АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. М. СИМАНОВИЧ

КВАРЦ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Труды, вып. 314

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

УДК 549.514.51.552.513

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

I.M.Simanovich

QUARTZ OF ARENACEOUS ROCKS

Transactions, vol. 314

Кварц песчаных пород. И.М. Симанович. Труды ГИН АН СССР, вып. 314, М., "Наука".

Цель работы – выяснение роли кварца как индикатора процессов седиментогенеза, а также постседиментационных преобразований осадочных пород. В результате изучения кварца эталонной коллекции образцов впервые получены статистические данные о встречаемости типоморфных признаков в различных генетических типах кварца. Разработана вероятностная полуколичественная методика определения первичных источников сноса обломочного кварца. Получены первые сведения о генетическом составе обломочного кварца кварцевых песчаных пород. Выявлена общая стадиальная направленность преобразования обломочного материала и структур кварцевых песчаных пород. Установлено и интерпретировано явление метаморфизма обломочного кварца. Изучена стадиальная эволюция пластической деформации и дофинейского двойникования кварца песчаных пород.

Табл. 24. Ил. 29. Фототабл. 16. Библ. 143 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.В. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор
В.Д. Шутов

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, A.V. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor
V.D. Shutov

С $\frac{20805\text{-}133}{055\,(02)\text{-}78}$ 341-78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Основная задача настоящей работы – выяснение роли обломочного кварца как индикатора процессов литогенеза, начиная со стадии седиментогенеза, вплоть до превращения кварцсодержащих песчаных пород в метаморфические образования.

Изучение терригенных минералов сыграло чрезвычайно важную роль в развитии литологических исследований. Аксессорные минералы терригенных пород издавна широко используются в качестве индикаторов питающих провинций, а также для целей корреляции. Однако обломочный кварц, являющийся главным породообразующим минералом песчаных пород и существенной примесью в осадках иного петрографического типа, остается малоинформативным минералом. Поэтому в практике литологических исследований установился формальный подход к его изучению.

Первые попытки использовать кварц для определения источников сноса были сделаны вскоре после появления поляризационного микроскопа (Sorby, 1877). В. Мэкки (Mackie, 1896), Л. Кайе (Cayeuxe, 1929), П. Крынин (Krynine, 1940, 1946), В. Келлер и Р. Литтлфилд (Keller, Littlefield, 1950) изучали типы включений в обломочном кварце с целью его сопоставления с исходным кварцем материнских пород. П. Крыниным (Krynine, 1946) создана классификация генетических типов обломочного кварца по внутренней структуре и форме последнего. Некоторые исследователи (Folk, 1961) пытались классифицировать обломочный кварц по углу максимального различия угасания в волнистогаснущих зернах. И, наконец, сравнительно недавно Х. Блатт (Blatt, 1967), исследовав кварц из измельченного выветриванием детрита различных кристаллических пород, пришел к выводу, что наиболее ценную информацию о происхождении обломочного кварца дает сопоставление размеров зерен и их внутренней структуры (поликристалличности и волнистого угасания).

Американские седиментологи (Pettijohn e.a., 1972, Blatt e.a., 1972) считают перечисленные выше попытки создания генетической классификации обломочного кварца субъективными и неубедительными. Отрицается возможность идентификации обломочного кварца по типам включений. Общая оценка перспектив использования обломочного кварца для седиментологических построений весьма пессимистична. По Х.Блатту и другим, определить генезис обломочного кварца возможно лишь в следующих случаях: а) молочный цвет кварца свидетельствует о его гидротермальном генезисе; б) кварц в кристаллических сланцах содержит мало газово-жидких включений; их почти нет в вулканическом кварце; в) игольчатые включения рутила характерны для кварца гранитов.

В нашей стране большой популярностью пользуется классификация типов обломочного кварца Г.Г. Леммлейна и В.С. Князева (1951). В ее основу был положен принцип выделения типов кварца по какому-либо одному типоморфному признаку. Важно отметить, что сами авторы не считали свою классификацию генетической, но тем не менее на ее основе решен ряд литолого-стратиграфических задач. Как отмечали Г.Г. Леммлейн и В.С. Князев, для создания действительно генетической классификации типов обломочного кварца требуется статистическое изучение кварца большой коллекции кристаллических пород разных

районов и возрастов. Эта идея была положена в основу исследований, проводившихся автором совместно с М.Я. Кацем (Кац, Симанович, 1974).

Краткое изложение результатов изучения эталонных образцов кварца в основном табличной формы составляет содержание первой главы настоящей работы.

Конечной целью проводившихся исследований явилось создание генетической классификации обломочного кварца и методики количественного определения типов кварца в песчаных породах. Этой проблеме посвящена вторая глава. В третьей главе приводятся примеры использования количественной методики для палеогеографических реконструкций.

Последующие главы посвящены поведению кварца в постседиментационных процессах.

Проблема изучения постседиментационного преобразования кварца песчаных пород включает следующие задачи.

1. Изучение типов постседиментационных преобразований кварца песчаных пород.

2. Выявление приуроченности различных преобразований обломочного кварца к стадиям и этапам постседиментационного изменения осадочных пород.

3. Определение роли кварца как индикатора процессов постседиментационного преобразования осадочных пород.

4. Выяснение уровня преобразования обломочного кварца, до которого возможно применение разработанной методики определения источников сноса.

В основу изложения материалов второй части работы положены главным образом собственные исследования автора (Копелиович, Симанович, 1963, 1966а,б; Симанович, 1964, 1965, 1966а,б, 1968а,б, 1969, 1972а,б,в, 1973а,б, 1975) с применением достижений минералогии и кристаллографии кварца[1]. При изучении постседиментационного преобразования кварца использованы данные, полученные в результате исследований типоморфных особенностей породообразующего и обломочного кварца. Поскольку кварц является основным структурообразующим компонентом кварцевых и олигомиктовых песчаных пород, исследование не могло сводиться лишь к изучению типоморфных особенностей его зерен. Изучалось сложное взаимодействие обломочных зерен кварца, т.е. формирование структур кварцевых песчаных пород на разных стадиях постседиментационного развития.

Главными объектами при изучении постседиментационного преобразования кварца песчаных пород были мономиктовые и олигомиктовые кварцитовидные песчаники, кварцито-песчаники и кварциты среднего докембрия Балтийского (Карелия) и Алданского (Якутия) щитов. Почти все изученные разрезы датируются нижним и средним протерозоем. В это время фундамент древних платформ сохранял подвижность, а в отдельных зонах претерпевал активный тектогенез, сопровождавшийся проявлениями магматизма (Павловский, 1964; Павловский, Марков, 1963), что явилось причиной неоднородного постседиментационного преобразования осадочных толщ. Это обстоятельство делает среднедокембрийские осадочные породы исключительно интересным объектом для прослеживания всех переходов постдиагенетического преобразования, от глубинного эпигенеза до регионального метаморфизма амфиболитовой фации включительно.

Поведение кварца в метаморфизованных полимиктовых породах рассмотрено на примере верхнепалеозойских отложений Южно-Верхоянского синклинория.

---

[1] Подробное изложение литературных сведений о кристаллографии, составе и физических свойствах кварца, а также некоторых положений теории дефектов в кристаллах сделано автором в вышеупомянутой монографии (Кац, Симанович, 1974).

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩЕГО КВАРЦА

В изучении типоморфных свойств кварца песчаной размерности существуют специфические трудности, связанные с малым размером зерен и ограничивающие применение ряда физических и химических методов.

Массовое изучение отдельных песчаных зерен кварца возможно только с помощью оптического микроскопа. Из физических и химических методов применимы лишь те, которые позволяют получить статистическое разделение совокупности зерен кварца по какому-либо одному типоморфному признаку. С этой точки зрения освоен метод гравитационной градиентной трубки, разработанной М.Я. Кацем, позволяющий получать гистограммы распределения кварцевых зерен по плотности.

Эти два метода – микроскопический и гравитационной градиентной трубки – и были применены для изучения кварца образцов эталонной коллекции.

В эталонную коллекцию вошли следующие образцы.

1. Метаморфические породы в основном высоких ступеней метаморфизма (31 обр.).

2. Гранитоиды древние архейские, ассоциирующие с породами высоких ступеней метаморфизма (25 обр.).

3. Гранитоиды молодые интрузивного генезиса (9 обр.).

4. Жильный (гидротермальный) кварц (6 обр.).

Всего оптическими методами изучен 71 образец, методом градиентной трубки – 121 образец.

Исследовали предварительно выделенные мономинеральные фракции 0,2–0,25 мм. Узкий размерный интервал избран в связи с необходимостью получения сравнимой информации.

Подсчет встречаемости типоморфных признаков осуществляли по широко применяемому в теории информации двоичному коду "да–нет" (0–1) в 100 зернах каждого образца. По типам пород рассчитаны средние арифметические (M) и коэффициенты вариации (W) встречаемости типоморфных признаков.

Под микроскопом статистически изучены три группы типоморфных признаков: структурные дефекты, включения минералов и включения минералообразующей среды (BMC).

Потребовалась предварительная работа по составлению классификаций оптически определимых структурных дефектов и BMC.

Все типы и разновидности оптически определимых структурных дефектов обусловлены следующими несовершенствами кристаллической решетки кварца: 1) границами индивидов в поликристаллических агрегатах (мозаичность, поликристалличность); 2) субграницами блоков в монокристаллах (блочность); 3) изгибами решетки (волнистое угасание); 4) характерными проявлениями пластической деформации. Разновидности структурных дефектов, а также принятые в работе их буквенные обозначения приведены в табл. 1.

BMC расклассифицированы по следующим группам признаков: 1) размер; 2) форма; 3) фазовый состав; 4) насыщенность зерен кварца BMC (табл. 2).

В кварце эталонных образцов диагностировали перечисленные в табл. 1 включения минералов (Симанович, Ивенсен, 1972). Анализ табл. 1 и построенных

Таблица 1

Классификация типов и разновидностей структурных дефектов обломочного кварца

Типы структурных дефектов	Морфологические разновидности структурных дефектов	Вероятный генезис
Поликристалличность	Изометрично-полигональная поликристалличность *(ПИП)*	Первично-кристаллизационная, вторичная в гранитах и гнейсах, посткинематическая в катаклазитах всех типов
	Грануляционная поликристалличность *(ПГ)*	Катаклаз гранитов, гнейсов, жильного кварца и других типов пород. Начальный метаморфизм кварцито-песчаников
	Поликристалличность с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов *(ПИЛК)*	Динамометаморфизм различных типов пород
	Шестоватая поликристалличность *(ПШ)*	Первично-кристаллизационная в жильном кварце
Блочность	Неправильная блочность *(БН)*	Первично-кристаллизационная в различных типах пород, вторичная - динамометаморфизм
	Линейная блочность *(БЛ)*	Вероятно, первично-кристаллизационная (синкинематическая) в гранитах; динамометаморфизм различных типов пород
	Брусковидная блочность *(ББ)*	Интенсивный динамометаморфизм различных типов пород
Волнистое угасание	Облачное волнистое угасание *(ВУО)*	Первично-кристаллизационная; динамометаморфизм всех типов кварцсодержащих пород
	Фронтальное волнистое угасание *(ВУФ)*	Динамометаморфизм гранитов и гнейсов
	Прерывистое волнистое угасание *(ВУП)*	Динамометаморфизм кварца различного генезиса
Пластическая деформация *(ПД)*	Деформационное пластинкование, иррациональное двойникование, пояса деформации, "смятие" кварца, полосы деформации	Пластическая деформация в результате динамометаморфизма кварца различных горных пород, в том числе и жильного кварца

по ней графиков позволил выявить серию закономерностей распределения частот встречаемости типоморфных признаков кварца по типам пород. Наиболее характерные вариации типоморфных признаков по генетическим типам кварца приведены в табл. 3.

Общей закономерностью являются достаточно контрастное возрастание содержания *ВМС* и уменьшение содержания включений минералов в ряду: метаморфические породы - древние гранитоиды - молодые гранитоиды - жильный кварц.

Это контрастное распределение включений позволило различать генетические типы кварца по плотностным свойствам, так как вариации плотности в третьем знаке отражают соотношение "тяжелых" (минеральных) и "легких" (*ВМС*) включений (Кац, Симанович, 1974).

Таблица 2

Средние арифметические (M) и коэффициенты вариации (W) частот встречаемости типоморфных признаков кварца эталонных образцов

Типоморфные признаки			Метаморфические породы		Древние гранитоиды		Молодые гранитоиды		Жильный кварц	
			M	W	M	W	M	W	M	W
Включения минералов		Полевой шпат	5,4	89	2,8	118	4,4	143	–	–
		Биотит	23	98	13,6	102	2,4	112	–	–
		Мусковит	5	285	1,7	254	–	–	–	–
		Амфибол	3,6	275	0,9	289	–	–	–	–
		Апатит	6	225	3,2	194	1,8	183	–	–
		Циркон	4,5	247	1,1	209	–	–	–	–
		Рутил	13	192	33,3	89	3,1	129	–	–
		Сфен	3,3	815	–	–	–	–	–	–
		Турмалин	–	–	–	–	–	–	–	–
		Силлиманит	–	–	–	–	–	–	–	–
		Дистен	3,1	851	–	–	–	–	–	–
		Эпидот	1,5	173	5,2	252	–	–	–	–
		Гранат	1,4	250	–	–	–	–	–	–
		Графит	14,4	226	–	–	–	–	–	–
		Рудный	4,1	246	1,3	131	–	–	–	–
		Кальцит	0,8	300	1,3	185	–	–	–	–
		Без включений	38,4	75	45	54	87	127	100	–
Включения минералообразующей среды	размер	Мелкие	65	31,7	81	15	88	20	86,6	19,7
		Крупные	30,7	75,2	55,5	34,5	77,1	21,3	89,1	20,4
	форма	Ограненные	0,93	208,7	4,32	200	6,9	23,2	8,6	148,8
		Полуограненные	6,5	143	14,4	119	25,1	91,6	31,0	61,3
		Неправильные	48,1	43,7	66,6	24	83,1	20,7	91,4	17,1
		Уплощенные	7,4	81	11,4	79	16,9	62,1	19,1	30,9
	фазовый состав	Жидкие	9,45	104,2	24,8	83	13,3	118	55,4	56,2
		Газово-жидкие	18,1	93,9	32,8	63	48,2	52,1	64,6	38,2
		Газовые	7,7	181	28,2	108	32,2	90,7	12,3	169,9
		Многофазные	2,2	231,8	12,8	105	42,4	55,4	14,0	107,1
		Затвердевшие	–	–	0,8	320	1,8	150	6,6	156
	насыщенность	Слабая	44,3	29,1	30,4	46	74,2	77,4	8,0	122
		Средняя	20,7	84	42,4	53	39,1	24	27,1	80,8
		Высокая	0,8	362	11	113	35,1	48,4	42,9	66,2
		Очень высокая	–	–	0,64	375	2,2	100	15,7	158

Таблица 2 (окончание)

Типоморфные признаки		Метаморфические породы		Древние гранитоиды		Молодые гранитоиды		Жильный кварц	
		M	*W*	*M*	*W*	*M*	*W*	*M*	*W*
	Без включений	34,4	61,9	15,6	77	9,3	158	6,6	183,8
Структурные дефекты	*ПИП*	15,2	132	9,5	170	2,0	95	1,4	186
	ПГ	–	–	–	–	–	–	5,4	148
	ПИЛК	3,4	320	7,1	246	–	–	–	–
	БН	16,9	83	18,2	97	7,3	77	19,6	75
	БЛ	18,2	71	12,8	86	3,8	142	3,4	94
	ББ	3,0	245	1,8	183	–	–	–	–
	ВУО	28,7	70	35,0	47	45,0	46	30,2	67
	ВУФ	4,0	140	3,4	262	–	–	–	–
	ВУП	27,8	100	31,5	71	11,3	108	26,0	65
	ПД	5,4	324	0,7	444	–	–	1,2	250
	Без дефектов	18,9	79	20,0	100	40,7	53	39,0	100

Примечание. *M* и *W* для турмалина и силлиманита не рассчитаны, так как эти минеральные включения присутствуют лишь в единичных образцах кварца.

Таблица 3

Важнейшие типоморфные признаки кварца различного генезиса

№ п/п	Генетические типы кварца	Типоморфные признаки		
		оптически определимые структурные дефекты	минеральные включения	включения минералообразующей среды (*ВМС*)
1	Кварц: метаморфических пород	Повышенная ч.в. *ПИЛК*, *БЛ* и *ББ*	Графит, гранат, силлиманит, дистен и сфен. Повышенная ч.в. биотита. Обычны циркон, апатит, мусковит, рудный, эпидот	Наименьшая ч.в. крупных ограненных, полуограненных, газовых и многофазных *ВМС*. Отсутствуют затвердевшие *ВМС*. Зерен с высокой насыщенностью практически нет. Наибольшее количество зерен без включений
2	древних гранитоидов	По типам и ч.в. дефектов близки к (1). Несколько понижены ч.в. *ПИП* и *БЛ*	Игольчатый рутил. Ч.в. прочих минералов ниже по сравнению с (1). Обычны биотит, циркон, апатит, мусковит, рудный, эпидот	Несколько более высокая ч.в. (по сравнению с 1) крупных ограненных, полуограненных, газовых и многофазных *ВМС* и зерен со средней и высокой насыщенностью

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	Генетические типы кварца	Типоморфные признаки		
		оптически определимые структурные дефекты	минеральные в включения	включения минералообразующей среды
3	молодых гранитоидов	Резко понижены (по сравнению с 1,2) ч.в. *ПИП, БЛ, МИЛК, ББ* и *ВУП*. Повышенная ч.в. *ВУО*. Высокая ч.в. *БД*	Малая (по сравнению с 1,2) ч.в. минеральных включений. Характерен игольчатый рутил	Высокая ч.в. крупных ограненных, полуограненных, газовых и многофазных *ВМС*. Характерны зерна с высокой насыщенностью. Отмечаются затвердевшие *ВМС*
4	жильный	Резко понижена ч.в. *БЛ*. Типичны *БН* и *ВУП*. Высокая ч.в. *БД*	Разнообразны, но ч.в. обычно очень низка	Высокая ч.в. крупных ограненных и полуограненных *ВМС*. Ч.в. газовых и многофазных *ВМС* низкая. Зерна с высокой и очень высокой насыщенностью
5	пегматитов	Близок к (4)	То же	Близок к (4). Очень характерны крупные и газовые *ВМС*
6	кислых эффузивов	Обычно *БД*, редко – *ВУО*	Не известны	Характерны только затвердевшие *ВМС*

Примечание. ч.в. – частота встречаемости; *ВМС* – включения минералообразующей среды; в кварце любого генезиса из тектонически активных зон может быть высокая частота встречаемости *ПИЛК, МГ, ББ, ВУП, ПД*, а также вторичных включений минералообразующей среды; в "чистых" разностях жильного и пегматитового кварца может наблюдаться почти полное отсутствие включений минералообразующей среды.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ПЕСЧАНОЙ РАЗМЕРНОСТИ

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КВАРЦА

При изучении важнейших типоморфных признаков мы пытались выяснить, какие из них наиболее характерны для каждого из генетических типов обломочного кварца. Поэтому уместно решить, что понимать под "генетическими типами обломочного кварца". Нетрудно показать, что кварц, обладающий каким-либо одним специфическим типоморфным признаком (например, высокая насыщенность включениями минералообразующей среды или поликристаллическое строение зерен), не может строго соответствовать определенному генетическому типу. В опубликованных работах нередко встречаются утверждения, что обломочный кварц с поликристаллическим строением образовался за счет метаморфических пород, иногда эти зерна даже называют "обломками кварцитов". Однако, как следует из приведенного нами материала, поликристаллическим строением может обладать обломочный кварц любого генезиса, особенно образовавшийся при размыве пород тектонически активных зон.

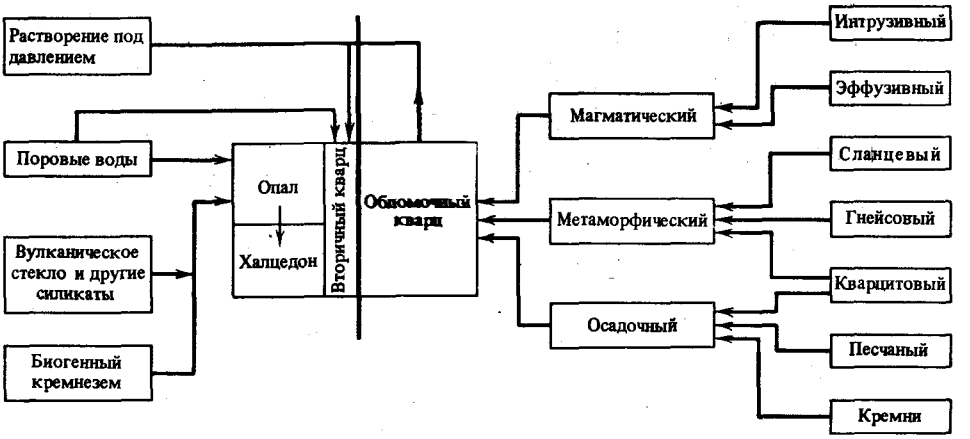
В предложенной Г.Г. Леммлейном и В.С. Князевым (1951) классификации было выделено восемь типов обломочного кварца: непрозрачный, полупрозрачный, трещиноватый, опалесцирующий, с игольчатыми включениями, с крупными включениями, без включений, регенерированный. По мнению авторов, статистический подсчет этих типов кварца может быть полезным для корреляции терригенных толщ, но не для определения источников сноса.

Классификация Г.Г. Леммлейна и В.С. Князева действительно способствовала решению ряда важных литолого-стратиграфических задач. Было проведено большое количество исследований, в которых использована эта классификация (Пустовалов, 1951; Князев, 1951; Гмид, 1952; Канский, 1955; Короткова, 1960; Чен Ли-жунь, 1960; Левков, 1961; Михайлова, 1964; Кулямин, Хазанович, 1971; и др.). В некоторых из этих работ (Пустовалов, 1951; Михайлова, 1964) были сделаны неудачные, с нашей точки зрения, попытки связать типы кварца данной классификации с определенными материнскими породами. Такие попытки справедливо критикованы Н.В.Логвиненко и С.И. Шуменко (1956).

Исходя из этих соображений, вслед за рядом зарубежных исследователей (Cayeuxe, 1929; Krynine, 1940; Pettijohn e.a., 1972) мы придали понятию "генетический тип обломочного кварца" априорный смысл и попытались выявить набор важнейших типоморфных признаков, специфических для каждого генетического типа.

Рассмотрим генетическую классификацию минералов кремнезема в песчаниках по Ф. Петтиджону и другим (фиг. 1). С правой стороны чертежа приведены генетические типы кварца по источникам сноса. Схема, по-видимому, в основном верна, но неудачна для количественного учета типов кварца в песчаных породах по следующим соображениям:

1. Кварц из песчаных пород, претерпевший не один цикл седиментогенеза, можно определить лишь в редких случаях, когда на обломочном зерне сохранилась регенерационная кайма. Кроме того, как будет показано, многократно переотложенный обломочный кварц, если его преобразование ни в одном из циклов не превышало степени глубинного эпигенеза, сохраняет типоморфные признаки



Ф и г. 1. Классификация типов кварца в песчаниках (F. Pettijohn e.a., 1972)

кварца материнских пород и может быть диагностирован лишь как кварц одного из типов кристаллических пород.

2. Обломочный кварц, начиная со стадии метагенеза, подвергается метаморфизму, который постепенно усиливается с возрастанием степени метаморфизма и практически завершается при метаморфизме, соответствующем эпидот-амфиболитовой фации. Иными словами, обломочный кварц постепенно теряет присущие ему первичные типоморфные признаки и в конце концов превращается в метаморфический кварц. По-видимому, это непрерывный ряд изменений и невозможно выделить метаморфизованный обломочный кварц как единый генетический тип. При слабом метаморфизме кварц в основном сохраняет первичные типоморфные признаки и может быть диагностирован как кварц соответствующего типа кристаллических пород. При сильном метаморфизме он будет диагностирован как метаморфический. В промежуточных случаях мы, к сожалению, обречены получать неверные или неопределенные результаты.

