоков. Между разрывами породы смяты в дисгармоничные складки, не повторяющиеся в отдельных блоках.

Наиболее просто построен южный блок, включающий участок периклиналильного замыкания красноцветного горизонта и верхней известняковой пачки. Здесь ось антиклинали I вытянута почти широтно, а сама складка имеет сундучную форму. Ее северное крыло нарушено широтным крутым разрывом 1, который в осевой части антиклинали поворачивается на северо-запад и расщепляется на две ветви с постепенно уменьшающимся к северу наклоном сместителей. В северном крыле широтного отрез-

ка разрыва 1 все пласты смещены на запад. Близ разрыва 1 наблюдаются подвороты слоев, обратные смещению, что позволяет предположить по нему левый сдвиг. В его южном крыле распространены оперяющие левые сдвиги северо-восточного простирания, которые смещают периклиналь. Северо-западные ветви разрыва 1 пересекают моноклиналь, наклоненную на юго-запад, и являются практически послынными нарушениями. По западному из них нижняя пачка известняков (пачка 1) надвинута на терригенную пачку (пачка 2). Плоскость надвига, как и слои известняков, наклонена на юго-запад под углом около  $30-35^\circ$ . В его восточном крыле терригенная пачка и подстилающие ее известняки пачки 1 наклонены круче ( $55-50^\circ$ ) и в свою очередь по более крутому ( $35-60^\circ$  на запад) разрыву надвинуты на обнажающиеся восточнее песчаники и алевролиты терригенной пачки. Последние слагают периклиналь и восточное крыло дополнительной складки, развитой в восточном крыле<sup>1</sup> антиклинали I.

Надвиги и периклиналь примыкают с юга к крутому запад-северо-западному разлому 2. Вдоль него на поверхности крутопадающих трещин наблюдается горизонтальная стриховка. В его северном крыле слои известняка из верхней известняковой пачки и красноцветный горизонт толщи IV подвернуты, как при левом сдвиге. На западном окончании разлома 2 располагаются два долготных надвига, дальше которых разлом продолжается на запад лишь на 100 м, как бы переходя в эти нарушения по простиранию. К востоку от надвигов располагается периклиналь, которая наряду с надвигами оказывается смещенной к западу относительно подобных структур южного крыла разлома 2 на 0,5 км. Таким образом, разлом 2 (сдвиг?) переходит в надвиги и вместе с тем смещает их. Однако подробное изучение деформаций северного и южного крыльев разлома показывает, что они не являлись до смещения едиными структурами. Оказывается, что северное крыло разлома 2 построено сложнее южного и по направлению к северу все более усложняется. В западной части крыла слои толщи II и нижней известняковой пачки, образующие наклоненную к югу ( $30-35^\circ$ ) моноклиналь, под большим углом подходят к западному надвику и лишь близ самого нарушения отклоняются к югу и вытягиваются вдоль него. Надвиг падает в ту же сторону и, по-видимому, под тем же углом, что и слои. В строении лежащего крыла надвига участвуют известняки и алевролиты нижней известняковой пачки. В северной широкой части лежащего крыла они образуют антиклиналь, раскрывающуюся на северо-запад. В его узкой южной части сохраняется лишь пологая ( $20^\circ$ ) моноклиналь западного крыла антиклинали. К восточному надвику слои известняковой пачки подходят под острыми углами и вдоль него, резко увеличивают наклон (до вертикального залегания) или запрокидываются (до  $70^\circ$  на запад). В плане надвиг имеет полого извилистые очертания, повторяющие изгибы горизонталей рельефа. Видимо, плоскость его сместителя очень полого наклонена на запад.

Лежачее крыло восточного надвига построено так же, как аналогичная структура в южном крыле разрыва 2. Здесь слои терригенной пачки образуют узкую дополнительную антиклиналь, раскрывающуюся на север. На ее восточном крыле располагается меридиональный взброс, вдоль которого сдвигается красноцветный горизонт и который смещен на 0,3 км к западу относительно такого же взброса южного крыла разрыва 2. Антиклиналь и взброс разорваны и смещены к западу на 50-70 м крутым разломом 3 (левым сдвигом?) северо-западного простирания. На северо-западном окончании он расщепляется на три ветви, приобретает долготное простирание и постепенно переходит во взбросы, западный из которых сливается с восточным надвигом, ответвляющимся от разлома 2. В крыльях взбросов выступают породы нижней известняковой пачки. Они, как и плоскости взбросов, наклонены на запад под углом от  $35$  до  $70^\circ$  и простираются вдоль разломов. Причем при движении с запада на восток в крыльях разломов последовательно выступают все более высокие слои нижней известняковой пачки, на которые оказываются выброшенными нижележащие породы той же пачки. Самые верхние (кремнистые) известняки горизонта "б", выступающие в лежащем крыле восточного из взбросов, образуют периклиналь, раскрывающуюся на север.

<sup>1</sup> На рассмотренном участке антиклинали I располагаются еще два послынных пологих разлома, имеющих то же простирание, что и надвиги разрыва 1.

Таким образом, в рассмотренных четырех блоках, выделяющихся в южной части антиклинали I, повторяется один тип сочетания разломов: северо-западный или близширотный левый сдвиг на западном окончании отклоняется к северу, расщепляется на несколько ветвей и переходит во взбросы или надвиги. При этом складчатые деформации, сопряженные со взбросами, по мере движения на север все более усложняются. Аналогичная картина наблюдается и в двух следующих к северу блоках восточного крыла антиклинали I. Левые сдвиги, смещающие крыло антиклинали, теснейшим образом связаны с дополнительными складками, сопровождающими надвиги, в которые по простиранию переходят сдвиги. Примечательно, что в каждом блоке, разграниченном широтными разрывами, характер дополнительных дислокаций своеобразен. Дислокации одного крыла сдвигов не являются смещенными частями структур другого крыла, что свидетельствует об автономном развитии этих блоков и о формировании их внутренней структуры в процессе движения по субширотным сдвигам.

Ниже остановимся на морфологии и положении в структуре антиклинали I долготных разрывов, располагающихся под очень небольшим углом к ее оси.

Восточный из них (разлом 7) протягивается на 2 км и, изменив простирание на северо-западное, примыкает к разрыву 8. В южной части он представляет крутой скол, в зоне которого широко распространены вертикальные зеркала скольжения, покрытые горизонтальной штриховкой. По мере движения на север разрыв выполаживается, одновременно отклоняясь к западу. На отрезке северо-северо-западного простирания плоскость разлома наклонена ( $45-60^\circ$ ) на восток и сопровождается широкой зоной дробления. В его лежачем крыле выступают породы толщи II и нижней известняковой пачки, образующие наклоненную на юг ( $10-20^\circ$ ) моноклираль; висячем крыле пологолежащие эффузивы толщи I образуют антиклиналь, раскрывающуюся на север. Очевидно, северо-северо-западный отрезок разлома 7 — это надвиг. В плане границы толщ вдоль надвига не смещены. Вместе с тем южнее, вдоль крутопадающего отрезка разлома 7, наблюдается их систематическое смещение в восточном крыле на 600 м к югу относительно западного крыла. Видимо, долготный крутопадающий отрезок разлома представляет собой правый сдвиг.

Разлом 8 также меняет простирание от меридионального на юге до северо-западного на севере. На участке северо-западного простирания он незначительно наклонен на юго-запад под более древние отложения и, видимо, является взбросом. На юге это крутой скол, в зоне которого широко распространены вертикальные зеркала скольжения, покрытые горизонтальными бороздами, свидетельствующими о происходившем по нему сдвиге. Крутопадающий отрезок разрыва пересекает моноклираль юго-западного крыла антиклинали I, которая в западном крыле разрыва смещена к северу относительно восточного крыла на 200 м. Видимо, это смещение произошло за счет правого сдвига. Показательно, что здесь, как и в западном крыле разлома 7, в плане наблюдается отклонение слоев в сторону, противоположную этому сдвигу.

Следовательно, субмеридиональные разломы представляют правые сдвиги-взбросы, у которых взбросы происходили главным образом на отрезках северо-северо-западного простирания, а сдвиги — на долготных отрезках. Несмотря на то что мы устанавливаем сдвиг по смещению крыльев основной антиклинали, разломы 7 и 8 не являются наложенными по отношению ко всем ее внутренним структурам. В противоположных крыльях разломов развиваются дополнительные разрывы и складки, которые могут рассматриваться как сопряженные с ними дислокации. Их строение различается по разную сторону разломов и вместе с тем стиль деформаций остается тот же. И тут, и там распространены северо-северо-западные надвиги, взбросы и переходящие в них по простиранию субширотные левые сдвиги. Их строение хорошо наблюдать на западном крыле разлома 8. Южная половина крыла — это моноклираль, наклоненная на юго-запад под углом  $30-40^\circ$  к разлому 8. Непосредственно к разлому примыкает надвиг, по которому песчаники низов толщи II надвинуты на базальный горизонт известняков. Плоскость надвига наклонена положе, чем слой в аллохтоне (под углом  $10$  и  $15-25^\circ$  на запад). Надвиг прослеживается на расстояние около 600 м, затем он отклоняется к западу, приобретает широтное простирание и превращается в крутой скол (разлом 9), сопровождающийся вертикальными трещинами с горизонтальной штриховкой. В обоих крыльях свола эффузивы толщи I залегают периклинально, находясь на замыкании антиклинали с долготной осью. Причем в се-

верном крыле антиклиналь сдвинута на запад на 150–200 м, т.е. разлом 9 является левым сдвигом. На это указывают и складки волочения в базальном пласте известняка. На западе сдвиг примыкает к надвигу 10, протягиваемому в северо-западном направлении на 4 км и наклоненному на восток (от 20–30 до 60°). Он сопровождается широкой (100–150 м) зоной дробных обохренных пород. В его лежачем крыле находятся нижние известняки толщи III, висячем – андезитовые порфириды и гравелиты толщи II. В северной части надвиг расщепляется на несколько ветвей, отстоящих одна от другой на 20–50 м и наклоненных под разными углами. Вследствие этого в надвиговой зоне наблюдается полное перекрытие одних чешуй другими.

Итак, антиклиналь I состоит из ряда автономных блоков, ограниченных правыми сдвигами долготного и левыми сдвигами близширотного направления, внутри которых породы смяты в дисгармоничные складки, сопряженные с надвигами и взбросами. Оси складок, надвиги и взбросы вытянуты в северо-северо-западном направлении под небольшим углом (10–15°) к правым сдвигам. Последние при отклонении их плоскости к западу выколаживаются и переходят во взбросы. Зоны дополнительных дислокаций располагаются кулисно вдоль Чубартауского разлома. В восточном направлении они постепенно затухают, не выходя за пределы восточного крыла антиклинали I.

В складках, сопряженных с антиклиналью I, дополнительные пликативные дислокации совсем не проявились, благодаря чему эти складки построены значительно проще. Разрывные нарушения те же, что и в антиклинали I. Наблюдаемые соотношения между разрывами разных направлений, как и в рассмотренном ранее случае, указывают на их одновременное развитие. Особенно отчетливо это устанавливается в антиклинали III. По восточному крылу складки проходят разрыв 11, отделяющий ее от сопряженной синклинали IV. Это полого извилистое в плане продольное нарушение северо-северо-западного простирания, лишь местами косо секущее слои. На протяжении 3,5 км к разлому 11 примыкают широтные левые сдвиги, которые не пересекают его. Вместе с тем сдвиг 4 срезает разлом 11 и в свою очередь упирается в разлом 12, который параллелен разлому 11 и кулисно замещает его. При этом слои толщи IV, сдвинутые на восток по разлому 4, оказываются пододвинутыми под толщу III по разлому 12. Интересно, что в 250 м к северу от места, где разрыв 12 срезает широтный сдвиг 4, он прерывается и от него к востоку отходит широтный разлом, параллельный этому сдвигу. Таким образом, в рассмотренном случае определенно устанавливается сопряженное развитие разрывов долготного и широтного направлений.

В целом зона антиклиналей и синклиналей I–IV по морфологии подобна дополнительным зонам смятия внутри антиклинали I. Она состоит из складок, сопряженных с продольными взбросами и диагональными сдвигами. Оси складок направлены под очень острым углом к Чубартаускому и Пограничному разломам и располагаются вдоль них кулисно. С юга эта зона примыкает к относительно протяженному (4 км) разлому 6, который на востоке простирается широтно, затем отклоняется к северо-западу и северу и расщепляется на две ветви. На широтном отрезке его плоскость падает вертикально. Западные ветви разлома простираются почти вдоль слоев толщи IV, стоящих на головах либо круто запрокинутых. Они представляют собой зоны (100–200 м) раздробленных пород, внутри которых отмечается надвигание более древних отложений на молодые. Таким образом, разлом 6 – это сдвиг, переходящий во взброс. Как и у более мелких нарушений той же морфологии, строение его крыльев различно, хотя стиль деформаций одинаков.

Северное крыло отличается от южного прежде всего интенсивностью деформаций, большей раздробленностью слоев и отсутствием крупных складчатых форм. В целом оно значительно уже южного из-за сближения Пограничного и Чубартауского разломов. Непосредственно в восточном крыле последнего расположена синклиналь V, раскрывающаяся на север. Ее ось простирается под очень острым углом к разрыву и иногда параллельна ему. На крыльях слои залегают круче, чем в складках южного крыла разлома 6 (60–70°, вплоть до 90°). В осевой части складки проходит зона (300 м), состоящая из крутых послонных разрывов близмеридионального простирания и диагональных нарушений, которые ветвятся и переплетаются между собой. Первые сопровождаются зонами давленых и рассланцованных пород, свидетельствующих о горизонтальном сжатии. Пласты известняков вблизи этих разрывов стоят на головах и часто пережаты до полного выклинивания.

На востоке синклиналь ограничена разрывом 13 северо-северо-западного простирания, который на большом протяжении вытянут вдоль слоистости. Его плоскость наклонена на запад. В лежачем крыле выступают терригенные отложений толщи IV, которые близ разлома опрокинуты на восток; в висячем — песчаники и известняки толщи III, следовательно, разлом 13 — это взброс. Вдоль него породы раздроблены, превращены в брекчию, где перемежаются породы из обоих крыльев. Разлом состоит из трех ветвей, каждая из которых, отклонившись к западу, переходит в сдвиг широтного направления. Каждый последующий взброс примыкает с севера к южному изогнутому разрыву, будучи смещенным относительно него к западу на 200–300 м. Примерно на ту же величину левые сдвиги смещают и крылья синклинали.

В лежачем крыле разлома 13 располагается синклиналь VI с редуцированным западным крылом. Антиклиналь, сопряженная с синклиналями V и VI, почти полностью уничтожена разрывом 13, который проходит в ее осевой части. Таким образом, все структуры северного крыла разлома 6 носят следы сильного бракового сжатия.

Как отмечалось ранее, в юго-западном крыле Чубартауского разлома располагается моноклиналь, наклоненная на юго-запад ( $50^\circ$ ) и простирающаяся под углами  $5-10^\circ$  к плоскости разрыва. Она сложена такими же разломами, как и структуры восточного крыла, но их сеть значительно менее густа. В левобережной части р. Баканас расположены долготные взбросы 14 и 15, которые с юга примыкают к Чубартаускому разрыву. Сместители всех этих нарушений наклонены на запад ( $50-80^\circ$ ), и вдоль них западные крылья разрывов систематически надвинуты на восточные. Движения по разрывам сопровождаются запрокидыванием слоев ( $60-70^\circ$ ) и образованием приразломных складок (периклиналь в западном крыле разлома 14 и центриклиналь в восточном крыле разлома 15). На расстоянии 600–800 м от Чубартауского разлома долготные взбросы и связанные с ними складчатые дислокации затухают. Вероятно, они могут рассматриваться как оперяющие разрывы. Взбросы 16, 17 и 18, расположенные в удалении от Чубартауского разлома, характеризуются теми же особенностями строения. Они сдвигают слои моноклинали. С движениями по ним связаны незначительные складчатые дислокации, проявляющиеся в висячих крыльях разрывов 16 и 17. Широко распространены послонные срывы. Вдоль разрывов породы обоих крыльев сильнее всего раздроблены, местами окварцованы: известняки часто обращены в кварциты. Наклон их сместителей ( $40-50^\circ$ ) устанавливается по запрокидыванию слоев в западных крыльях разломов и по наклону трещин, параллельных плоскости срыва.

К характерным нарушениям моноклинали относятся протяженные крутые разрывы широтного простирания, примыкающие с запада к Чубартаускому разлому. В северных крыльях этих разрывов систематически смещаются к западу пласты моноклинали и долготные взбросы. Близ разрывов пласты известняков отгибаются в направлении, обратном смещению. Иногда они при этом образуют складки волочения, крылья которых в редких случаях осложняются надвигами, простирающимися под углом  $60-70^\circ$  к широтным разрывам. Приразломные дислокации позволяют предположить, что широтные разломы являются левыми сдвигами. Левые сдвиги, смещающие все структуры юго-западного крыла Чубартауского разлома, не смещают сам разрыв и представляют сопряженные с ним нарушения.

Таким образом, в системе разрывов моноклиальной зоны наблюдается та же зависимость морфологии нарушений от их простирания, что и в различно ориентированных участках Чубартауского разлома и в разрывах его северо-восточного крыла. Разрывы Чубартауской системы разломов и складок не пересекают Чубартауский разлом и не продолжают в его противоположных крыльях. Все это указывает на одновременное развитие всех разрывов Чубартауской структуры.

Заложение Чубартауской системы разломов и складок относится к живетскому веку. В течение живетского и франского веков Чубартауский разлом разграничивал области мощного (юго-западное крыло) и маломощного (северо-восточное крыло) осадконакопления (см. фиг. 33). В дальнейшем он разделил области с разным стилем деформаций, возникших в связи с движениями по нему. Зона маломощного осадконакопления превратилась в антиклинальную зону. Формирование структуры шло в несколько этапов, вследствие чего разрывы, с которыми сопряжены дополнительные дислокации внутри крупных складок, смещают крылья последних. В то же время как те, так и другие являются оперяющими по отношению к Чубартаускому разлому. Очевидно, при формировании системы сопряженных разрывов и складок направление дисло-

каций было одним и сводилось к усложнению структуры. С другой стороны, долготные и широтные сдвиги, как правило, оперяющие Чубартауский разлом, в ряде случаев секут его, что связано с поздними подвижками. Видимо, изученные деформации произошли в основном до верхнего палеозоя, о чем свидетельствует несогласное наложение верхнепалеозойских отложений на девонские образования. Вместе с тем ряд разрывов (Пограничный, широтные левые сдвиги) продолжает развиваться и в верхнем палеозое. Очевидно, именно в это время окончательно оформилась Чубартауская структура.

Итак, Чубартауская зона разломов и складок образована следующими структурными элементами: разными по протяженности крутыми надвигами и взбросами, более мелкие из которых как бы оперяют крупные разрывы; разными по величине сжатыми складками, вытянутыми вдоль надвигов и связанными с изгибами слоев в процессе движения по этим разрывам (при этом мелкие складки и надвиги дополнительно осложняют более крупные складки и простираются под небольшим углом к их осям); сдвигами, в которые, изгибаясь, переходят надвиги и которые как бы срезают складки, возникшие в процессе надвигания; зонами давленых милонитизированных пород, располагающихся как вдоль надвигов, так и в осевых частях наиболее сильно сжатых складок.

Такие же системы (зоны) сопряженных крутых надвигов или взбросов и сжатых складок распространены на Балхашском антиклинории и в северной части склона Чингизского антиклинория. Их краткое описание приводится по данным В.Г. Трифонова (1967).

#### Восточно-Тесиктасская и Западно-Тесиктасская зоны разломов

В пределах меридиональной части Балхашского антиклинория выделяются несколько зон изогнутых разрывов, состоящих из долготных надвигов, простирающихся вдоль слоев, и широтных левых сдвигов, переходящих одни в другие по простиранию. Восточно- и Западно-Тесиктасская системы нарушений (см. фиг. 1) построены из нескольких изогнутых разрывов таким образом, что к северному сдвигу-надвигу с юга причленяется следующий разрыв, испытывающий тот же изгиб и т.д. В крыльях надвигов сложены принадлежностные синклинали, нарушенные продольными разрывами. В Восточно-Тесиктасской зоне разрывов нижнепалеозойские толщи надвинуты по ряду надвигов, наклоненных на восток, на силурийские толщи. Плоскости надвигов Западно-Тесиктасской системы наклонены на запад, и по ним породы итмурундинской свиты надвинуты на более верхние члены разреза нижнего палеозоя. Область, нарушенная этими надвигами и принадлежностными складками, приподнята относительно соседних территорий и носит название Казыкско-Тесиктасского поднятия.

#### Томарская система разломов

Томарская система разломов (см. фиг. 1) расположена на северо-западном замыкании Каиндинской зоны, непосредственно в восточном крыле Центрально-Казахстанского разлома. Подобно ранее рассмотренным зонам, она представляет относительное поднятие, сложенное ниже- и среднедевонскими отложениями. Девонские толщи смяты в крупные складки северо-северо-западного простирания, вытянутые вдоль разрывов того же направления, имеющих ломаную линию выхода. К крупным разрывам с юга примыкает ряд мелких нарушений, простирание которых меняется от долготного на севере до запад-северо-западного на юге. Близширотные отрезки — это левые сдвиги с амплитудой 100–200 м, долготные — взбросы и крутые надвиги. В лежачих крыльях надвигов непосредственно близ разрывов слои местами дополнительно изгибаются в направлении перемещения, увеличивая наклон до 70–80° (обычный наклон слоев 25–35°). Сколько-нибудь значительных дополнительных складок они не образуют.

В строении всех четырех зон — Чубартауской, Томарской, Восточно- и Западно-Тесиктасской — участвуют надвиги, сдвиги, сдвиги-надвиги, сжатые складки, зоны динамометаморфизма, которые развиваются сопряженно. Тектонические зоны, образованные этим комплексом структур, представляют относительные поднятия среди бо-

лее крупных структур. Напомним, что те же элементарные структуры распространены и на некоторых участках Каиндинской, Жаман-Беспоканской и Чингиз-Балхашской зон.

Итак, все рассмотренные структуры средней величины представляют комбинацию более простых элементов структуры: моноклиналей, узких изоклиналиных складок, коробчатых складок, флексур, грабен-синклиналей, разломов разных типов, зон дробления, сопровождаемых цепочками вулканов, дайками, жилами. Все они имеют линейные очертания и характеризуются выдержанностью по простиранию.

В строении ряда крупных тектонических форм участвуют одни и те же структурные элементы. Выделяются несколько типов структур с повторяющимися сочетаниями структурных элементов: 1) грабены, грабенообразные зоны и коробчатые синклинали; 2) прямые вертикальные разломы и оперяющие их структуры; 3) зоны развития взбросов, надвигов, сжатых изоклиналиных складок.

Структурные элементы и образованные ими тектонические зоны определенным образом ориентированы в пространстве и закономерно сочетаются между собой на площади. Сбросы, флексуры и грабенообразные зоны вытягиваются в широтном направлении, протяженные вертикальные разломы - в северо-западном, надвиги и сопровождающие их складки - в близмеридиональном направлении.

Структуры, имеющие линейные очертания, встречаются также во внутренней части Северо-Балхашской впадины. Это Архарлинский и Еспинский разломы, Сарыюбинская и Музамбельская системы разломов и даек. В отличие от ранее рассмотренных структур они являются менее длительно живущими образованиями, не влиявшими на осадконакопление. Их положение в структуре впадины и характер соотношения с развитыми там изометричными тектоническими формами рассмотрены в следующем разделе.

## ИЗОМЕТРИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ

Изометричные структуры - это тектонические формы средней величины, поперечное сечение которых составляет 30-50 м. Они имеют неправильные, извилистые очертания, нечеткие границы, вследствие чего выражены на геологических картах значительно хуже линейных структур. Как и линейные структуры, это конседиментационные тектонические формы, проявленные, однако, лишь в верхнепалеозойском комплексе Северо-Балхашской впадины. К этому классу структур относятся Сарыюбинская, Огузтауская, Чубарайгырская, Елтакоринская, Карайрекская, Архарлинская, Тогызская, Каскабулакская, Музамбельская, Ушкызыльская и Кызылтаская вулканотектонические депрессии (см. фиг. 1).

### Вулкано-тектонические депрессии

#### Сарыюбинская вулканотектоническая депрессия

Сарыюбинская вулканотектоническая депрессия расположена в северо-восточной части Северо-Балхашской впадины (см. фиг. 2). В ее строении участвуют отложения керегетасской свиты, по краю выходов которых на большом протяжении и проводится граница депрессии, дайки субвулканической серии трахилипаритовых порфиров и массив гибридных гранитоидов саякского комплекса. Незначительно распространены порфириты калмакэмельской свиты, выступающие в ядре вала, разделяющего депрессию на две дополнительные синклиниорные структуры (см. фиг. 12). Депрессия располагается в пределах андезито-базальтовой зоны керегетасской свиты (Сарыюбинская подзона). Помимо лав и туфов андезитового состава в депрессии широко распространены туфы, лавы и игнимбриты липаритовых порфиров, покровы которых быстро выклиниваются к ее краям. Фациальный анализ показал, что эти отложения связаны с местным вулканическим аппаратом, располагавшимся в центре депрессии и действовавшим в течение керегетасского времени (см. главу "Стратиграфия"). В

керегетаский этап вулканизма на месте депрессии сформировалась конседиментационная впадина. Структура вулcano-тектонической депрессии окончательно оформилась в начале перми, в момент внедрения даек субвулканического комплекса трахипларитовых порфиров.

Границы рассматриваемой депрессии достаточно резкие, хотя в разных частях выражены неодинаково. За ее пределами отложения керегетаской свиты представлены в иных фациях и иначе деформированы. На северо-западе и северо-востоке депрессия ограничена Архарлинским и Жаман-Беспоканским разломами, протягивающимися далеко за ее пределы. Слои на окраине депрессии простираются под очень небольшим углом к Жаман-Беспоканскому разлому и падают в его сторону под углами  $15-20^{\circ}$ , резко увеличивая наклон до  $70-80^{\circ}$  непосредственно в зоне разлома. Разлом, с одной стороны, как бы срезает северо-восточный край депрессии, а с другой - является конседиментационной структурой - границей фациальных подзон отложений керегетаской свиты. Видимо, в момент формирования депрессии вдоль него существовал уступ, к которому прислонялись породы, извергавшиеся Сарыобинским вулканом, и к очертаниям которого приспособился северо-восточный край депрессии. Видимо, так же приспособился к очертаниям Архарлинского разлома и северо-западный край этой депрессии. Слои керегетаской свиты простираются под очень небольшим углом к этому разлому и погружаются на восток в сторону депрессии. В западном крыле разлома выступают отложения калмакэмельской свиты и маломощные пологолежащие туфы андезитовых порфиритов толщи "в" керегетаской свиты, слегка надвинутые на край депрессии.

Южная и юго-западная границы депрессии проводятся по краю выходов пород керегетаской свиты, из-под которых выступают порфириты калмакэмельской свиты. Повсеместно между свитами наблюдается резкое структурное несогласие. В строении калмакэмельской свиты участвуют несколько различных по составу потоков. Их границы простираются под большими углами к подошве керегетаской свиты, совершенно не согласуясь с очертаниями депрессии. В свою очередь к контакту с порфиритами подходят разные слои керегетаской свиты, которые упираются в него под углом от нескольких градусов до  $70-80^{\circ}$ , т.е. породы керегетаской свиты прислоняются к подстилающим породам. Это приводит к тому, что на юго-западном и южном бортах депрессии из разреза керегетаской свиты на расстоянии нескольких метров исчезают  $80-100$ -метровые пачки пород и образуются резкие изгибы в ее очертаниях. Наиболее резкие изгибы отмечаются к югу от дороги Сарыоба - Архарлы и у южного окончания вала. К западу и востоку от изгибов из разреза исчезает базальный горизонт и часть горизонта игнимбригов. Как правило, контакты мощных пачек, упирающихся в порфириты по простиранию, не обнажены. Вероятно, они осложнены срывами. Один из них удалось наблюдать непосредственно к востоку от линии профиля II-II (см. фиг. 12). Южная и юго-западная границы депрессии подчеркиваются многочисленными послойными субвулканическими телами, протягивающимися вдоль ее бортов внутри выходов базального горизонта и нижней половины игнимбригового горизонта. Это силлы липаритовых порфиритов, внедрившиеся, видимо, после извержения игнимбригов, штоки андезито-базальтов, связанные с толщей "с". Здесь же располагаются мелкие интрузии диорит-порфиритов. Там, где южный край депрессии располагается внутри порфиритов калмакэмельской свиты, выступающих в ядре вала, который отделяет центральную синклинали от периферической синклинали, по нему проходит ряд широтных сбросов и зон дробления, протягивающихся из более западных частей депрессии. Очевидно, южный и юго-западный края Сарыобинской депрессии можно рассматривать как пологую флексуру. В ее поднятом крыле отложения керегетаской свиты сохранились лишь на долготе зимовки Сарыоба, в 1 км к югу от края депрессии, где они лежат практически горизонтально. Видимо, они были маломощны и к настоящему времени размыты.

Западный край депрессии, на севере примыкающей к Архарлинскому разлому, круче и прямолинейнее юго-западного. Породы керегетаской свиты под углом  $25-30^{\circ}$  ложатся на порфириты калмакэмельской свиты, а в 100 м от контакта увеличивают наклон до  $40^{\circ}$ , образуя флексуру. Прислонения пород керегетаской свиты к нижележащим порфиритам здесь не наблюдается. Наименее обнажен северный край депрессии. Судя по несогласию в залегании пород верхов керегетаской свиты по разные стороны долины, закрытой четвертичными отложениями, эта граница резкая.

Действительно, с юга к долине подходит меридиональный надвиг, в западном крыле которого слои под углом  $10-20^{\circ}$  падают на восток, а в восточном — на север. К северу от долины эти структуры не продолжают, слои лежат полого. По-видимому, под долиной проходит сброс, который ответвляется от Жаман-Беспоканского разлома и ограничивает депрессию с севера.

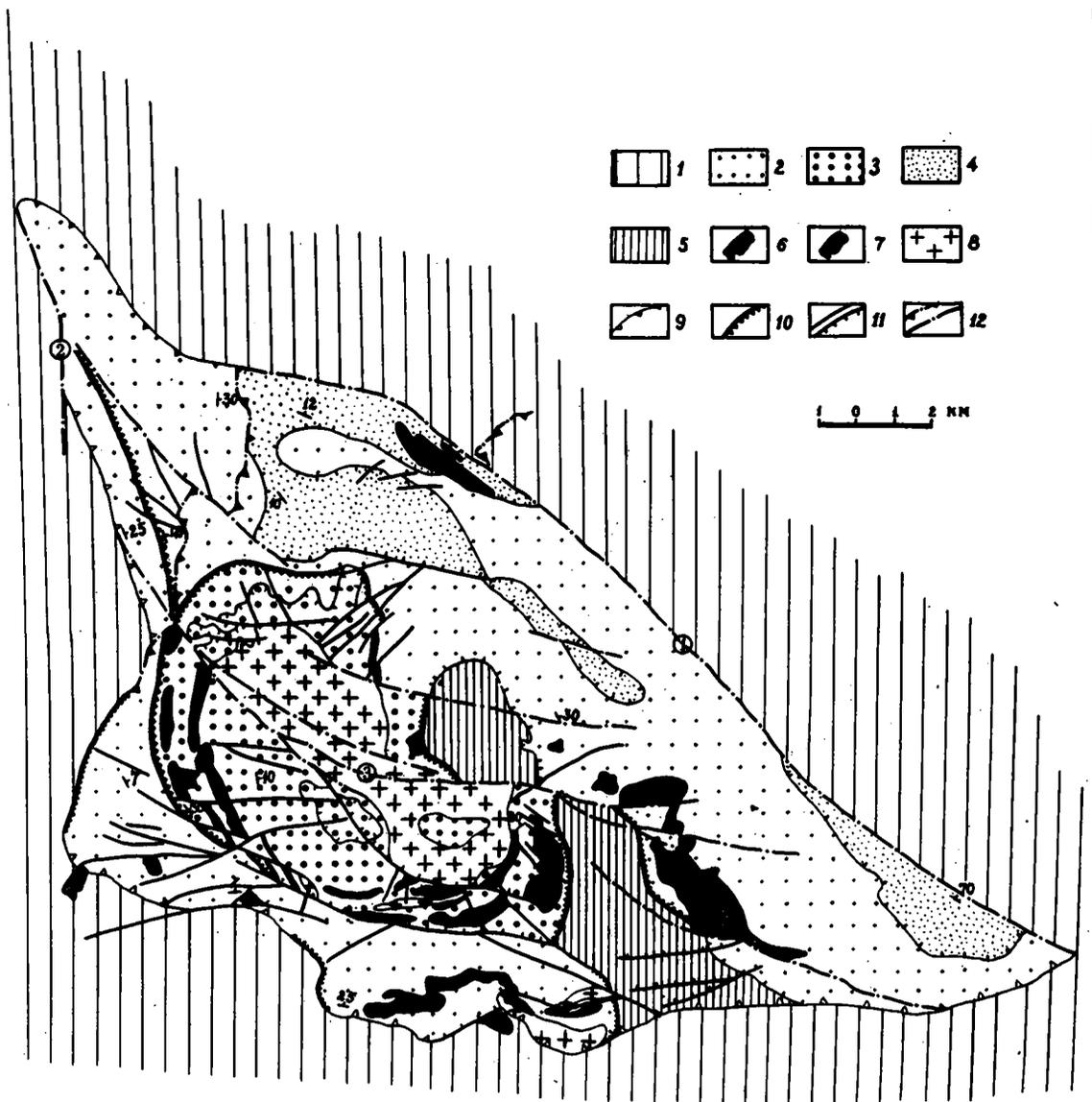
Итак, слои в пределах Сарыюбинской вулканотектонической депрессии простираются вдоль бортов и располагаются концентрически. На южном и западном бортах они наклонены к ее центру, на северном и северо-восточном падают в направлении ее края, где резко обрываются, прислоняясь либо к эрозионному, либо к тектоническому уступу. За пределами депрессии разновозрастные породы залегают, совершенно не согласуясь с ее внутренней структурой.

По морфологии Сарыюбинская вулканотектоническая депрессия представляет овальную впадину с извилистыми очертаниями, поперечник которой составляет около 17 км. Впадина состоит из трех дополнительных структур: округлой центральной синклинали, в ядре которой расположен гранитный массив, серповидной периферической синклинали, вытянутой вдоль северо-восточного края депрессии и частично срезанной Жаман-Беспоканским разломом, и полукольцевого вала, разделяющего синклинали (фиг. 34).

Центральная синклиналь обособляется в юго-западной части депрессии, будучи ограниченной полукольцевой наклонной флексурой, на поднятом крыле которой на востоке и севере располагается вал, и кольцевыми интрузиями. Действительно, при пересечении Сарыюбинской депрессии с запада на восток, по линии профиля I-I, обнаруживается, что наклон слоев на ее юго-западном борту меняется. Так, на контакте с калмакэмельской свитой породы керегетасской свиты падают на север под углом  $7-20^{\circ}$ , но уже примерно на границе выхода на поверхность подошвы толщ "в" их наклон резко возрастает до  $30^{\circ}$ , а затем вновь сокращается до  $10-20^{\circ}$ . Возникшая здесь наклонная флексура в виде дуги протягивается на 12 км от долготы восточного окончания гранитного массива до долготы его западной границы. По простиранию эта флексура переходит в сброс (см. фиг. 12, профиль по линии II-II) который сопровождается широкой зоной трещиноватости. К востоку от гранитного массива флексура резко поворачивает на север и в ее поднятом крыле возникает вал. Вал вначале имеет меридиональное простирание и вырисовывается очень отчетливо, так как в его ядре выступают порфиры калмакэмельской свиты, к которым прислоняются или с размывом ложатся на них породы низов керегетасской свиты. Далее вал, следуя очертаниям гранитного массива, поворачивает на запад и проходит внутри верхнего покрова порфиритов керегетасской свиты (толща "с"). Здесь он имеет пологие крылья, но его осевая часть вырисовывается отчетливо, поскольку на крыльях порфиры сменяются кварцевыми порфирами верхнекерегетасской свиты.

Вдоль бортов центральной синклинали, образуя почти полное кольцо, располагаются послойные силлоподобные субвулканические интрузии, внедрившиеся на конечных этапах нижнекерегетасского вулканизма, а также штоки и дайки пермских субвулканических трахипаритовых порфиритов. Здесь же вдоль сброса вытягиваются линейные тела гранодиорит-порфиритов, внедрившиеся одновременно с центральным массивом. Все магматические тела имеют неровные, угловатые края, свидетельствующие о заполнении ими трещин отрыва. На крыльях синклинали располагаются многочисленные радиальные разломы. Это прямолинейные крутопадающие нарушения (сбросо-сдвиги), сопровождающиеся параллельными им дайками трахипаритовых порфиритов и диорит-порфиритов. Радиальные разломы и дайки, как правило, не выходят за пределы крутого борта дополнительной синклинали, не продолжаясь в ее донную часть и не захватывая центральный интрузив. Гранитный массив, правильной округлой формы, расположенный в ядре синклинали, имеет плоскую вершину и крутые борта. Вдоль южного и отчасти западного контактов массива проходит крутой дугообразный разлом, подчеркивающий его столбообразную форму. Менее протяженные крутые сбросы проходят вдоль северного края интрузива. В центральной части синклинали близ контакта с интрузивом и в останцах его кровли, слои залегают очень полого, под углом  $8-10^{\circ}$ .

Таким образом, центральная синклиналь представляет складку с крутыми бортами и пологим дном. Характерно обилие рвущих магматических тел, располагающихся



Фиг. 34. Принципиальная схема строения Сар'юбинской вулкано-тектонической депрессии

1 - относительное поднятие, окружающее депрессию; 2 - склон депрессии (внешняя зона); 3 - дополнительная синклиналь (внутренняя зона); 4 - периферическая синклиналь; 5 - вал; 6 - субвулканические интрузии кергетасской свиты; 7 - субвулканические интрузии трахилипаритовых порфиров; 8 - центральные и полукольцевые гранитные интрузии; 9 - граница депрессии; 10 - флексуры; 11 - сбросы и сбросо-сдвиги, связанные с проседанием депрессии; 12 - разломы (надвиги и сбросо-сдвиги), связанные с региональным полем напряжений. Цифры на карте - разломы: 1 - Жаман-Беспоканский, 2 - Архарлинский, 3 - Сар'юбинский

почти замкнутым кольцом вдоль краев синклинали и внедрившихся в ее центральную часть в виде округлого центрального массива.