Невозможно определить кварц из "кварцитов" или "кристаллических сланцев" (shists), если следовать американскому пониманию этих терминов. "Кварциты" в американской, а также частично и в нашей литературе соответствуют кварцевым породам терригенного происхождения, при этом термин не учитывает степень их изменения. Поэтому, если размываются "кварциты", соответствующие изменению глубинного эпигенеза, то освобождающийся при этом обломочный кварц будет характеризоваться типоморфными признаками исходных кристаллических пород. При промежуточных степенях метаморфизма "кварцитов" освобождающийся при их размыве кварц будет иметь неопределенные типоморфные признаки. То же относится и к "кристаллическим сланцам" (shists), так как данным термином американские петрографы обычно обозначают метаморфические породы низких степеней метаморфизма.

Следовательно, целесообразно выделение единого генетического типа кварца метаморфического происхождения, соответствующего кварцу кристаллических пород высоких степеней метаморфизма.

3. Кварц гранитоидов, объединенный Ф. Петтиджоном и другими в одну рубрику "интрузивный", в зависимости от происхождения может иметь существенно различные типоморфные признаки. В первой главе было показано, что кварц гранитоидов древних кристаллических щитов (условно древних гранитоидов), образующих единые структурно-вещественные комплексы с метаморфическими породами высоких степеней метаморфизма, характеризуется типоморфными признаками, сближающими его с метаморфическим кварцем. Он отличается от последнего высокой частотой встречаемости включений игольчатого рутила.

Кварц типичных интрузивных гранитоидов (условно молодых гранитоидов) отличается относительно высоким содержанием включений минералообразующей среды; включения игольчатого рутила присутствуют, но значительно реже.

4. Наконец, Ф. Петтиджон и другие не включили в свою схему в качестве потенциального источника сноса жильный (гидротермальный и пегматитовый) кварц, возможно, играющий гораздо бо́льшую роль в составе кварца песчаных пород, чем можно было бы предполагать.

Мы выделяем следующие генетические типы обломочного кварца: 1) кварц метаморфических пород; 2) кварц древних гранитоидов (имеются в виду гранитоиды палагенного происхождения древних архейских щитов); 3) кварц молодых (интрузивных) гранитоидов; 4) жильный (гидротермальный и пневматолитово-гидротермальный) кварц; 5) кварц пегматитов; 6) кварц кислых эффузивов.

Естественно, предлагаемая классификация является грубой и при желании ее можно детализировать: например, рассматривать отдельно кварц биотитовых и роговообманковых гранитов, кварц метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фации. Сейчас трудно сказать, появится ли когда-нибудь необходимость в такой детализации. Нам кажется, что предлагаемая грубая классификация генетических типов обломочного кварца соответствует далеко не полной изученности его типоморфных признаков.

Рассмотрим оптически определимые типоморфные признаки для кварца различного генезиса (см. табл. 3).

1. В кварце метаморфических пород могут быть любые структурные дефекты, но наиболее характерны *ПИП*, *БЛ* и *ББ*. В метаморфогенном кварце наиболее полный состав минеральных включений и частота их встречаемости самая высокая. Только в метаморфогенном кварце встречены включения графита, граната, силлиманита, дистена и сфена. Игольчатый рутил отмечается редко, и в этом случае обычно удается установить, что его появление связано с гранитизацией данной метаморфической породы. Зерна кварца метаморфогенного генезиса наименее насыщены включениями минералообразующей среды (*ВМС*). Среди них содержится наибольшее количество зерен без включений. Характерна наименьшая частота встречаемости крупных ограненных, полуограненных, газовых и многофазных *ВМС*. Практически не встречаются метаморфогенные зерна кварца с высокой насыщенностью *ВМС*, а также зерна с затвердевшими включениями.

2. Кварц древних гранитоидов по типам структурных дефектов близок к кварцу метаморфических пород. Менее характерны для него *ПИП* и *БЛ*. Из минеральных включений наиболее типичен игольчатый рутил. Встречаются также включения циркона, апатита, биотита, мусковита, рудного минерала и эпидота, но несколько реже, чем в кварце метаморфических пород. Заметно повышается по сравнению с кварцем метаморфических пород насыщенность зерен *ВМС*. Особенно увеличивается содержание крупных ограненных, полуограненных, газовых и многофазовых включений.

3. Кварц молодых (интрузивных) гранитоидов явно менее дефектен по сравнению с кварцем двух рассмотренных типов. Особенно резко понижены частоты встречаемости *ПИП*, *БЛ*, *ПИЛК*, *ББ* и *ВУП*. В то же время *ВУО* в зернах кварца молодых гранитоидов встречается чаще, чем в других типах пород. Многие зерна не содержат структурных дефектов. Минеральные включения те же, что и в кварце древних гранитоидов, но частота их встречаемости заметно ниже. Характерна значительная насыщенность зерен кварца включениями минералообразующей среды. Часто встречаются зерна с крупными ограненными, полуограненными, газовыми и многофазными *ВМС*. К типу кварца молодых гранитоидов, по-видимому, следует отнести кварц гипабиссальных фаций кислых изверженных пород. Он обладает признаками, характерными как для обычного интрузивного кварца (средняя и высокая насыщенность *ВМС*, присутствие *ВУО*), так и для кварца кислых эффузивов (правильная огранка зерен, наличие затвердевших включений).

4. Для жильного кварца наиболее типичны *БП* и *ВУП*. Частота встречаемости *ПИП* и *БЛ* резко понижена. Минеральные включения в зернах песчаной размерности кварца первично-гидротермального происхождения встречаются очень редко. Обычный мутный жильный кварц, как правило, сильно насыщен включениями минералообразующей среды. Наблюдается высокая частота встречаемости

крупных ограненных и полуограненных *ВМС*. В то же время в кварце жильного происхождения значительно реже встречаются газовые и многофазные включения по сравнению с кварцем молодых гранитоидов. В чистых разностях жильного кварца *ВМС* иногда почти отсутствуют.

5. Кварц пегматитов наиболее близок к жильному кварцу по типам структурных дефектов, а также по очень редкой встречаемости минеральных включений в зернах песчаной размерности. Так же как и жильный кварц, кварц пегматитов может быть сильно насыщен *ВМС* или же практически свободен от них. В первом случае наиболее характерны крупные и газовые *ВМС*.

6. Кварц кислых эффузивов – самый бездефектный. Оптически определимые структурные дефекты почти отсутствуют, лишь иногда отмечается *ВУО*. Присутствие минеральных включений в кварце из кислых эффузивов нам неизвестно. Из *ВМС* характерны только затвердевшие включения, обычно представленные стеклом, часто раскристаллизованым. Характерна правильная кристаллографическая огранка зерен.

Переходя к рассмотрению обломочного кварца песчаных пород, следует отметить, что никаких специфических, оптически определимых, структурных дефектов минеральных включений и *ВМС*, характерных лишь для обломочного кварца и не встреченных при изучении образцов эталонной коллекции, не существует. Разобранные в монографии (Кац, Симанович, 1974) примеры статистического изучения различных типоморфных признаков в обломочном кварце продемонстрировали принципиальную возможность качественной интерпретации ассоциации кварцевых зерен, слагающих данную песчаную породу.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПО ОБЛОМОЧНОМУ КВАРЦУ

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

Если бы мы научились непосредственно опознавать генетический тип обломочного кварца, как, например, минералы тяжелой фракции, то это было бы полным решением проблемы. Вероятно, такое опознавание в общем случае невозможно из-за большого разброса частот встречаемости типоморфных признаков генетических типов кварца, т.е. из-за их неустойчивости. В отдельных случаях можно совершенно точно определить тип кварца даже по одному какому-либо типоморфному признаку. Например, очень высокая насыщенность *ВМС* может быть только в гидротермальном кварце; обломочный кварц, содержащий включения силлиманита или граната, определенно имеет метаморфогенный генезис. Сочетание таких признаков, как отсутствие оптически определимых структурных дефектов, минеральных включений и присутствие включений стекла, свидетельствует о том, что кварц – вулканогенного происхождения.

В других случаях можно с той или иной степенью вероятности предположить предпочтительный генезис зерна кварца. Например, присутствие игольчатого рутила свидетельствует в пользу того, что кварц произошел из древних гранитоидов (так как в этом генетическом типе имеет наиболее высокую частоту встречаемости), но не исключает происхождение кварца за счет размыва метаморфических пород или молодых гранитоидов.

Естественно предположить, что эта неопределенная вероятность отнесения кварца с игольчатым рутилом к типу древних гранитоидов может быть уточнена, если мы учтем другие типоморфные признаки этого зерна. По-видимому, чем больше будет учтено таких типоморфных признаков, тем увереннее можно судить о генезисе.

На этом предположении и основана таблица вероятностных коэффициентов (см. табл. 6), позволившая перейти к количественному определению генетических типов кварца (Симанович, 1976). При обосновании этой таблицы использованы некоторые положения теории вероятности (Вентцель, 1969).

Рассмотрим последовательно ход рассуждений при построении таблицы вероятностных коэффициентов. Учитывая сказанное в предыдущем разделе, допустим, что шесть генетических типов обломочного кварца нашей классификации полностью охватывают все случаи вероятного первичного генезиса обломочного кварца. Иными словами, вероятность того, что данное зерно обломочного кварца принадлежит к одному из шести генетических типов, равна единице. При этом вулканогенный кварц можно вынести за скобки. Во-первых, в обычных песчаных породах он очень редок. Во-вторых, в большинстве случаев для кварца кислых эффузивов характерны лишь отрицательные типоморфные признаки (отсутствие минеральных включений, *ВМС* и структурных дефектов): он может быть опознан и к тому же однозначно, если этот комплекс отрицательных признаков дополняется по крайней мере одним из двух положительных (включениями стекла или характерной ограненной формой зерен). В этих случаях частоту встречаемости вулканогенного кварца можно учитывать отдельно.

Типоморфные признаки гидротермального и пегматитового кварца, как известно, варьируют в широких пределах в зависимости от формационного типа гидротермальных тел, зональности пегматитов и т.д. Однако для кварца, составляющего основную массу жильных проявлений любого генезиса, чрезвычайно характерна высокая насыщенность включениями минералообразующей среды и практическое отсутствие в зернах песчаной размерности, включений минералов. Это дает нам основание для условного объединения гидротермального и пегматитового кварца разного генезиса в один тип – "жильный".

При этих допущениях можно утверждать, что вероятность того, что обломочный кварц принадлежит к одному из четырех оставшихся типов, равна единице.

Предположим, что кварц песчаной размерности характеризуется всего одним типоморфным признаком, например тем же игольчатым рутилом. Сравнивая средние частоты встречаемости в кварце различных типов (см. табл. 1), нетрудно прийти к выводу, что если рутил присутствует, то наиболее вероятна принадлежность кварца к типу древних гранитоидов; менее вероятен метаморфический генезис и сомнительно происхождение за счет разрушения молодых гранитоидов. Так как полная вероятность принадлежности кварца к одному из типов равна единице, можно легко перейти от частот встречаемости к вероятностям, приводя сумму частот встречаемости по каждой горизонтальной строке таблицы к единице. Так, для случая включения рутила в кварце пересчитанные вероятности (с точностью до 0,05) составляют: 0,25+0,65+0,1+0=1. Рассуждая так, пересчитываем средние частоты встречаемости на вероятность по другим типоморфным признакам.

Построенная таким образом табл. 4 несколько отличается по набору типоморфных признаков от табл. 1. Это связано с тем, что, исходя из теории вероятности, повторяющиеся опыты (в нашем случае – набор типоморфных признаков) должны быть независимыми. Изъяты из рассмотрения все зависимые типоморфные признаки: например форма включений и фазовый состав *ВМС* (они могут определяться лишь в крупных по размеру *ВМС*). Рассчитанные ранее крупные и мелкие *ВМС* также оказались зависимыми, так как почти во всех случаях присутствие крупных включений влечет за собой присутствие и мелких. Пришлось пересчитать исходные данные и ввести соответственно признаки: "только мелкие", а также "крупные и мелкие" *ВМС*. Дистен и силлиманит, который встречается реже, объединены (дистен).

Каждое обломочное зерно кварца характеризуется по меньшей мере тремя типоморфными признаками (по группам включений минералов, *ВМС* и структурных дефектов). Максимальное количество типоморфных признаков, поддающихся расшифровке в одном зерне, как показывает опыт, достигает 8–9, обычно же – 4–6.

Рассмотрим простейший случай сочетания трех типоморфных признаков. Предположим, что в зерне кварца обнаружен рутил, а *ВМС* нет, из структурных дефектов отмечено только волнистое угасание (табл. 5).

Таблица 4

Вероятности типоморфных признаков генетических типов обломочного кварца

Типоморфные признаки			Генетический тип кварца			
			метаморфических пород	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
Включения минералов		Полевые шпаты	0,45	0,2	0,35	0
		Биотит	0,6	0,35	0,05	0
		Мусковит	0,7	0,25	0,05	0
		Амфибол	0,75	0,2	0,05	0
		Апатит	0,55	0,3	0,15	0
		Циркон	0,75	0,2	0,05	0
		Рутил	0,25	0,65	0,1	0
		Сфен	1,0	0	0	0
		Дистен	1,0	0	0	0
		Эпидот	0,25	0,75	0	0
		Гранат	1,0	0	0	0
		Графит	0,95	0	0	0,05
		Рудный минерал	0,7	0,25	0,05	0
		Без включений	0,15	0,2	0,3	0,35
Включения минералообразующей среды	размер	Только мелкие	0,5	0,35	0,15	0
		Крупные и мелкие	0,15	0,2	0,3	0,35
	насыщенность	Слабая	0,45	0,3	0,15	0,1
		Средняя	0,15	0,35	0,3	0,2
		Высокая	0	0,1	0,4	0,5
		Очень высокая	0	0,05	0,15	0,8
		Без включений	0,5	0,25	0,15	0,1
Структурные дефекты		*ПИП*	0,55	0,35	0,05	0,05
		ПГ	0,4	0,1	0,1	0,4
		ПИЛК	0,25	0,65	0,05	0,05
		БП	0,25	0,3	0,15	0,3
		БЛ	0,45	0,3	0,15	0,1
		ББ	0,6	0,35	0	0,05
		ВУО	0,2	0,25	0,35	0,2
		ВУФ	0,65	0,35	0	0,1
		ВУП	0,3	0,3	0,15	0,25
		ПД	0,7	0,1	0	0,2
		Без дефектов	0,2	0,2	0,3	0,3

По условию задачи $x + y + z + u = 1$, так как зерно, обладающее таким комплексом типоморфных признаков, обязательно принадлежит к одному из четырех генетических типов. Необходимо определить, чему равны x, y, z, u и каким математическим действием[1] можно их вычислить. Это не может быть сложение, так как суммы вероятностей растут (по формуле сложения совместных вероятностей) и сумма x, y, z, u будет больше единицы. При умножении вероят-

[1] Сложение и умножение вероятностей в общем случае не сводятся к простым арифметическим действиям.

Таблица 5

Случай сочетания в зерне обломочного кварца трех типоморфных признаков

Типоморфные признаки	Генетический тип кварца			
	метаморфических пород	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
Рутил	0,25	0,65	0,1	0
Отсутствие *ВМС*	0,5	0,25	0,15	0,1
ВУО	0,2	0,25	0,35	0,2
	x	y	z	u

ностей произведение будет меньше каждой частной вероятности и сумма x, y, z, u – меньше единицы. Очевидно, следует определять среднее арифметическое вероятностей по формуле $P_{ср} = \frac{P_1 + P_2 + \ldots + P_i}{n}$, где n – число типоморфных признаков, а P_1, $P_2 \ldots P_i$ – частные вероятности для каждого типоморфного признака. С математической точки зрения для теории повторения опытов это действие вполне корректно (см. Вентцель, 1969, с. 65). Тогда

$$x = \frac{0,25 + 0,5 + 0,2}{3} = 0,317; \quad y = 0,383 \quad z = 0,200; \quad u = 0,100;$$

$$\Sigma_{x, y, z, u} = 0,317 + 0,383 + 0,200 + 0,100 = 1.$$

Следовательно, с учетом всех определяемых типоморфных признаков наиболее вероятно, что зерно кварца принадлежит к генетическому типу древних гранитоидов, менее вероятно – за счет кварца метаморфических пород и маловероятно – за счет разрушения молодых гранитоидов и жильного кварца.

Таким образом, получается своеобразная статистика вероятностей. Очевидно, чем больше типоморфных признаков удается обнаружить в каждом отдельном зерне, тем надежнее отнесение его к тому или иному генетическому типу по вычисленной вероятности.

Дальнейшие действия при построении таблицы вероятностных коэффициентов направлены на упрощение процедуры определения принадлежности каждого зерна к тому или иному генетическому типу.

Поскольку в каждом отдельном случае производится "конкурс вероятностей", то можно отказаться от деления на число случаев. Тогда сумма x, y, z, u будет равна $1 \cdot n$. Если теперь умножить все вероятности на 20 для избавления от десятичных дробей, то сумма x, y, z, u будет равна $20 \cdot n$. Очевидно, не следует доказывать, что такое преобразование вероятностей в вероятностные коэффициенты не меняет сущности "конкурса вероятностей".

Вероятностные коэффициенты представлены в табл. 6. Простое сложение вероятностных коэффициентов типоморфных признаков, обнаруженных в данном зерне обломочного кварца, позволяет вероятностно отнести его к тому или иному генетическому типу, т.е. с некоторой степенью достоверности определить источник сноса для данного зерна.

Из принятой методики совершенно очевидно, что отнесение каждого зерна к тому или иному генетическому типу осуществляется с той или иной степенью надежности и частные ошибки при определении неизбежны. Однако можно надеяться, что статистика определений частично или полностью элиминирует эти ошибки и результирующее процентное распределение обломочных зерен по типам будет близко к истине. Так, очевидно, и должно было быть (если бы таблица вероят-

Таблица 6

Вероятностные коэффициенты генетических типов обломочного кварца

Типоморфные признаки			Генетический тип кварца			
			метаморфических пород	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
Включения минералов	Полевые шпаты		9	4	7	0
	Биотит		12	7	1	0
	Мусковит		14	5	1	0
	Амфибол		15	4	1	0
	Апатит		11	6	3	0
	Циркон		15	4	1	0
	Рутил		5	13	2	0
	Сфен		20	0	0	0
	Дистен		20	0	0	0
	Эпидот		5	15	0	0
	Гранат		20	0	0	0
	Графит		19	0	0	1
	Рудный		14	5	1	0
	Без включений		3	4	6	7
Включения минералообразующей среды	Размер	Только мелкие	10	7	3	0
		Крупные и мелкие	3	4	6	7
	Насыщенность	Слабая	9	6	3	2
		Средняя	3	7	6	4
		Высокая	0	2	8	10
		Очень высокая	0	1	3	16
		Без включений	10	5	3	2
Структурные дефекты	*ПИП*		11	7	1	1
	ПГ		8	2	2	8
	ПИЛК		5	13	1	1
	БН		5	6	3	6
	БЛ		9	6	3	2
	ББ		12	7	0	1
	ВУО		4	5	7	4
	ВУФ		11	7	0	2
	ВУП		6	6	3	5
	ПД		14	2	0	4
	Без дефектов		4	4	6	6

ностных коэффициентов не содержала искажений): каждый вероятностный коэффициент абсолютно точно отражал бы встречаемость определенного типоморфного признака данного генезиса. Это, к сожалению, не так, по крайней мере по двум причинам.

1. Таблица является конечным результатом обобщения экспериментальных данных по ограниченному числу образцов с подсчетом ограниченного количества зерен. С другой стороны, не представляется возможным предвидеть, как изменились бы коэффициенты, если бы, например, было проанализировано 1000 образцов или более. По аналогии с кларками элементов, которые неоднократно

уточнялись по мере поступления новых анализов, вероятно, и в нашем случае действует принцип "чем больше, тем лучше".

2. Таблица отражает средние данные для "нормальных" типов пород. При изучении источников сноса кварца в каком-либо конкретном районе могут возникнуть значительные искажения из-за того, что кварц данных материнских пород обладает специфическим распределением типоморфных признаков, не укладывающимся в "средние" генетические типы. Идеально было бы определять источник сноса по таблице, составленной на основании изучения кварца конкретных материнских пород. Но здесь образуется "порочный круг", так как если источник сноса известен, то его не надо определять. На практике, например, по акцессорным минералам мы определяем неизвестные источники сноса или в лучшем случае оцениваем влияние какого-либо ныне существующего массива кристаллических пород на состав осадочных образований.

В заключение отметим, что таблица вероятностных коэффициентов является количественным выражением описаний типоморфных признаков генетических типов кварца, приведенных в табл. 3.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА МЕТОДИКИ

Трудность учета всех факторов, влияющих на числовые значения вероятностных коэффициентов и на вычисленное конечное распределение генетических типов в природных образцах, очевидно, делает невозможным полное теоретическое обоснование методики. Наиболее эффективной была бы ее проверка независимым методом. Однако другой количественной методики определения источников сноса по кварцу не существует. Поэтому нами проведена серия экспериментов, в которых с помощью таблицы вероятностных коэффициентов определяли распределение генетических типов в искусственных моделях кварцевых песков.

Эксперимент 1. Прежде всего необходимо оценить сходимость результатов при разном количестве сосчитанных зерен. Подсчеты проводили на природном образце (П-1) кварцевого стекольного песка из подмосковного карьера Волкуша (подробнее об этом образце см. в главе III).

Результаты подсчетов по 400 зернам в одном шлифе приведены в табл. 7. Соотношение генетических типов подсчитывали по 50, 100, 150 и т.д. кварцевым зернам.

Данные таблицы показывают, что достаточно высокая сходимость результатов достигается, начиная со 100 зерен. Абсолютная ошибка определений (по сравнению с результатом по 400 зернам) невелика и лишь в одном случае составляет 2,8% (для кварца древних гранитоидов). Относительная ошибка, как и следовало ожидать, мала при средних (для метаморфического и жильного кварца) и велика для малых процентных содержаний.

Для первого опыта применения количественной методики определения генетических типов кварца мы считаем достаточным подсчет 100 зерен. Для особо важных определений следует подсчитать 200-300 зерен, а для грубой прикидки - 50 зерен.

Была проведена проверка влияния субъективного фактора на результаты подсчета. С разницей в 10 дней, в другое время дня, при иной погоде и т.д. в том же шлифе подсчитано распределение генетических типов по 200 зернам. Результат опыта: кварц метаморфический - 66,25%, древних гранитоидов - 10,0%, молодых гранитоидов - 3,0%, жильный - 20,75%. Сравнивая с соответствующим результатом по 200 зернам в табл. 7, видим, что отклонение незначительно.

Эксперимент 2. Заключался в опознавании кварца данного генезиса в известных образцах эталонной коллекции. Было подсчитано по 50 зерен в 20 типичных образцах эталонной коллекции (по 5 образцов на каждый генетический тип). Образцы анализировали так, как если бы это были неизвестные природные пески. Таким образом, мы имели возможность наблюдать характер разброса определений для каждого генетического типа. Результаты подсчетов приведены в табл. 8, из которой следует ряд выводов.

Таблица 7

Соотношение генетических типов кварца (обр. П-1) по разному количеству подсчитанных зерен (в %)

Количество зерен	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
50	68,0	8,0	4,0	20,0
100	65,5	8,0	5,0	21,5
150	65,0	9,33	4,0	21,66
200	65,25	10,0	4,0	21,0
250	65,2	11,7	3,1	20,0
300	65,0	11,52	3,68	19,8
350	65,7	11,3	3,1	19,9
400	65,5	10,8	3,5	20,25

1. Вероятностная идентификация генетических типов кварца имеет значительный разброс, связанный с неустойчивостью распределения типоморфных признаков от образца к образцу.

2. Для всех образцов, кроме одного, максимум определяемости соответствует генетическому типу образца. Во всех случаях среднее по каждой группе из пяти образцов имеет максимум определяемости, соответствующий данному генетическому типу.