Периферическая синклиналь, протягивающаяся в виде полукольца вдоль северо-восточного края депрессии, - это плоская структура, слои на крыльях которой наклонены под углом менее  $10^{\circ}$ .

В строении центральной и периферической синклиналей участвуют разные вулканические фации (прижерловые в первой и удаленные во второй), граница между ко-

торыми проходит вдоль полукольцевого вала и которые, таким образом, располагаются внутри депрессии концентрически (см. главу "Стратиграфия", фиг. 11).

Анализ контакта калмакэмельской и керегетасской свит вдоль внешнего края депрессии и внутри нее на склонах вала показывает, что он повсеместно крутой, неровный, зигзагообразный, очень резкий. На краю депрессии отчетливо устанавливается структурное несогласие между свитами. Отложения калмакэмельской свиты, простирающиеся под углом к контакту, не испытывают дополнительного изгиба близ края депрессии. К сожалению, данных о соотношении внутренней структуры выступа порфиритов со структурой перекрывающих их пород внутри депрессии нет. Учитывая резкие, как бы обрубленные края выступа, можно лишь предполагать, что он является остаточной структурой, относительно которой погрузились борта дополнительных синклиналей. Таким образом, порфириты калмакэмельской свиты не участвуют в деформациях, проявленных в отложениях керегетасской свиты внутри Сарыюбинской депрессии, или затрагиваются ими в слабой мере.

Итак, для внутренней структуры Сарыюбинской вулканотектонической депрессии характерно кольцевое, реже полукольцевое или радиальное расположение линейных структурных элементов (разломов, флексур, интрузивных тел) и фациальных зон. Все они относятся к конседиментационным структурам, тесно связанным с развитием вулканизма в депрессии. Характерно также, что эти деформации проявляются лишь внутри депрессии, не выходя за ее пределы и не затрагивая в сильной мере породы ложа керегетасской свиты.

В Сарыюбинской депрессии присутствуют и линейные структуры, которые занимают секуще положение по отношению к ее внутренней структуре. К ним относятся Жаман-Беспоканский и Архарлинский разломы, Сарыюбинский сбросо-сдвиг и несколько более мелких параллельных ему разрывов, меридиональные надвиги, система параллельных разломам зон даек, силлов, штоков и лакколлитов трахилипаритовых порфиров.

Сарыюбинский сбросо-сдвиг пересекает пополам вулканотектоническую депрессию, протягиваясь с востока на запад на 12 км. На востоке он имеет широтное простирание, а на западе отклоняется к северо-западу. По мере изменения простирания он из сброса, сопровождающегося широкой (около 1 км) зоной дробления, превращается в левый сдвиг, который смещает на расстоянии от 0,5 до 3 км вал, центральную синклинали и интрузив. От Сарыюбинского разлома ответвляется еще несколько нарушений, сопровождающихся зонами дробления. Они разбивают депрессию на несколько блоков, в которых слои простираются под разными углами к разломам. На западе к Сарыюбинскому разлому с севера и юга причленяются два надвига близмеридионального простирания, которые могли бы быть приняты за смещенные участки некогда единого разрыва, если бы их плоскости в разных крыльях разлома не были наклонены в противоположные стороны: в северном крыле - на восток (в эту сторону наклонены параллельные надвигу трещины в порфиритах), в южном - на запад. Видимо, эти надвиги возникли в связи с движениями по Сарыюбинскому сбросо-сдвигу и являются оперяющими разрывами. По отношению к внутренней структуре депрессии они занимают секуще положение. Все разломы сопровождаются зонами даек трахилипаритовых порфиров, относящихся к тому же комплексу, что и радиальные дайки на бортах центральной синклинали.

Дайки, связанные с секущими разломами, под разными углами пересекают вулканотектоническую депрессию, не согласуясь с ее внутренней структурой<sup>1</sup>, и вместе с тем закономерно сочетаются между собой, образуя единую систему разрывов и даек (Коптева, Щерба, 1963). В Сарыюбинской системе участвуют семь зон даек, две из которых простираются в северо-западном направлении, а пять - в близширотном. Северо-западные зоны даек расположены так, что восточная из них отстоит на 16 км от западной и несколько смещена по отношению к ней к югу. Широтные зоны даек, протягивающиеся между этими двумя зонами, как бы соединяют их. Широтные зоны либо кончаются на границе с северо-западными зонами, либо сливаются с ними. В местах пересечения разнонаправленных даек в них не только не происходит каких-либо изменений, но, напротив, наблюдается, как от дайки северо-западного направления отходит пучок широтно ориентированных даек. Широтные зоны

<sup>1</sup> Лишь южная зона даек на значительном протяжении совпадает с краем депрессии и сопровождающей его зоной дробления.

даек также ответвляются от зон северо-западного простирання, расходясь одна от другой.

Северо-западная зона даек, расположенная в западной части Сарыобинской депрессии, простирается в направлении северо-запад  $310^{\circ}$  или  $330^{\circ}$  и под углом пересекает западный борт и центральную синклинали депрессии. Она состоит из двух ветвей, кулисообразно подставляющих одна другую. Их ширина около 1,5 км, длина соответственно 10 и 6 км. Зона образована прямолинейными дайками северо-западного простирання.

Пять широтных зон даек, расположенных в восточном крыле западной зоны, отличаются от нее по морфологии. Северная зона начинается у восточной окраины гранитного массива и резко обрывается на северо-восточном склоне депрессии. Ее протяженность 5–5,5 км, ширина 1 км, простирание северо-восток  $70-80^{\circ}$ . Центральная зона пересекает параллельно Сарыобинскому сбросо-сдвигу всю депрессию с запада на восток. Это самая крупная зона. Ее длина 15 км, ширина 0,3–1 км. Юго-восточную часть центральной синклинали и вал пересекают две зоны даек, которые менее компакты, чем обе предыдущие. Они состоят из нескольких небольших роев даек, в которые входят 2–3 дайки. Расстояние между двумя зонами 300–500 м. Ширина более северной из них 2,5 км, длина 3,5 км; ширина более южной 1,5 км, длина 6 км; простирание их соответственно северо-запад  $300-310^{\circ}$  и  $300-290^{\circ}$ . Пятая, южная зона по строению близка к двум первым зонам. Ее ширина 0,5, длина 6 км; простирание северо-запад  $310-290^{\circ}$ .

Внутреннее строение широтных зон однообразно. Расстояние между отдельными дайками в них не превышает 100 м, а обычно 5–9 м. Все дайки в целом вытянуты в одном направлении, однако часто они изгибаются, иногда сливаются, а затем вновь расходятся. Дайки обычно вертикальные, реже они падают под углом  $80-75^{\circ}$ . Их ширина меняется от 0,6 до 1,5–2 м, длина – от 50–100 до 500–600 м. Стенки даек неровные, зазубренные. Часто вдоль их контакта, на расстоянии 0,2–0,5 м от него, тянется цепочка мелких тел трахилипаритовых порфиров, создающих впечатление еще большей неровности поверхности всего тела. Внутри даек встречаются ксенолиты вмещающих пород. Нередко очертания одного контакта дайки повторяются противоположным.

Близширотные зоны, идущие в общем в одном направлении, то сближаются между собой, то вновь отходят, как бы обтекая обломки гигантской брекчии, на которую они разбивают Сарыобинскую депрессию. По отношению одна к другой зоны располагаются кулисообразно, следуя вдоль северо-восточного края депрессии. Они кончаются не доходя 1 км до Жаман-Беспоканского разлома.

В этом интервале появляется серия даек, образующих линейную зону северо-западного простирання. Ее ширина около 1 км, протяженность 12 км, азимут простирання северо-запад  $320^{\circ}$ . Внутреннее строение восточной зоны северо-западного простирання отличается от описанных выше близширотных зон. Она состоит из разных по морфологии даек. Здесь есть мелкие (50–60 см) дайки с рваными краями, расположенные кулисообразно. В северной части зоны эти дайки сливаются воедино, образуя шток северо-западного простирання. Кроме того, имеются линейные дайки северо-западного простирання протяженностью до 1 км, которые заполняют трещины свола.

Помимо крутопадающих даек, в строении Сарыобинской системы разломов и даек участвуют также штоки, силлы и лакколлиты, занимающие в ней вполне определенное место. Штоки, по существу отличающиеся от даек лишь размерами ( $3 \times 0,6$  км;  $1,5 \times 0,8$  км), непосредственно связаны с зонами даек. В некоторых случаях наблюдается образование штоков при слиянии нескольких даек. Так, в южной зоне даек отдельные дайки шириной в 1–1,5 м, первоначально отстоявшие одна от другой на 30–50–100 м, у западного конца зоны, постепенно сближаясь, объединяются в одно тело шириной около 800 м. Отдельные дайки, подходя к штокам, сливаются с ними, не неся следов контактовых изменений. В то же время внутри штоков можно проследить направление отдельных даек, так как вдоль них располагаются ослабленные участки, определившие ориентировку пересекающих массив оврагов-саев. Природа штоков та же, что и у даек – они занимают полости с разошедшимися в горизонтальном направлении стенками. Особенно четко раздвигание стенок проявляется в тех местах, где штоки, переходя в дайки, как бы расслаиваются на несколько час-

тей. Силлы распространены на северо-западе депрессии, где они располагаются в зоне близмеридионального надвига. Непосредственно на продолжении разлома располагается лакколит, который заполнил пологие трещины, вытянутые в направлении надвига (Коптева, Щерба, 1963).

Резюмируя сказанное о секущих структурах Сарыюбинской вулcano-тектонической депрессии, подчеркнем, что все они связаны между собой либо пространственно, либо генетически: субвулканические интрузии сопровождают разломы, разломы разной морфологии либо переходят одни в другие по простиранию, либо являются сопряженными структурами (Сарыюбинский сбросо-сдвиг и надвиги). Все они не влияли на распределение отложений внутри вулcano-тектонической депрессии, будучи структурами наиболее позднего заложения, активно развивавшимися в момент внедрения субвулканической серии трахилипаритовых порфиров, т.е. на заключительной стадии формирования депрессии.

### Музамбельская вулcano-тектоническая депрессия

Музамбельская вулcano-тектоническая депрессия расположена в центральной части Северо-Балхашской впадины. В ее строении участвуют отложения керегетасской свиты, мелкие интрузии граносиенитов и единичные дайки трахилипаритовых порфиров (см. фиг. 9). Как и Сарыюбинская депрессия, она образовалась на месте конседиментационной впадины керегетасского времени и заполнена продуктами извержений располагавшегося в ее центре вулкана. Депрессия имеет изометрическую форму и извилистые границы. На севере она ограничена протяженным Каскабулакским разломом широтного простирания, на юго-западе — менее крутыми разломами, сопровождающимися наклонной флексурой (наклон слоев в смыкающем крыле  $70-80^{\circ}$ ). Такая же флексура, но не сопровождающаяся разрывом, проходит вдоль юго-восточного края депрессии и фиксируется по резкому изменению наклона слоев от  $8-10$  до  $40-50^{\circ}$ , а затем вновь до  $20-30^{\circ}$ , происходящему на контакте калмакэмельской и керегетасской свит. Вдоль этой флексуры вытягивается северо-западная граница Музамбельского интрузива, простираются мелкие апофизы массива, сложенные граносиенитами.

На большем протяжении граница депрессии проходит вдоль края выходов пород керегетасской свиты, которые со стратиграфическим несогласием ложатся на разные толщи калмакэмельской свиты. Вместе с тем у юго-восточного и юго-западного краев депрессии структурного несогласия между свитами не наблюдается. Отдельные покровы, слои туфогенно-осадочных пород, относящиеся к разным свитам, простираются вдоль края депрессии и погружаются к ее центру. Флексура юго-восточного борта депрессии захватывает породы керегетасской и калмакэмельской свит, хотя к юго-востоку от нее отложения последней залегают полого и простираются под разными углами к границе депрессии. Таким образом, несмотря на несогласие в подошве керегетасской свиты, в дислокациях Музамбельской депрессии принимают участие и породы калмакэмельской свиты.

Принципиально строение Музамбельской и Сарыюбинской депрессий во многом сходно, хотя их конфигурация различна. Музамбельская депрессия — это впадина, на краях которой последовательно выступают отложения калмакэмельской свиты и разных толщ нижнекерегетасской подсвиты, слои которых погружаются к ее центру. В целом слои следуют вдоль краев депрессии, хотя ее очертания и не повторяются от пласта к пласту как вследствие линзовидного строения толщ, так и в результате прислонения к породам фундамента отдельных покровов и вулканогенно-осадочных пачек. Внутри впадины выделяются центральная синклинали, ограниченная крутой флексурой, ряд периферических плоских мульд, расположенных вдоль южного и восточного краев впадины и разделяющего их относительного поднятия или вала.

Центральная синклинали не имеет таких правильных границ, как аналогичная структура в Сарыюбинской депрессии. Вдоль юго-западного края синклинали отложения толщ "а" и "в" нижнекерегетасской подсвиты образуют крутую флексуру, на смыкающем крыле которой они наклонены под углом  $70-80^{\circ}$  и пронизаны множеством мелких жерловин. Южный край синклинали погружается ступенчато вдоль нескольких сбросов. Юго-восточный край фиксируется серией субвулканических интрузий нижнекерегетасской подсвиты и интрузией граносиенитов, расположенных на

смыкающем крыле флексуры. На поднятом крыле флексуры породы толщи "а" залегают горизонтально либо наклонены под углом от 20–30 до 50° к краю депрессии и образуют, таким образом, вал, отделяющий центральную часть депрессии от периферической. В опущенном крыле флексуры отложения толщи "в" образуют сложное нагромождение лав, агломератных и лавовых брекчий, туфов (прижерловые фации), пласты которых часто залегают то круто, то почти горизонтально, но в целом погружаются к центру синклинали, где и выколаживаются до 20–30°. Северный борт структуры не обнажен.

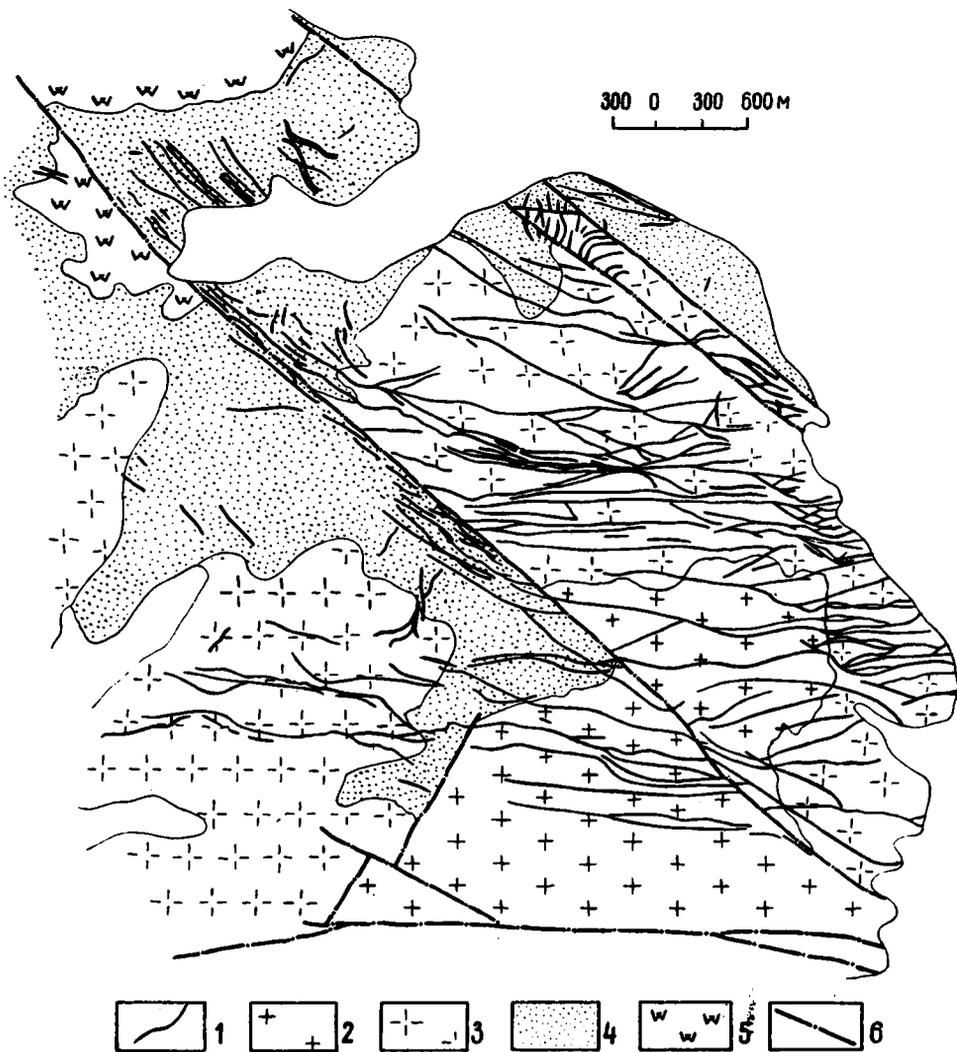
Три периферические синклинали вытянуты в виде полудуги вдоль южного края депрессии. Все они сложены четко стратифицированными вулканогенно-осадочными породами толщи "в". Лишь северная синклиналь представляет структуру с плавными очертаниями, на крыльях которой слои погружаются к центру под углом 30–40°, редко 50–60°. Две южные синклинали асимметричны и по форме напоминают односторонний грабен. В них слои моноклинально погружаются на северо-запад под углом 20–40°. На восточном и северном бортах восточной из них слои толщи "в" прислоняются к кварцевым порфирам толщи "а", несколько выколаживаясь при этом, но не приобретая встречного наклона. Вдоль краев синклинали проходят субвулканические интрузии дацитовых порфиров, подчеркивающие их резкость и придающие ей сходство с грабеном. Аналогично построены борта второй синклинали: вдоль северного борта располагается покров игнимбритов верхнекергетаской подсвиты, связанный с крутой (60–70°) трещинной жерловиной, вытянутой по краю синклинали; вдоль южного борта – крутая субвулканическая интрузия. На севере депрессии периферические синклинали образованы пологими (10–15°) поперечными изгибами пород толщи "а".

Итак, слои, дополнительные структуры, фациальные зоны располагаются внутри Музамбельской депрессии концентрически. Последние имеют округлую или полукольцевую форму. Границы фациальных зон совпадают с очертаниями дополнительных структур, которые являются, таким образом, конседиментационными. Вдоль границ этих структур располагаются дугообразные субвулканические интрузии. Наряду с комплексом кольцевых и полукольцевых структур в пределах депрессии проявлены и иные деформации.

Депрессия рассечена рядом разломов северо-западного простирания, которые смещают ее края, дополнительные структуры и магматические тела внутри нее. Разломы затухают в центре депрессии, но продолжают далеко на юг от ее края, являясь частью сети разломов, пересекающих Музамбельский интрузив и породы калмакэмельской свиты. В пределах гранитного массива помимо северо-западных разломов распространены широтные. Разломы прекрасно выражены в рельефе в виде уступов и прямых долин, хорошо дешифрируются. Разломы северо-западного простирания протягиваются на 10–15 км, широтные имеют несколько меньшую протяженность (8–10 км). По простиранию они переходят одни в другие, ограничивая ромбовидные блоки слабо нарушенных пород. На границах блоков разломы северо-западного направления часто идут попарно, иногда один кулисообразно подставляют другие, образуя зоны разломов шириной в 300–500 м. Повсеместно вдоль северо-западных разломов происходит смещение геологических границ (в восточном крыле – к северу). Во многих случаях доказано, что эти смещения обусловлены сдвиговыми перемещениями (Щерба, 1966).