3. Наиболее уверенно определяется метаморфический кварц (в среднем 86,6% правильных определений). Сравнительно плохо определяется кварц древних гранитоидов (41,6%).

4. В целом мы можем рассматривать изученные 1000 зерен кварца как модель песка, в котором все четыре генетических типа присутствуют в равных соотношениях (по 25%). Такая модель несколько ближе к природной, чем, например, составленная из 4 образцов (по одному на каждый тип) по 250 зерен, так как в ней учитывается разброс распределения типоморфных признаков от образца к образцу. Следовательно, на примере этой таблицы можно проследить механизм элиминирования частных ошибок вероятностных определений принадлежности кварца к тому или иному генетическому типу.

Взаимное уничтожение ошибок вероятностных определений привело к тому, что определенное среднее содержание кварца жильного и молодых гранитоидов в изученной модели близко к действительному. Происходит значительное завышение содержания метаморфического кварца и занижение – кварца древних гранитоидов. В сумме их среднее содержание составляет 48,4%, т.е. также близко к действительному суммарному содержанию.

5. Таким образом, по результатам этого эксперимента при переходе к природным образцам мы можем ожидать достаточно высокую точность определения для кварца жильного и молодых гранитоидов, заметное завышение содержания метаморфического и занижение – кварца древних гранитоидов. В этой связи важно подчеркнуть, что древние гранитоиды и метаморфические породы высоких степеней метаморфизма образуют единые структурно-вещественные комплексы, т.е. общие источники сноса; суммарная их определяемость близка к истинному содержанию.

6. Причина перераспределения метаморфического кварца за счет кварца древних гранитоидов состоит в том, что их типоморфные признаки близки, но кварц древних гранитоидов отличается высокой частотой встречаемости включений рутила, сильно варьирующей от образца к образцу. Зерна, содержащие рутил, в основном уверенно определяются как кварц древних гранитоидов; при отсутствии рутила они могут быть определены по вероятностным коэффициентам как кварц метаморфический.

Таблица 8

Результаты опознавания генетических типов кварца в образцах эталонной коллекции (в %)

Номер образца	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
	Метаморфический кварц			
М-1	67	23	6	4
М-28	98	2	0	0
М-43	77	5	10	8
М-72	98	0	2	0
М-89	93	2	0	5
Среднее	86,6	6,4	3,6	3,4
	Кварц древних гранитоидов			
М-3	10	9	58	23
М-61	18	74	8	0
М-62	40	46	9	5
М-76	25	41	27	7
М-123	15	38	23	24
Среднее	21,6	41,6	25,0	11,8
	Кварц молодых гранитоидов			
М-121	14	6	62	18
М-143	27	7	44	22
М-147	21	17	36	26
М-134	2	2	87	9
М-167	21	0	51	28
Среднее	17,0	6,4	56,0	20,6
	Кварц жильный			
М-149	7	0	6	87
М-152	8	2	27	63
М-155	40	0	14	46
М-359	12	0	18	70
К-45	1	0	20	79
Среднее	13,6	0,4	17,0	69,0
Среднее по всем типам	34,7	13,7	25,4	26,2

Эксперимент 3. Рассмотрена простейшая модель искусственного кварцевого песка, составленного из трех хорошо изученных образцов разного генезиса эталонной коллекции. Все три образца являются типичнейшими представителями соответствующих генетических типов. Так, в метаморфическом кварце (обр. М-82) в большинстве зерен содержится биотит, в кварце древних гранитоидов (обр. М-80) отмечена высокая частота встречаемости рутила, а для образца жильного кварца (К-23) характерна высокая насыщенность *ВМС*. Исходное содержание кварцевых зерен в смеси было определено взвешиванием, после чего зерна тщательно перемешаны и из них приготовлен шлиф (сцементированный

Таблица 9

Результаты определения генетических типов кварца в простейшей модели кварцевого песка (в %)

	Генетический тип кварца		
	метаморфический (М-82)	древних гранитоидов (М-80)	жильный (К-23)
Весовое содержание	20,0	30,0	50,0
Определение по вероятностным коэффициентам	21,75	29,25	49,0

фосфат-цементом). Весовое процентное содержание было сообщено оператору только после окончания эксперимента для устранения явления субъективного фактора. Результаты эксперимента отражены в табл. 9.

Очевидно, что в данном простейшем случае отмечена хорошая сходимость.

Эксперимент 4. Этот эксперимент является более сложным вариантом предыдущего. Искусственные смеси способом, аналогичным вышеописанному, были составлены из кварца, выделенного из образцов известного генезиса (всех четырех генетических типов), не вошедших в эталонную коллекцию, однако типоморфные признаки кварца изучены не были, т.е. были неизвестны оператору. Смешивались следующие образцы: М-12, М-35 – метаморфический кварц, М-87 – кварц древних гранитоидов, М-178, М-180 – кварц молодых гранитоидов, М-356, М-357 – кварц жильный. Весовые содержания образцов и наличие того или иного образца в искусственной смеси зашифрованы и неизвестны оператору. Изучено два образца искусственных песков. Результаты приведены в табл. 10.

Сходимость определенного распределения кварца по генетическим типам по отношению к его истинному (весовому) содержанию существенно ниже,

Таблица 10

Результаты определения генетических типов кварца в моделях искусственных песков

	Генетический тип кварца			
	метаморфический (М-12, М-35)	древних гранитоидов (М-87)	молодых гранитоидов (М-178, М-180)	жильный (М-356, М-357)
		Опыт 1		
1	20	17	33	30
2	32,5	10	23	34,5
	(М-35)	(М-87)	(М-78, М-180)	(М-357, М-356)
		Опыт 2		
1	22	0	28	50
2	29,5	0	26	44,5

Примечание. 1 – весовое содержание; 2 – определение по вероятностным коэффициентам.

чем в предыдущем эксперименте. Вместе с тем полученные распределения достаточно верно отражают общий характер распределения генетических типов в модели; хороший результат получился во втором опыте. В эксперименте 2 выявлено заметное завышение содержания метаморфического кварца.

Очевидно, последний эксперимент отражает влияние разброса распределений типоморфных признаков от образца к образцу, который может приводить к значительным и, к сожалению, не поддающимся учету искажениям (для случая природных образцов). Все же можно надеяться, что в природных песках, особенно многократно переотложенных и отражающих влияние огромных питающих провинций, эффект усреднения распределений типоморфных признаков будет "гасить" подобные искажения и результаты определения достаточно верно отразят действительное соотношение генетических типов кварца.

Результаты проведенных контрольных экспериментов позволяют дать оценку применимости предлагаемой методики для палеогеографических реконструкций.

Основное преимущество новой методики – возможность получения объективных и сравнимых данных, основанных на достаточно надежных соотношениях, установленных экспериментально. Выявлена большая вероятность возникновения различных искажений, часть которых зависит от несовершенства самой методики (завышение содержания метаморфического и занижение – кварца древних гранитоидов), другая часть искажений связана с возможными, но не поддающимися учету вариациями распределений типоморфных признаков кварца в питающих провинциях от региона к региону. Следует отметить, что от второго недостатка не гарантирована любая минералогическая методика определения источников сноса; например, оперируя данными по тяжелым минералам, мы точно так же мысленно ориентируемся на усредненный образ встречаемости этих минералов в гранитах, метаморфических породах и т.д. Если учесть следующие моменты: тяжелые минералы составляют лишь ничтожную часть объема (в частности, песчаных) пород, подвержены дифференциации в водных потоках по удельному весу, обладают разной устойчивостью в выветривании, переносе и постседиментационных изменениях, – то становится очевидным, что методика определения источников сноса по кварцу обладает рядом неоспоримых преимуществ. (Забегая вперед, следует отметить, что обломочный кварц также подвержен дифференциации по устойчивости и ряду других параметров, однако дифференциация кварца проявлена несравненно слабее по сравнению с акцессорными минералами.)

Мы рекомендуем обсуждаемую методику для приближенной оценки встречаемости кварца различных генетических типов в природных образцах песчаных пород разных регионов и возрастов. В этом смысле ее следует считать полуколичественной.

Вместе с тем при изучении эволюции генетического состава обломочного кварца по разрезу, отражающей смену источников сноса во времени или зависимость распределения генетических типов кварца от удаления источников сноса (на площади, по единому стратиграфическому срезу), рассмотренные выше искажения должны иметь характер систематических. Случайные ошибки определений, как показывает эксперимент 1, несущественны. Следовательно, данная методика позволяет следить за эволюцией типов кварца во времени и в пространстве и пригодна для целей стратиграфической корреляции песчаных толщ; при решении таких задач она может рассматриваться как количественная.

Определение соотношения генетических типов кварца так же, как и для образцов эталонной коллекции, проводится для фракции 0,25–0,2 мм в петрографических шлифах. Для этого пригодны как рыхлые песчаные породы, так и сцементированные, степень изменения которых не превышает глубинный эпигенез. В первом случае следует выделить фракцию 0,2–0,25 мм и сцементировать фосфат-цементом. В сцементированных в природе образцах также изучают лишь кварцевые зерна размерной фракции 0,2–0,25 мм.

В заключение отметим, что при сохранении основного принципа в дальнейшем предлагаемая методика может быть значительно усовершенствована. Прежде всего необходимо значительно расширить эталонную коллекцию генетических

типов кварца, являющуюся фундаментом методики. Такая работа из-за очень большой трудоемкости может быть выполнена только коллективом исследователей. Дальнейшее совершенствование классификации типоморфных признаков породообразующего кварца, по-видимому, возможно. Следует продумать создание подобной методики для решения специфической, но важной геологической задачи – определения источников сноса кварца океанических осадков, зерна которого, как известно, имеют малые размеры.

Операции по подсчету вероятностных коэффициентов могут быть легко машинизированы: достаточно четыре десятичных счетчика (по числу генетических типов) сблокировать на клавиши, соответствующие тем или иным типоморфным признакам.

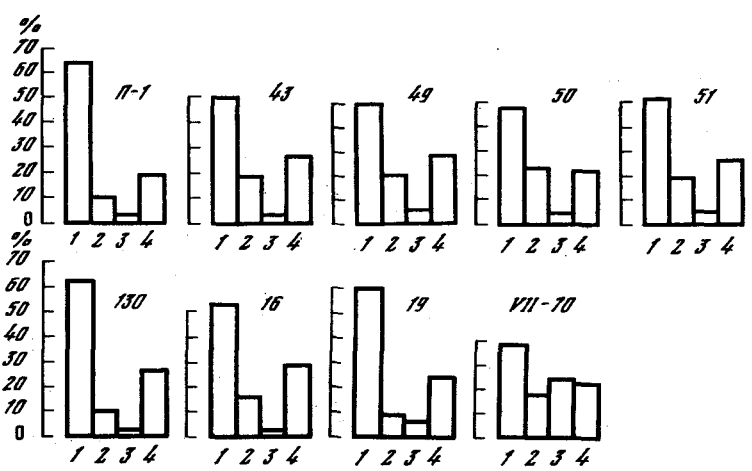
ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ В СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ (ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ)

В этой главе применение вышеописанной методики проиллюстрировано на ряде отдельных образцов песчаных пород, а также на примере разреза мезозойских отложений Вилюйской синеклизы по р. Амга и образцов из руслового аллювия р. Алдан. Эти образцы отобраны автором в 1973 г.

ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ В КВАРЦЕВЫХ И ОЛИГОМИКТОВЫХ ПЕСКАХ И ПЕСЧАНИКАХ

Стекольный песок (обр. П-1) из карьера Волкуша, Подмосковье (верхняя юра)

На протяжении всех этапов работ по изучению типоморфных признаков породообразующего кварца, в частности плотностных свойств, данный образец служил своеобразным эталоном, по которому отрабатывали технику эксперимента (Кац, Симанович, 1974). Это белый, хорошо сортированный кварцевый песок. Размер обломочных зерен 0,1–0,3 мм. Наряду с хорошо окатанными и полуокатанными зернами присутствуют окатанно-угловатые и даже плохо окатанные, что свидетельствует о разной "судьбе" зерен в седиментационных циклах. Порода почти целиком сложена обломочным кварцем. Полевые шпаты отсутствуют. Обломки кремнистых пород единичны. Акцессорные минералы (тяжелая фракция) составляют менее 1% объема песков. Минеральный состав тяжелой фракции (в %): ильменит – 28, рутил – 20, дистен – 22, ставролит – 9, циркон – 4, лейкоксен – 3, турмалин – 4. Таким образом, акцессорные минералы представлены устойчивыми минералами главным образом метаморфогенного генезиса.



Ф и г. 2. Генетические типы кварца в кварцевых и олигомиктовых песках и песчаниках

1 – метаморфический; *2* – древних гранитоидов; *3* – молодых гранитоидов; *4* – жильный

С помощью нашей методики соотношение генетических типов кварца определено по 400 зернам (фиг. 2, см. табл. 7). Результаты свидетельствуют о явном преобладании кварца метаморфогенного генезиса. С учетом его перераспределения и недоопределения кварца древних гранитоидов мы можем уверенно сделать вывод, что основным источником сноса являлись докембрийские кристаллические породы, вероятно, Балтийского щита; это подтверждает и состав тяжелой фракции. Содержание кварца молодых гранитоидов очень незначительно и при такой низкой встречаемости может быть обусловлено случайным попаданием в этот тип зерен другого генезиса.

Неожиданно высоким оказалось содержание жильного кварца. Следует отметить, что на таком же или еще более высоком уровне жильный кварц встречается почти во всех изученных нами образцах.

Кварцевые пески из Черкасского месторождения бентонитовых и палыгорскитовых глин (образцы О. С. Ломовой)

Месторождение территориально приурочено к центральной части Украинского щита. Кристаллические породы в пределах района представлены биотитовыми, биотит-плагиоклазовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-плагиоклазовыми гнейсами тетерово-бугской серии архея, гранитами и гранитоидами житомирского типа, мигматитами, а также аплитами и пегматитами. Среди мигматитов и гранитоидов отмечаются массивы амфиболитов площадью до 50 км^2.

Кристаллические породы, обнаженные на протяжении палеозоя и мезозоя, подверглись интенсивному химическому выветриванию. В мезозое образовалась кора выветривания каолинового состава, на которой повсеместно залегают отложения третичного и четвертичного периодов.

Толща третичного возраста имеет следующее строение.

Палеоген представлен отложениями бучакского (пески кварцевые, углистые глины, бурый уголь), киевского (глины мергелистые, пески) и харьковского (глауканитовые пески, глины) ярусов. На размытой поверхности отложений харьковского яруса залегают нерасчлененные осадочные породы нижнего и среднего миоцена, представленные в нижней части песками, а в верхней – глинами.

Продуктивная толща нижнего-среднего миоцена состоит из пяти слоев (сверху – вниз):

V слой – зеленая глина, часто запесоченная, с прослоями кварцевого песка;

IV слой – коричневая глина плотная восковидная, с гидроокислами марганца и включениями барита;

III слой – светло-серая трепеловидная глина, хрупкая, с зеленоватыми примазками монтмориллонита и вкрапленниками гидроокислов марганца;

II слой – глина пластичная, зеленовато-серая с раковистым изломом, примесью гидроокислов марганца и с крупными желваками карбонатного состава;

I слой – темно-серая известковистая глина.

Изучены образцы кварцевых песков, образующих прослои в продуктивной толще. Образцы 50,51 отобраны из слоя V, 49 – из слоя IV и 43 – из слоя III. Все образцы имеют чисто кварцевый состав. Зерна кварца преимущественно полуокатанные, реже – хорошо окатанные и окатанно-угловатые. В образце 49 отмечено значительное количество гидроокислов марганца (30% объема).

Тяжелая фракция образцов из слоя V содержит циркон, рутил, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, ильменит, лейкоксен, гематит, пирит; из слоя IV – циркон, гранат, рутил, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, ильменит, барит; из слоя III – циркон, турмалин, рутил, дистен, ставролит, ильменит, гематит, лейкоксен, силлиманит, апатит.

Анализ результатов определений соотношений генетических типов кварца в кварцевых песках (табл. 11; см. фиг. 2) показывает следующее.

1. Обр. 43, 49, 51 очень близки между собой по генетическому составу кварца; расхождения между ними – в пределах случайной ошибки методики. Обр. 50 отличается заметно меньшим содержанием жильного кварца.

Таблица 11

Результаты определений генетических типов кварца из кварцевых песков Черкасского месторождения (в %)

Номер образца	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
43	51	19	3	27
49	50,75	19	4,5	25,75
50	52,5	22	4	21,5
51	49,5	19	4,5	27

2. Высокое содержание кварца метаморфического и древних гранитоидов (сумма составляет 70%) свидетельствует о том, что основным источником сноса являлись докембрийские породы Украинского кристаллического щита.

3. По сравнению с проанализированным ранее обр. П-1 заметно понижение роли метамофического кварца и повышение роли кварца древних гранитоидов. Это, вероятно, отражает значительное развитие гранитоидов (главным образом мигматитов) в древних источниках сноса.

4. Высокое содержание жильного кварца, возможно, обусловлено тем, что на рассматриваемой площади Украинского кристаллического щита широко представлены пегматиты.

Кварцевые и олигомиктовые пески четвертичных ледниковых отложений района г. Лихвин (образцы К. В. Никифоровой)

В эту коллекцию вошли образцы песков днепровской морены (см. фиг. 2; обр. 16, 19), а также (обр. 130) проблематичного возраста (миндель?). Задачей явилось выяснение идентичности источников сноса по обломочному кварцу.

Приводим краткое описание образцов.

Обр. 130 – среднезернистый кварцевый песок. Отмечены единичные зерна микроклина и обломки кремнистых пород. Акцессорные минералы (~1%) – роговая обманка, эпидот. Размер обломочных зерен 0,05–0,3 мм, сортированность от средней до хорошей. Преобладают полуокатанные и окатанно-угловатые зерна.

Обр. 16 – среднезернистый кварцевый песок отличается от предыдущего присутствием в заметном количестве зерен микроклина, а также обломков пород (табл. 12). Эти обломки представлены фрагментами вулканического стекла, впоследствии замещенными глинистыми минералами. Присутствуют единичные листочки мусковита.

Таблица 12

Результаты определения генетических типов кварца четвертичных ледниковых отложений района р. Лихвин

Номер образца	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
130	62,5	9	2	26,5
16	53,0	16	2	29,0
19	61,0	9	6	24,0

Обр. 19 – среднезернистый песок, сложенный кварцем (79%), калиевым полевым шпатом (19%) и незначительным количеством обломков других пород (2%). Наблюдаются единичные зерна плагиоклаза. Акцессорные минералы – сфен, роговая обманка, ставролит.

Из результатов определений (см. табл. 12; фиг. 2) следует, что обр. 130 и 19 обнаруживают значительное сходство по источникам сноса кварца. Напротив, некоторое различие отмечается между образцами одного возраста (днепровская морена). В целом все образцы содержат значительное количество кварца метаморфогенного генезиса плюс древние гранитоиды, что находится в хорошем соответствии с известным для моренных отложений сносом с Балтийского кристаллического щита. Содержание кварца молодых гранитоидов низкое.

Образец диагенетического кварцита (коллекция В. И. Муравьева)

Данный образец представлен так называемым саксаульским кварцитом из эоцена Примугоджарья. Пласт кварцита мощностью около 2 м подстилается монтмориллонит-глауконитовыми глинами и перекрывается толщей граувакк, т.е. геологическое положение кварцитов весьма своеобразно.

Кварцевые песчаники этого пласта (обр. VII – 70) среднезернистые, сложены средне- и хорошо окатанными зернами кварца. Кроме кварца, в незначительном количестве присутствуют зерна полевых шпатов (3%) и обломки других пород (2%). Состав тяжелой фракции следующий (в %): ильменит – 43, лейкоксен – 2, циркон – 8, рутил – 1, турмалин – 2, гранат – 5, дистен – 3, ставролит – 2, силлиманит – 3, сфен – 1, эпидот – 25, цоизит – 3, магнетит, апатит и роговая обманка – следы. Сложный минеральный состав тяжелой фракции, по-видимому, свидетельствует о том, что источниками сноса служили петрографически разнообразные горные породы.

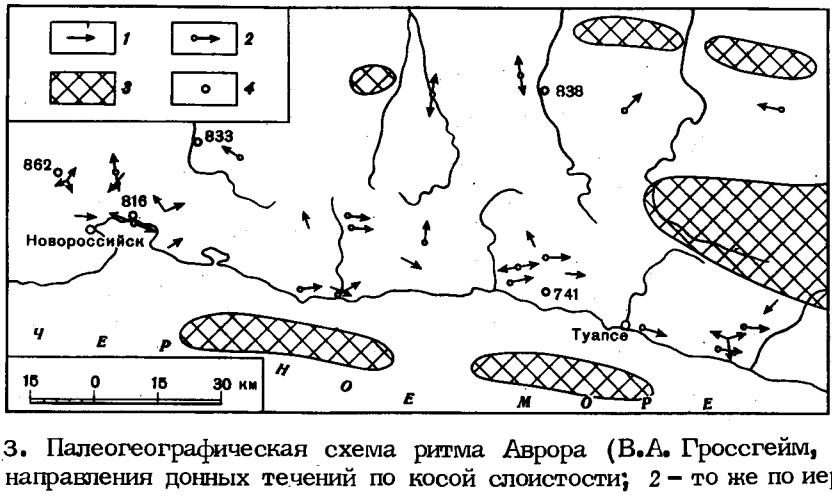
Цемент кварцита, крустификационный и поровый, представлен различными модификациями кремнезема в разных сочетаниях: кварцем, опалом, люссатитом и халцедоном.

Соотношение генетических типов обломочного кварца в кварците, определенное с помощью таблицы вероятностных коэффициентов, следующее (в %): кварц метаморфический – 37, древних гранитоидов – 17, молодых гранитоидов – 24, жильный – 22 (см. фиг. 2).

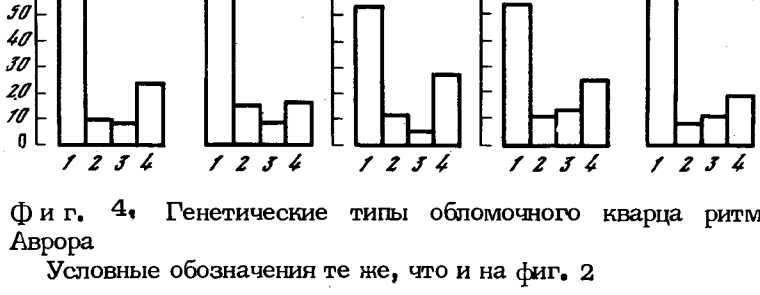
Очевидно, состав генетических типов кварца в этом образце значительно отличается от состава типичных платформенных кварцевых и олигомиктовых песков заметно пониженной встречаемостью метаморфического кварца и довольно высоким содержанием кварца молодых гранитоидов. Можно предположить, что при образовании этих пород значительную роль играл снос с палеозойских гранитоидных массивов Южного Урала.

Олигомиктовые песчаники кампанского флиша Северо-Западного Кавказа (образцы В. Д. Шутова)

Флиш пенайской свиты Северо-Западного Кавказа детально изучен В.А. Гроссгеймом (1973) и другими исследователями. В.А. Гроссгейму удалось изучить один из ритмов кампанского флиша на значительной площади (фиг. 3). Этот ритм получил название "Аврора". Для нижнего элемента ритма (песчанистого) установлены мощности в различных точках, изучены текстуры и по ним определены направления донных течений. Картина ориентировки текстур очень сложная. Если ориентировка гиероглифов в большинстве случаев соответствует общекавказскому направлению, то замеры косой слоистости показывают заметно меньшую устойчивость направления донных течений. На схеме В.А. Гроссгейма (см. фиг. 3) выделены предполагаемые участки суши (кордильеры), очевидно, являвшиеся источниками сноса обломочного материала. В.Д. Шутов выдвинул альтернативное предположение, по которому не исключено, что основная масса обломочного материала, следовательно и кварца, принесена с Русской платформы.