Для разломов Центральной и Восточной зон (см. фиг. 9) сдвиговые перемещения устанавливаются по смещению границ интрузивных тел с крутыми контактами (основного массива гранитоидов, дополнительной интрузии, гранитных апофиз в эффузивах, экструзий), а также границ массивов вторичных кварцитов и периферической синклинали. Величина горизонтального перемещения по отдельным разломам разная: 1200, 1050, 500 и 400 м. Имели место и вертикальные перемещения, в результате чего границы крутых и пологолежащих геологических тел смещены на разную величину. Уверенно устанавливаются сдвиговые перемещения (на 360, 300, 200, 160 м) и по ряду других северо-западных разломов, пересекающих Музамбельский интрузив. По разломам Карагузской зоны, где также наблюдается значительное смещение геологических границ, сдвиговые перемещения определяются лишь в двух случаях, когда один из разломов смещает жерловину калмакэмельского времени на 150 м, а другой – экструзив плагиопорфиров кергетаской свиты на 1500 м. Кроме того, по этим разломам имели место значительные вертикальные подвижки.

Будучи секущими нарушениями, некоторые из разломов проявляли себя и на раз-



Фиг. 35. Строение зоны даек трахилипаритовых порфиров в горах Музамбель

1 - дайки трахилипаритовых порфиров; 2 - биотитовые граниты дополнительной интрузии; 3 - гранитоиды основной интрузивной фазы; 4 - вмещающие породы; 5 - вторичные кварциты; 6 - разломы

них стадиях развития депрессии. Так, Карагузская и Западная зоны разломов на северных отрезках совпадают с пограничными разломами депрессии, которые были заложены раньше. Наиболее ранние горизонтальные движения устанавливаются по Центральному и Восточному разломам, с которыми сопряжена система даек субвулканической серии трахилипаритовых порфиров широтного и северо-западного направления. Строение и взаиморасположение разнонаправленных зон даек свидетельствует о том, что вся система образовалась в результате сдвига по Центральному и Восточному разломам.

Дайки (фиг. 35), распространенные в основном к югу от Музамбельской депрессии в пределах интрузивного массива и среди пород калмакэмельской свиты, рассекают юго-восточный край депрессии. Они образуют широкий (3 км) пояс, протягивающийся в широтном направлении на 4-5 км, который на западном и восточном окончаниях сменяется более узкими (300-500 м) зонами даек северо-западного простирания, западная из которых протягивается на север от широтного пояса, а восточная - на юг. На границе зон разного простирания видно, как широтные дайки, отклонившись на

север или на юг, приобретают северо-западное направление. Сочетание зон даек широтного и северо-западного простирания в плане напоминает горизонтальную флексуру. Северо-западные зоны вытягиваются вдоль Восточного и Центрального разломов. Широтные дайки выглядят как оперяющие структуры.

Морфологически дайки широтных и северо-западных зон различаются между собой. Дайки северо-западного простирания характеризуются небольшой (0,5–1,5 м) мощностью и прямолинейностью, имеют гладкие стенки. Очевидно, они внедрились в трещины скальвания. Дайки широтного простирания имеют значительную (до 30 м) мощность и колечатую или ступенеобразную форму: они состоят из узких прямолинейных отрезков северо-западного простирания и более мощных широтных отрезков. Стенки широтных даек неровные, рваные. Иногда при сближении противоположные стенки могли бы полностью совпасть. Очевидно, широтные дайки внедрились в трещины отрыва. Расстояние между отдельными дайками в пределах образованных ими широтных зон невелико (30–100 м). Иногда дайки сливаются, образуя штокоподобные тела, в которых вмещающие породы сохраняются в виде узких ксенолитов, вытянутых в направлении всего тела. Видимо, широтные дайки, располагающиеся кулисообразно вдоль Центрального и Восточного разломов, заполняют трещины отрыва, образовавшиеся в результате левого сдвига в момент внедрения серии трахилипаритовых порфиров. Очевидно, время внедрения серии является временем заложения сети сопряженных разломов северо-западного и широтного простирания, так как на магматических проявлениях более ранних этапов они не сказались. Характерно, что вблизи Восточного разлома сопровождающие его дайки подгибаются, образуя структуры, в плане сходные со складками волочения. Образование этих "складок", видимо, связано со сдвигом, произошедшим после внедрения серии трахилипаритовых порфиров.

Таким образом, прямые вертикальные разломы северо-западного простирания, распространенные в горах Музамбель, в центре Северо-Балхашской впадины, подобно таким же разломам на ее бортах (Каиндинская зона) являются левыми сдвигами. Подвижками по ним обусловлено возникновение трещин, заполненных дайками трахилипаритовых порфиров. В связи с этим дайки выпадают из числа тех геологических тел, по смещению границ которых можно судить о перемещениях по разломам. Действительно, две широтные зоны даек, расположенные в противоположных крыльях Центрального разлома и смещенные одна относительно другой на 1 км, являются самостоятельными телами. Они различаются по ширине, расположению даек разного состава, их густоте, т.е. по общей морфологии зон.

На примере Сарыобинской и Музамбельской вулканотектонических депрессий были рассмотрены соотношения разных деформаций в подобного рода структурах, на описании морфологии других депрессий мы не будем останавливаться. При всем несхождении конфигурации все депрессии обладают общими чертами строения. Они состоят из центральной округлой мульды, окраинной полукольцевой синклинали и разделяющего их полукольцевого вала. Их сочленение с окружающими поднятиями носит ступенчатый характер. Так же ступенчато слои погружаются к центру депрессий, что особенно ярко проявлено на крыльях центральных синклиналей. Внутри депрессий выделяются зоны преимущественной магматической проницаемости, в которых сосредоточены разновозрастные субвулканические интрузии и жерловины. Они представляют магмоподводящие разломы, на большем протяжении залеченные магмой. Разломы имеют либо кольцевую (полукольцевую), либо линейную форму и не выходят за пределы депрессий, согласуясь с их очертаниями. Последние у структур с линейными магмоподводящими разломами бывают угловатыми (например, ромбовидная Чубарайгырская депрессия, в которой магмоподводящие разломы вытянуты в северо-восточном направлении). В Караирекской депрессии такие разломы вытянуты длительно; в Ушкызылской – в северо-западном направлении. Направление линейных магмоподводящих трещин согласуется с простиранием близлежащих секущих разломов. Очевидно, ослабленные зоны – трещины того же направления, что и эти относительно молодые разломы, – существовали и на ранних стадиях Северо-Балхашской впадины. Но если все магмоподводящие разрывы независимо от направления представляют крутопадающие раздвиги (трещины отрыва), то секущие нарушения изменяют морфологию в зависимости от простирания. Так, зона разломов северо-восточного простирания,

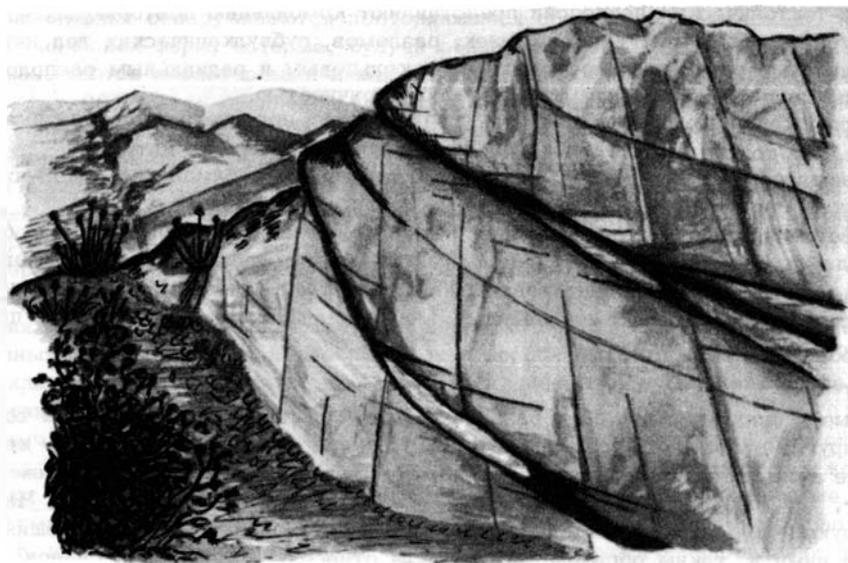
рассекающая северо-западный край Чубарайгырской депрессии и параллельная крупным разломам в ее центральной части, является зоной надвигов (Коптева, Щерба, 1963).

Морфологическое подобие крупных секущих разломов впадины разрывам того же направления за ее пределами хорошо демонстрирует Архарлинский разлом.

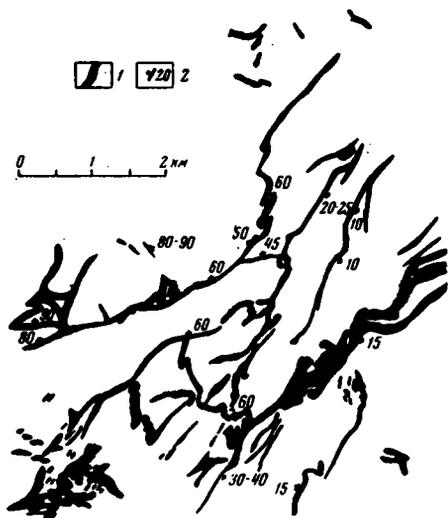
### Секущие структуры

К секущим структурам относится Архарлинский разлом, который протягивается в близмеридиональном направлении на 40 км от восточного склона гор Канжайляу до горы Котанзмель. Разлом разделяет участки с неодинаковым строением и разной историей развития. В его восточном крыле располагаются Сарыобинская и Тогъзская депрессии и разделяющее их поднятие, в западном крыле – Архарлинская депрессия и Канжайляуское поднятие. На значительном протяжении разлом совпадает с крыльями этих депрессий, расположенных к нему под различными углами. Возрастные соотношения пород, контактирующих по разлому, на всем его протяжении меняются: на севере в его западном крыле залегают более древние отложения, на юге – наоборот (см. фиг. 2).

Разлом состоит из трех кулисообразно расположенных ветвей, простирающихся в северо-восточном ( $20-40^{\circ}$ ) направлении. Два северных разрыва представлены единой плоскостью. Южная ветвь состоит из ряда параллельных нарушений. Разломы сопровождаются широкими (до 400 м) зонами брекчированных, рассланцованных пород, сосредоточенных главным образом в их западных крыльях. В этих зонах располагаются вытянутые вдоль разломов тела вторичных кварцитов и кварцевые жилы, жилы трахипаритовых порфиров. Здесь развиты четыре системы трещин. Трещины, простирающиеся в направлении разрывов ( $180^{\circ}$  – северо-восток  $20^{\circ}$ ), наклонены на запад под углом от  $20$  до  $50-60^{\circ}$ . Ширина трещин 5–10 см. Они заполнены милонитом, иногда мелкообломочной тектонической брекчией, сцементированной молочно-белым кварцем. Видимо, наклон этих трещин характеризует наклон сместителей разрывов (фиг. 36). В висячем крыле Архарлинского разлома располагаются три системы крутопадающих трещин: две системы скоров северо-западного и северо-восточного простирания, расположенных под углами  $45-60^{\circ}$  к основному нарушению, и система параллельных разлому трещин отрыва. Все трещины сопровождаются зеркалами скольжения, которые в плоскости трещин скалывания покрыты горизонтальными бороздами, в трещинах отрыва – вертикальными.



Фиг. 36. Архарлинский разлом



Фиг. 37. Зона даек трахилипаритовых порфиров на борту Чубарайгырской вулканотектонической депрессии (по В.В.Коптевой, 1963)

1 - дайки; 2 - элементы залегания порфиров

Судя по трещиноватости и по тому, что в висячем крыле Архарлинского разлома в ряде случаев оказываются более древние породы, чем в лежачем, он представляет взброс, на некоторых участках довольно пологий. Параллельные ему трещины отрыва, расположенные в висячем крыле, возникли, по-видимому, в результате разваливания козырька надвига в процессе движения. Эти по существу не тектонические трещины прекрасно выражены в рельефе в виде уступов, придают линии разлома прямолинейность и маскируют истинный наклон его сместителя.

История формирования разлома сложна. В северной части он совпадает с разрывом, который ограничивает Сарыюбинскую вулканотектоническую депрессию, возникшую в керегетасский этап вулканизма, на юге - с пограничными разломами Архарлинской и Тогызской депрессий архарлинского времени. Вероятно, в начальные этапы развития эти разломы были сбросами и лишь по единому Архарлинскому разлому, унаследовавшему линии разновозрастных конседиментационных нарушений, произошел взброс (видимо после оформления внутренней структуры депрессий, скорее всего в начале перми). Силлы трахилипаритовых порфиров внедрялись уже вдоль плоскости взброса.

Вулканотектонические депрессии представляют комбинацию повторяющихся простейших структурных форм: флексур, даек, разломов, субвулканических тел, интрузий. Все эти линейные элементы характеризуются кольцевым и радиальным расположением, образованные или тектонические формы - изометричностью.

Сочетание указанных простейших структур образует пологие блюдцеобразные впадины с большим количеством гипабиссальных и субвулканических интрузий.

Во взаиморасположении этих впадин в пространстве не наблюдается какой-либо линейной закономерности.

Что касается секущих структур, к числу которых относятся разломы и сопровождающие их дайки трахилипаритовых порфиров<sup>1</sup>, то все они линейны, их морфология меняется в зависимости от ориентировки в пространстве. При этом сдвиги, надвиги, сбросы простираются в том же направлении, что и аналогичные структуры за пределами Северо-Балхашской впадины.

<sup>1</sup> Кольцевые и секущие зоны даек различаются по морфологии, несмотря на то, что и те и другие заполняют трещины отрыва. Как правило, секущие дайки - крутопадающие тела, в одних случаях короткие, прерывистые, в других - протяженные (см. фиг. 12, 28). Кольцевые дайки - пологолежащие, протяженные тела. Часто они следуют вдоль поверхности напластования вмещающих пород, залегающих согласно с ними и, таким образом, могут быть отнесены к категории силлов. Углы наклона этих даек постоянно меняются от 10-20 до 50-60°, вследствие чего изменяются форма и ширина их выходов. В плане эти дайки извилисты (фиг. 37).

АНАЛИЗ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ.  
ПАРАГЕНЕЗИСЫ СТРУКТУР.  
СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В Северном Прибалхашье дислокации, распространенные в средне- и верхнепалеозойских отложениях, относятся к единому комплексу структур, окончательно оформившихся в конце палеозоя. Эти дислокации распределены неравномерно. Выделяются участки сосредоточения разломов, складок, магматических тел, зон трещиноватости, расщеливания, тектонических брекчий и т.д. Они занимают определенные объемы горных пород и представляют частные структуры средней величины, которые легко картируются и выделяются под названием зон разломов или смятия, региональных разломов, коробчатых складок, вулканотектонических депрессий и т.п. В одних случаях участки интенсивных дислокаций имеют линейные очертания и облекают блоки слабо дислоцированных пород, создавая мозаично-блоковую структуру района, в других — располагаются в виде отдельных пятен среди относительно слабо нарушенных пород. Но и те, и другие дислокации, сосредоточенные в пределах одной тектонической структуры, оказываются тесно связанными между собой взаимопереходами, временной и пространственной общностью. При этом характер дислокаций во всей частной структуре иногда сохраняется однотипным, иногда заметно меняется на отдельных ее отрезках.

Как правило, тектонические зоны или их участки, характеризующиеся разным стилем дислокаций, имеют различное простирание и поэтому оказываются пространственно обособленными. Стиль дислокаций определяется комбинацией простейших тектонических форм — структурных элементов: моноклиналей, изгибов слоев, разломов, зон дробления пород, даек, жил, зон трещиноватости, расщеливания и т.п. В предыдущих разделах было показано, что в позднепалеозойских структурах Северного Прибалхашья обнаруживаются повторяющиеся сочетания (комбинации) простейших тектонических форм, которые, будучи обнаруженными в одной какой-либо структуре, оказываются характерными и для других сходных по морфологии тектонических зон (см. фиг. 28). Такие комплексы (сочетания) простейших структурных форм (структурных элементов), которые составляют единые тектонические зоны, занимающие определенные объемы горных пород и отличающиеся по строению от соседних участков, мы вслед за А.В. Лукьяновым (Лукьянов, Щерба, 1968) называем парагенезисами структур. На изученной территории выделяется четыре парагенезиса структур.

1. Первый, наиболее распространенный парагенезис образуют структуры, участвующие в строении грабенов и грабенообразных зон: крутые ветвящиеся сбросы, зоны дробления пород, тектонические брекчий, вдоль которых вытянуты слои моноклиналей, нарушенных флексурами, ступенеобразными и коробчатыми складками; грабены, грабен-синклинали, рой субпараллельных даек, жил, линейные субвулканические интрузии и гранитные тела сложного состава.

Помимо комплекса структурных элементов, простирающихся вдоль тектонических зон и связанных нередко между собой взаимопереходами, в строении тех же зон участвуют короткие диагональные и поперечные разрывы и сопровождающие их складки и магматические тела, не выходящие за пределы зон или отдельных блоков внутри них. К ним относятся: 1) правые сдвиги северо-западного направления в Тюлькинской зоне, Чингиз-Балхашском грабене и на северном борту Саякской синклинали; 2) левые сдвиги северо-восточного направления в Чингиз-Балхашском грабене, на

восточных крыльях Сагжской и Калмакэмельской синклиналей, в Музбельской грабенообразной зоне; 3) дисгармоничные складки оползания на бортах коробчатых синклиналей; 4) левые сдвиги северо-западного направления, сопровождающиеся складками волочения и узкими сжатыми складками, в Каиндинской зоне и Чингиз-Балхашском грабене; 5) единичные близдолготные надвиги, сопровождающиеся иногда дополнительными подворотами слоев, в Жаман-Беспоканской, Тюлькулинской и Каиндинской зонах; 6) развитие в Каиндинской и Жаман-Беспоканской зонах левые сдвиги широтного простирания, в отдельных блоках между которыми заключены изоклиналильные складки с долготными осями, не повторяющиеся в обоих крыльях сдвигов. Многие из этих структур более характерны для других парагенезисов, а некоторые (диагональные сдвиги на крыльях коробчатых складок и грабенов, связанные с проседанием крупных структур) являются структурами второго порядка. Как и главные члены парагенезиса, второстепенные позволяют решать вопрос о его происхождении в целом.

Разновидность первого парагенезиса с ограниченным набором простейших структур образуют широтные зоны тектонических брекчий и сопровождающие их пояса даек, которые заполняют трещины отрыва, сбросы, линейные гранитные тела сложного состава, участвующие в строении Сарыобинской и Музамбельской систем разломов и складок (см. фиг. 28). Складчатые формы в этих дислокациях отсутствуют.

2. Второй, несколько менее распространенный парагенезис простейших структур образуют взбросы, крутые надвиги, сдвиги, сжатые килевидные складки, зоны рассланцевания и динамометаморфизма пород (Восточно- и Западно-Тесиктасские, Чубартауская и Томарская зоны разрывов и складок, участки Каиндинской зоны). Для тектонических зон, образованных этим парагенезисом, характерно общее поднятие в виде антиклиналей или антиклинальных зон (относительных поднятий внутри более крупных тектонических форм).

3. Третий парагенезис включает прямые вертикальные разломы и зоны разломов, разделяющие блоки с существенно различной структурой, зоны, состоящие из длинных узких тектонических линз, которые сопровождаются системами оперяющих разломов, складок, трещин, магматических тел и т.д., сосредоточенных в узких (5-6 км) и протяженных (60-100 км) зонах, вытянутых вдоль северо-западных разломов Каиндинской зоны, Жаман-Беспоканского и северо-западного отрезка Центрально-Казахстанского разломов.

Разновидность третьего парагенезиса структур составляют сдвиги, сопровождающиеся узкими зонами прямолинейных протяженных даек, и оперяющие их надвиги и складки волочения Сарыобинской и Музамбельской систем разломов и даек.

4. Четвертый парагенезис включает изометричные пологие впадины с кольцевыми флюккурами и сбросами, кольцевые и радиальные дайки, центральные, периферические, кольцевые и полукольцевые интрузии, субвулканические купола, зоны прижерловых вулканических фаций, расположенные в центральных частях впадин. Эти простейшие структуры образуют чрезвычайно устойчивые сочетания и участвуют в строении всех вулкано-тектонических депрессий, расположенных во внутренней части Северо-Балхашской впадины.

В пределах вулкано-тектонических депрессий изредка встречаются структуры, характеризующиеся линейными формами, которые занимают секущее положение по отношению к комплексу кольцевых и радиальных структур. К ним относятся: Жаман-Беспоканский, Архарлинский и Еспинский разломы; сдвиги, пересекающие Музамбельскую депрессию, и связанная с ними система субвулканических даек трахилипаритовых порфиров; Сарыобинская система разломов и даек трахилипаритовых порфиров. Они являются чужеродными членами четвертого парагенезиса и принадлежат первому и третьему парагенезисам.

Тектонические зоны, образованные разными парагенезисами структур, располагаются на площади Северного Прибалхашья упорядоченно, закономерно сочетаясь между собой и образуя определенные устойчивые сообщества или структурные рисунки. Закономерность структурных рисунков определяется взаимной ориентировкой парагенезисов, характером их взаиморасположения.

На рассмотренной территории многократно повторяющиеся устойчивые сообщества образуют крутые протяженные разломы северо-западного простирания и сопровождающие их нарушения (третий парагенезис), а также причленяющиеся к ним под углом

тектонические зоны, образованные первым, реже вторым парагенезисом структур. Наблюдаются три различных способа сочетания этих парагенезисов (три структурных рисунка).

Структурный рисунок типа "миндалевидная виргация" представляет упорядоченное сочетание структур первого парагенезиса, образующих миндалевидную в плане виргацию, которая связывает концы кулисообразно расположенных структур третьего парагенезиса, подходящих к ним под углом  $30-40^{\circ}$ . Такой рисунок образуют северо-западные разломы Каиндинской зоны, соединенные на концах пучками отщепляющихся от них близширотных разломов, вдоль которых вытянуты моноклинали, флексуры, грабен-синклинали и т.д., а также широтные и северо-западные разломы и дайки Сарыобинской и Музамбельской структур.

Второй распространенный структурный рисунок - "конский хвост". Его образуют Жаман-Беспоканский и северо-западный отрезок Центрально-Казахстанского разлома (третий парагенезис) в сочетании с зонами широтных разломов, отщепляющихся в их восточные крылья под углом  $30-40^{\circ}$ , широтными моноклиналями, флексурами, грабен-синклиналими, магматическими телами и т.п. (первый парагенезис).

Третий тип взаиморасположения парагенезисов простейших структур - "эшелон". Под этим названием выделяется ряд парагенезисов структур какого-либо одного типа, которые располагаются параллельно один другому наподобие театральных кулис. Таким образом располагаются протяженные широтные зоны парагенезисов структур первого типа к востоку от Каиндинской зоны: Керегежалский и Чингиз-Балхашский разломы и сопровождающие их грабены, образующие левый ряд кулис (первый расположен на 15 км севернее и продолжается дальше на запад, чем второй). К востоку от Центрально-Казахстанского разлома такой же ряд кулис образуют Сайкылинская и Калмакэмельская синклинали; расположенная южнее и смещенная на 20-30 км к востоку Тюлькулинская зона; зона Бесобинского разлома, лежащая далее к югу и смещенная еще на 10 км к востоку. Здесь же широтные сбросы южного борта Саякской синклинали, Бесобинский и Музамбельский разломы и сопровождающие их нарушения в виде флексур, зон дробления и даек (первый парагенезис) расположены так, что каждая последующая структура находится севернее предыдущей на 5-20 км и продолжается дальше на восток, т.е. образует правый ряд кулис.

Так же эшелонированно на склоне Чингизского антиклинория располагаются субмеридиональные Томарская и Чубартауская системы разломов и складок (второй парагенезис), которые с севера под острым углом ( $15-20^{\circ}$ ) подходят к Каиндинской зоне.

Все три рисунка характеризуются упорядоченным расположением парагенезисов структур в пространстве: каждый из них в разных частях региона сохраняет постоянной свою ориентировку. Тектонические зоны, образованные первым парагенезисом структур, вытянуты в широтном направлении; вторым - в долготном; третьим - в северо-западном направлении.

С совершенно иным способом сочетания парагенезисов простейших структур мы встречаемся в Северо-Балхашской вулканической впадине, во внутренней части которой наблюдается своеобразный "петельчатый", или "кольцевой", структурный рисунок. Здесь дислокации сосредоточены в пределах вулкано-тектонических депрессий (четвертый парагенезис), расположенных беспорядочно среди участков практически недислоцированных пород. Депрессии изометричны, их слабая удлиненность бессистемна. Разделяющие их участки являются остаточными поднятиями с крутыми флексурами на границе с депрессиями. Границы депрессий как бы срезают спокойно залегающие слои, которые занимают большую площадь поднятий, и расположенные на них останцы вулканических построек ранних этапов вулканизма. С очертаниями депрессий согласуется конфигурация гранитных массивов на поднятиях, явно тяготеющих к их крайним частям и частично проникающих по кольцевым и радиальным расколам во внутренние части депрессий. Таким образом, форма поднятий, морфология гранитных массивов, занимающих около половины их территории, определяются конфигурацией вулканических депрессий, т.е. взаиморасположение вулкано-тектонических депрессий и разделяющих их относительных поднятий оказывается вполне закономерным. В этом нелинейном, бессистемном расположении изометричных вулкано-тектонических депрессий среди остаточных поднятий заключается их определенная упорядоченность, определенный структурный рисунок.

Выделение парагенезисов структур и структурных рисунков во многих случаях позволяет сделать выводы о механизме образования структур, о роли горизонтальных и вертикальных движений земной коры при их формировании (Лукиянов, 1965; Берзин, 1967; Трифонов, 1967; Колтева, Шерба, 1963). Вопрос о методах обнаружения горизонтальных движений при помощи изучения парагенезисов структур и структурных рисунков рассмотрен А.В.Лукияновым (Буртман и др., 1963, стр. 9-24). Весьма важно, что некоторые из структурных рисунков, выделяемых при геологических исследованиях, образуются при современных землетрясениях. Они были получены и при тектоническом моделировании (Пэк, 1939; Гзовский, 1960, 1963; Anderson, 1942). Это позволяет уверенно судить о движениях, породивших многие структуры.

Особенности морфологии структур первого парагенезиса: обилие магматических тел, заполняющих трещины отрыва; тектонических брекчий со свободно расходившимися обломками, пространство между которыми заполняют дайки, жилы и ветвящаяся сеть более крупных магматических тел; ступенчатая и коробчатая форма складок, связанных со сбросами и обусловленных ступенчатым погружением слоев; повышенная магматическая проницаемость зон разломов, вдоль которых располагаются цепочки вулканов, и, наконец, тот факт, что большинство разломов представляют собой сбросы - все это показывает, что комплекс структур первого парагенезиса образовался в условиях горизонтального растяжения, направленного поперек этих структур. Судя по широтной ориентировке всех тектонических зон, образованных этими комплексами (см. фиг. 28), растяжение повсеместно было ориентировано субмеридионально<sup>1</sup>. Оно существовало в поле горизонтального субширотного сжатия. Проявлением этого сжатия в рассматриваемых зонах являются субмеридиональные взбросы и надвиги (Жаман-Беспоканский надвиг и сопряженная с ним складка волочения, Тастыйский взброс, надвиги и сжатые складки Каиндинской зоны), а также северо-западные левые сдвиги и сопровождающие их складки волочения, распространенные в Каиндинской зоне (см. фиг. 29). Последние на отдельных участках восточного крыла Карабулакского разлома играют ведущую роль. Это свидетельствует о том, что в формировании широтных дислокаций Каиндинской зоны участвует и сдвиговая составляющая.

Целиком под влиянием субширотного сжатия образовались структуры второго парагенезиса: вытянутые в северо-западном направлении узкие складки продольного изгиба, противоположные крылья которых часто сближены по крутым надвигам; широкие зоны давленных, милонитизированных пород, разбитых на блоки, которые надвинуты и взброшены одни на другие; взбросы и надвиги; сложнопостроенные протяженные разломы, которые на одних отрезках представлены зонами давленных пород, заключенных между крутыми разрывами, а на других - надвигами, в которые, изгибаясь, переходят крутые разрывы.

Проявлением этого сжатия в зонах второго парагенезиса является также сопряженная система запад-северо-западных левых и долготных правых сдвигов, которые, искривляясь, переходят в надвиги (при этом они секут одновременно развивающиеся складки)<sup>2</sup>, а также промежуточная система северо-западных сдвиго-надвигов.

<sup>1</sup> Впервые к выводу о том, что на южном обрамлении Северо-Балхашской впадины грабены, грабенообразные зоны и коробчатые синклинали формировались под воздействием относительного горизонтального растяжения в меридиональном направлении, пришел В.Г.Трифонов в 1963 г.

<sup>2</sup> Примеры одновременно развивающихся складок продольного изгиба и секущих их сдвигов, направленных под углом 45° к осям этих складок, разбирает Ж.Гогель в книге "Основы тектоники" (1969; горы Юра, массив Гранд-Шартрез). Он отмечает, что форма складок по обе стороны такого сдвига значительно различается; относительное смещение обоих крыльев меняется в разных точках по направлению и по амплитуде. По мнению Ж.Гогеля, эти дислокации возникают в обстановке поперечного сжатия, при одновременном удлинении в направлении простирающихся осей складок. В процессе образования правильной линейной складки относительное смещение участков, расположенных по обе стороны складки, перпендикулярно по отношению к ее простираению. Вместе с тем в случае незначительного перекоса относительного смещения может возникнуть серия эшелонированных складок, каждая из которых перпендикулярна направлению относительного смещения.

Сдвиговые деформации происходили и по крупным разломам с меняющейся морфологией, на что указывает расположение в их крыльях правых и левых сдвигов, надвигов и складок продольного изгиба: надвиги и ося складок простираются параллельно северо-северо-западным отрезкам крупным разломом и под углом  $10-20^\circ$  подходят к северо-западным отрезкам, прицеляясь к ним в восточных крыльях с севера, в западных — с юга.

Таким образом, в формировании широтных и меридиональных дислокаций, представляющих структуры растяжения и сжатия, участвует и сдвиговая составляющая.

Морфологические особенности структур третьего парагенезиса позволяют предположить, что протяженные северо-западные разломы — это сдвиги, сформировавшиеся в том же поле горизонтальных напряжений, что и структуры двух первых парагенезисов. Об этом свидетельствует как расположение оперяющих структур, так и характер трещиноватости в крыльях Каиндинского, Карабулакского и северо-западного отрезка Центрально-Казахстанского разломов: трещины отрыва простираются широтно под углом  $30-40^\circ$  к этим нарушениям, трещины скола образуют две системы, одна из которых вытянута вдоль разломов, а другая почти перпендикулярна к ним. Для Центрального и Восточного разломов Музамбельской системы разломов и даек, резко наложенных на ранее сформированные структуры вулканотектонической депрессии, левые сдвиги с амплитудой 200 и 400 м устанавливаются на основании смещения разорванных разломами геологических тел (см. фиг. 9). В других случаях мы не можем применить этот метод для установления сдвига, так как структуры, расположенные в крыльях крупных северо-западных разломов, и сами разломы развивались одновременно. Эти сдвиги устанавливаются на основании анализа комплекса структур, возникших в процессе сдвиговых перемещений.

Закономерности взаиморасположения структур растяжения и сжатия, образующих на рассматриваемой территории ряды кулис, указывают на то, что структурные рисунки типа "миндалевидная виргация", "конский хвост" и "эшелон" представляют зоны сдвиговых дислокаций, где сдвиг происходит не по единой плоскости, а по широкой зоне<sup>1</sup>.

1. Структурный рисунок типа "миндалевидная виргация". Достаточно однозначный ответ о природе этого рисунка был получен при анализе структуры, образованной дайками трахилипаритовых порфиров в горах Сарыюба (Коптева, Щерба, 1963). Эта структура удобна для анализа тем, что морфология субвулканических тел, заполняющих полости различных трещин, теснейшим образом связана с характером породивших их движений, а также тем, что все элементы структуры, различающиеся по морфологии и ориентировке в пространстве, заведомо одновозрастны. При этом структуры разных порядков, начиная от отдельной дайки и кончая всей системой зон даек, обладают морфологическим подобием: все они, меняя простирание с широтного на северо-западное, образуют ступенеобразные (в плане) изгибы, широтные отрезки которых обладают большей шириной.

Отдельные дайки, участвующие в строении широтных зон, обычно вертикальны и имеют неровные зазубренные стенки, которые при сближении нередко могли бы полностью совпасть. Ступенеобразные изгибы даек бывают настолько резкими, что дайки как бы разрываются на несколько частей длиной в 20–25 м. Эти особенности показывают, что образование широтных даек сопровождалось энергичным растяжением трещин, которые заполняют трахилипарит-порфиры.

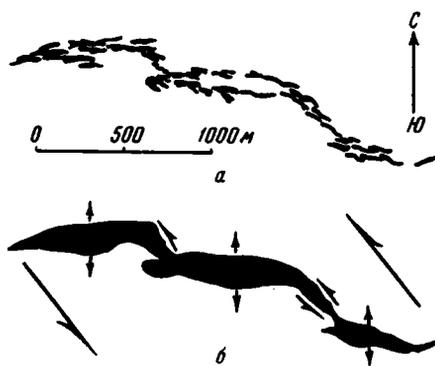
В северо-западных зонах распространены дайки с более ровными стенками. Они обычно прямолинейны и вытянуты вдоль зоны на несколько сотен метров. Эти дайки, вероятно, заполняли трещины скола в момент их приоткрывания.

Зоны, в которые объединяются дайки, также различны по морфологии. В широких широтных зонах сливающиеся, а затем вновь расходящиеся (фиг. 38) дайки как бы обтекают вытянутые участки вмещающих пород, разделяя их на изолированные блоки. В то же время они и цементируют эти гигантские обломки в ту своеобразную макробрекчию, какую представляет дайковая зона. По существу зоны даек — это зоны разломов, которые проявились в форме дробления и брекчирования пород, происходивших в условиях растяжения. Именно благодаря тому, что отдельные блоки в

<sup>1</sup> Теоретически вопрос об образовании эшелонированных структур рассматривали Л.У. де Ситтер (1960), Г.Д. Ажгирей (1966), Дж.Д. Муди и Дж.М. Хилл (1960), А.В. Лукьянов (1965).



Фиг. 38. Строение широтной зоны даек



Фиг. 39. Ступенеобразное строение зоны даек

а - строение зоны даек; б - схема движений, стрелками показано направление движений

этой брекчии не были плотно прижаты один к другому во время внедрения трахипаритовых порфиров, они свободно отходили один от другого, образуя пространство, заполнявшееся дайками.

Зоны даек часто отклоняются от первоначального простирания, сохраняя при этом общее субширотное направление. Их северо-западные отрезки уже, чем широтные, здесь дайки дальше расходятся, увеличивается их количество. Так, в поясе даек, входящих в состав третьей зоны, наблюдалось следующее (фиг. 39): пояс, состоящий из 2-4 даек, в интервале 2,5 км образует три резких изгиба. На узких (50-60 м) северо-западных отрезках пояса дайки близко подходят одна к другой, а на широтных как бы раздвигаются, образуя широкие (150-160 м) ячей. В плане широкие ячей выглядят как сдвинутые вдоль узких роев северо-западных даек отрезки некогда единой широтной зоны. Вместе с тем не вызывает сомнения, что образование широких ячеек и соединяющих их узких полос происходило одновременно и было обусловлено особенностями расположения трещин. Дайки северо-западного направления, вероятно, заполнили трещины сдвига, повлекшего за собой образование ряда кулисовых раздвигов широтного направления (возникновение зияющих трещин, стенки которых раздвинулись вдоль линии сдвигов, наблюдал А.В. Лукьянов при современных землетрясениях). Очевидно, ступенеобразная полоса даек представляет сочетание левого сдвига с широтным раздвигом. Показательно, что правое смещение ее широтных отрезков противоположно сдвиговому перемещению.

Пять широтных зон даек образуют структуру (13x15 км), подобную отдельной зоне. В ее пределах между зонами, насыщенными дайками, располагаются участки шириной в 3-4 км с единичными дайками. Широтные зоны, идущие в общем в одном направлении, то сближаются, то вновь расходятся, обтекая обломки гигантской брекчии, на которую они разбивают всю широтную часть Сарыобинской структуры. Они располагаются кулисообразно вдоль северо-восточной окраины гор Сарыоба и кончаются не доходя 1 км до Жаман-Беспоканского разлома. При этом они как бы отвечают от расположенных у их восточного и западного окончаний узких северо-западных зон, расходясь одна от другой, подобно дайкам на широтном отрезке какой-либо зоны. Северо-западные зоны так же прямолинейны, как и расположенные внутри них дайки, и в них так же слабо проявляется растяжение, как и в отдельных дайках. В строении восточной зоны наряду с прямолинейными дайками северо-за-

падного простирания участвуют и короткие (1,5–5 м) широтные дайки с рваными краями, заполняющие трещины растяжения. Все они сосредоточены в зоне северо-западного простирания и расположены кулисообразно, характеризуя эту зону как левый сдвиг.

Сравнивая строение всей Сарыобинской системы даек со строением какой-либо одной зоны внутри нее, мы приходим к выводу, что такая структура возникает при смещении в горизонтальном направлении стенок раздвига, представленного группами широтных зон, вдоль левых сдвигов – зон северо-западного простирания. Суммарная амплитуда раздвига (5,5 км) установлена по сумме раздвигания отдельных даек. Амплитуда одновременного сдвига (8 км) определена по величине раздвига.

Помимо сдвигов и раздвигов в строении Сарыобинской системы разломов и даек участвуют также структуры сжатия. Это надвиги, возникающие в связи с движением по Сарыобинскому сдвигу, и расположенные вдоль них силы<sup>1</sup>. Картина распределения субвулканических тел, связанных с различными формами горизонтальных движений, весьма убедительно свидетельствует о том, что образованная этими телами "миндалевидная виграция" возникла в поле субширотного горизонтального сжатия (фиг. 41).