Ф и г 3. Палеогеографическая схема ритма Аврора (В.А. Гроссгейм, 1973
1 – направления донных течений по косой слоистости; *2* – то же по иероглифам; *3* – предполагаемые участки суши; *4* – точки отбора образцов



Ф и г. 4. Генетические типы обломочного кварца ритма Аврора
Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

Изучены образцы известковистых по составу олигомиктовых песчаников. Обломочные минералы представлены кварцем (~65%), полевыми шпатами (~15%) и другими породами. Среди последних отмечаются обломки кремнистых мелкозернистых метаосадочных и карбонатных пород. Обычное содержание обломков пород составляет около 15%, а в некоторых разностях за счет карбонатных обломков повышается до 30–40%. Полевые шпаты представлены микроклином (преобладает) и кислым плагиоклазом. Обломочные компоненты сцементированы кальцитовым цементом. Тип цементации базальный. Наблюдается коррозия обломочных зерен кальцитом.

Различаются крупно– и среднезернистые разновидности. Обычно породы плохо сортированы. Форма обломочных зерен разнообразна: оскольчатые, угловатые, окатанно–угловатые, полуокатанные и даже хорошо окатанные, что, очевидно, отражает их различную седиментационную историю.

В кальцитовом цементе и карбонатных обломках отмечаются фаунистические остатки.

Аутигенные минералы представлены глауконитом, содержание которого иногда составляет несколько процентов от объема пород, и пиритом. Данными по составу тяжелой фракции мы не располагаем. В шлифах обнаружены циркон, турмалин, гранат, эпидот и ставролит.

Нами была определена встречаемость генетических типов обломочного кварца в пяти образцах песчаников ритма Аврора (табл. 13; фиг. 4).

Анализ табл. 13 и фиг. 4 подтверждает предположение о значительном участии сноса обломочного материала со стороны Русской платформы: суммарное содержание кварца древних гранитоидов и метаморфического во всех

Таблица 13

Встречаемость генетических типов обломочного кварца в песчаниках ритма Аврора (в %)

Номер образца	Генетический тип кварца			
	метаморфических пород	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
838	61,5	8	7,5	23,0
862	53,0	10	12,0	25,0
741	52,0	12	8,0	28,0
833	67,0	13	6,0	14,0
816	63,0	8	10,5	18,5

образцах высокое. Вместе с тем отмечается несколько повышенное по сравнению с образцами с Русской платформы (см. табл. 11, 12; фиг. 2) содержание кварца молодых гранитоидов, что, очевидно, обусловлено участием в сносе местного (кавказского) обломочного материала.

На площади наблюдаются значительные колебания содержания метаморфического кварца. "Северные" образцы характеризуются более высоким его содержанием по сравнению с более "южными" (см. фиг. 3). Исключение составляет образец 816 ("южный") – 63% метаморфического кварца. Заметные колебания наблюдаются и в содержании жильного кварца. В целом отсутствие закономерности можно объяснить как явно недостаточным количеством изученных образцов, так и неустойчивостью направлений сноса (донных течений). Представляется целесообразным в дальнейшем провести изучение обломочного кварца по предложенной нами методике для всех доступных наблюдению точек, в которых обнажаются песчаные породы ритма Аврора.

ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ В АРКОЗОВЫХ И ПОЛИМИКТОВЫХ ПЕСКАХ И ПЕСЧАНИКАХ

Образцы из разреза мезозоя Вилюйской синеклизы (р. Амга)

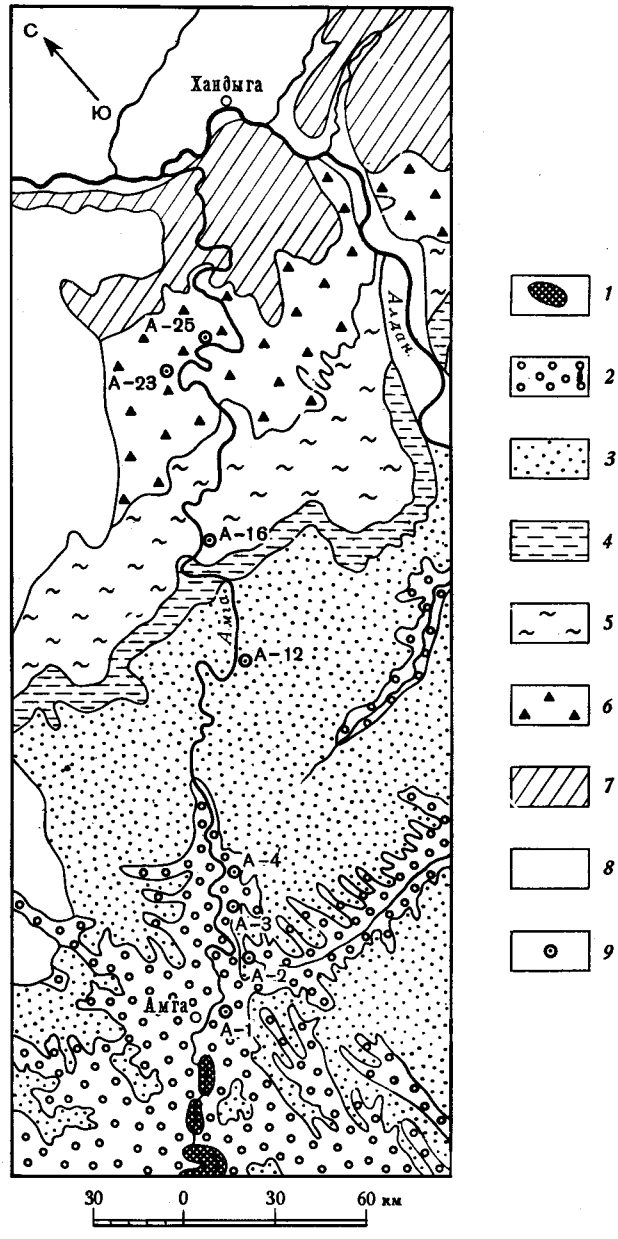
Образцы песчаников юрского возраста отобраны в береговых обнажениях р. Амга (левый приток р. Алдан) в нижнем ее течении (фиг. 5).

Строение разреза юрских отложений здесь следующее (фиг. 6) (Геология СССР, т. XVIII, 1970).

Укугутская свита (I_1ик) мощностью около 200 м состоит из четырех пачек. Первая сложена светло-серыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками косо- и горизонтальнослоистыми со скоплениями растительного детрита по наслоению и прослоями конгломератов и галечников. Вторая представлена невыдержанными по простиранию разнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами и конгломератами, с редкими прослоями темно-серых алевролитов. Третья пачка сложена серыми песчаниками, преобладают средне- и крупнозернистые разности. Отмечаются редкие прослои алевролитов, аргиллитов и единичные линзы галечников. Четвертая пачка – мелкозернистые и алевритистые серые и коричневато-серые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами.

Плинсбахский ярус (I_1p) – толща мелкозернистых серых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, мощностью 65–97 м.

К тоарскому ярусу (I_1t) на р. Амга условно относят пачку (55 м) серых мелкозернистых песчаников и песков с линзами известняков и известковистых песчаников, залегающую между отложениями плинсбаха и аалена.



Ф и г. 5. Схема геологического строения района нижнего течения р. Амги (Геологическая карта западной части Якутской АССР. Под ред. Ф.Г. Маркова, 1968)

1 – средний кембрий; *2* – нижняя юра, укугутская свита; *3* – нижняя юра, плинсбахский–тоарский ярусы; *4* – средняя юра, ааленский ярус; *5* – средняя юра, байосский–батский ярусы; *6* – верхняя юра; *7* – меловые отложения; *8* – третичные и четвертичные отложения; *9* – точки отбора образцов

Ааленский ярус (I_2^a) представлен серыми мелко– и среднезернистыми тонкослоистыми песчаниками, которым подчинены прослои алевролитов, аргиллитов и линзы песчанистых известняков. Мощность около 70 м.

Байосский и батский ярусы ($I_2^{bj} + bt$). Нижняя толща сложена серыми песчаниками с линзами алевролитов, песчанистых известняков и аргиллитов. Выше залегают светло–серые песчаники с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов. Общая мощность 145 м.

В составе верхнеюрских отложений (I_3) выделяются две толщи.

Нижняя, мощностью около 110 м, представлена белесыми и желтоватыми песками и песчаниками мелко- и среднезернистыми с прослоями алевролитов, аргиллитов и бурых углей.

Верхняя толща (более 50 м) состоит из алевролитов, переслаивающихся с песчаниками и аргиллитами. Угли встречаются редко.

Образования юрского возраста в приустьевой части р. Амга перекрываются песчаными отложениями нижнего мела.

Песчаные толщи укугутской свиты нижней юры, а также верхнеюрские и нижнемеловые отложения сформировались в континентальных условиях. Генезис отложений нижней и средней юры, начиная с плинсбаха, считается морским.

Нами изучены образцы песчаников укугутской свиты (из всех четырех пачек: А-1, А-2, А-3, А-4), из тоарского яруса (А-12), из верхней байос-батской толщи (А-16), из нижней и верхней толщ верхнеюрских отложений (А-23, А-25). Привязка образцов к стратиграфической колонке и геологической карте показана на фиг. 5 и 6.

Образцы А-1, А-2, А-3, А-4 - среднезернистые полимиктовые песчаники. Главными обломочными компонентами пород являются кварц, полевые шпаты и обломки других пород (см. табл. 18). Цемент составляет 30 - 50% объема пород и представлен крупнокристаллическим кальцитом, каолинитом и иногда окислами железа. Содержание каолинита вверх по разрезу заметно уменьшается. Размер обломочных зерен 0,1-0,7 мм, в основном 0,2-0,3 мм, сортированность - от средней до плохой. Окатанность зерен слабая.

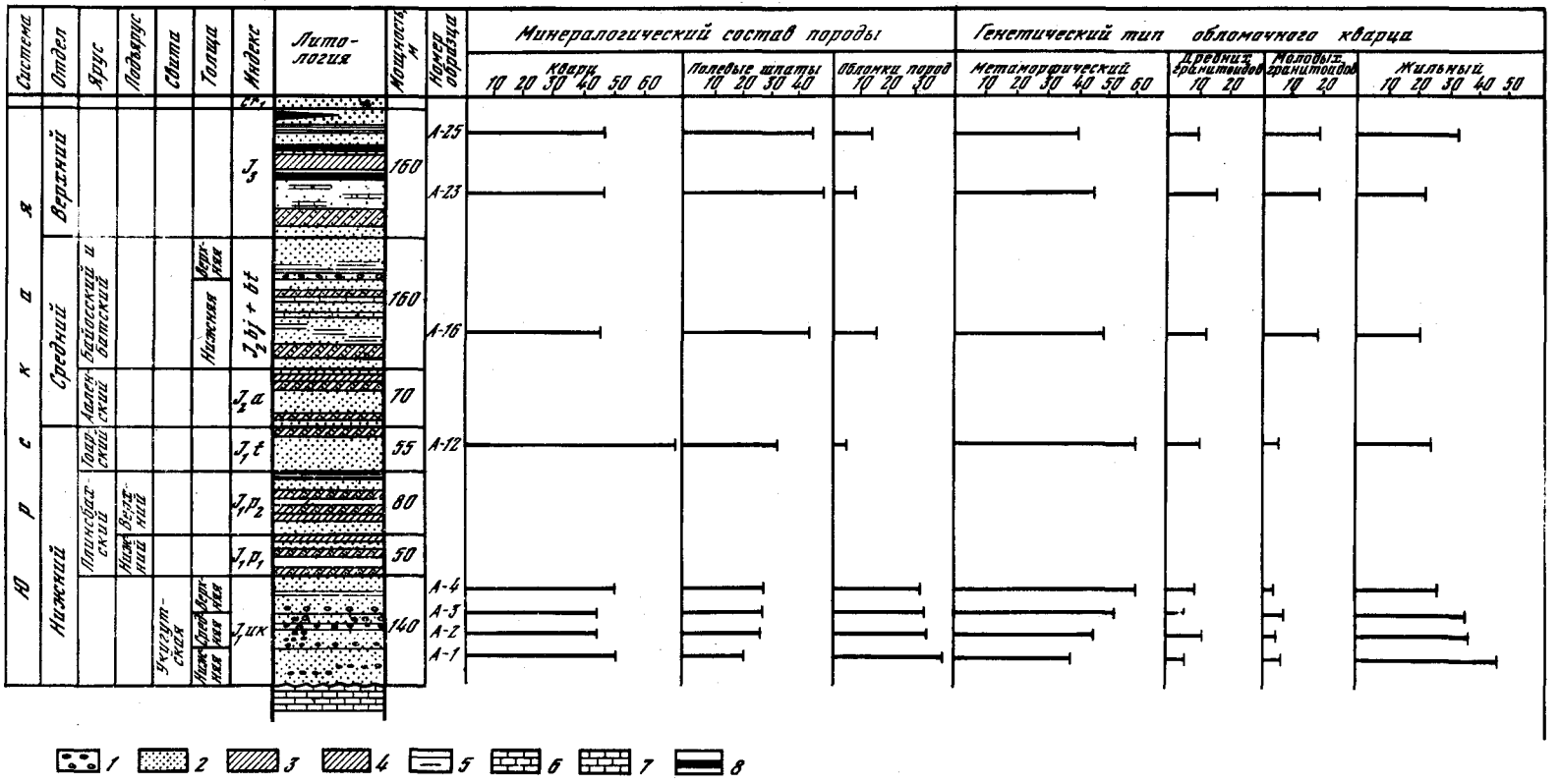
Полевые шпаты представлены микроклином (преобладает) и кислым плагиоклазом. Среди обломков пород наблюдаются следующие разновидности: кремнистые, кислых эффузивов (с фельзитовой структурой), мелкозернистых осадочных и метаосадочных пород, средних эффузивов, хлоритизированные обломки основного стекла и микрокварциты.

Из вторичных изменений обломочных компонентов отмечена коррозия зерен кальцитом цемента и иногда - регенерация кварца и полевых шпатов. В тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы - лейкоксен, окислы железа, иногда пирит; циркон и турмалин - ед. знаки.

Обр. А-12 - мелкозернистый светло-желтый аркозовый песок. Состоит из кварца (67%), полевых шпатов (29%) и небольшого количества обломков пород (4%). Средний размер обломочных зерен составляет 0,22 мм, окатанность слабая. В тяжелой фракции из прозрачных минералов преобладают гранат, циркон и турмалин - ед. знаки, - пироксены и роговая обманка. Около 50% тяжелой фракции составляет лейкоксен.

Обр. А-16 - мелко- и среднезернистый известковистый аркозовый песчаник. Порода сложена зернами кварца, полевых шпатов, обломками других пород (см. табл. 18) и кальцитовым цементом (40-60% объема). Цемент базального типа. Отмечаются участки цементации обломочных зерен бесцветным, почти изотропным фосфатом. Размер обломочных зерен равен 0,1-0,3 мм, сортированность породы хорошая. Окатанность обломочного материала несколько выше по сравнению с песчаниками укугутской свиты. Полевые шпаты представлены микроклином и плагиоклазом примерно в равных соотношениях. Среди обломков пород преобладают хлоритизированные фрагменты вулканического стекла и основных эффузивов; в подчиненном количестве - обломки кремнистых пород, кислых эффузивов и алевролитов. Акцессорные минералы присутствуют в крайне незначительном количестве и представлены турмалином, цирконом и аутигенным анатазом.

Обр. А-23 - песчаник аркозовый среднезернистый известковистый. Порода сложена зернами кварца, полевых шпатов и обломков пород (см. табл. 18). Кальцитовый цемент базального типа составляет 40-50% объема. Кальцит в значительном количестве содержит пелитовую примесь. Участками в цементе отмечается каолинит. Размер зерен равен 0,1 - 0,8 мм, сортированность и окатанность обломочных зерен плохая. Полевые шпаты представлены микроклином (преобладает) и кислым плагиоклазом. Среди обломков пород отмечаются



Ф и г. 6. Соотношение генетических типов обломочного кварца и минералогического состава песчаников (стратиграфическая колонка по: Н.Н. Тазихин, А.Э. Гринберг, С.Л. Потапов, 1962)

1 – конгломераты и гравелиты; *2* – пески и песчаники; *3* – переслаивающиеся песчаники и алевролиты; *4* – алевролиты; *5* – глины и аргиллиты; *6* – известняки; *7* – известняки песчанистые; *8* – угли

Таблица 14

Встречаемость генетических типов обломочного кварца в образцах мезозоя Вилюйской синеклизы, р. Амга (в %)

Номера образца	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
А-1	38.0	6,0	6,0	50,0
А-2	45,5	11,5	4,0	39,0
А-3	50,8	5,0	6,8	37,3
А-4	59,5	9,0	3,0	28,5
А-12	60,0	10,0	5,0	25,0
А-16	48,5	12,0	18,5	21,0
А-23	45,5	14,0	18,0	22,5
А-25	39,5	8,0	19,5	33,0

средние и основные эффузивы, часто хлоритизированные, кремнистые породы, кислые эффузивы, гранофиры, микропегматиты и алевролиты. Присутствуют сильно измененные листочки биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом и лейкоксеном. Отмечаются обрывки углистого вещества.

Обр. А-25 – песчаник аркозовый среднезернистый известковистый. Порода аналогична вышеописанной. Несколько возрастает роль плагиоклазов среди полевых шпатов. Среди обломков пород преобладают гранитоиды, гранофиры и алевролиты. Довольно обильны акцессорные минералы, из которых главными являются циркон и турмалин.

Результаты количественно-минералогического подсчета по изученным образцам представлены в табл. 18, а также на фиг. 12, из которых видно, что песчаники укугутской свиты являются полевошпат-кварцевыми граувакками. Вверх по разрезу они сменяются аркозовыми песчаниками средней и верхней юры. Заметно изменяется состав обломков в породах. Если в укугутских песчаниках основную роль играли обломки кремней и кислых эффузивов, то в образцах А-16 и А-23 – хлоритизированные обломки вулканического стекла и основных эффузивов, а в обр. А-25 начинают преобладать обломки гранитного состава.

Во всех описанных образцах изучен обломочный кварц. Результаты подсчетов генетических типов с использованием таблицы вероятностных коэффициентов представлены в табл. 14 и на фиг. 7.

Данные по встречаемости различных типов обломочного кварца в юрских песчаных отложениях позволяют сделать и некоторые выводы.

1. От обр. А-1 до обр. А-12 выдерживается принципиальная однотипность распределения. При движении вверх по разрезу отмечается существенная эволюция генетического состава кварца, выражающаяся в заметном уменьшении роли жильного кварца и увеличении метаморфогенного кварца. Для песчаных пород укугутской свиты характерно низкое содержание кварца молодых гранитоидов.

2. При переходе от обр. А-12 к обр. А-16, соответствующему переходу от нижнеюрских к среднеюрским и далее (А-23, А-25) к верхнеюрским отложениям, наблюдается существенный скачок в изменении характера распределения генетических типов. Это изменение выражается в резком возрастании встречаемости кварца молодых гранитоидов. Необходимо подчеркнуть, что несколько раньше (от обр. А-4 к обр. А-12) происходит смена петрографических типов пород – переход от полевошпат-кварцевых граувакк к аркозам и граувакковым аркозам (см. фиг. 6, 12).

3. Далее от обр. А-16 к обр. А-25 происходит постепенное изменение соотношения метаморфогенного и жильного кварца, но эволюция направлена

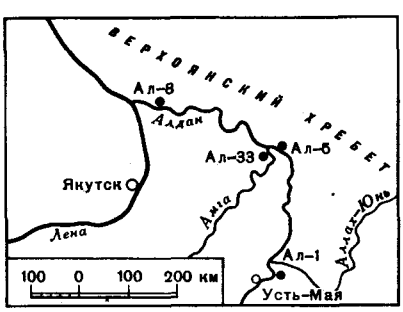
Ф и г. 7. Генетические типы обломочного кварца юрских отложений р. Амги
Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

в обратную сторону: уменьшается содержание метаморфогенного кварца и увеличивается – жильного. Встречаемость кварца молодых гранитоидов во всех трех образцах относительно высокая.

Таким образом, на примере образцов из юрских отложений удалось проследить как постепенное эволюционное изменение генетического состава обломочного кварца при движении вверх по разрезу, так и резкое изменение характера распределения, вероятно, отражающее смену источников сноса.

Образцы из руслового аллювия р. Алдан

Представлялось интересным сравнить обломочный кварц мезозойского разреза р. Амга с кварцем современных отложений этого же района. Образцы руслового песка р. Алдан были отобраны (фиг. 8) как выше устья р. Амга, впадающей в р. Алдан слева (обр. Ал–1, Ал–5), так и ниже ее впадения (обр. Ал–8). Обр. Ал–33 был взят из руслового аллювия приустьевой части р. Амга. Между точками отбора обр. Ал–1 и Ал–5 аллювий р. Алдан находится под влиянием мощного сноса со стороны Верхоянья.

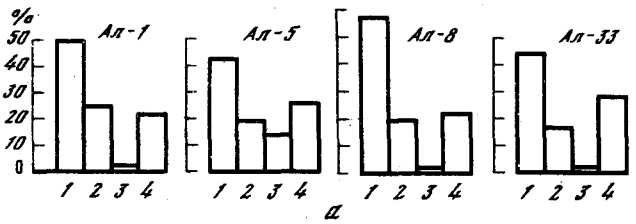


Ф и г. 8. Схема отбора проб из аллювия р. Алдан

Пески по составу соответствуют полевошпат–кварцевым граувакками (Ал–5, Ал–33), грауваккковым аркозам (Ал–1) и аркозам (Ал–8) (см. табл. 18; фиг. 12). Если не принимать во внимание обр. Ал–33 из устья р. Амга, то вниз по течению р. Алдан от обр. Ал–1 к обр. Ал–5 наблюдается сначала заметное повышение полимиктовости, что, очевидно, может быть объяснено влиянием верхоянского сноса, а от обр. Ал–5 к обр. Ал–8, т.е. по направлению к устью р. Алдан, резкое падение содержания обломков пород.

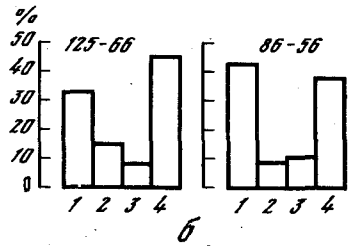
Пески состоят из кварца, полевых шпатов, обломков пород и темноцветных минералов. Вниз по течению р. Алдан происходит постепенное уменьшение средних размеров зерен песков от 0,75 (обр. Ал–1) до 0,22 мм (обр. Ал–8). Генетические типы кварца подсчитаны во фракции 0,2–0,25 мм, выделенной из образцов ситованием. Эти же фракции изучены минералогически.

Полевые шпаты представлены примерно в равных соотношениях кислым плагиоклазом (альбит–олигоклаз) и микроклином, часто с пертитовыми вростками. Зерна обломков пород имеют преимущественно метаосадочный генезис. Они представлены слюдистыми (биотитовыми) сланцами, метаалевролитами, филлитами, глинистыми сланцами, т.е. отвечают основным петрографическим типам в различной степени метаморфизованных пород верхоянского комплекса. Реже встречаются обломки кремнистых пород. Обломки кислых и средних эффузивов встречаются очень редко.



Ф и г. 9. Генетические типы обломочного кварца в русловом аллювии р. Алдан (*а*); в верхнепермских граувакках месторождения Кенкияк, Северный Казахстан (*б*); в карбоновых граувакках Карагандинского бассейна (*в*)

1 – метаморфический; *2* – древних гранитоидов; *3* – молодых гранитоидов; *4* – жильный; *5* – вулканогенный



Тяжелые фракции образцов имеют следующий состав.

В районе р. Усть-Маи (обр. Ал-1) наблюдается очень разнообразный комплекс тяжелых минералов. Рудные минералы составляют примерно 30% объема и представлены титаномагнетитом и ильменитом. Из прозрачных минералов преобладают темноцветные – ромбические и моноклинные пироксены, роговая обманка. Отмечены эпидот и хлорит; гранат составляет до 10% объема. Кроме того, в знаках присутствуют циркон, турмалин, сфен, биотит. Вниз по течению происходит постепенное изменение состава тяжелых фракций в сторону исчезновения нестойких минералов – пироксенов, амфиболов, эпидота. Соответственно возрастает роль более устойчивых минералов – циркона, турмалина и граната. В тяжелой фракции образца Ал-8 (приустьевая часть р. Алдан) среди прозрачных минералов преобладает гранат, несколько меньше циркона и еще меньше турмалина; зерна темноцветных минералов единичны. В том же направлении (вниз по течению) возрастает роль рудных минералов. Генетические типы кварца подсчитаны в шлифах, изготовленных из фракции 0,2–0,25 мм образцов (фиг. 9).

Анализ результатов приводит к следующим выводам.

1. Если не принимать во внимание обр. Ал-5, то остальные диаграммы распределений имеют достаточно однотипный рисунок. В целом распределения отражают преобладание обломочного кварца, обязанного своим происхождением сносу с докембрийского кристаллического массива Алданского щита, при этом уровень встречаемости кварца молодых гранитоидов в этих образцах остается низким. Вниз по течению отмечено некоторое увеличение встречаемости метаморфического кварца и уменьшение кварца древних гранитоидов.

2. Петрографический состав (обр. Ал-5), как установлено, отражает снос обломочного материала со стороны Верхоянья, что выражается прежде всего в повышении встречаемости обломков пород соответствующего состава. Именно этот образец заметно отличается от остальных образцов р. Алдан повышенной встречаемостью кварца молодых гранитоидов, что вполне объяснимо, так как впадающие справа в Алдан реки дренируют гранитоидные массивы Южно-Верхоянского синклинория.

3. Важно отметить, что далее вниз по течению, ближе к устью р. Алдан, кварц молодых гранитоидов подавляется громадной массой обломочного кварца, сносимого с докембрийских кристаллических массивов (распределение обр. Ал-8 идентично распределению обр. Ал-1).

4. Обр. Ал-33 из руслового аллювия устья р. Амга по распределению генетических типов аналогичен образцам Ал-1 и Ал-8, но отличается несколько повышенным по сравнению с ними содержанием жильного кварца. Реки Амга и Алдан берут начало с Алданского докембрийского щита и значительная часть их водосбора дренирует кристаллические породы. В своих низовьях на протяжении 500 км р. Амга пересекает относительно рыхлые, существенно песчаные отложения мезозоя. Однако диаграмма распределения обр. Ал-33 не отражает усредненный генетический состав кварца мезозойских отложений. Состав генетических типов кварца в этом образце типичен для песков, источником сноса которых являются докембрийские кристаллические породы (сравните, например, с фиг. 12; обр. 43, 49, 51). Таким образом, генетический состав кварца пород песков из береговых коренных выходов нижнего течения р. Амга не оказал существенного влияния на состав кварца аллювия.

Пермские граувакки, Северный Казахстан (образцы В. И. Муравьева)

Образцы керна из татарского яруса верхней перми (обр. 86/66 и 125/66) отобраны в районе нефтяного месторождения Кенкияк к юго-западу от г. Актюбинска.

Татарский ярус в пределах месторождения представлен красноцветной песчано-алевритовой толщей.

Изученные обр. 86/66 и 125/66 представлены среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. Обломочная часть состоит из кварца, полевых шпатов и обломков пород (см. табл. 17, фиг. 12). Среди полевых шпатов присутствуют кислые плагиоклазы (несколько преобладают) и микроклин. Из обломков пород отмечаются (в порядке убывания) фельзиты, гранодиориты, кварциты и метаморфизованные сланцы. В обр. 125/66 в заметном количестве наблюдаются хлоритизированные стекла и базальтоиды, а также аутигенный анальцим.

Песчаники среднезернисты. Сортированность средняя. Обломочные зерна преимущественно окатанно-угловатые, реже – полуокатанные, иногда оскольчатые.

Базальный кальцитовый цемент составляет 30-40% объема пород.

По количественно-минералогическому составу изученные песчаники попадают в поле полевошпат-кварцевых граувакк (см. фиг. 12), по классификации В.Д. Шутова (1967).

В обоих образцах подсчитано распределение генетических типов кварца (табл. 15; см. фиг. 9, *б*).

Диаграммы распределения генетических типов обломочного кварца этих образцов похожи на распределение образцов А-1 и А-2 укугутской свиты

Таблица 15

Распределение генетических типов кварца в пермских граувакках Северного Казахстана (в %)

Номер образца	Генетический тип кварца			
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный
125/66	32,5	15	7,5	45,0
86/66	43,0	9	10,5	37,5

см. фиг. 7), также являющихся граувакками. Североказахстанские образцы отличаются от последних несколько повышенным содержанием кварца молодых гранитоидов.

Граувакки Карагандинского угленосного бассейна (образцы В.Д.Шутова)

Породы Карагандинской угленосной формации детальнейшим образом изучены и описаны В.Д. Шутовым (Граувакки, 1972), поэтому нет необходимости рассматривать в данной работе геологическую ситуацию и петрографические особенности песчаников.

Нами изучен кварц в нескольких образцах песчаников континентальной подформации. Количественно-минералогический состав их приведен в табл. 18, на фиг. 12, а также на литограмме в упомянутой работе (Граувакки, 1972, с. 36). В целом – это граувакки основного и кислого рядов с очень низким содержанием кварца (3–6%). В.Д.Шутов описал характерную форму его зерен, свойственную только для кварца кислых эффузивных пород. Наши наблюдения и проведенные расчеты встречаемости генетических типов обломочного кварца подтвердили высокое содержание кварца кислых эффузивов, которое, однако, сильно колеблется от образца к образцу (табл. 16, см. фиг. 9, *в*).

Таблица 16

Встречаемость генетических типов обломочного кварца в граувакках карагандинской формации (в %)

Номер образца	Генетический тип кварца				
	метаморфический	древних гранитоидов	молодых гранитоидов	жильный	кислых эффузивов
100	15	6	28	21	30
126	16	2	31	27	24
130	6	2	23	15	54
223	14	0	44	16	26
147	19	9	18	4	50

Обращает внимание высокое содержание обломочного кварца, отнесенного нами к типу молодых гранитоидов. Это главным образом кварц пород гипабиссального происхождения (вероятно, жерловых фаций), генетически тесно связанный с кварцем эффузивного происхождения. Для него характерны ограненные формы с развитыми гранями гексагональной дипирамиды и включениями раскристаллизованного расплава, отличается высоким содержанием *ВМС*.

Содержание кварца метаморфического и древних гранитоидов очень низкое по сравнению с изученными образцами из других районов. Очевидно, это объясняется тем, что синклинорий, сложенный Карагандинской угленосной формацией, со всех сторон обрамлен выходами нижнепалеозойских эффузивных пород, послуживших главной и почти единственной питающей провинцией. Влияние размыва выступов древних кристаллических пород, вероятно, было незначительным.

Условно можно выделить две характерные формы диаграмм распределения (см. фиг. 9, *в*): с высоким содержанием эффузивного кварца (обр. 130, 147) и с пониженным его содержанием (обр. 100, 126, 223). Закономерного изменения характера распределений по разрезу не наблюдается. Тип распределения также не зависит от преобладания основных или кислых обломков в составе граувакк. Вероятно, пульсационное поступление кварца эффузивного генезиса в бассейн осадконакопления вызывается какой-то невыясненной причиной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, с помощью описанной методики проведено определение процентного соотношения генетических типов кварца в 33 образцах песчаных пород, отвечающих главным петрографическим типам этого класса: кварцевым мономиктовым и олигомиктовым, аркозам и граувакка̀м. Количественно-минералогический состав песчаных пород представлен в табл. 17, по данным которой построен классификационный треугольник (фиг. 10).

Следует отметить, что в некоторых случаях изучавшиеся образцы подобраны таким образом, что по косвенным геологическим или прямым минералогическим сведениям для них уже были известны источники сноса. Например, обр. П-1 имеет типичную метаморфогенную ассоциацию минералов тяжелой фракции, пески Черкасского месторождения заведомо сформировались за счет размыва коры выветривания, развитой на кристаллических образованиях докембрия Украинского щита и т.д.

Можно с удовлетворением отметить, что, несмотря на возможные ошибки и искажения, рассчитанные распределения генетических типов обломочного кварца не противоречат результатам, ожидавшимся, исходя из геологической обстановки и минералогического состава образцов. Следовательно, полученные числовые характеристики объективно отражают реальные соотношения обломочного кварца различного генезиса в песках и песчаниках. Основными задачами дальнейшего совершенствования методики являются изыскание путей учета возможных ошибок и последовательное приближение к истинным соотношениям генетических типов кварца в песчаных породах.

Настоящая работа была задумана как методическое исследование, и приведенные примеры лишь иллюстрируют применение разработанного способа подсчетов генетических типов обломочного кварца.

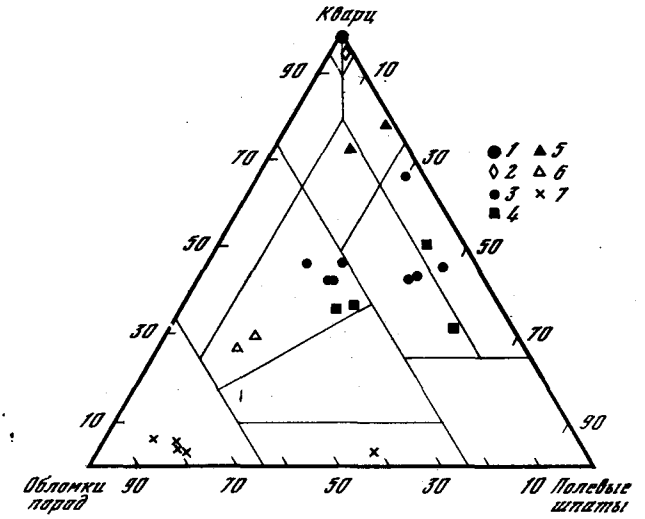
Закономерности поведения обломочного кварца в седиментогенезе должны выясняться в рамках полноценных литологических исследований, в которых методика определения соотношения генетических типов кварца сочеталась бы с другими ныне известными способами определения источников сноса. Тем не менее, поскольку мы обладаем хотя и скромной, но единственной в своем роде информацией о распределении генетических типов кварца в песчаных породах

Таблица 17

Количественно-минералогический состав изученных песчаных пород (в %)

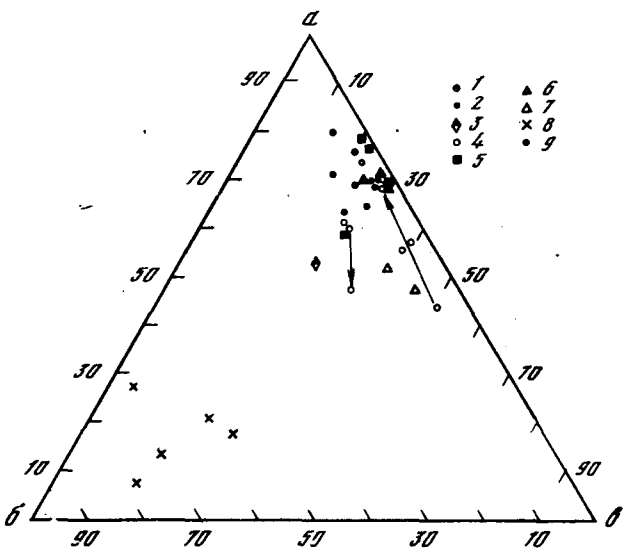
Номер образца	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Номер образца	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород
А-1	47	20	33	Ал-33	36	31	33
А-2	43	26	31	16	73	15	12
А-3	43	27	30	19	79	19	2
А-4	47	27	26	VII-70	95	3	2
А-12	67	29	4	125/66	30	18	52
А-16	43	42	15	86/66	27	16	57
А-23	46	47	7	100	4	16	80
А-25	44	43	13	126	6	10	84
Ал-1	32	56	12	130	5	15	80
Ал-5	37	34	29	223	3	18	79
Ал-8	51	41	8	147	3	55	42

Примечание. Состав обр. П-1, 130, 43, 49, 50 и 51 не рассчитывался, так как они имеют практически чисто кварцевый состав обломочной части.



Ф и г. 10. Классификационный треугольник петрографического состава изученных образцов (В.Д. Шутов, 1967)

1 – кварцевые пески и песчаники; *2* – саксаульский кварцит из Примугоджарья; *3* – юрские песчаники нижнего течения р. Амги; *4* – пески аллювия р. Алдан; *5* – моренные пески (р. Ока, г. Лихвин); *6* – песчаники месторождения Кенкияк, Северный Казахстан; *7* – песчаники Карагандинского бассейна



Ф и г. 11. Треугольная диаграмма генетических типов обломочного кварца в песках и песчаниках

1 – стекольный песок из Подмосковья; *2* – кварцевые пески Черкасского месторождения; *3* – саксаульский кварцит из Примугоджарья; *4* – юрские песчаники р. Амги; *5* – пески аллювия, р. Алдан; *6* – моренные пески, р. Ока; *7* – граувакки месторождения Кенкияк, Северный Казахстан; *8* – граувакки Карагандинского бассейна; *9* – песчаники кампанского флиша, Северо-Западный Кавказ. Стрелками показано направление эволюции генетического состава обломочного кварца юрских песчаников, р. Амга; *а* – кварц метаморфический и древних гранитоидов; *б* – кварц молодых гранитоидов и кислых эффузивов; *в* – кварц жильный

можно сделать ряд выводов. Многие из них имеют предварительный характер и, несомненно, в дальнейшем будут уточнены.

1. Один из основных выводов вытекает из анализа треугольной диаграммы, на которую нанесены распределения генетических типов обломочного кварца всех изученных образцов (фиг. 11). Вершины треугольника соответствуют 100% кварца жильного, молодых гранитоидов + кислых эффузивов (если они присутствуют) и метаморфического + древних гранитоидов (последние объединены, так как соответствуют единому источнику сноса – древним кристаллическим массивам). На треугольнике четко выделяются два разобщенных поля фигуративных точек. Рассмотрим сначала поле, фигуративные точки которого тяготеют к стороне треугольника кварц метаморфический + древних гранитоидов – кварц жильный и расположены главным образом в верхней части треугольника. Следовательно, генетический состав обломочного кварца этого поля в первую очередь определяется древними источниками сноса, затем – жильным (гидротермальным) кварцем и в меньшей степени – кварцем молодых гранитоидов. Площадь разброса точек в пределах поля существенно меньше, чем разброс точек соответствующих образцов на классификационном треугольнике (см. фиг. 12). Вероятно, с увеличением числа проанализированных образцов разброс точек будет несколько больше.

2. В небольшой области верхнего поля треугольника, соответствующей примерно 70% кварца метаморфического + древних гранитоидов, 25% жильного кварца и 5% кварца молодых гранитоидов, располагается отчетливый максимум (10 обр.). Несколько выше расположен второй, менее четкий максимум (4 обр.). Поскольку в пределах этих максимумов сосредоточены точки песчаных пород, генезис которых за счет размыва древних кристаллических пород не вызывает сомнения, можно считать, что вышеуказанное процентное соотношение генетических типов обломочного кварца является типичным для пород данного генезиса. Следует отметить, что в пределы максимумов попадают не только точки типичных платформенных песчаных пород (кварцевых и олигомиктовых), но также точки граувакк и аркозов мезозоя Вилюйской синеклизы (р. Амга), аллювия р. Алдан и кампанского флиша Кавказа.

3. Из последнего положения непосредственно следует вывод о том, что соотношение генетических типов обломочного кварца не зависит (или зависит незначительно) от зрелости пород, а обусловлено главным образом характером первичных источников сноса. Этот вывод подтверждается и необычным по сравнению с другими изученными кварцевыми песчаными породами генетическим составом кварца саксаульского кварцита, который, как отмечалось выше, образует своеобразный двухметровый пласт в полимиктовой глинисто-песчаной толще. Вероятно, генезис кварца этого пласта связан не с дальним привносом обломочного материала с древних платформ, а с размывом локальной коры выветривания в пределах данной геосинклинальной области.

4. Намечается некоторая связь распределения генетических типов кварца с петрографическим типом песчаных пород. Можно предположить, что для кварцевых и олигомиктовых песчаных пород платформенного чехла наиболее характерно преобладание обломочного кварца метаморфического + древних гранитоидов. В граувакках, как правило, наблюдается примерно равное соотношение кварца метаморфического + древних гранитоидов и кварца жильного при низком содержании кварца молодых гранитоидов или резко повышенное содержание эффузивного кварца. Наконец, повышенное содержание кварца молодых гранитоидов устанавливается в аркозах, источником сноса для которых служили области развития интрузивного гранитоидного магматизма.

5. Следует отдельно остановиться на проблеме жильного кварца. Из предыдущего вывода непосредственно следует, что встречаемость жильного кварца в песчаных породах и степень их полимиктовости как-то связаны. На примере четырех образцов укугутской свиты р. Амга можно наблюдать непосредственную прямую связь содержания обломков пород и жильного кварца (см. фиг. 6). Эту закономерность можно подметить и на других примерах. Так, наиболее высокое содержание жильного кварца элювия и обломков пород установлено в обр. А-33

(р. Алдан) (см. фиг. 12; табл. 17). Повышенная встречаемость жильного кварца в образце 16 (четвертичная морена) совпадает с заметным присутствием в нем обломков пород (см. фиг. 12; табл. 17). Очевидно, эта связь обусловлена тем, что геосинклинальные толщи горных сооружений, поставляющих полимиктовый материал при формировании пород граувакового ряда, обычно интенсивно насыщены кварцевыми жилами и прожилками различного масштаба и морфологии.

Другим вопросом является неожиданно высокая встречаемость жильного кварца почти во всех типах пород: в изученных образцах она редко опускается ниже 20% и обычно достигает 50%. Экспериментальная проверка методики (см. главу II) как будто не дает указаний на возможность существенного завышения содержания жильного кварца из-за несовершенства метода.

Вероятно, следует учитывать, что генетический тип "жильный кварц" выделен нами с наибольшей степенью условности и объединяет любой кварц, сформировавшийся при участии гидротермальных растворов или имеющий пегматитовый генезис. Можно также высказать предположение, что гидротермальная деятельность (в отношении кварца) в геосинклинальных областях ограничивается не только образованием известных макроскопических кварцевых жил, но, возможно, происходят существенная гидротермальная переработка кварца других типов пород и формирование значительной массы кварцевых выделений микроскопического облика.

6. Сделанные выводы позволяют на новом уровне проинтерпретировать эволюцию распределения генетических типов кварца в нижнеюрских песчаниках р. Амга. Мы можем предполагать, что формирование базальных горизонтов нижней юры обусловлено размывом каких-то геосинклинальных сооружений (верхоянский комплекс?), поставлявших полимиктовый материал и большую массу жильного кварца. Данный источник сноса, по-видимому, постепенно иссякал, при этом на генетический состав кварца существенно влиял снос с Алданского щита. К концу нижнеюрского времени этот источник окончательно подавляет первый и распределение генетических типов кварца приобретает облик, характерный для сноса с кристаллических щитов (см. фиг. 13). Интересно отметить, что в верхах укугутской свиты сохраняется высокая полимиктовость, а кварц обломочных пород уже, по-видимому, приносится с Алданского щита. Смена граувакк на аркозы происходит несколько выше по разрезу.

Скачкообразное изменение характера распределения генетических типов кварца происходит на рубеже нижней и средней юры и, вероятно, обусловлено крупной тектонической перестройкой. Как уже указывалось, в песчаниках и песках средней и верхней юры в заметном количестве появляется кварц молодых гранитоидов. Накопление современных аллювиальных отложений снова происходит в основном за счет размыва кристаллических пород Алданского щита (меловые и третичные отложения нами не изучались).

На треугольной диаграмме (см. фиг. 13) направление эволюции распределений генетических типов обломочного кварца для юрских песчаных пород р. Амга показано стрелками.

7. Фигуративные точки второго (нижнего) поля треугольной диаграммы принадлежат лишь образцам граувакк Карагандинской угленосной формации, в которых отмечается высокая частота встречаемости кварца эффузивного и молодых гранитоидов (в данном случае - гипабиссальных фаций кислых пород). Это вызвано специфическими условиями осадконакопления карагандинских граувакк. Разрыв между первым и вторым полями фигуративных точек на треугольной диаграмме, вероятно, объясняется тем, что образцы, в которых эффузивный кварц смешан со значительным количеством кварца иного типа, нами изучены не были. Однако, если учесть что карагандинские граувакки содержат кварц в очень незначительном количестве (несколько процентов), можно сделать вывод, что в образцах любого генезиса, но с высоким содержанием обломочного кварца эффузивный кварц будет подавлен другими генетическими типами.

ТИПЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

До работ недавнего времени о постседиментационном преобразовании кварца в осадочных породах было известно мало. Поэтому представляется целесообразным в этой главе привести систематическое описание основных типов изменения кварца, а также обсудить механизм их формирования. Частично эти вопросы были рассмотрены в ряде работ (Копелиович, Симанович, 1963, 1966а,б; Симанович, 1965, 1966а–г, 1968а,б, 1969, 1972а,в).

Метаморфизм кварца, его пластическая деформация, дофинейское двойникование и рекристаллизационный бластез были выявлены и описаны в кварцевых песчаных породах среднего докембрия Балтийского и Алданского щитов. Геология и петрография этих образований кратко рассмотрены в главе V.

Для понимания механизма преобразования кварца в постседиментационных процессах привлечен ряд положений теории дефектов в кристаллах (Ван Бюрен, 1962; Рид, 1957; Юшкин, 1971; и др.).

Следует подчеркнуть, что изучение постседиментационных преобразований кварца песчаных пород проводили с помощью оптического микроскопа. Для наблюдения дофинейских двойников в кварцевых зернах была разработана специальная методика.

РАСТВОРЕНИЕ И РЕГЕНЕРАЦИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА[1]

Кварц является одним из самых устойчивых к растворению и разрушению минералов осадочных пород. Именно по этой причине он выдерживает неоднократное переотложение и в процессе постепенного вызревания терригенного вещества становится в соответствующих условиях главным минералом песчаных пород.

Однако уже при выветривании пород источников сноса, под действием сильных химических агентов, кварц может интенсивно корродироваться и частично разрушаться. По данным Н.А.Лисицыной (1957), в условиях коры выветривания зерна кварца разъедаются глинистыми и железистыми минералами, причем степень корродированности кварца возрастает при переходе от гидрослюдистой зоны к каолинит–гидрослюдистой и далее – к каолинитовой; в последней заметно убывает количество кварца. Развитие сканирующей электронной микроскопии позволило выявить значительную роль растворения и переотложения кремнекислоты на поверхностях кварцевых зерен в различных седиментогенных процессах.

Так, рассмотрен вопрос об эоловой обработке кварцевых зерен (Margolis, Krinsley, 1971). Как известно, ветровая эрозия приводит к высокой окатанности кварцевых зерен и создает их матовую поверхность. Ранее ветровая обработка кварцевых зерен считалась результатом чисто механического соударения зерен кварца и трения при волочении. Сканирующий электронный микроскоп позволил проникнуть в тонкие детали этого процесса.

Как выяснилось, в результате ветровой эрозии на поверхности зерна образуется сеть параллельных микротрещин, зависящих от кристаллографической

[1] См. обзор экспериментальных данных по растворимости кварца (Кац, Симанович, 1974).

структуры кварца. Эти трещины разбивают поверхность кварца на серию субмикроскопических пластин, перекрывающих друг друга. Кремнезем на таких раздробленных поверхностях легко подвергается растворению и переотложение в виде аморфных корочек, в результате чего зерна становятся округлыми. В условиях высоких pH в процессе диагенеза на кварцевых зернах образуются многочисленные ямки, создающие матовую поверхность зерен. Последняя разрушается под влиянием турбулентной полировки при переносе водными растворами или обрастания корочками переотложенного кварца.

С помощью сканирующего микроскопа изучен механизм водной обработки кварцевых зерен пляжевых отложений (Le Ribault, 1972). Вне зоны прилива отмечается возникновение типичных форм растворения кварца на его поверхности; от механических повреждений эти формы отличаются тем, что имеют ориентировку, связанную с кристаллической структурой кварца. В зоне прилива наряду с различной штриховкой, зарубинами, раковистым изломом и т.д., связанными с механическим трением кварцевых зерен, установлены вторичные отложения кремнезема, представленные шаровидными скоплениями в углублениях на поверхности зерен.