В Каиндинской зоне широтные зоны растяжения, видимо, также возникли при горизонтальном смещении их бортов вдоль левых сдвигов, которые представляют собой крупные северо-западные разломы. Как показал анализ фаций и мощностей жигетско-франских отложений, с развитием структуры зоны связаны особенности осадконакопления в ее пределах. По-видимому, раздвиги создавали условия для повышенной магматической проницаемости на широтных участках и приводили к их погружению в виде замкнутых конседиментационных впадин (см. гл. "История развития структур", фиг. 21).

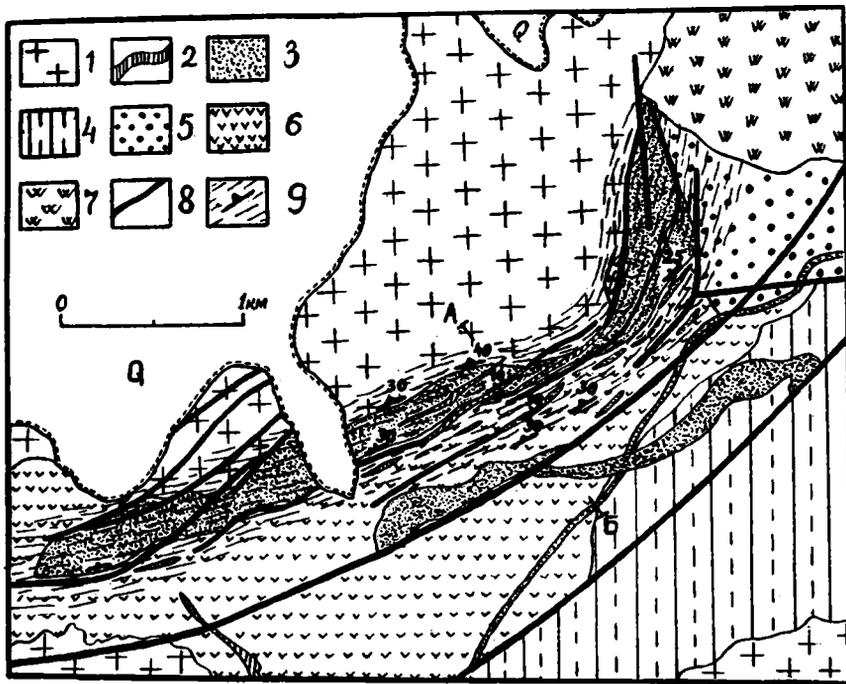
2. Структурный рисунок "конский хвост". Структуры растяжения, расположенные кулисообразно в крыльях крупных разломов и примыкающие к ним под острым углом, очевидно, имеют то же происхождение, что и оперяющие трещины отрыва. Они образуют ряды кулис, которые являются проявлением левого сдвига, происходившего вдоль всей полосы северо-западного простирания, вытянутой вдоль Центрально-Казахстанского и Жаман-Беспоканского разломов.

3. Структурный рисунок "эшелон".

а) Кулисообразно расположенные зоны парагенезисов структур первого типа в восточных крыльях Центрально-Казахстанского, Каиндинского, Карабулакского и Баканасского разломов представляют зону сдвиговых дислокаций, где сдвиг выражается в виде многократно повторенных раздвигов. Левые ряды кулис – это проявления левого сдвига, правые – правого.

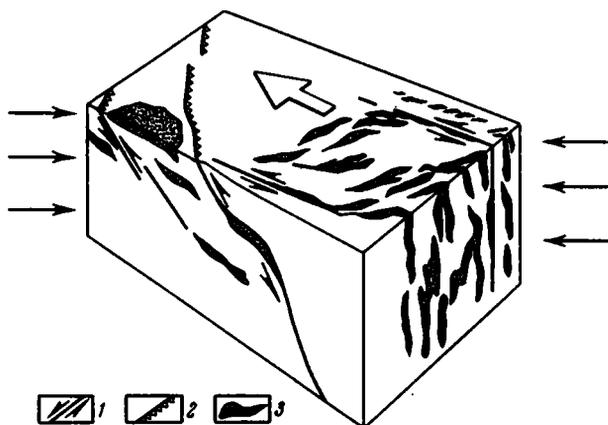
б) Кулисообразно расположенные зоны сжатия подобны разломам и складкам сжатия оперяющим крупный сдвиг. Подобное расположение складок и разломов наблюдалось в зоне разломов Биг-Пайн, Большой Копетдагский (Расцветаев, 1966), Нишинтапур (Sarkar, Mukherjee, 1958), Новозеландский (Bishop, 1968), Сен-Андреас (Мули, Хилл, 1960). Вопрос о возможности трансформации сдвигов в структуры сжатия, расположенные под углом к направлению сдвига, подробно рассмотрел А.В. Лукьянов (1965), основываясь на наблюдениях над структурами, возникающими при современных катастрофических землетрясениях. Сопряженное развитие зон сдвигов и надвигов изучал А.И. Суворов (1961). Сравнение данных этих исследователей с нашими дает основание считать, что эшелонированные зоны сжатия на склоне Чингизского антиклинория представляют собой зоны сдвиговых дислокаций.

<sup>1</sup> Вопрос о том, в какой динамической обстановке происходит внедрение силлов, был подробно рассмотрен (Коптева, Шерба, 1963) на примере зоны силлов трахиллипаритовых порфиров и гранит-порфиров, расположенной в Чубарайгырской вулканно-тектонической депрессии (фиг. 40). Оказывается, что магматические тела внедряются в те места зоны надвигания, где она выполаживается, и в те нарушения, которые располагаются более полого, чем вся зона. Понятно, что при движении по крутому надвигу в условиях горизонтального сжатия эти участки испытывают относительное растяжение и становятся ослабленными зонами, благоприятными для проникновения магматических инъекций.



Фиг. 40. Положение силлов в зоне надвига в северо-западной части гор Чубарайгыр. Составили В.В.Коптева и И.Г.Шерба

1 - биотитовые граниты; 2 - гранит-порфировые дайки; 3 - трахилипарит-порфировые тела, силлы; 4 - пепловые туфы керегетасской свиты; 5 - кварцевые порфиры керегетасской свиты; 6 - андезитовые порфиры калмакэмельской свиты; 7 - окварцованные породы; 8 - разломы; 9 - расланцевание и элементы залегания сланцеватости



Фиг. 41. Схема пространственного размещения субвулканических тел и разломов в поле горизонтального напряжения

1 - разломы (стрелками показано направление перемещения их крыльев); 2 - выходы на горизонтальную поверхность взбросов и надвигов (зубчики обращены в сторону падения сместителя); 3 - дайки и субвулканические тела

Таким образом, все структурные рисунки отражают одну и ту же динамическую обстановку и являются проявлением сдвиговых дислокаций, развивающихся в поле субширотного сжатия. Сдвиги в этих структурных рисунках трансформируются в раздвиги и структуры сжатия, которые развивались длительно (некоторые уже с середины девона – Каиндинская зона, Чингиз–Балхашский грабен, Чубартауская зона). Мелкие сдвиги, обнаруживаемые в пределах структур растяжения и простирающиеся в направлении крупных разломов той же морфологии, видимо, возникли на заключительных этапах развития этих тектонических структур. Они секут основные длительно развивавшиеся структуры первого парагенезиса и смещают их как левые сдвиги на сотни метров. Амплитуды этих сдвигов в какой-то мере отражают размеры последних подвижек вдоль зон сдвиговых дислокаций. Суммарные амплитуды сдвигов по крупным разломам, определяемым по величине раздвигов, в которые они трансформируются, по-видимому, не превышают первых десятков километров.

4. Совершенно иное происхождение имеет "петельчатый" структурный рисунок, в котором отсутствуют все закономерности, характерные для ранее рассмотренных структурных рисунков. Изометричные пологие впадины, борта которых ступенчато погружаются к центру вдоль кольцевых и полукольцевых флексур и сбросов, представляют складки поперечного изгиба. Вдоль флексур и сбросов развиваются широкие зоны дробления, служащие путями для многократного проникновения на поверхность магмы в виде субвулканических куполов и даек, а также кольцевых интрузий гранитоидов. Это свидетельствует о значительном растяжении на уступах ступеней, которое направлено примерно по радиусу впадины. Поднятия, сопряженные с впадинами, являются остаточными структурами. Все это дает основание полагать, что изометричные впадины образовались в результате прогибания относительно соседних территорий, которое повлекло за собой горизонтальное растяжение с центром симметрии, расположенным в ядре впадин. Изучение генезиса впадин В.В.Коптевой и автором показало, что все они возникли на месте крупных вулканов и, вероятно, являются результатом надочагового проседания. Во взаиморасположении изометричных впадин и магмоподводящих разломов отсутствует какая-либо закономерность. Картина взаиморасположения разломов более всего напоминает "структуру битой тарелки". Все это свидетельствует, что формирование частных впадин и магматическая проницаемость внутри Северо-Балхашской вулканической впадины не были связаны с действием горизонтальных сил<sup>1</sup>. Строение и положение отдельных вулканно-тектонических депрессий определяется в основном развитием магматического очага.

В области развития "петельчатого" структурного рисунка структуры, обусловленные горизонтальными движениями, носят наложенный характер. Они представляют раздвиги, сдвиги и надвиги и связаны с тем же полем горизонтальных напряжений, что и аналогичные структуры на краях вулканической впадины. Об этом можно судить по расположению структур растяжения (широтные зоны даек, сбросов и зон брекчирования в горах Сарыоба и Музамбель), сжатия (долготные Сатекский надвиг и Архарлинский взброс) и сдвига (северо-западные Музамбельские сдвиги) на территории впадины. С горизонтальными движениями по разломам этого типа связаны некоторые проявления вулканизма последнего (субвулканического) этапа.

Итак, в позднепалеозойской структуре Северного Прибалхашья выделяются два типа структурных рисунков. Первый тип ("линейный") характеризуется линейной вытянутостью отдельных элементов структуры и их парагенезисов, а также упорядоченностью в их ориентировке и взаиморасположении, второй ("петельчатый") – отсутствием такой упорядоченности. "Линейные" структурные рисунки, расположенные в разных районах вне Северо-Балхашской впадины и на ее краях, возникли в одинаковых полях тектонических напряжений, характеризовавшихся наибольшим суб-

<sup>1</sup> Вопрос о механизме образования изометричных куполов и впадин рассматривали Х.Клоос (Closs, 1921, 1939), Ж.Гогель (Goguel, 1963), Е.М.Андерсон (Anderson, 1942) и А.М.Петров (1968), которые пришли к выводу о вертикальной ориентировке оси главного напряжения при их формировании.

широтным сжатием и субмеридиональным растяжением. "Петельчатый" структурный рисунок связан с развитием системы магматических камер и обязан своим возникновением проявлениям магматического процесса. При этом основная роль принадлежит вертикальным силам.

Тектоническая структура Северо-Балхашской вулканической впадины определяется взаимным наложением двух факторов - магматического и тектонического. Эта крупная область вулканизма закономерно вписывается в структурный рисунок, характеризующий поле тектонических напряжений региона и обусловленный субширотным горизонтальным сжатием. Но внутри вулканической области структура иная: строение и положение отдельных вулcano-тектонических депрессий и интрузивных массивов определяются в основном развивающейся системой магматических камер. Структуры, связанные с региональным полем тектонических напряжений, носят здесь наложенный характер и проявляются главным образом в момент затухания вулканической деятельности.

Наблюдение за поведением чужеродных элементов структуры "петельчатого" рисунка позволяет сделать интересные выводы о характере перемещений при их формировании. Особенности морфологии даек трахипаритовых порфиров, образующих в горах Сарыоба "миндалевидную виргацию", позволяют установить, что подобного рода структуры являются раздвигами, в которые трансформировался сдвиг. Здесь же удастся применить и другой метод изучения сдвигов: резкое наложение этих разломов: на образовавшиеся раньше их структуры вулcano-тектонических депрессий позволяет определить перемещение крыльев разлома, непосредственно измеряя смещение разорванных геологических тел. Таким путем устанавливается левый сдвиг частей Музамбельской вулcano-тектонической депрессии по разломам северо-западного направления. В то же время на примере крупных секущих разломов отчетливо видно, сколь осторожно надо применять этот метод. На значительном протяжении секущие разломы совпадают с границами вулcano-тектонических депрессий, расположенных в их разных крыльях на некотором расстоянии одна от другой. При беглом рассмотрении такие соотношения могут быть приняты за результат перемещения по разлому частей некогда единой структуры. Однако очевидно, что депрессии, развивавшиеся в крыльях разлома самостоятельно, не пригодны для такого рода реконструкций.

Область развития верхнепалеозойского вулканизма далеко выходит за рамки области распространения структурного рисунка, определяющегося вулканизмом. Линейные дислокации нарушают вулканические породы, которые испытывают в структурных рисунках линейного типа те же деформации, что и осадочные породы. Более того, в области развития "линейного" структурного рисунка изменяются форма вулcano-тектонических депрессий и характер магматической проницаемости, которые подчиняются линейной закономерности.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР  
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В этой главе делается попытка объяснить причины несовпадения области верхнепалеозойского вулканизма с областью развития структурного рисунка, определяющегося вулканизмом. Автор понимает, что этот вопрос еще далек от решения и что высказанные мысли во многом гипотетичны. Однако он убежден, что, решая вопрос об этом несовпадении, можно приблизиться к выяснению происхождения замкнутых впадин и роли вулканизма в их развитии.

В предыдущей главе установлено, что на территории Северного Прибалхашья в позднем палеозое одновременно развивались структуры, связанные с разными формами тектонических движений. Одни из них образовались в условиях регионального поля горизонтальных тектонических напряжений, в формировании других ведущую роль играли вертикальные силы, связанные с надочаговым проседанием участков вулканической области. Структуры разного генезиса строго разграничены в пространстве и во времени. Структуры, связанные с горизонтальными движениями, ограничивали Северо-Балхашскую впадину и не распространялись в ее внутреннюю часть вплоть до времени затухания вулканизма, когда впадина оказалась целиком захваченной общей системой горизонтальных напряжений, структурными проявлениями которых явились секущие сдвиги, раздвиги и надвиги.

Такое пространственное и временное разграничение областей разной геодинамики, казалось бы, свидетельствует о том, что вулканические очаги препятствуют развитию структур, связанных с действием горизонтальных сил. Это утверждение могло бы найти и механическое подтверждение: в области, пронизанной сложноразветвленной системой магматических камер, где существует жидкая фаза<sup>1</sup>, гасятся направленные тектонические напряжения. Однако от принятия такой точки зрения нас удерживает то обстоятельство, что в ряде крупных вулканических областей, по размерам соизмеримых с верхнепалеозойским вулканическим поясом Центрального Казахстана, вулкано-тектонические структуры связаны с крупными разломами. Взаиморасположение и строение этих разломов нередко свидетельствует о существенной роли горизонтального растяжения при их формировании. Таковы область третично-четвертичного вулканизма района Бассейнов и Хребтов Северной Америки (Muller, Ferguson, Roberts, 1951; Лукьянов, 1965); зоны кайнозойского вулканизма Альпийского пояса (Милановский, 1969), характерным примером которых является область четвертичного базальтового вулканизма Армении; четвертичные вулканические пояса Камчатки (Эрлих, 1965). Во всех этих областях вулканы и связанные с ними структуры проседания вытягиваются в цепочки, нередко расположенные вдоль эшелонированных разломов или ограниченных ими грабенов. Связь вулканических проявлений с разломами хорошо проявлена в кайнозойском вулканическом поясе Таупо-Таравера (Новая Зеландия). Он занимает (Modriniak, Studt, 1959) активную тектоническую депрессию – грабен Ротаруа-Таупо, окруженную новейшими разломами и рассеченную продольными ступенчатыми сбросами, и почти параллелен подкоровому рифту, обнаруженному Эйби в 1958 г. на основе изучения распределения эпицентров землетрясений. Все это свидетельствует, что вулканические очаги в перечисленных областях

<sup>1</sup> По предположению А.В.Авдеева (1969), максимальная глубина залегания кислых магматических резервуаров в Центральном Казахстане 17 км.

но только не препятствуют распространению горизонтальных напряжений, но с этими напряжениями здесь связана и сама магматическая проницаемость.

Вместе с тем многие исследователи современного вулканизма (Эрлих, 1965; Сирин, 1968) отмечали, что в одних и тех же областях встречаются две формы его проявления: центральная и ареальная, и подчеркивали, что первая из них характерна для тектонически спокойных участков, вторая связана с зонами дифференцированных движений. Такие же две формы вулканических проявлений наблюдаются и в Северном Прибалхашье. Несовпадение областей развития вулканизма с областями развития вулканотектонических структур показывает, что влияние вулканического и тектонического факторов на формирование структур вулканических областей бывает весьма сложным.

Обращаясь к истории формирования структуры Северного Прибалхашья, мы обнаруживаем, что структуры разного генезиса развивались неодинаково (гл. IV). На протяжении всего изученного периода в области распространения "петельчатого" структурного рисунка активность тектонических процессов была значительно меньше, чем на ее окружении. На ранних стадиях здесь фиксируются меньшие прогибания и меньшая дифференциация структур. В орогенный этап внутренняя часть Северо-Балхашской впадины была областью тектонической тени, где ведущим фактором структурообразования служил магматический процесс. Поэтому, не отказываясь целиком от ранее высказанного предположения об экранирующей роли вулканических очагов, мы приходим к заключению, что распределение областей развития разных структурных рисунков зависит не только от расположения областей с принципиально разным режимом осадконакопления и положения крупного магматического очага. Видимо, их пространственное распределение является отражением первичной неоднородности территории.

Появление магматического очага и субсеквентного вулканизма в пределах верхнепалеозойской вулканической области было предопределено всем историческим ходом развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Представления о такой исторической закономерности развивали Г.Штилле (1964 а, б, в), Н.А.Штрейс (Штрейс, Макарычев, 1969), А.А.Моссаковский (1965, 1969), М.В.Муратов (1969) и др. Характер вулканических проявлений, структура вулканической области были определены различиями тектонических режимов участков земной коры, на которые этот вулканизм распространялся.

Привлекая материалы различных исследователей верхнепалеозойского вулканического пояса (Бахтеев, 1967; Бахтеев, Филатова, 1969; Беспалов, 1966; Афоничев, 1966; Борукаева, Азбель, 1965), автор высказывает предположение о том, что тектоническая структура пояса, распадающегося на два ряда эшелонированных впадин (см. фиг. 2), определяется наложением магматического и тектонического факторов. Действительно, отдельные впадины и их ряды закономерно вписываются в структурный рисунок региона. Внутренняя структура вулканических впадин в одних случаях в основном определяется развитием магматического процесса (Северо-Токрауская, Северо-Балхашская, Баканасская и Южно-Токрауская впадины), в других — тектоническими причинами (Илийская и Боратолинская впадины). Преобладание того или иного фактора зависит от степени подвижности, тектонической активности участка, охваченного вулканизмом. Так, внутренняя структура Илийской впадины подчинена разломам, активно развивавшимся с каледонского этапа. В Северо-Балхашской впадине такие тектонически активные зоны располагались по ее краям, а центральная часть представляла "спокойный" участок земной коры. Отсюда двойственность ее строения. Та же зависимость характерна и для магматической проницаемости. На участках развития длительно живущих линейных тектонических структур, т.е. в тектонически активных зонах, магматическая проницаемость носит линейный характер и обуславливается горизонтальными движениями земной коры. В пределах относительно "устойчивых" участков развивается площадная магматическая проницаемость, на проявление которой горизонтальные движения почти не влияли.

Различие тектонической активности в близрасположенных участках и ее влияние на деформации — частое явление. Его результатом является блоковое строение значительных территорий. В рассмотренном нами случае в тектонически пассивной зоне оказались вулканические толщи, которые были деформированы за счет внутренних причин. Такой же способностью деформироваться за счет внутренних сил обладают

соль и гипс, которые в зонах напряженных тектонических дислокаций деформируются иначе, являясь, таким образом, чутким индикатором активности тектонических процессов, что было отмечено Г.Штилле (1964а,б) еще в 20-х годах. Ирдли в работе "Структурная геология Северной Америки" (1954) специально останавливается на этом вопросе, рассматривая соляные структуры на плато Колорадо. Он пишет, что "в определенное время и в определенных местах соль и гипс ведут себя как обычные породы и испытывают такие же деформации, как и вмещающие слои, но при других условиях и в других частях солевые пласты деформируются независимо и в результате пластического течения и растворения образуют крупномасштабные структуры, ... которые не проявляются в глубже расположенных породах" (Ирдли, 1954, стр. 430).

Л.У. де Ситтер (1960), который выделяет диапиры и вулканические структуры обрушения в самостоятельный класс структур, обязанных своим возникновением внутренним причинам, приводит примеры разных деформаций соли в зависимости от тектонической обстановки. Так, соляные купола побережья Мексиканского залива и железорудного месторождения Нортгелептон в Англии, возникшие в результате гидростатической регулировки и связанные с вертикальными силами, располагаются беспорядочно и имеют округлую форму. Диапиры Ганноверских соляных куполов, появляющиеся при наличии тангенциальных сил, располагаются линейно вдоль осей антиклиналей<sup>1</sup> и имеют овальную форму.

Приведенные примеры подтверждают высказанное предположение о том, что распространение двух типов деформаций, один из которых обусловлен магматизмом, а другой тектоникой, зависит не только от расположения крупных областей вулканизма, а связано с активностью тектонических процессов, которая в некоторых случаях была недостаточной, чтобы деформировать участки земной коры, попавшие в условия тектонической тени.

---

<sup>1</sup> Антиклинали сопровождаются надзигами и являются складками продольного изгиба.

Анализ фаций и мощностей ряда стратиграфических подразделений среднего и верхнего палеозоя показывает, что герцинские структуры Северного Прибалхашья развивались длительно, сохраняя основные тенденции и направления тектонических движений. Окончательное оформление структуры произошло в конце палеозоя, после чего сколько-нибудь существенной переработке она уже не подвергалась. Внутренняя часть Северо-Балхашской впадины, с одной стороны, и ее краевые части и обрамление, с другой – развивались как качественно различные тектонические зоны.

В наблюдаемых сейчас структурах суммируются длительно накапливавшиеся деформации, но, как правило, в них не наблюдается наложения противоречивых нарушений. Напротив, сложно построенные тектонические зоны представляют четко выраженные парагенезисы структур. На изученной территории выделяются парагенезисы нескольких типов. Каждый из них встречается многократно в разных частях района и хорошо отличается от парагенезисов структур другого типа. Большинство парагенезисов структур представляет собой длинные и узкие линейно вытянутые зоны тектонических нарушений. Основными их типами в Северном Прибалхашье оказались комплексы структур, связанных, во-первых, с растяжением, во-вторых, со сжатием, надвиганием и смятием слоев, и, наконец, со сдвигами по плоскостям и зонам крупных разломов. Все они распространены главным образом за пределами Северо-Балхашской впадины и в ее краевых частях. Особняком стоит парагенезис структур, не представляющий собой линейные вытянутые зоны. В нем сочетаются структурные элементы, которые меняют направление, изгибаются, часто имеют кольцевую или полукольцевую форму. В плане такой парагенезис структур занимает более или менее изометричное пятно. В качестве структурных элементов в него обычно входят много рвущих субвулканических тел, кольцевых и радиальных даек, изгибающихся в плане флексур, моноклиналей, разломов. Этот тип парагенезисов структур наиболее широко распространен внутри Северо-Балхашской впадины.

При анализе размещения выделенных парагенезисов структур на площади четко выявляются следующие закономерности. Во-первых, уже упомянутая выше пространственная обособленность первых трех типов парагенезисов от четвертого: первые распространены за пределами Северо-Балхашской впадины и в ее краевых частях, а четвертый – внутри впадины. В краевых частях впадины все четыре типа парагенезисов нередко встречаются вместе.

Во-вторых, упорядоченное взаиморасположение парагенезисов структур. Первые три типа парагенезисов структур, встречаясь вместе, нередко сочленяются, переходят один в другой, всегда изменяя при этом простираение. В результате образуются характерные структурные рисунки, занимающие значительные площади, – “миндалевидная виргация”, “эшелон”, “конский хвост”. Четвертый парагенезис структур образует совершенно иной, но тоже очень характерный – “петельчатый” структурный рисунок: изометричные пятна четвертого парагенезиса как бы беспорядочно разбросаны на площади, занимая внутреннюю часть вулканической впадины. Наличие этих двух принципиально разных типов структурных рисунков позволяет вскрыть существенные различия в механизме образования структур внутри Северо-Балхашской впадины и за ее пределами.

В-третьих, каждый из первых трех типов парагенезисов структур и образованные ими структурные рисунки оказываются закономерно ориентированными. Парагенезисы первого типа (включающие в себе преимущественно структуры растяжения) всегда имеют субширотное, второго (преимущественно структуры сжатия) – субмеридиональное и северо-северо-западное, третьего (структуры сдвига) – северо-западное или реже северо-восточное и субширотное простирание. И лишь парагенезисы четвертого типа образуют структурный рисунок, где отсутствует упорядоченность в ориентировке структур.

Рассмотрение перечисленных выше закономерностей приводит к выводам о том, что за пределами Северо-Балхашской впадины при формировании позднепалеозойской структуры проявлялись горизонтально ориентированные тектонические напряжения, определившие отмеченную выше упорядоченность структурных рисунков, а внутри впадины таких напряжений не было (за исключением самого позднего этапа развития ее структуры). Особенности структурных рисунков указывают, что поля напряжений со всех сторон от Северо-Балхашской впадины были одинаковыми и характеризовались субширотной ориентировкой главного сжимающего напряжения и субмеридиональной ориентировкой направления относительного растяжения. Этот вывод хорошо согласуется с данными, полученными А.В.Лукияновым и В.Г.Трифоновым для сопредельных территорий. Отсутствие следов горизонтальных тектонических напряжений во внутренних частях впадины позволяет предположить, что ее структура возникла почти исключительно под действием вертикальных напряжений, связанных с развитием магматических камер и вулканических извержений. В краевых частях впадины структуры, связанные с вулканическими извержениями, изменяют форму, приспосабливаясь к структурному рисунку, определяемому субширотным стрессом. На заключительных этапах развития впадины такой же структурный рисунок появляется и в ее центральных частях, что говорит о распространении общего поля напряжений и на эти участки.

Очень интересно, что область верхнепалеозойского вулканизма не точно совпадает с областью развития структур, определяющихся вулканизмом, и местами выходит за ее пределы. Попадая в зону "линейных" структурных рисунков, вулканические породы испытывают те же деформации, что и осадочные. В этих местах и магматическая проницаемость превращается из площадной в линейную.

Отмеченное обстоятельство показывает, что влияние вулканического и тектонического факторов на формирование структур было весьма сложным. По-видимому, пространственное распределение зон разных деформаций обусловлено первичной неоднородностью территории Северного Прибалхашья, проявившейся еще в геосинклинальный этап. В то время область распространения "петельчатого" структурного рисунка характеризовалась меньшей дифференцированностью тектонических движений, чем сопредельные территории, и испытывала меньшее прогибание, чем другие участки Северо-Балхашского синклинория. Таким образом, во внутренней части Северо-Балхашской вулканической впадины активность тектонических процессов на протяжении всей истории развития была не столь велика, как на соседних участках. Можно предположить, что крупный блок земной коры, который представляет собой Северо-Балхашская впадина, окруженная зонами разломов, практически не подвергался стрессу. Когда на определенном этапе развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали здесь проявился субсеквентный вулканизм, этот ненапряженный блок начал реагировать на вертикальные напряжения, связанные с развитием вулканических очагов. Не исключено, что сложно разветвленная система магматических камер отчасти препятствовала проникновению во внутреннюю часть вулканической впадины горизонтальных напряжений: на поздних стадиях развития при отмирании магматического очага эта область оказалась целиком захваченной системой горизонтальных напряжений, структурными проявлениями которых явились сдвиги, надвиги и раздвиги, но их роль в строении впадины была ничтожна.

Таким образом, проведенное исследование не только позволяет установить, что структура Северо-Балхашской вулканической впадины развивалась при сложном наложении друг на друга тектонических движений и движений, связанных с развитием магматического процесса, но и показывает конкретные формы взаимодействия этих процессов.

- Авдеев А.В. 1969. О связи кислого вулканизма с внутрикоровыми процессами. - В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное изд-во.
- Авдеев А.В., Зейлик Б.С. 1962. К вопросу о формировании гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., Госгеолтехиздат (Труды ВСЕГЕИ, т.74).
- Ажгирей Г.Д. 1966. Структурная геология. М., Изд. МГУ.
- Аксаментова Н.В., Антонюк Р.М. 1964а. Верхний ордовик и нижний силур Северо-Западного Предчиргизья. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Аксаментова Н.В., Антонюк Р.М. 1964б. Стратиграфия и фации девонских отложений Северо-Западного Предчиргизья. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Александрова М.И. 1966. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринаского водораздела в свете новых данных. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. М., Госгеолтехиздат (Материалы ВСЕГЕИ, вып. 19).
- Александрова М.И. 1963. Морские осадочные формации позднедевонского-раннекаменноугольного этапа геологического развития западной части Центрального Казахстана. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., Госгеолтехиздат (Труды ВСЕГЕИ, т. 94).
- Александрова М.И., Пупышев Н.А. 1956. Основные вопросы стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана. - Сов. геол., сб. 52.
- Андреев А.П., Бродовой В.В. 1966. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. - Сов. геол., № 6.
- Аниатов И.А. 1966. О связи субвулканических интрузий со средне-верхнедевонским вулканизмом в Северном Прибалхашье. - В кн.: Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".
- Антонюк Р.М., Аксаментова Н.В. 1965. Силур Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория. - В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л., Госгеолтехиздат
- Асатуллаев Н.Р., Беляков Л.В., Дорохов И.Л., Журавлев Б.Я., Кац Я.Г., Михайлов А.Е., Тихомиров В.Т., Успенский Е.П. 1965. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). - Сов. геол., № 4.
- Афоничев Н.А. 1960. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. - В кн.: Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Афоничев Н.А. 1966. Формационный анализ и геолого-структурное районирование. - В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Ала-Тау. Алма-Ата, "Наука".
- Афоничев Н.А. 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы, статьи 1, 2. - Сов. геол., № 2,3.
- Бахтеев М.К. 1965. Об обосновании возраста фаменских, турнейских и нижневизейских отложений Коунрадского района (Северо-Западное Прибалхашье). - Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, № 6.
- Бахтеев М.К. 1966. Об особенностях верхнепалеозойской порфировой формации южной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т.41, вып. 5.
- Бахтеев М.К. 1967. Особенности заключительного орогенного этапа геосинклинали развития герцинид северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. М.
- Бахтеев М.К., Филатова Н.И. 1969. Об особенностях заключительного этапа геосинклинали развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы. - Геотектоника, № 3.
- Бахтеев М.К., Лифшиц И.Ф., Попов В.С., Строганов А.Н. 1965. О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклиория. - Вестн. МГУ, серия геол., № 4.

- Зачин Л.П., Бекжанов Г.Р., Бродовой В.В., Злавинов Л.З., Гольдшмидт В.И., Живодеров А.Б. 1965. Схематическая геофизическая карта Казахстана (Основные результаты региональных геофизических работ в Казахстане). - В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. (Международн. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., "Недра".
- Берзин Н.А. 1967. Зона глубинного разлома Восточного Саяна. М., "Наука".
- Беспалов В.Ф. 1954. Джунгаро-Балхашская геосинклинальная провинция. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Беспалов В.Ф. 1956а. Верхний палеозой Восточного Казахстана. - Сов. геол., сб. 52.
- Беспалов В.Ф. 1956б. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали. - Сов. геол., сб. 52.
- Беспалов В.Ф. 1960. Герцинский магматизм Центрального Казахстана. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат.
- Беспалов В.Ф. 1964. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Беспалов В.Ф. 1966. Вулканические образования Илийского мегасинклинория. - В кн.: Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Богданов А.А. 1965. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 6.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Мазарович О.А. 1963. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. - Вестн. МГУ, серия геол., № 5.
- Боровиков Л.И., Борсук Б.И. 1958. Казахская складчатая область. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат.
- Борсук Б.И. 1956. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. М., Госгеолтехиздат (Материалы ВСЕГЕИ, вып. 19).
- Борсук Б.И., Яговкин В.И. 1964. О принципе составления тектонической карты Центрального и Южного Казахстана. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Борукаев Р.А. 1961. История тектонического развития Чингизской геоантиклинальной зоны (Центральный Казахстан). - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (44).
- Борукаева М.Р., Азбель К.А. 1965. О заключительном этапе позднегерцинского магматизма Юго-Западной Джунгарии. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28). Алма-Ата, "Наука".
- Бубличенко Н.Л. 1945. К стратиграфии палеозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. 1963. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. - Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Быкова М.С. 1960. Стратиграфия и фашиальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Быкова М.С., Казацки Д.И. 1957. Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими литолого-фашиальными областями. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 2 (27).
- Вахрамеев В.А. 1941. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 13, вып. 1-2.
- Вахрамеев В.А. 1945. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 1-2.
- Великовская Э.М. 1965. Структурно-фашиальные зоны силура на северо-западном склоне Чингиза. - Вестн. МГУ, серия геол., № 3.
- Вулканогенные породы и методы их изучения. 1967. М., "Недра".
- Гаек О.М. 1967. Новые данные о стратиграфии вулканогенных толщ Токрау-Тарангулукского водораздела. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 1.
- Гендлер В.Е. 1956. О классификации гранитоидов. - Сов. геол., сб. 51.
- Гендлер В.Е., Семенова Т.П. 1962. Геохронологические исследования гранитоидов Тарбагатай. - В кн.: Труды X сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. 1941. М.-Л., Госгеолтехиздат.
- Геология Чингизской геоантиклинальной зоны (Центральный Казахстан). 1962. - Труды Ин-та геол. наук. АН КазССР, 5.
- Гзовский М.В. 1960. Физическая теория образования тектонических разрывов. - В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат.
- Гзовский М.В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3-4. М., Изд-во АН СССР.
- Гогель Ж. 1969. Основы тектоники. М., "Мир".
- Горшков Г.С. 1958. Некоторые вопросы теории вулканологии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

- Гранитные интрузии Казахстана, сб. 1. 1948. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Двойченко Н.К., Харченко Л.Ф. 1962. Опорный разрез верхнесилурийских и девонских отложений северной окраины Джунгаро-Балхашской геосинклинали. - *Материалы по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана*, вып. 2.
- Донских В.В., Зайчкина А.В. 1966. Геологическое строение района верхнего течения р. Аппас в Карагандинском районе Центрального Казахстана. - *Сборник науч.-техн. информ. (Мин-во геол. и охраны недр СССР)*, № 3.
- Дубинин А.Ф. 1971. Субширотные глубинные разломы и их роль в размещении полиметаллических месторождений и рудопроявлений в Зыряновско-Ленингорском районе Рудного Алтая. - В кн.: *Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана*, Алма-Ата.
- Журавлев Б.Я. 1966. Вулканогенный девон юго-западного склона Чингизского мегантиклинория. - *Вестн. МГУ, серия геол.*, № 3.
- Журавлев Б.Я. 1967. Стресс и развитие девонской вулканической области юго-западного склона Чингизского геантиклинального поднятия (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. М.
- Зейлик Б.С., Малахов В.С., Шарпенюк Л.Н., Копылов В.Н., Скублов Г.Т. 1966. Некоторые средне-верхнепалеозойские вулканоплутонические комплексы Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). - В кн.: *Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности*. Алма-Ата, "Наука".
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
- Казанли Д.И. 1955. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. - *Изв. АН КазССР, серия геол.*, вып. 20.
- Казанли Д.И., Попов А.А., Антоненко А.Н. 1959. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане. - *Вестн. АН КазССР*, № 4.
- Каплун Л.И. 1960. Палеонтологическое обоснование стратиграфии девона Северо-Восточного Прибалхашья. - В кн.: *Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана*, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Каплун Л.И., Рукавишникова Т.Б. 1958. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье. - *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 11.
- Кассин Н.Г. 1934. Очерк тектоники Казахстана. - *Проблемы сов. геол.*, 2, № 6.
- Кассин Н.Г. 1941. Геология СССР, т. 2. Восточный Казахстан. М.-Л., Гостеолтехиздат.
- Кассин Н.Г. 1947. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Кац Я.Г., Мартынова М.В., Успенский Е.П. и др. 1964. Живетские и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. - *Изв. высш. уч. завед., геология и разведка*, № 4.
- Кепежинскас В.В. 1968. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, "Наука".
- Комлев Л.В. 1960. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. - В кн.: *Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций*. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., Изд-во АН СССР.
- Коптев-Дворников В.С., Полквой О.С., Маркова Н.Г., Ежов А.И., Жуков Н.А., Козлов А.В., Дмитриев Л.В., Ефремова С.В. 1960. Палеозойские интрузивные комплексы Бэтпакалы. Т. 1. М., Изд-во АН СССР (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 44).
- Коптева В.В. 1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан). - *Труды Лабор. палеовулканол. Казахского науч.-исслед. ин-та минер. сырья*, вып. 3.
- Коптева В.В. 1966. О роли рвущих вулканических образований и строения вулканотектонической депрессии гор Чубарайгыр. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, т. 41, вып. 6.
- Коптева В.В. 1968. Образование и строение кальдеры верхнепалеозойского вулкана Огузтау (Центральный Казахстан). - *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 2.
- Коптева В.В. 1970. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. Автореф. канд. дисс. М.
- Коптева В.В., Щерба И.Г. 1963. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория. - *Труды ГИН АН СССР*, вып. 80.
- Кошелев Г.П. 1971. О строении жерла среднедевонского вулкана Коктасджартас и связанном с ним медном оруденении (Центральный Казахстан). - В кн.: *Вопросы геологии Центрального Казахстана*. М., Изд. МГУ.
- Кошкин В.Я. 1961. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. - В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана*, вып. 1 (26). М., Гостеолтехиздат.
- Кошкин В.Я. 1962. О стратиграфическом положении саякской свиты. - *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 5.
- Кошкин В.Я. 1963. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. - *Труды Лабор. палеовулканол. Казахст. ун-та*, вып. 56.
- Кошкин В.Я. 1964. Строение Карайрекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. - *Труды Лабор. палеовулканол. Казахст. науч.-исслед. ин-та минер. сырья*, вып. 3.