П. Блэквельдер и О. Пилки (Blackwelder, Pilkey, 1972) в шельфовых отложениях с помощью сканирующего электронного микроскопа наблюдали структуры растворения на поверхностях кварцевых зерен, связанные с высоким содержанием карбоната кальция в осадках.

Коррозия кварца также характерна и для стадий диагенеза и начального эпигенеза. Чаще всего кварц корродируется кальцитом, гидрослюдами, гидроокислами железа, хлоритом.

Но наиболее интересно явление растворения обломочных зерен кварца (равно как и других обломочных компонентов) под давлением. Нет необходимости детально рассматривать этот вопрос, поскольку ему посвящена обширная литература (Waldshmidt, 1941; Taylor, 1950; Heald, 1950, 1955, 1956, 1959; Heald, Anderegg, 1960; Thomson, 1959; Копелиович, 1958, 1960, 1962, 1965; и др.). Автором описаны структуры растворения в шокшинских кварцито-песчаниках и рассмотрен механизм их формирования (Симанович, 1966г).

Структуры растворения образуются на контактах зерен в участках повышенных давлений. А.В. Копелилович различал три типа структур растворения: конформные (см. табл. I, *1*)[1], инкорпорационные (см. табл. I, *2*) и микростилолитовые (см. табл. I, *3, 4*).

Несмотря на то, что структуры растворения хорошо изучены, многие нюансы механизма их формирования не совсем ясны. Так, непонятно: почему в одних случаях формируются конформные контакты между зернами, а в других – микростилолитовые; чем обусловлена своеобразная форма микростилолитовых сочленений; какова каталитическая роль некоторых пленок-прокладок между зернами, например, глинистых минералов железа, органического вещества и т.д.

При формировании структур растворения под давлением в раствор переходит значительное количество кремнекислоты. В одних случаях она переотлагается в виде регенерационных нарастаний на зернах кварца в поровых участках с пониженными давлениями, в других – мигрирует в соседние слои. В первом случае формируется классическая конформно-регенерационная структура (см. табл. I, *1*).

Следует также отметить протяженные микростилолитовые швы, обычно секущие уже сформированную породу, в частности конформно-регенерационные (см. табл. I, *5*) и даже бластические структуры. Растворение обломочных зерен по протяженным микростилолитовым швам весьма интенсивно. Их позднее происхождение по отношению к структурным элементам пород и вторичным минералам наводит на мысль о возможности формирования в регрессивном эпигенезе в результате возникновения активной циркуляции агрессивных растворов.

---

[1] Таблицы I–XVI см. в конце книги.

Регенерация обломочных зерен кварца известна очень давно и обычно связывалась с цементацией кварцевого песка в диагенезе и даже с кристаллизацией аутигенного кварца непосредственно из пересыщенной кремнекислотой морской воды (Krynine, 1941). Однако опыт показывает, что, вероятно, гораздо чаще регенерация кварца сопряжена со структурами растворения под давлением (см. табл. I, *6*). Если бы аутигенный кварц был сформирован еще в диагенезе, то была бы снята пестрота напряжений не контактах зерен и формирование структур растворения стало бы невозможным.

Именно такой случай мы можем наблюдать на примере кварцитовидных песчаников мелкайской свиты (Атугей-Нуямский грабен, Алданский щит). Эти породы характеризуются обилием квацевого цемента (10-30%) порового, участками даже базального (см. табл. I, *7, 8*). Структуры растворения под давлением между зернами кварца отсутствуют. Диагенетическое окварцевание мелкайских песчаников косвенно доказывается наличием сложных гематит-кварцевых оолитов в песчаниках и оолитовых железных рудах вышележащих нуямской и курайкандинской свит. Песчаные же породы атугейской свиты, венчающие разрез грабена, вероятно, в стадию диагенеза оставались несцементированными. В них отмечено интенсивное развитие структуры растворения под давлением; формирование аутигенного кварца здесь, безусловно, происходило в стадию глубинного эпигенеза.

Важно отметить, что в регенерационных каемках как диагенетического, так и эпигенетического происхождения продолжаются оптическая ориентировка и структурные дефекты кварцевых зерен, на которые они нарастают (см. табл. II, *1*). Как будет показано ниже, это относится и к дофинейским двойникам.

Особенности диагенетического окварцевания песчаных пород изучались В.И. Муравьевым (1974).

В кварцитовидных песчаниках палеогенового возраста отмечается цементация опалом, люссатитом, халцедоном и кварцем. Эти разновидности кремнекислоты встречаются в песчаниках в различной комбинации. Петрографические наблюдения позволяют наблюдать на границе обломочного кварца и кварцевой регенерационной каймы не пылеватые (газово-жидкие?) включения, что обычно для эпигенетически измененных кварцевых песчаников, а четкую полоску Бекке. При этом оптические ориентировки регенерационной каймы и ядра совпадают. В.И. Муравьев делает вывод, что возникновение полоски Бекке связано с присутствием пленки, разделяющей обломочное ядро и регенерационный кварц. Природа этой пленки установлена с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Внутренняя часть пленки имеет ясно выраженную глобулярную структуру (опал), далее, по направлению к ее внешней стороне, появляются кристаллики кристобалита. На внешнюю часть разделительной пленки нарастает аутигенный кварц с сохранением оптической ориентировки обломочного ядра и наблюдается "эффект дальнодействия" кристаллической структуры ядра на новообразованную часть кристалла.

В эпигенетически измененных кварцитовидных песчаниках, по данным А.В. Копелиовича (1965) и автора (Симанович, 1966г), каемка между обломочным ядром и аутигенным кварцем представлена субмикроскопическими включениями, в простейшем случае - включениями минералообразующей среды, они диагностируются при предельном увеличении оптического микроскопа по значительно меньшему по сравнению с кварцем показателю преломления. Обломочное ядро от аутигенного кварца часто отделяется каймой, состоящей из инородных минеральных включений. Так, в шокшинских кварцито-песчаниках (Симанович, 1966г) эти включения представлены окислами железа и глинистыми минералами (см. табл. I, *1*); включений между обломочным ядром и регенерационной каймой может и не быть и тогда обломочные контуры регенерированных кварцевых зерен неразличимы с помощью обычного поляризационного микроскопа. Применение катодно-люминесцентного микроскопа в любом случае позволяет отчетливо наблюдать границу регенерационной каймы и обломочного ядра (Pettijohn e.a., 1972).

Сканирующий электронный микроскоп позволил выявить тонкое строение зоны, отделяющей обломочное ядро от аутигенного кварца, и в эпигенетически измененных песчаниках. По данным Е. Питтмана (Pittman, 1972), на поверхности обломочного зерна кварца наблюдаются многочисленные зародышевые иногда глобулярные образования, соединенные между собой мостиками, между этими зародышами остаются пустоты. На зародышевый слой нарастают хорошо ограненные крупные кристаллы аутигенного кварца, при этом пустоты между зародышами сохраняются. Именно эти пустоты, по мнению Питтмана, и формируют линию "пыли", отделяющую обломочное ядро от аутигенного кварца. Естественно, описанные пустоты не являются пустотами в полном смысле слова, а выполнены минералообразующей средой. Таким образом, данные сканирующей электронной микроскопии подтверждают наше предположение о том, что каемка между обломочным и аутигенным кварцем в простом случае представлена цепочкой мельчайших включений минералообразующей среды.

Е. Питтман (Pittman, 1972) наблюдал в сканирующем микроскопе детали структур растворения под давлением. Поверхности структур растворения между зернами варьируют от относительно гладких до неровных, образованных рубцами, бороздами, выступами и ямками. На приводимых снимках видно, что в участках, где инкорпорирующее зерно извлечено из растворяемого, наблюдается радиальное соотношение рубцов и борозд, исходящих из некоторого центра поверхности растворения.

Следовательно, коррозия, структуры растворения под давлением и регенерация могут существенно изменять формы и размеры кварцевых зерен (см. табл. II, *2, 3*). Эти процессы являются мощным структурообразующим фактором и часто приводят к формированию типичных кварцитовидных структур (см. табл. II, *4*).

Обычные структуры растворения под давлением контролируются давлением нагрузки вышележащих толщ, однако возможно формирование структур растворения под влиянием тангенциальных напряжений, т.е. в метагенезе и метаморфизме (Логвиненко, 1968; Симанович, 1966г).

В рассланцованных сегозерских кварцевых метапесчаниках (Карелия) нами описан еще один тип растворения обломочного кварца и связанного с ним перераспределения кремнекислоты. В этих породах мелкие зерна кварца интенсивно вытянуты по сланцеватости. Более крупные зерна обычно не подвергнуты рассланцеванию, но в торцевых (теневых) по отношению к общему направлению рассланцевания пород участках зерен наблюдаются "выросты" новообразованного кварца. Контуры первоначальных обломочных зерен обычно отчетливо различимы по каемке разноориентированных мелких чешуек серицита. В обоих направлениях рассланцевания обломочное зерно обрастает регенерационной каймой, отчетливо продолжающей оптическую ориентировку обломочных ядер и унаследующую их структурные дефекты (см. табл. II, *6, 7, 8*). Ширина регенерационной каемки достигает 0,2–0,3 мм. От регенерационной каймы обычно наблюдаются отростки новообразованного кварца в виде лент, четко ориентированных по сланцеватости пород (см. табл. II, *7*). Оптическая ориентировка этих выделений кварца уже обычно не продолжает оптическую ориентировку обломочных ядер и регенерационных каемок. Нередко можно наблюдать, как такие удлиненные выделения четко соединяют мелкие метаморфизованные обломочные зерна. Такие цепочки иногда имеют протяженность до 2–8 мм и, вероятно, являются зародышами альпийских жилок кварца.

Таким образом, роль растворов в формировании рассланцованной структуры пород несомненна. При стрессе и интенсивных дифференциальных движениях в породах давление на разные участки зерен распределяется неравномерно. Наиболее высокие напряжения возникают на поверхностях зерен, расположенных вдоль направления дифференциальных движений (нормально к стрессу); в торцовых же (по отношению к тому же направлению) участках зерен возникают области пониженных давлений. Следовательно, переотложение вещества осуществляется так же, как и в глубинном эпигенезе – по принципу Рикке. Растворяются преимущественно мелкие зерна кварца. Они приобретают веретенообраз-

ные "обсосанные" контуры, сильно уменьшаясь в объеме (см. табл. II, 5). Освобожденная кремнекислота переотлагается в теневых участках в виде регенерационных каемок и своеобразных лентовидных кварцевых выростов, ориентированных в направлении рассланцевания.

Описанный процесс в общих чертах похож на растворение и переотложение кремнекислоты в глубинном эпигенезе, но существенно отличается от него. В эпигенезе растворение зерен кварца происходит под действием статической нагрузки, а в разбираемом процессе – под действием динамических напряжений. Этим объясняется отсутствие характерных для эпигенеза фестончатых и микростилолитовых структур гравитационной коррозии. Отмечены характерные уплощенные ориентированные формы растворения обломочных зерен и строго ориентированная, по направлению сланцеватости, регенерация метаморфизованных зерен кварца.

Подобное явление нами наблюдалось в полимиктовых песчаниках верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория. Здесь в зоне метаморфизма наблюдаются растворение и направленная регенерация зерен кварца (см. табл. XVI). Растворяется не только кварц, но и другие обломочные компоненты пород, подвергшихся стрессу. По-видимому, значительная часть кварцевых жил, широко развитых в терригенных породах зоны метагенеза, образовалась за счет выноса кремнекислоты, освободившейся при растворении обломочных зерен из зоны метаморфизма.

МЕТАМОРФИЗМ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

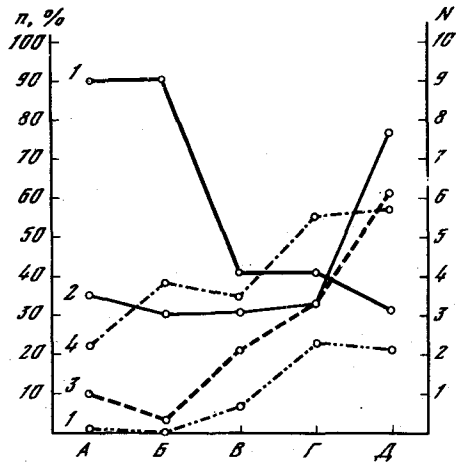
СУЩНОСТЬ ЯВЛЕНИЯ

Метаморфизм кварца определяется потерей обломочным кварцем первичных типоморфных признаков, обусловленных его происхождением за счет различных типов кристаллических пород, и приобретением новых свойств метаморфического минерала.

Метаморфизм обломочного кварца нами впервые изучался на примере сегозерских кварцевых метапесчаников с базальным серицитовым цементом (Симанович, 1969). В этих породах полностью сохранилась первичная псаммитовая структура (см. табл. III, *1*). Формы и размеры кварцевых зерен, по-видимому, не претерпели существенных изменений: так, кварц сегозерских метапесчаников характеризовался удивительным единообразием и специфически ясным, чистым обликом. Такой характер обломочных зерен явно противоречил установленной закономерности значительного разнообразия типоморфных признаков обломочного кварца в зрелых песчаных породах (Кац, Симанович, 1974).

Мы предположили, что обломочные кварцевые зерна этих пород метаморфизованы, т.е. их внутренняя структура, состав включений, и, возможно, ряд других типоморфных признаков изменены в соответствии с новыми физико-химическими условиями. При этом следовало ожидать относительное упорядочение типоморфных признаков.

Для доказательства гипотезы о метаморфизме обломочного кварца было проведено статистическое изучение частот встречаемости различных структурных дефектов, минеральных включений и признаков включений минералообразующей среды по той же методике, по которой изучался кварц эталонных коллекций (см. главу I). Результаты подсчетов приведены в табл. 18. Кроме сегозерских метапесчаников (обр. К-64, К-102), в нее включены шокшинские кварцито-песчаники, в которых также были обнаружены признаки метаморфизма обломочного кварца (обр. С-1037, С-588, К-64), эпигенетически измененные кварцитовидные песчаники Давангро-Хугдинского грабена, Алданский щит (обр. 141, 135, 109, 163), а также кварцевые пески Русской платформы (П-1, П-2).



Ф и г. 12. Эволюция важнейших типоморфных признаков кварца при его метаморфизме

1 – количество разновидностей минеральных включений (*N*). Частоты встречаемости (*n*): *2–5* – включений минералообразующей среды (*2* – крупных, *4* – полуограненных, *5* – ограненных), *3* – бездефектных зерен. *А* – кварцевый песок, *Б* – кварцитовидный песчаник (глубинный эпигенез); *В, Г* – шокшинские кварцитопесчаники (метагенез); *Д* – сегозерский кварцито-песчаник (протометаморфизм)

Выявлены следующие закономерности.

1. Метаморфизованные кварцевые зерна обычно слабо дефектны. Частота встречаемости оптически бездефектных зерен достигает 60%. Отмечен лишь один вид мозаичности кварцевых зерен – изометричная полигональная (см. табл. III, *2*), характеризующаяся удивительно правильным чередованием полигональных индивидов ("торцовая" структура). Наблюдаемая мозаичность совершенно единообразна во всех зернах кварца; отмечаются слабые проявления неправильной и линейной блочности, волнистого и волнисто-прерывистого угасания.

2. Содержание включений минералообразующей среды в зернах кварца обычно невелико. Зерна кварца с высокой и очень высокой насыщенностью включениями минералообразующей среды, отмечающиеся практически в любой не измененной кварцевой песчаной породе, отсутствуют.

Почти не встречаются типичные для терригенного кварца цепочки включений минералообразующей среды. Частоты встречаемости крупных включений достигают 76%, мелких – 48%. Для образцов неизмененного терригенного кварца частоты встречаемости мелких включений всегда более чем в два раза превышают частоты встречаемости крупных включений (табл. 19). Наиболее характерной чертой метаморфизованного обломочного кварца являются аномально высокие (20–24%) частоты встречаемости ограненных полостей включений, имеющих форму отрицательного многогранника. Ограненные включения всегда имеют газово-жидкий состав. В неизмененном обломочном кварце ограненные включения встречаются очень редко. Характерно, что ограненные включения отмечаются не только в обломочном кварце, но также и в обрастающих его регенерационных каемках, что свидетельствует об одновременном метаморфизме обломочного и аутигенного кварца.

Однотипность (и, по-видимому, единый генезис) включений минералообразующей среды в кварце сегозерских кварцито-песчаников подтверждается кривой декрепитации, на которой отмечается лишь один максимум в интервале 320–340° С.

3. Ассоциация минеральных включений в обломочном кварце очень бедна. Отмечены рутил (до 30%) и мусковит (до 42%), реже – циркон и апатит. Неизмененный обломочный кварц, как правило, характеризуется более широким набором минеральных включений при низких частотах встречаемости (фиг. 12; см. табл. 18). Включения рутила в зернах кварца однотипны, аномально высокая частота встречаемости (до 30%) способствует предположению о том, что частично включения рутила возникли в процессе метаморфизма кварца, за счет изоморфной примеси TiO_2, а также субмикроскопических включений рутила. Включения мусковита в кварце однотипны с мусковитом цемента и также, вероятно, имеют метаморфогенное происхождение.

Таблица 18

Частоты встречаемости (в %) минеральных включений, различных признаков включений мипесчаных пород (метаморфизм обломочного кварца кварцито-песчаников)

Номер образца	Минеральные включения								
	полевые шпаты	биотит	мусковит	апатит	циркон	рутил	сфен	турмалин	силлиманит
П-1	3	7	3	1	11	2	1	–	6
П-2	1	7	10	2	6	4	–	–	10
141	2	5	2	2	2	11	–	2	–
135	2	8	4	8	6	6	4	4	2
109	–	4	5	2	2	28	–	1	1
163	1	5	1	–	2	19	–	1	6
С-1037	–	–	12	4	2	8	–	–	–
С-588	–	–	4	6	4	10	–	–	–
2101	–	–	–	4	–	14	–	–	–
К-64	–	–	42	–	–	30	–	–	–
К-102	–	–	32	4	–	24	–	–	–

Таблица 18 (окончание)

Номер образца	Включения минералообразующей среды								
	Фазовый состав				Насыщенность				
	жидкие	газово-жидкие	газовые	многофазные	слабая	средняя	высокая	очень высокая	без включений
П-1	10	11	7	5	45	22	8	1	23
П-2	13	10	12	2	41	25	7	1	26
141	10	15	9	4	41	24	17	–	18
135	4	10	8	8	42	32	16	4	6
109	13	17	5	2	33	57	4	–	6
163	13	12	4	7	49	42	2	1	6
С-1037	16	24	2	3	50	18	12	–	20
С-588	–	30	–	–	52	18	8	–	12
2101	8	12	2	4	46	6	10	–	38
К-64	–	64	4	24	70	20	–	–	10
К-102	–	72	–	28	64	12	–	–	24

Таким образом, метаморфизм обломочного кварца привел к перестройке структуры кварцевых зерен, выразившейся в значительном уменьшении их дефектности и своеобразной полигонизации некоторых зерен, замене терригенной ассоциации минеральных включений на метаморфогенную, а также уничтожении некоторых видов минеральных включений и образовании включений мусковита и, возможно, рутила.

ЭВОЛЮЦИЯ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ КВАРЦА ПРИ ЕГО МЕТАМОРФИЗМЕ

В более глубоко измененных песчаных породах, например в кварцитах Ярогинского грабена (см. главу V), метаморфизм обломочного кварца выражен настолько отчетливо, что для его выявления не требуется подсчетов частот встречаемости типоморфных признаков. В кварце этих пород практически отсутствуют первичные включения рутила, циркона, апатита и других минералов. Включений

нералообразующей среды и структурных дефектов в зернах кварца (фракция 0,2–0,25 мм)

Минеральные включения			Включения минералообразующей среды					
			Размер		Форма			
эпидот	графит	без включений	мелкие	крупные	ограненные	полуограненные	неправильные	уплощение
–	4	70	75	35	1	10	36	3
–	2	61	72	34	1	6	34	7
4	3	74	81	30	–	3	22	2
–	–	58	94	28	–	6	76	4
–	1	72	92	44	–	10	44	7
1	–	70	94	43	–	2	42	9
–	–	72	80	30	6	20	28	–
–	–	76	80	32	22	32	26	–
–	–	84	62	22	4	16	20	2
–	–	46	78	70	24	56	50	2
–	–	44	48	76	20	60	44	–

Структурные дефекты										
ПИП	*ПГ*	*ПИЛК*	*БН*	*БЛ*	*ББ*	*ВУО*	*ВУФ*	*ВУП*	*ПД*	без дефектов
5	3	4	19	26	1	33	9	35	10	21
5	2	1	28	15	–	45	8	16	6	27
–	–	–	6	3	–	48	2	10	3	33
2	–	–	8	6	–	44	4	12	–	34
–	–	–	1	13	1	53	6	17	1	24
1	–	–	17	15	–	39	–	15	–	40
16	–	–	30	4	–	40	–	18	2	34
10	–	2	10	14	–	28	–	12	–	54
4	–	–	10	18	–	32	16	32	–	8
6	–	–	11	3	–	18	–	13	–	60
4	–	–	4	4	–	24	–	16	–	56

минералообразующей среды очень мало. Цепочки этих включений обычно пересекают границы кварцевых индивидов, что свидетельствует об их позднем (постметаморфогенном) происхождении. Кварцевые индивиды слабо дефектны.

В кварцито-песчаниках, преобразованных лишь до стадии метагенеза (например, шокшинских, Карелия), метаморфизм кварца проявлен в самой начальной форме и настолько неотчетливо, что специфика распределений различных типоморфных признаков может быть объяснена и первичным составом зерен кварца различного генезиса, т.е. характером питающих провинций.

Наконец, в обломочном кварце зрелых песчаных пород, измененных до стадии глубинного эпигенеза включительно, сохраняется характерное пестрое неупорядоченное распределение типоморфных признаков, что подтверждает отсутствие его метаморфизма.

На графике (см. фиг. 14), построенном по данным табл. 18, показана эволюция наиболее важных типоморфных признаков кварца от рыхлых кварцевых песков (обр. П-1) и эпигенетически измененных кварцитовидных песчаников

Таблица 19

Частоты встречаемости (в %) различных типоморфных признаков в кварце метаморфизо Верхоянья)

Номер образца	Минеральные включения								
	полевые шпаты	биотит	мусковит	апатит	циркон	рутил	сфен	турмалин	силлиманит
Я-53	–	–	12	2	–	16	–	–	–
Я-54	4	4	6	–	2	12	–	–	–
Я-59	2	–	14	4	–	12	–	–	–
Я-69	–	–	8	–	4	18	–	–	–
Я-118	4	–	60	–	4	14	–	–	–
6225	8	–	10	8	–	18	–	–	–
6230	2	–	22	8	14	6	–	–	–
6260	2	2	22	4	12	–	–	–	–
6287	2	10	74	4	–	6	–	–	–
6291	–	2	82	2	2	12	–	–	–
6295	2	–	92	–	10	34	–	–	–

Таблица 19 (окончание)

Номер образца	Включения минералообразующей среды								
	Фазовый состав				Насыщенность				
	жидкие	газово-жидкие	газовые	многофазные	слабая	средняя	высокая	очень высокая	без включений
Я-53	–	6	–	–	32	–	–	–	68
Я-54	–	–	–	–	14	–	–	–	86
Я-59	–	–	–	–	18	–	–	–	82
Я-69	4	10	4	2	42	10	–	–	48
Я-118	–	–	–	–	44	–	–	–	56
6225	6	8	2	2	46	36	8	–	16
6230	–	20	–	–	42	20	6	–	32
6260	8	14	2	–	52	10	2	–	32
6287	6	22	–	–	64	20	–	–	16
6291	8	14	2	–	32	4	–	–	58
6295	10	30	4	–	40	8	2	–	50

(обр. 141) до кварцито-песчаников, преобразование которых соответствует этапу протометаморфизма (обр. К-102).

Намечаются следующие тенденции развития метаморфизма кварца.

1. Уменьшение видового разнообразия минеральных включений, иногда при заметном увеличении частот встречаемости рутила и мусковита (обр. К-64, К-102). В породах, измененных до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, первичные минеральные включения в кварце почти полностью уничтожены.

2. Перераспределение минералообразующих растворов, заключенных в вакуоли, в зернах кварца. Исчезновение характерных для обломочного кварца цепочек и лент мелких включений минералообразующей среды, укрупнение вакуолей и образование хорошо ограненных полостей включений типа отрицательных кристаллов. Начиная с этапа протометаморфизма происходит заметное уменьшение общего содержания включений минералообразующей среды в кварце.

3. Отмечается заметное уменьшение оптически определимой дефектности обломочных зерен кварца. Кварциты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма часто состоят из практически бездефектных индивидов кварца.

ванных песчаных пород (кварцито-песчаники Олдонгсинского грабена и граувакки Южного

Минеральные включения			Включения минералообразующей среды					
			Размер		Форма			
эпидот	графит	без включений	мелкие	крупные	ограненные	полуограненные	неправильные	уплощенные
–	–	74	28	6	2	4	–	–
–	–	74	8	6	–	–	2	4
–	–	70	18	2	–	–	2	2
–	–	68	50	18	–	4	18	4
–	–	30	44	14	–	–	14	–
–	–	68	88	24	2	6	20	6
–	–	56	68	30	16	20	22	2
–	–	58	64	26	8	10	12	2
2	12	14	80	38	12	14	24	–
–	16	10	40	22	8	10	18	–
2	14	2	46	38	26	30	–	–

Структурные дефекты										
ПИП	*ПГ*	*ПИЛК*	*БН*	*БЛ*	*ББ*	*ВУО*	*ВУФ*	*ВУП*	*ПД*	без дефектов
10	14	–	4	10	–	38	6	24	–	30
10	14	–	8	10	–	44	6	28	–	16
8	20	2	2	10	–	42	2	30	–	24
8	14	–	10	8	–	38	4	30	–	18
16	36	–	10	16	–	76	4	22	–	2
6	22	–	10	18	–	60	18	38	–	6
4	8	–	4	4	–	48	12	24	4	24
–	12	–	10	8	2	62	12	30	–	10
8	56	–	4	20	–	48	28	44	–	4
12	52	–	6	6	–	56	12	26	–	6
16	34	–	4	16	–	62	14	30	–	2

Следует подчеркнуть, что приведенные табл. 18 и график (см. фиг. 14) лишь иллюстрируют способ статистического установления метаморфизма обломочного кварца при его начальных проявлениях. Более весомым доказательством существования процесса метаморфизма обломочного кварца являются наши многочисленные наблюдения над обломочным кварцем песчаных пород разных районов и возрастов, степень изменения которых соответствует высокотемпературной субфации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Во всех случаях установлено необычное для неизменного кластического кварца единообразие типоморфных признаков всех зерен кварца. Следовательно, метаморфизм обломочного кварца – универсальный процесс, характерный для указанных ступеней метаморфизма пород, и необычное распределение встречаемости типоморфных признаков не могут быть объяснены для всех случаев лишь спецификой кварца источников сноса. В других изученных кварцсодержащих песчаных породах метаморфизм обломочного кварца происходит по несколько иной схеме. Объясняется это прежде всего тем, что метаморфизм обломочного кварца – типичный трансформационный процесс. В III главе было показано, что исходные (неметаморфизованные) кварцевые породы могут отличаться друг от друга по набору

генетических типов обломочного кварца. Естественно предположить, что первичный набор типоморфных признаков обломочного кварца существенно влияет на их распределение в метаморфизованном обломочном кварце, особенно на низких ступенях его преобразования.

Другой причиной, обусловливающей характер распределения типоморфных признаков в обломочном кварце, по-видимому, является специфика условий метаморфизма кварцсодержащих песчаных пород.

Рассмотрим распределение типоморфных признаков в метаморфизованном обломочном кварце кварцито-песчаников чоруодинской свиты Олдонгсинского грабена (см. табл. 20). Эти породы характеризуются узким видовым набором минеральных включений при относительно низкой их встречаемости. Исключение составляет образец Я-118, в кварце которого отмечена высокая встречаемость мусковита. Интересно, что в этом же образце высокая частота встречаемости грануляционной мозаичности. Можно предположить, что эти признаки являются новоприобретенными и связаны со спецификой условий метаморфизма пород.

Для большинства образцов характерна очень низкая встречаемость *ВМС* (высокая частота встречаемости зерен без *ВМС* и отсутствие зерен со средней и высокой насыщенностью *ВМС*); *ВМС* в основном не ограничены.

Рассмотрим распределение типоморфных признаков в обломочном кварце граувакк верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория. Образцы 6225, 6230, 6260 отобраны из зоны метагенеза, а образцы 6287, 6291/1 - из зоны метаморфизма. Обломочный кварц пород зоны метагенеза метаморфизован слабо. Распределение типоморфных признаков не выявляет в нем почти никаких специфических черт, отличных от возможного распределения неизмененного кварца. Однако на контактах обломочных зерен довольно часто наблюдаются соотношения типа рекристаллизационно-грануляционного бластеза, что приводит к относительно повышенной встречаемости грануляционной мозаичности. Это несомненный признак метаморфизма кварца.

Образцы из зоны метаморфизма петрографически (по первичному составу) совершенно однотипны с образцами зоны метагенеза и обнаруживают явные признаки метаморфизма обломочного кварца. В них значительно повышается частота встречаемости кварца без *ВМС*. Резко возрастает встречаемость мусковита в кварце, что коррелируется со значительной частотой встречаемости грануляционной мозаичности, как и в обр. Я-118 Олдонгсинского грабена.

Дефектность метаморфизованного обломочного кварца в данном случае остается достаточно высокой, что можно объяснить протеканием процессов метаморфизма в условиях сильного стресса (см. главу V).

В целом следует отметить, что установление метаморфизма обломочного кварца в относительно слабо измененных породах (стадия метагенеза) может вызвать затруднения. В каждом отдельном случае необходимо искать статистические доказательства необычности распределения каких-либо типоморфных признаков. Положение усложняется тем, что мы практически никогда не имеем возможности сравнить кварц метаморфизованных пород с кварцем аналогичных (и одновозрастных) слабо измененных пород и вынуждены ориентироваться на общее положение, свидетельствующее о пестром неупорядоченном распределении типоморфных признаков в кварце неизмененных песчаных пород.

В песчаных породах, метаморфизм которых соответствует высокотемпературной зеленосланцевой (биотитовая степень) или эпидот-амфиболитовой фации, метаморфизм обломочного кварца устанавливается относительно легко. При известном опыте можно определить метаморфизм обломочного кварца непосредственным наблюдением в шлифе без привлечения дополнительных статистических доказательств.

МЕХАНИЗМ МЕТАМОРФИЗМА ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

Попытаемся рассмотреть механизм метаморфизма обломочного кварца. Пожалуй, наиболее легко объяснить уменьшение степени дефектности обломочных зерен повышением температуры.

Подобные явления происходят в металлах. Рассмотрим их с позиции теории дефектов в кристаллах (Ван Бюрен, 1962). В пластически деформированном (наклепанном) металле всегда имеются внутренние напряжения, повышающие его свободную энергию. Поскольку металл находится в термодинамически неустойчивом состоянии, он стремится возвратиться в состояние с меньшей свободной энергией, что возможно лишь при повышенных температурах, когда диффузия начинает играть заметную роль. После отжига, т.е. выдержки металла при повышенных температурах, происходит уменьшение твердости и увеличение пластичности, исчезновение внутренних напряжений и частичный возврат ("отдых") искаженной решетки металла.

Эффект отжига обусловливается явлением самодиффузии, в большинстве своем связанной с миграцией вакансий. Присутствие достаточного числа вакансий в сочетании с возможностью их миграции позволяет дислокациям совершать переползание, т.е. переходить из одной плоскости скольжения в другую. Это приводит к аннигиляции большого числа дислокаций, появившихся при наклёпе, к перестройке остающихся дислокаций в энергетически наиболее выгодную конфигурацию.

Оптически определимые структурные дефекты обломочнх зерен являются следствием деформации кварца (во время кристаллизации или после нее) в материнских породах источников сноса. Таким образом, кластический кварц как бы наследует повышенную свободную энергию кварца материнских пород и его внутренние напряжения находятся в метастабильном состоянии. Уже упоминалось, что оптически определимые дефекты, например волнистое угасание, блочность, деформационное пластинкование, обусловлены скоплениями дислокаций, расположенных в различном порядке. Именно дислокации являются носителями повышенной свободной энергии обломочных кварцевых зерен. При "отжиге" кварцевых песчаных пород, в данном случае – при их прогреве до температур, соответствующих стадиям метагенеза и регионального метаморфизма, по-видимому, происходят аналогичные явления диффузии вакансий, переползания и частичной аннигиляции дислокаций, выстраивания остающихся дислокаций в наиболее энергетически выгодные конфигурации, в конечном счете приводящие к снятию внутренних напряжений обломочных зерен. Оптически этот процесс проявляется в заметном уменьшении степени дефектности обломочных зерен, причем чем выше температура, тем слабее дефектность метаморфизованных обломочных зерен.

Интересно поведение поликристаллических зерен обломочного кварца в процессах метаморфизма. В сегозерских кварцито-песчаниках наблюдались поликристаллические зерна лишь одного типа – с удивительно правильным равномозаичным полигональным строением (см. табл. III, *2*). По-видимому, границы кварцевых индивидов, имевшие в поликристаллических зернах самые различные очертания, при метаморфизме кварца мигрировали до приобретения наиболее энергетически выгодной конфигурации.

Несколько сложнее объяснить изменение состава и морфологии различных включений при метаморфизме обломочного кварца. Эти процессы, несомненно, обусловлены явлениями диффузии.

Линейные дефекты (дислокации) и двумерные дефекты (границы зерен и блоков) являются протяженными областями повышенной искаженности решетки. Они и представляют наиболее благоприятные пути для диффузии. Известно, что энергия активации диффузии по границам зерен примерно в два раза меньше энергии активации объемной диффузии. В случае кварца огромное значение для диффузии имеет существование структурных каналов и так называемых дефект-каналов (Цинзерлинг, 1964; Чепижный, 1968).

По данным К.И. Чепижного (1968), в кварце существует объемная сетка "дефект-каналов", нормальных к граням призмы и ромбоэдра и параллель-

ных оси *C*. По каналам этой дефектной сетки, по-видимому, и осуществляется объемная диффузия различных компонентов через кварц.

Есть прямые наблюдения, подтверждающие диффузию по границам зерен. При рекристаллизационном бластезе за границей, мигрировавшей в теле соседнего зерна остается область, свободная от *ВМС* (см. табл. III, *3*). Следовательно, по мере продвижения границы и "поедания" выполненных *ВМС* вакуолей, водные растворы выводились вдоль границы в поровые пространства за пределы кварцевого зерна. Подобный же эффект, возможно, имеет место и при миграции малоугольных границ (границы блоков). Вероятно, существует и объемная диффузия растворов, обеспечивающая укрупнение *ВМС* и приобретение ими формы равновесного отрицательного кристалла. При более высоких температурах происходит почти полное освобождение кварца от *ВМС*, что, возможно, связано с общим обезвоживанием пород в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Еще сложнее представить уничтожение твердых минеральных включений в кварце, так как диффузии через кварц составляющих их компонентов должно предшествовать разложение этих минералов. Тем не менее мы знаем, что в кварце кварцито-песчаников, измененных до стадии метагенеза, совершенно отсутствуют включения полевых шпатов, биотита и некоторых других минералов, но сохраняются апатит, циркон и рутил (мусковит, по-видимому, является новообразованным минеральным включением). На этапе протометаморфизма наблюдается заметное увеличение частоты встречаемости рутила и признаков его перекристаллизации, что связано, по-видимому, с формированием рутила за счет твердого раствора TiO_2 в кварце и мельчайших субмикроскопических иголочек рутила. Включения рутила при этом остаются в пределах контуров первичных обломочных зерен. И, наконец, в кварцитах, метаморфизм которых соответствует эпидот-амфиболитовой фации, т.е. температуре преобразования, приближающейся к точке инверсии кварца, включения рутила, апатита и циркона в кварце оказываются полностью уничтоженными. На этой же стадии в кварце возникают явно новообразованные включения циркона и полевых шпатов.

Последовательное вовлечение в преобразование все новых минеральных включений с ростом температур постседиментационного изменения пород, возможно, объясняется увеличением энергии активации диффузии и постепенным "разбуханием" решетки кварца по мере приближения к температуре α-β превращения (Быстриков, 1966).

В целом явление метаморфизма обломочного кварца, может быть, правильнее было бы назвать "метаморфическим очищением". Действительно, при метаморфизме кварца происходят значительное уменьшение его дефектности, а следовательно, и плотности дислокации, вынос (или перераспределение) включений минералообразующей среды, уничтожение минеральных включений. Можно предположить также и удаление из зерен кварца атомарных примесей, концентрирующихся у дислокаций и других дефектов (так называемых облаков Коттрелла), что, в свою очередь, должно облегчать движение дислокаций. В этой связи важное значение имеет отвод различных компонентов, выносящихся на поверхность зерен.

Действительно, в сегозерских кварцевых песчаных породах наиболее полный метаморфизм кварца наблюдался в метапесчаниках с базальным серицитовым цементом и полной сохранностью псаммитовой структуры. По-видимому, эти породы сохранили достаточную проницаемость для растворов и освобождающиеся при метаморфизме кварца примеси легко выносились с поверхности зерен. В перемежающихся в разрезе с этими породами кварцито-песчаниках обломочный кварц метаморфизован заметно слабее; для него характерна частичная сохранность первичных типоморфных признаков. В этих кварцито-песчаниках в эпигенезе была сформирована конформно-регенерационная структура, и циркуляция поровых растворов в них стала почти невозможной.

Следует подчеркнуть, что процесс метаморфического самоочищения обломочного кварца прослеживается лишь до эпидот-амфиболитовой фации мета-

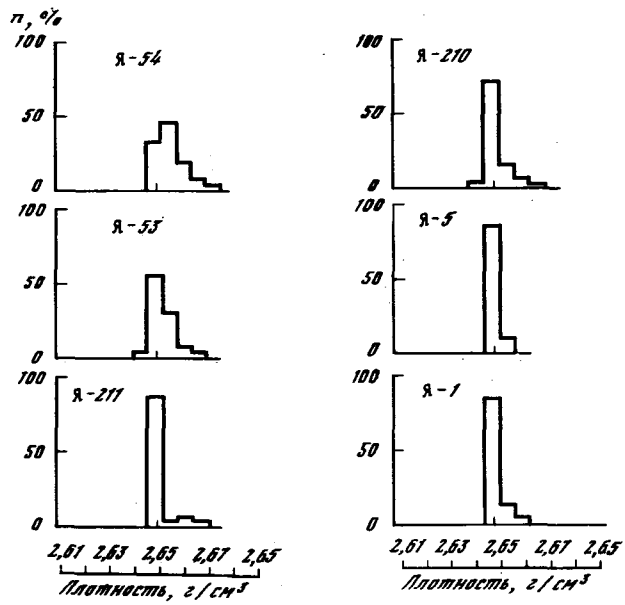
морфизма включительно, т.е. до той стадии изменения пород, до которой сохраняются любые индивидуальные черты обломочного кварца (например, реликтовые обломочные формы зерен). При более высоких степенях метаморфизма (амфиболитовая и гранулитовая фации) дальнейшие преобразования кварца, уже собственно метаморфического минерала, приводят к появлению комплекса новых типоморфных признаков.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ПРИ ЕГО МЕТАМОРФИЗМЕ

Явление самоочищения обломочного кварца при его метаморфизме неизбежно должно приводить к нивелировке разброса его физических свойств, в частности плотности. Можно предположить, что метаморфизованный обломочный кварц по мере усиления его преобразования по плотностным и иным физическим свойствам должен приближаться к оптически чистому кварцу.

Это предположение было проверено на нескольких образцах метаморфизованного обломочного кварца, соответствующих различным степеням его преобразования. Обр. Я-54 и Я-53 – олдонгсинские кварцито-песчаники (оптически установлены начальные проявления метаморфизма обломочного кварца). Обр. Я-210 и Я-211 – кварциты и кварцито-песчаники Нижнеханинского грабена (интенсивный метаморфизм обломочного кварца). Обр. Я-1 и Я-5 – кварциты Ярогинского грабена (полный метаморфизм обломочного кварца).

Исследование плотностных свойств этих образцов провели М.Я. Кац и Е. Долгопольская на гравитационной градиентной трубке по методике, описанной в работах М.Я. Каца (1966; Кац, Симанович, 1974).



Фи г. 13. Изменение плотностных свойств обломочного кварца при его метаморфизме

Гистограммы распределения зерен кварца по плотности (фиг. 13) убедительно демонстрируют нивелировку разброса его плотностных свойств по мере усиления степени его метаморфизма и последовательное увеличение содержания кварца, соответствующего по плотности оптически чистой разновидности[1].

Кварц олдонгсинских кварцито-песчаников характеризуется значительным разбросом плотностей. Однако в его гистограммах редуцирована левая (от ре-

[1] Положение репера оптически чистого кварца ($\rho = 2{,}647$) на гистограммах показано вертикальной черточкой.

пера) часть, обычно хорошо развитая в кварце слабо измененных песков и песчаников (Кац, Симанович, 1974). Это, очевидно, объясняется тем, что при начальных проявлениях метаморфизма обломочного кварца в первую очередь удаляются *ВМС*. Для кварцито-песчаников и кварцитов Нижнеханинского грабена характерно резкое увеличение содержания кварца, приближающегося по плотностным свойствам к оптически чистому кварцу (71-84%). Соответственно уменьшается разброс кварца по плотности, но для образца Я-210 он еще довольно существенный.

Наконец, в кварцитах Ярогинского грабена пиковая фракция (соответствующая оптически чистому кварцу) достигает содержания 82-84%. Следовательно, на долю всех остальных плотностных фракций (главным образом тяжелых) приходится 16-18%.

Таким образом, сравнительное изучение плотностных свойств метаморфизованного обломочного кварца, степень изменения которого варьирует в широких пределах, полностью подтверждает выводы, сделанные на основании оптических наблюдений.

ОБЕСЦВЕЧИВАНИЕ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

Остается упомянуть еще одно интересное явление очищения кварца, происходящее, вероятно, еще на стадии диагенеза.

При подготовке образцов эталонной коллекции кварца (Кац, Симанович, 1974) нами было замечено, что довольно часто даже раздробленный до размера 0,2-0,25 мм кварц из гранитоидов сохраняет интенсивную дымчатую окраску. Между тем наши специальные многочисленные наблюдения показали, что ни в кварцевых песках, ни в литифицированных кварцевых песчаных породах различных степеней постседиментационного преобразования дымчатый кварц не отмечается. Сомнительно, что дымчатый кварц из гранитоидов никогда не попадал в пески и песчаные породы. Дымчатый кварц наблюдался нами в элювиальной дресве, сформированной в условиях аридного климата на гранитах (Центральный Казахстан). Можно предположить, что обесцвечивание кварца происходит в обломочных кварцевых песках в стадию диагенеза.

Хорошо известно свойство кварца приобретать дымчатую окраску под действием жесткого рентгеновского и γ -облучения. При нагревании выше 180°С кварц теряет приобретенную окраску. Нагреванием можно обесцветить также природный дымчатый кварц и даже морион. Способность кварца к потемнению под действием облучения обусловлена вхождением в его состав изоморфных примесей - Al, Li, Na и H. Ион Al^{3+} входит в решетку кварца, замещая Si^{4+} в кремнекислородном тетраэдре. Образовавшиеся дефекты заряда компенсируются ионами водорода или щелочных металлов (O'Brien, 1955). Предполагают, что избыточный электрон, присутствующий в результате замещения Si^{4+} на Al^{3+}, перемещается под действием облучения к моновалентному иону (Li^+, Na^+ или H^+). Изменение электронной структуры изоморфных примесей вызывает образование красящих центров. Интенсивность дымчатой окраски пропорциональна концентрации Al^{3+}, замещающего Si^{4+}, и щелочных элементов-компенсаторов. Если компенсация избыточного отрицательного заряда осуществляется ионами водорода, то такие дефекты не переводятся в красящие центры действием ионизирующего облучения (Самойлович и др., 1970).

Можно предположить, что в обводненных рыхлых кварцевых песках в условиях кислой среды возможна обменная диффузия с выходом Li^+ и Na^+ из структурных каналов и заменой их ионами водорода. Такой процесс приводил бы к обесцвечиванию дымчатых зерен кварца. Если учесть малые объемы зерен кварца и огромные масштабы геологического времени, то такой процесс представляется вполне возможным.

Вероятность диффузии ионов водорода в кварц подтверждается экспериментами А.А. Штернберга, Л.А. Гордиенко и Л.И. Цинобера (1969). Кристаллы кварца обрабатывали слабо концентрированными растворами соляной кислоты при температурах 400-700° и давлении 1000 - 3000 кг/см^2. Было установ-

лено, что первоначально окрашивающиеся в дымчатый и цитриновый цвет кристаллы природного и синтетического кварца теряют способность окрашиваться под действием ионизирующего излучения. Исследование инфракрасных спектров поглощения показало, что в очищенных от дымчатой окраски кристаллах кварца резко возросла концентрация водорода. В данном эксперименте высокотемпературные условия ускоряли процесс диффузии и сделали его возможным в обозримые промежутки времени.

Можно допустить, что первоначально окрашенные зерна обломочного кварца потеряли дымчатую окраску по каким-либо другим причинам: например, под длительным воздействием солнечных лучей. В этом случае окраска кварца должна восстанавливаться под действием жесткого ионизирующего облучения. Белый люберецкий стекольный песок (обр. П-1) был подвергнут рентгеновскому облучению на аппарате УРС-5ОИ (излучение Cu K_α, 30 кВ, 10 А в течение 10 ч на расстоянии 10 см). Очень слабое потемнение было обнаружено в одном-двух зернах на тысячу. Очевидно, первоначально окрашенные обломочные зерна кварца необратимо теряют дымчатую окраску.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ И ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА

Различным проявлениям пластической деформации кварца посвящено большое количество работ[1]. Петрографам давно уже известны такие проявления пластической деформации, как волнистое угасание и бемовская штриховка (Böhm, 1883). Многие исследователи изучали деформационное пластинкование кварца с точки зрения петроструктурного анализа (Fairbairn, 1941; Ingerson, Tuttle, 1945; Riley, 1947; Christie, Raileigh, 1959; и др.). Однако кварц долгое время считался хрупким минералом и даже такое явление, как волнистое угасание, связывалось с существованием бесчисленных разломов в кристалле кварца (Fairbairn, 1941). Принципиальная возможность пластической деформации кварца доказана Е.В. Цинзерлинг (под руководством А.В. Шубникова), которой удалось в лабораторных условиях воспроизвести дофинейское двойникование (Шубников, Цинзерлинг, 1963), а затем в многочисленных экспериментах решить ряд других задач: раздвойникование кристаллов кварца, управление дофинейским двойникованием и т.д. (Цинзерлинг, 1961). Попытки же получить в лаборатории другие проявления пластической деформации кварца долгое время терпели неудачу. Недавно американским исследователям (Carter e. a., 1964) в результате прекрасно технически оснащенных экспериментов удалось доказать существование пластической деформации кварца. Ими же созданы геометрическая и дислокационная модели пластической деформации кварца (Christie e. a., 1964). Наиболее существенные результаты исследований американских авторов заключаются в следующем.

Основными проявлениями пластической деформации кварца являются деформационное пластинкование, деформационные пояса и волнистое угасание. Деформационные пояса и зоны волнистого угасания в большинстве случаев субпараллельны оси *C*. Деформационные пластинки обычно образуют небольшие углы с базисом, реже они отклоняются от него на 20-60° и еще реже субпараллельны оси *C*.