- Кошкин В.Я. 1965. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. – Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Кошкин В.Я. 1969а. Верхний палеозой Северного Прибалхашья. – Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Кошкин В.Я. 1969б. Центральнo-Казахстанский сдвиг. – Геотектоника, № 1.
- Кошкин В.Я., Насиканова О.Н. 1960. Новые данные по стратиграфии фаменского и турнейского ярусов Саякского района Северного Прибалхашья. – В кн.: Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Кошкин В.Я., Радченко М.О. 1965. Новые данные по стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. – В кн.: Материалы по геологии, полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28). Алма-Ата, "Наука".
- Кронидов П.И., Кумпан А.С. 1960. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана по материалам аэромагнитных съемок. – В кн.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Кудрявцев Ю.К., Семина В.А., Попов В.С. 1971. Типы гидротермально измененных пород Северо-Западного Прибалхашья и их поисковое значение. – Сов. геол., № 5.
- Курчатов А.М. 1964. Остатки среднекаменноугольного вулканического аппарата горы Карасуран в Каркаралинском районе (Центральный Казахстан). – Труды Лабор. палеовулканол. Казахст. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 3.
- Лебедь Н.И. 1965. Девонские фосфоритоносные отложения Южного Предчирчизья. – Сов. геол., № 12.
- Лукьянов А.В. 1961. Структура Аксоран-Акжалской зоны разломов в Центральном Казахстане. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Лукьянов А.В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. – Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Лукьянов А.В., Щерба И.Г. 1968. Тектоническое районирование и составление среднемасштабных тектонических карт складчатых областей на основе парагенетического анализа структур. – В кн.: Тезисы докладов, представленных на VI сессию научного совета по тектонике Сибири. Новосибирск.
- Лялин Ю.М., Кувшинов Г.В. 1968. Геолого-геофизические признаки палеовулканических аппаратов (на примере Северного Прибалхашья). – В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета ДВПИ. Владивосток.
- Малеев Е.Ф. 1963. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат.
- Маркова Н.Г. 1948. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. – В кн.: Тектоника СССР, т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Маркова Н.Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. – В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Мартынова М.В. 1960. Фаменский ярус верхнего девона западной части Центрального Казахстана. – В кн.: Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Милановский Е.Е. 1969. Развитие кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Недра".
- Моисеенко Ф.С. 1957. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. – Уч. зап. ЛГУ, № 225, серия геол. наук, вып. 9.
- Моисеенко Ф.С. 1960. Геологическая природа Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. – Сов. геол., № 1.
- Монич В.К. 1945. Гранитные интрузии Казахстана. – Изв. Казах. фил. АН СССР, № 5-6.
- Монич В.К., Иванова А.И. 1961. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. – Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР, вып. 1.
- Монич В.К., Иванова А.И., Комлев Л.В., Ляпичев Г.Ф., Семенова Т.П. 1965. Абсолютный возраст магматических и метаморфических пород Восточного Казахстана и шкала абсолютной геохронологии. – В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. – Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Морозов М.Д., Бродовой В.Е., Бекжанов Г.Р. 1963. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям. – Изв. АН КазССР, серия геол. наук, вып. 2 (53).
- Моссаковский А.А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. – Геотектоника, № 2.
- Моссаковский А.А. 1969. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Муди Дж.Д., Хилл Дж.М. 1960. Сдвиговая тектоника. – В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ.
- Муратов М.В. 1969. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

- Мычник М.Б., Никитина Л.Г. 1962. Нижний и средний девон. - Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 5.
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Тай Д.Т. 1968. Корреляционная схема ордовика Восточного Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Никитина Л.Г. 1959. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (36).
- Никитина Л.Г. 1964. Стратиграфия и фациальные комплексы нижне-, среднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир".
- Пейве А.В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А.В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
- Перекалина Т.В. 1966. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд. ЛГУ.
- Петров А.М. 1968. О механизме образования структур центрального типа. - Сов. геол., № 9.
- Попов А.А. 1962. К вопросу о природе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1 (45).
- Попов В.С. 1967. Герцинские интрузивные комплексы южной части Жамши-Токрауского водораздела (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. М.
- Пославская И.А., Мигдисов С.А. 1971. Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнедевонского возраста района оз. Карасор. - В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд. МГУ.
- Пупышев Н.А. 1963. Девон Северо-Западного Прибалхашья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., Госгеолтехиздат (Труды ВСЕГЕИ, т. 94).
- Пэк А.В. 1939. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Расцветаев Л.М. 1966. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. - Геотектоника, № 3.
- Ренгартен П.А. 1958. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. - Сов. геол., № 4.
- Розенкранц А.А., Семенова Т.П., Ковалева В.В. 1963. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Северо-Восточного Прибалхашья. - В кн.: Труды II сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Розенкранц А.А., Семенова Т.П., Монич В.К., Ковалева В.В. 1964. Геохронологические данные для континентальных образований верхнего палеозоя в Казахстане. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Русаков М.П. 1933. Геологический очерк Прибалхашья и озера Балхаш. М.-Л., Цветметиздат.
- Русаков М.П., Сергиевский В.М. 1941. Прибалхашье: силурийские, девонские, каменноугольные отложения, вулканизм, тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. Геологическое описание. М.-Л., Госгеолиздат.
- Сатпаев К.И., Монич В.К., Иванов А.И., Ляпичев Г.Ф., Семенова Т.П. 1963. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (54).
- Святловский А.Е. 1957. О вулканотектонике Ключевской группы вулканов Камчатки. - Бюлл. Вулканол. станции на Камчатке, № 26.
- Севрюгин Н.А. 1959. Геологическое строение Присемипалатинского района. - Сов. геол., № 8.
- Семенова Т.П. 1960. К вопросу об абсолютном возрасте некоторых интрузивных массивов Казахстана по данным аргонового метода. - Труды Казахст. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 2.
- Сенкевич М.А. 1956. О возрасте альбитофировой толщи девона Центрального Казахстана. - Сов. геол., сб. 52.
- Сири А.Н. 1968. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., "Наука".
- Ситтер Л.У. де. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.
- Соболев Р.Н., Дорохов И.Л., Боршевский Ю.А. 1965. Новые данные о возрасте гранитоидов топарского комплекса северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали. - Докл. АН СССР, т. 165, № 3.
- Стааль М.Б., Розенкранц А.А., Ковалева В.В. 1956. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья. - Сов. геол., сб. 52.
- Старков В.И., Монич В.К. 1965. Некоторые результаты термолуминесцентного изучения разновозрастных интрузивных комплексов. - В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Стеркин В.Д., Ковалевский А.Ф. 1966. Верхнепермская вулканическая формация правобережья реки Баканас (Северное Прибалхашье). - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука".

- Суворов А.И. 1961. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Ташинина М.В. 1960. Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центрального Казахстана, - В кн.: Материалы годичной сессии ученого совета (ВСЕГЕИ) по результатам работ 1959 г. Л.
- Ташинина М.В., Розенкранц А.А. 1965. Вулканогенные формации среднего и верхнего палеозоя северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. - В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:500000). 1966. М., "Наука".
- Тихомиров В.Г. 1967. Главные ассоциации пород и структурные этажи палеозойских орогенных вулканических областей Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Южной Сибири. - Вестн. МГУ, серия геол., № 6.
- Трифонов В.Г. 1964. Остатки верхнепалеозойских вулканов в Калмакэмельской синклинали (Центральный Казахстан). - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Трифонов В.Г. 1967. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. - Труды ГИН АН СССР, вып. 175.
- Успенский Е.П. 1965. Стратиграфия нижнего - среднего девона юго-западного склона хребта Чингиз (Центральный Казахстан). - Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, № 3.
- Успенский Е.П., Михайлов А.Е., Бахтеев М.К. 1969. Глубинные разломы северо-западного Прибалхашья. - Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, № 3.
- Федоров Т.О. 1965. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - Докл. АН СССР, т. 165, № 3.
- Федоров Т.О. 1968. Семизбугинский вулканический массив девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Автореф. канд. дисс. М.
- Фремд Г.М. 1963. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. - Труды Лабор. палеовулканол. Казахст. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 1.
- Чуйкова В.Г. 1957. Два комплекса верхнепалеозойских гранитов в Северо-Восточном Прибалхашье. - Сов. геол., сб. 62.
- Чуриков В.С. 1959. К вопросу о происхождении жильного пространства на примере Северо-Коунрадского вольфрамового месторождения. - Сов. геол., № 12.
- Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука".
- Шатский Н.С. 1964. О тектонике Центрального Казахстана. - Избр. труды, т. 2. М., "Наука".
- Шевченко Е.В. 1951. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Львов, Изд. Львовск. ун-та.
- Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. 1964. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Штилле Г. 1964а. Нормальная тектоника, соляная тектоника и вулканизм. Избр. труды. М., "Мир".
- Штилле Г. 1964б. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избр. труды. М., "Мир".
- Штилле Г. 1964в. Субсеквентный магматизм. Избр. труды. М., "Мир".
- Штрейфс Н.А., Макарычев Г.И. 1969. О соотношении между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".
- Щерб а Г.Н. 1951. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 13.
- Щерб а Г.Н. 1956. Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 24.
- Щерб а Г.Н., Иванов А.И. 1959. О возрасте некоторых герцинских интрузивных комплексов Центрального Казахстана. - Вестн. АН КазССР, № 12 (177).
- Щерб а Г.Н., Попов А.А. 1962. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3.
- Щерб а И.Г. 1964. Строение верхнепалеозойского вулкана в горах Сарыоба Центрального Казахстана. - Труды Лабор. палеовулканол. Казахст. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 3.
- Щерб а И.Г. 1966. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 6.
- Щерб а И.Г. 1967. Сдвиги в горах Музбель (Центральный Казахстан). - Геотектоника, № 1.
- Щерб а И.Г. 1969. К вопросу о методике изучения сдвигов путем фациального анализа на примере Каиндинской зоны разломов (Центральный Казахстан). - В кн.: Тезисы докладов конференции молодых ученых, посвященной 100-летию со дня рождения В.И.Ленина. М. "Наука".
- Щерб а И.Г., Лукьянов А.В. 1967. Строение карбонатной формации фаменско-турнейского возраста в Аксоран-Акжалской зоне разломов Центрального Казахстана. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Щерб акова М.Н. 1967. Кызыладырская кольцевая структура (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан). - Вестн. МГУ, серия геол., № 1.

- Эрлих Э.Н. 1965. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. - Геотектоника, № 1.
- Anderson E. M. 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh - London.
- Bishop D. G. 1968. The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand. - N.Z. J. Geol. and Geophys., v.11, N 2.
- Closs H. 1921. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig.
- Cloos H. 1939. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Grossformen. - Geol. Rundschau, 30, H. 4a.
- Goguel J. 1963. A hypothesis of the origin of the "Cryptovolcanic structures" of the Central Platform of N. America. - Amer. J. Sci., N 7.
- Modriniak N., Studt F.E. 1959. Geological structure and volcanism of the Taupo-Tarawera District, N. Zealand. - N.Z.J. Geol. and Geophys., v. 2, N 4.
- Muller S.W., Ferguson H.G., Roberts R.I. 1951. Geology of the Tobin quadrangle Nevada. Geologic quadrangle maps of the United States. Washington.
- Sarkar S.N., Mukherjee A. 1958. Studies on the Nischintapur fault and its relation to the cross-folding movement in East Singhbhum. Bihar. - Quart. j. Geol., Min. and Metallurg. Soc. India, v.30, N 3.

ВВЕДЕНИЕ .....	5
<i>Глава I</i>	
РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ .....	7
<i>Глава II</i>	
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ .....	14
<i>Глава III</i>	
СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. МАГМАТИЗМ.....	21
Нижнепалеозойские отложения .....	21
Силурийские отложения .....	21
Девонские отложения .....	22
Отложения нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона.....	22
Отложения живетского и франского ярусов .....	29
Отложения фаменского и турнейского ярусов .....	36
Визейско-пермские отложения .....	42
Кемельбекская свита ( $C_1 v_{1-2}$ ) .....	43
Каркаралинская свита ( $C_1 v_{2-n}$ ) .....	44
Калмакэмельская свита ( $C_{1n}-C_2$ ) .....	46
Керегетасская свита ( $C_{2-3}$ ) .....	50
Архарлинская свита ( $C_3-P_1$ ) .....	67
Пермские (?) и верхнепермские (ушобинский комплекс) отложения ..	70
Интрузивные образования каменноугольного и пермского возраста ..	70
Ранние верхнепалеозойские комплексы .....	71
Комплекс субвулканических интрузий трахилипаритовых порфиров ..	72
Поздние верхнепалеозойские комплексы .....	73
<i>Глава IV</i>	
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ .....	75
Средний палеозой .....	76
История формирования структур геосинклинального комплекса .....	76
Нижний девон - эйфельский век .....	76
Живетский и франский века .....	77
Фаменский и турнейский века .....	80
Начало визейского века .....	84
Типы развития среднепалеозойских структур .....	84
Верхний палеозой .....	85
История формирования структуры орогенных впадин .....	85
Время накопления каркаралинской свиты ( $C_1 v_{2-n}$ ) .....	86
Время накопления калмакэмельской свиты ( $C_{1n}-C_2$ ) .....	89
Время накопления керегетасской свиты ( $C_{2-3}$ ) .....	91
Время накопления архарлинской свиты ( $C_3-P_1$ ) .....	95
Типы развития верхнепалеозойских конседиментационных структур ..	98
<i>Глава V</i>	
МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР .....	101
Линейные структуры .....	101
Грабены и грабенообразные зоны .....	101
Чингиз-Балхашский грабен .....	101
Тюлькулинская грабенообразная зона .....	102
Музбельская грабенообразная зона .....	104

Протяженные разломы и прилегающие к ним под углом системы коротких грабенов и коробчатых синклиналей .....	105
Каиндийская зона .....	105
Жаман-Беспоянская зона .....	111
Центрально-Казахстанский разлом и структуры его восточного крыла .....	115
Зоны пологих разломов и сжатых складок .....	118
Чубартауская зона разломов и складок .....	118
Восточно-Тесиктасская и Западно-Тесиктасская зоны разломов ..	126
Томарская система разломов .....	126
Изометричные структуры .....	127
Вулкано-тектонические депрессии .....	127
Сарыобинская вулкано-тектоническая депрессия .....	127
Музамбельская вулкано-тектоническая депрессия .....	133
Секущие структуры .....	137
<i>Глава VI</i>	
АНАЛИЗ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ, ПАРАГЕНЕЗИСЫ СТРУКТУР. СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ . . . . .	139
<i>Глава VII</i>	
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИБАЛ. - ХАШЬЯ .....	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	152
ЛИТЕРАТУРА .....	154

INTRODUCTION . . . . .

*Chapter I*

DEVELOPMENT OF CONCEPTS ON THE STRUCTURE OF THE NORTH BALKHASH REGION . . . . .

*Chapter II*

GENERAL CHARACTERISTIC OF THE NORTH BALKHASH STRUCTURE . . . . .

*Chapter III*

STRATIGRAPHY AND FACIES OF PALEOZOIC DEPOSITS

MAGMATISM . . . . .

    Lower Paleozoic deposits . . . . .

    Silurian deposits . . . . .

    Devonian deposits . . . . .

        Deposits of the Lower Devonian and the Eifelian stage . . . . .

        Deposits of the Givetian and Frasnian stages . . . . .

        Deposits of the Famennian and Tournaisian stages . . . . .

    Vise-Permian deposits . . . . .

        Kemelbek suite ( $C_1 v_{1-2}$ ) . . . . .

        Karkaraly suite ( $C_1 v_{2-n}$ ) . . . . .

        Kalmakemel suite ( $C_1 n-C_2$ ) . . . . .

        Keregetas suite ( $C_2-3$ ) . . . . .

        Arkharly suite ( $C_3-P_1$ ) . . . . .

        Permian (?) and Upper Permian (Ushoba complex) deposits . . . . .

        Carboniferous and Permian intrusive formations

        Early Upper Paleozoic complexes . . . . .

        Complex of subvolcanic intrusions of trachyliparite porphyry . . . . .

        Late upper Paleozoic complexes . . . . .

*Chapter IV*

DEVELOPMENT HISTORY OF THE NORTH BALKHASH STRUCTURE IN THE MIDDLE AND UPPER PALEOZOIC . . . . .

    Middle Paleozoic . . . . .

        The history of formation of structures during the geosynclinal stage . . . . .

            The Lower Devonian - Eifelian age . . . . .

            Givetian and Frasnian ages . . . . .

            Famennian and Tournaisian ages . . . . .

            Beginning of the Visean age . . . . .

    Types of development of structures in Middle Paleozoic . . . . .

        Upper Paleozoic . . . . .

    The history of formation of the structures of orogenic depressions . . . . .

        Time of formation of the Karkaraly suite ( $C_1 v_{2-n}$ ) . . . . .

Time of formation of the Kalmakemel suite ( $C_{1n}-C_2$ ) . . . . .	89
Time of formation of the Keregetas suite ( $C_2-3$ ) . . . . .	91
Time of formation of the Arkharly suite ( $C_3-P_1$ ) . . . . .	95
Types of development of Upper Paleozoic consedimentary structures . . . . .	98

*Chapter V*

MORPHOLOGY. . . . .	101
Linear structures . . . . .	101
Graben and graben-like zones . . . . .	101
Chingiz-Balkhash graben . . . . .	101
Tyulkul graben-like zone . . . . .	102
Muzbel graben-like zone . . . . .	104
Extended faults and adjoined systems of short grabens and box-like synclines . . . . .	105
Kaindy zone . . . . .	105
Zhaman-Bespokan zone . . . . .	111
Central Kazakhstan fault and structures of its eastern limb. . . . .	115
Zone of gentle faults and compressed folds. . . . .	118
Chubartau zone of faults and folds. . . . .	118
East Tesiktas and West Tesiktas zones of faults . . . . .	126
Tomar system of faults . . . . .	126
Isometric structures . . . . .	127
Volcano-tectonic depressions . . . . .	127
Sary-Oba volcano-tectonic depression . . . . .	127
Muzambel volcano-tectonic depression . . . . .	133
Cross-cutting structures . . . . .	137

*Chapter VI*

ANALYSIS OF THE NORTH BALKHASH STRUCTURE. PARAGENESES OF STRUCTURES. STRUCTURAL PATTERNS AND THEIR ORIGIN. . . . .	139
--	-----

*Chapter VII*

SOME PECULIARITIES OF THE NORTH BALKHASH STRUCTURE . . . . .	140
CONCLUSIONS . . . . .	152
BIBLIOGRAPHY . . . . .	154

Ирина Георгиевна Шерба

ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Р.Л. Мишина, Художник Н.А. Седельников, Технический редактор В.И. Дьяконова

Подписано к печати 14/IV-73 г. Формат 70 x 108 1/16. Усл.печ.л. 14,35 + 5,9 вкл. Уч.-изд.л. 22,33  
 Бумага №1. Т- 04834. Тираж 650 экз. Тип.зак.270 Цена 2 р. 23 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва К-62, Подсосенский пер., 21  
 1-я типография издательства "Наука", Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

### ОПЕЧАТКИ И ДОПОЛНЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
11	12 св.	Догданов	Богданов
26	20 сн.	фиг. 5	фиг. 4
28	8 "	разрез 12	разрез 11
28	6 "	разрез 11	разрез 12
81	1 "	сменяются	сменяют
143	4 св.	крупным разломом	крупных разломов

Фиг. 1 и 28 составлены в одном масштабе. На фиг. 12 соотношение горизонталь и вертикального масштабов 1:2.

---

Зах. 270. Щерба И.Г.

Герцинская структура . . .