Деформационное пластинкование, субпараллельное базису, и деформационные пояса, субпараллельные оси *C*, формируются в результате скольжения по (0001); происхождение же этих структур другой ориентации связано с более сложными механизмами скольжения. Полюса пластинкования в поликристаллических кварцевых агрегатах с беспорядочной ориентацией зерен образуют на ориентированных диаграммах узоры, представляющие собой круги малого радиуса около

[1] Е.В. Цинзерлинг сделала интересный исторический обзор развития представлений о скольжении в кварце по данным иностранной литературы (Цинзерлинг, 1969).

оси основного сжатия, что означает формирование деформационных пластинок в плоскостях наивысшего сдвигового напряжения.

Границы пластинок деформации при наблюдении без анализатора имеют заметный рельеф. Отличие показателя преломления границ пластинок от показателя преломления всего кристалла достигает 0,003–0,005. Исследования в фазово-контрастном освещении показали, что повышение светопреломления наблюдается с одной стороны плоскостной структуры, отделяющей одну пластинку от другой; с другой ее стороны показатель преломления уменьшается. Дж. М. Кристи и другие (Carter e.a., 1964) рассматривают эти плоскостные структуры как двумерные ряды дислокаций одного знака. С разных сторон такого ряда возникают сжатие и растяжение кристаллической решетки, вызывающие соответственно повышение или понижение светопреломления. Эти ряды дислокаций реально наблюдаются при электронно-микроскопическом изучении реплик травленой поверхности кристаллов, и подсчитанная по количеству ямок травления на 1 $см^2$ плотность дислокаций соответствует плотности, рассчитанной по оптическим данным.

Границы поясов деформации также имеют дислокационную природу. Однако в отличие от деформационного пластинкования дислокации этих границ распределяются таким образом, что растяжение и сжатие кристаллической решетки, сопровождающиеся указанным выше оптическим эффектом, возникают лишь при заметной асимметрии поясов деформации.

Отличие волнистого угасания от деформационных поясов, по мнению американских авторов, состоит лишь в большем радиусе кривизны изгиба кристаллической решетки.

Полоски Бема являются разновидностью деформационного пластинкования и представляют собой мельчайшие жидкостные включения, приуроченные к плоскостям, отделяющим одну пластинку от другой. Формирование их, по мнению Н.Л. Картера и других (Carter e.a., 1964), представляет собой образование атомных вакансий, укрупняющихся и превращающихся в пустотки, путем диффузии при движении дислокаций и их взаимодействии в плоскостях скольжения. В эти пустотки через кварц диффундирует вода.

Н.Л. Картер и другие показали, что полученные экспериментально структуры аналогичны проявлениям пластической деформации, встречаемым в природе. Однако они отмечают, что между экспериментально воспроизведенными и природными пластическими деформациями существует заметное различие (особенно в ориентации относительно стресса). Судя по электронно-микроскопическим данным, ряды дислокаций в природном деформационном пластинковании менее совершенны, чем в экспериментальном.

В работе Г.Н. Вертушкова и других (1970) описан еще один вид пластической деформации кварца – полосы деформации. При образовании полос первичный кристалл кварца разбивается на систему фрагментов, незначительно разориентированных друг относительно друга. Угол разориентировки материала полосы составляет 10–12° относительно исходного кристалла. Ширина полос деформации достигает 0,02 мм, среднее расстояние между ними – 0,25 мм. Иногда они образуют две пересекающиеся системы, расположенные симметрично к (0001), причем угол между системами приближается к 90°.

ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ КВАРЦА В ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКАХ

Существование пластической деформации кварца в природных условиях было подтверждено работами автора (Симанович, 1966г, 1968а). В шокшинских кварцито-песчаниках (Карелия) были обнаружены и описаны все основные проявления пластической деформации кварца, воспроизведенные американскими исследователями: деформационное пластинкование, пояса деформации и волнистое угасание (см. табл. V–VI).

Кроме того, нами описаны два новых вида пластической деформации кварца: иррациональное двойникование и "смятие".

Деформационное пластинкование. По морфологии эта структура, широко распространенная в шокшинских кварцито-песчаниках, принципиально ничем не отличается от деформационного пластинкования, экспериментально воспроизведенного американскими исследователями (Carter e.a., 1964). В классическом проявлении деформационное пластинкование кварца рассматриваемых пород характеризуется параллельным расположением плоскостей, ограничивающих пластинки, выходы которых на поверхность шлифа распознаются по повышенному (в сравнении со всем зерном кварца) рельефу. Как правило, деформационное пластинкование ассоциирует с волнистым угасанием нормально к его фронту или составляет с ним большой угол (см. табл. III, *4*), реже пересекает пояса деформации и сопровождается бемовскими включениями. Однако проявления их крайне нерегулярны. В одних зернах плоскости, ограничивающие деформационные пластинки, переполнены мельчайшими жидкими включениями и при малых увеличениях имеют вид бурых ленточных образований (полоски Бема). В других зернах деформационные пластинки лишь частично "поражаются" бемовскими включениями, которые нередко проявляются лишь в участках пересечений пластинок с зонами волнистого угасания или деформационными поясами. При больших увеличениях (×1000) ясно различима пузырьковая структура цепочек включений (см. табл. III, *5, 6*).

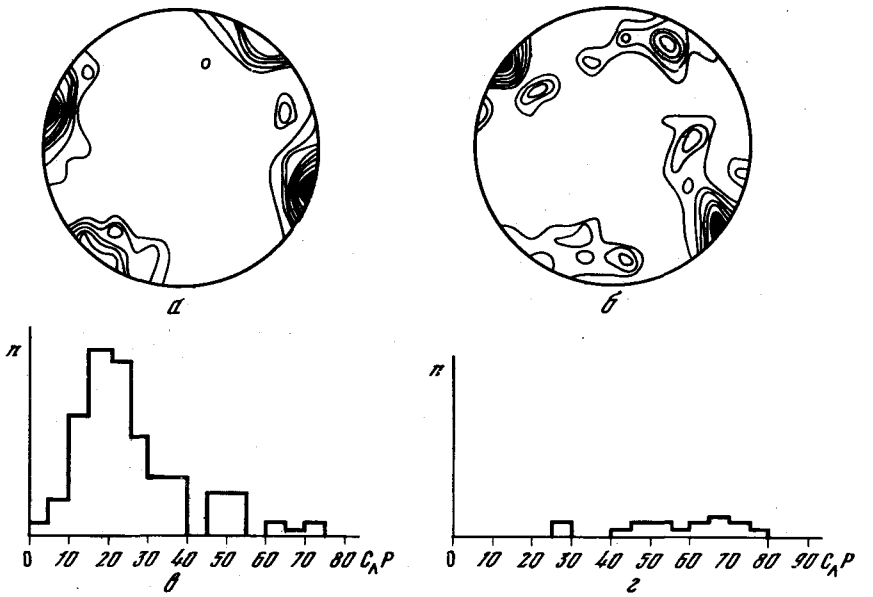
Пластинки, паралельные между собой, прямые или пересекающие все зерно кварца, отмечаются сравнительно редко. Чаще встречаются различные отклонения от этого классического типа. При пересечении фронтов волнистого угасания и поясов деформации пластинки обычно меняют направление, искривляясь соответственно перегибу кристаллической решетки в этих участках. Иногда отмечаются деформационные пластинки сложного строения: волнистые, сильно искривленные, ветвящиеся, веерообразные (см. табл. III, *7*). Наблюдались также взаимные пересечения двух направлений деформационного пластинкования – под малыми и большими углами. Интересно поведение деформационных пластинок в регенерационном кварце. Само по себе присутствие деформационных пластинок в аутигенных кварцевых образованиях однозначно доказывает их постэпигенетическое метаморфическое происхождение. Аутигенный кварц обычно более подвержен деформационному пластинкованию, чем обломочный, что, по-видимому, свидетельствует о его меньшей устойчивости к пластической деформации. Деформационные пластинки при переходе из регенерационной каймы в обломочное зерно нередко прерываются или же заметно изменяют направление (см. табл. III,*8*).

Изучение ориентировки проведено на столике Федорова на образце с наиболее интенсивно проявленным деформационным пластинкованием. Образец не ориентирован и за начало отсчета взято условное направление – длинная сторона шлифа. Замерено около 75 зерен[1]. По результатам измерений углов между выходами оптических осей кварца и полюсами деформационных пластинок построена гистограмма (фиг. 14 *в*), на которой отмечается четкий максимум между 15 и 25°. Это свидетельствует о том, что большая часть деформационных пластинок образует сравнительно малый угол с базисом. Отмечается ряд побочных максимумов около 50°, а также 60–70°. Наша гистограмма принципиально не отличается от гистограмм, приведенных в ряде предыдущих работ (Christie, Raileigh, 1959; Carter e.a., 1964). Как уже отмечалось, деформационное пластинкование связывается американскими исследователями со скольжением по базису (Christie, Raileigh, 1959; Carter e.a., 1964; Christie e.a., 1964). Причины отклонений деформационных пластинок от базиса до конца не выяснены.

Полюса деформационных пластинок и выходы оптических осей изучаемых зерен кварца нанесены на равноплощадную проекцию, ориентированную так, что ее горизонтальный диаметр соответствует длинной стороне шлифа (см.

---

[1] При замерах не различались обычное деформационное пластинкование и иррациональное двойникование, описанное далее.



Ф и г. 14. Ориентировка пластинок деформации, осей зерен кварца и иррациональных двойников

а – полюса пластинок деформации в зернах кварца, нанесенные на равноплощадную проекцию. Изолинии: 1–2–3–4–5–6–7> 8%; *б* – выходы оптических осей тех же зерен кварца. Изолинии: 1–2–3–4–5> 6%; гистограмма ориентации пластинок деформации *(в)* и иррациональных двойников *(г)* относительно оптических осей зерен кварца

фиг. 14,*а, б*). Взаимное расположение четырех четких максимумов на обеих диаграммах позволяет сделать вывод о том, что, как и в экспериментально деформированных кварцитах (Carter e.a., 1964), деформационные пластинки образовались в плоскостях наибольшего сдвигового стресса. Некоторое смещение максимумов выводов оптических осей к вертикальному диаметру по сравнению с максимумами полюсов деформационных пластинок показывает, что основное направление стресса близко к этому диаметру (Carter e.a., 1964).

Иррациональное двойникование. Обычно деформационные пластинки, разделенные между собой плоскостями, выходы которых фиксируются по повышенному показателю преломления, не отличаются по оптической ориентировке и гаснут одновременно. Однако в шокшинских кварцито-песчаниках нередко встречаются деформированные зерна кварца, в которых пластинки заметно различаются между собой по углу угасания. В скрещенных николях такие зерна очень похожи на полисинтетические сдвойникованные зерна плагиоклаза (см. табл. IV, *1*).

Иррациональные двойники обладают чертами, характерными как для пластинок, так и для поясов деформации. Иррациональные двойники, как и пластинки деформации, разделяются плоскостями, выходы которых на поверхность шлифа различаются по повышенному рельефу. Часто эти плоскостные структуры сопровождаются бемовскими включениями. Однако в отличие от пластинок деформации иррациональные двойники редко бывают прямыми и параллельными между собой. Чаще двойниковые индивиды имеют веретенообразный облик. Двойниковые швы иногда изогнуты. Изменение ориентировки кристаллической решетки позволило американским исследователям (Christie e.a., 1964) считать структуры, подобные описываемым, асимметричной разновидностью деформационных поясов. В симметричных деформационных поясах границы не отличаются по показателю преломления от всего кристалла кварца. В асимметричных же возникают дополнительные напряжения в кристаллической решетке близ границы поясов, что должно приводить к изменению их показателя преломления.

Однако наши наблюдения показали, что иррациональные двойники связаны серией самых постепенных переходов с обычным деформационным пластинкованием и не обнаруживают никакой видимой связи с деформационными поясами. Это обстоятельство позволяет считать иррациональное двойникование разновидностью деформационного пластинкования.

В зернах с наиболее четко выраженной разориентацией двойниковых индивидов на федоровском столике было проведено измерение ориентировки оптических осей кварца относительно плоскости двойникового шва. Как показали эти замеры (исследовано 16 зерен), угол между выходами оптических осей двойниковых индивидов (C_1 и C_2) составляет 2 - 10°, чаще около 6°. Оптические оси C_1 и C_2 ориентированы асимметрично к двойниковому шву. По углам $C_{ср}$ с полосами пластинкования (двойниковыми швами), где $C_{ср}$ - среднее угловое расстояние, для C_1 и C_2 построена гистограмма (см. фиг. 16). Из гистограммы следует, что плоскости двойниковых швов имеют самые различные кристаллографические направления и характеризуются иррациональными индексами. Формирование этой разновидности деформационного пластинкования вряд ли можно связывать со скольжением по базису, так как углы двойниковых швов с базисом составляют 25 - 80° с максимумом около 65-70°. На лауэграмме иррационально сдвойникованного зерна кварца, ориентированного по оси C_1, наблюдается отчетливый астеризм пятен.

Приведенные данные позволяют условно применить термин "иррациональное двойникование", для описываемых структур. Этот термин был предложен Н.А. Бриллиантовым и И.В. Обреимовым для обозначения полос неоднородной деформации, возникающих в пластинке каменной соли, сжатой вдоль короткого ребра (Классен-Неклюдова, 1960). А.А. Урусовская (1960) считает, что иррациональные двойники Н.А. Бриллиантова и И.В. Обреимова, пластинкование А.В. Степанова, полосы деформации и другие проявления переориентации отдельных блоков монокристалла сводятся к сбрососообразованию, т.е. переориентации в результате действия разных систем скольжения. Однако в рассмотренных проявлениях пластической деформации кварца типичным сбросом являются деформационные пояса, последние обычно пересекаются под большими углами деформационными пластинками, т.е. следами скольжения в кварце. Описываемая разновидность пластической деформации по своим признакам ближе к деформационному пластинкованию, чем к поясам деформации. Природа этой разновидности пластической деформации, следовательно, и термин, ее обозначающий, должны быть уточнены при дальнейших исследованиях с помощью электронного микроскопа.

Деформационные пояса. В шокшинских кварцито-песчаниках деформационные пояса развиты сравнительно слабо. Они представлены узкими ленточными зонами, пересекающими зерна кварца. Оптическая ориентировка кварца в поясах деформации, как правило, значительно отличается от оптической ориентировки всего зерна. Границы деформационных поясов обычно расплывчатые, иногда четкие. Часто в одном зерене наблюдается не более одного-двух поясов деформации; в некоторых зернах отмечаются серии субпараллельных деформационных поясов (см. табл. IV, 2). Зерна в таких случаях напоминают (при наблюдении в скрещенных николях) полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз.

Как уже отмечалось, в противоположность плоскостям, ограничивающим деформационные пластинки, границы поясов деформации не отличаются по показателю преломления от всего зерна кварца. Бемовские включения на границах поясов встречаются редко. Деформационные пояса в зернах кварца иногда ассоциируют с деформационными пластинками, ориентированными к ним нормально или под большими углами. В участках пересечения деформационных поясов частота пластинок возрастает; в этих участках пластинкование сопровождается обильными бемовскими включениями. Обычно деформационные пояса в кварцевых зернах проявляются самостоятельно или в различных комбинациях между собой. Их ориентировка специально не изучалась, однако с помощью компенсатора установлено, что они образуют малые углы с оптической осью кварца.

Волнистое угасание связано с деформационными поясами серией постепенных переходов и отличается от них лишь менее резкими перегибами кристаллической решетки кварца. Так же как и деформационные пояса, фронты волнистого угасания ориентированы субпараллельно оптической оси кварца. Обычное волнистое угасание с плавными перегибами кристаллической решетки встречается сравнительно редко, чаще оно сопровождается полигонизацией, возникает блочность, ориентированная в том же направлении, что и фронт волнистого угасания. Структуры такого типа Н. Картер и другие (Carter e. a., 1964) называют прерывистым волнистым угасанием. Как уже отмечалось, волнистое угасание иногда ассоциирует с деформационным пластинкованием, ориентированным или нормально к его фронту, или под большими углами к нему.

"Смятие" кварца. Этот сложный тип пластической деформации, представляющий собой комбинацию деформационных поясов, а также деформационных поясов и волнистого угасания, характеризуется рядом специфических черт[1]. Пояса деформации и фронт волнистого угасания при пересечении сложно интерферируют, в результате чего при скрещенных николях наблюдается своеобразная смятая, иногда решетчатая структура кварца (см. табл. IV, *3*). Такие зерна кварца нередко напоминают микроклин с двойниковой решеткой. Смятие иногда поражает лишь краевые участки контактирующих зерен, являющиеся, по-видимому, точками наивысшего напряжения. Взаимное расположение смятых зерен и рисунок смятия в отдельных зернах позволяют предположить, что эта структура возникает в породе в результате резких и беспорядочно ориентированных напряжений. Смятие кварца нередко ассоциирует с полосами деформации (Вертушков и др., 1970), а также грануляцией кварца (см. табл. IV, *4*).

ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Наблюдения показывают, что наиболее разнообразные проявления и широкое развитие пластической деформации кварца характерны лишь для кварцито-песчаников, преобразование которых соответствует стадии метагенеза. В более глубоко измененных кварцито-песчаниках и кварцитах проявления пластической деформации кварца отсутствуют. Это явление объясняется несовместимостью метастабильного состояния высокого уровня свободной энергии, обусловленного напряжениями пластической деформации, и высокотемпературного отжига кварца на стадии регионального метаморфизма. В кварце сегозерских кварцито-песчаников удалось наблюдать реликты проявлений пластической деформации, происходившей, вероятно, в предшествующую стадию преобразования пород в метагенезе. Эти реликтовые проявления представлены параллельными цепочками мельчайших жидкостных включений (полоски Бема), причем оптические неоднородности, характерные для деформационного пластинкования, оказались полностью уничтоженными последующим метаморфизмом кварца (см. табл. IV, *5*). Таким образом, высокотемпературные условия регионального метаморфизма не только препятствуют развитию пластической деформации кварца, но и способствуют уничтожению ее проявлений, возникающих на предыдущей стадии метагенеза.

Постэпигенетическая пластическая деформация кварца наблюдалась также в кварцитовидных песчаниках Давангро-Хугдинского, Атугей-Нуямского и Чоруодо-Токкинского грабенов. В пределах этих структур происходило формирование складчатости и разрывных нарушений в холодных условиях, не отразившихся на общем уровне постседиментационного преобразования пород. Пластическая деформация кварца отмечается лишь в узких локальных зонах тектонических подвижек и представлена практически только одной разновидностью – смятием кварца, ассоциирующим с катаклазом и грануляцией. Смятие кварца, как показывают наблюдения, вообще характерно для резких деформаций в холодных условиях.

---

[1] Комбинация деформационного пластинкования с поясами деформации или волнистым угасанием не рассматривается нами как "смятие" кварца.

СТРУКТУРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ

Структуры дифференциального скольжения были впервые описаны А.В. Копелиовичем и И.М. Симановичем (1963) в шокшинских кварцито-песчаниках. Эти структуры развиты между некоторыми обломочными зернами и близко напоминают микростилолитовые контакты, характеризующиеся очень тонким строением и шипами, замещенными серицитом (см. табл. IV, *6, 7*). Листочки серицита ориентированы параллельно между собой, нормально или под углом к поверхности обломочных зерен. При первом рассмотрении структура представляет собой каемку, принадлежащую сразу обоим контактирующим зернам, шириной в сотые доли миллиметра. Нередко подобные структуры возникают по контуру, отделяющему обломочные зерна кварца от его же регенерационной каймы (см. табл. IV, *8*).

Исследования показали, что структуры дифференциального скольжения возникают в литифицированных, глубоко эпигенетически измененных кварцито-песчаниках в результате смещения обломочных зерен относительно друг друга, а также относительно своих регенерационных каемок под действием стрессовых напряжений. Морфология этих структур обусловлена возникновением микроборозд скольжения на трущихся поверхностях взаимно перемещающихся обломочных зерен. Эти борозды обычно выполнены удлиненными листочками серицита. Поскольку толщина шлифа 0,03 мм, обычно наблюдаются параллельные между собой листочки серицита, ориентированные нормально или под углом к поверхности обломочных зерен. В сечении, нормальном взаимному перемещению обломочных зерен, эти листочки имеют облик мелкочешуйчатого серицита и обычно не распознаются как структуры дифференциального скольжения. Однако при наклоне препарата относительно оси микроскопа на столике Федорова они обнаруживают свое обычное строение, характеризующееся субпараллельным расположением листочков серицита.

Структуры дифференциального скольжения таже относятся нами к проявлениям пластической деформации кварца. Скольжение по границам зерен нередко ассоциирует с деформационным пластинкованием и другими проявлениями пластической деформации. Важно отметить, что, как и другие типы пластической деформации кварца, структуры дифференциального скольжения развиваются лишь на стадии метагенеза и искажаются последующим более сильным метаморфизмом пород (см. табл. VII, *1*).

Процесс скольжения по границам зерен, по-видимому, является общим для всех поликристаллических материалов. Он развивается в поликристаллических образцах, подвергнутых напряжению при высокой температуре. Х. Мотт (Mott, 1948; Ван Бюрен, 1962) предположил, что элементарный процесс такого скольжения состоит в разупорядочении (плавлении) групп атомов на границе, причем энергия активизации является скрытой теплотой плавления таких групп. В результате происходит "вязкое проскальзывание" зерен по границам (Мак-Лин, 1960; Миусков, 1960).

ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Мы различаем три типа хрупких деформаций кварца песчаных пород.

1. Хрупкие деформации, синхронные с пластическими; проявлены в виде залеченных кварцем трещинок неправильной формы, не секущих различные элементы пластической деформации. Хрупкие деформации этого типа встречаются редко и обычно обнаруживают непосредственную связь со структурами пластической деформации. Так, в ассоциации с поясами деформации иногда наблюдаются характерные трещинки разрыва (залеченные), секущие их под углом. Интересно отметить, что в некоторых сильно деформированных кварцито-песчаниках полоски Бема обнаруживают постепенные переходы к характерным неправильным трещинкам хрупкой деформации. В этом смысле появление бемовских включений в структурах типа деформационного пластинкования можно рассматривать как зачаточную стадию перехода к хрупким деформациям.

2. Поздние хрупкие деформации; время формирования этих структур определяется по пересечению элементов пластической деформации залеченными трещинками хрупкой деформации. Для этих трещинок характерна неправильная форма и кулисообразное расположение в пределах одного зерна (см. табл. VII,2). Бурые включения в таких залеченных трещинках оптически неразличимы, но, по-видимому, в основном представлены пузырьками жидкости, о чем свидетельствует их низкий по сравнению с кварцем показатель преломления.

3. Микрокатаклаз; к этой категории мы относим тончайшие залеченные трещинки, рассекающие целые участки породы независимо от расположения и ориентировки зерен кварца (см. табл. VII, 3). Эти трещинки, как правило, субпараллельны между собой. Частота их варьирует от единичных проявлений до густой сети ветвящихся трещинок микрокатаклаза. Эта структура, несомненно, имеет позднее происхождение, поскольку трещинки катаклаза секут ранее сформированные элементы пластической деформации.

ДОФИНЕЙСКОЕ ДВОЙНИКОВАНИЕ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ДВОЙНИКОВАНИИ КВАРЦА

Двойникование является одним из наиболее интерсных свойств кварца. Для природного кварца различается несколько законов двойникования: дофинейский, бразильский, японский, третий Лейдольта и ряд других. Наиболее часто встречаются двойники по дофинейскому и бразильскому законам. Отдельные части дофинейского двойника геометрически совмещаются при повороте вокруг оси *C* на 180° и относятся к одной энантиоморфной группе. Кристаллографические оси параллельны, но полярные электрические заряды их имеют противоположный знак. Дофинейские двойники являются двойниками прорастания, причем эти прорастания обычно имеют очень сложную форму, а поверхности их вытянуты вдоль оси *C*.

Бразильские двойники срастаются по плоскости положительного ромбоэдра (1120) и обладают разным типом энантиоморфизма. Оси кристаллов параллельны, полярность электрических зарядов осей обратная. Бразильские двойники имеют более правильные очертания по сравнению с дофинейскими. Они обычно представлены тонкими пластинками или небольшими телами правильной геометрической формы. Оптическое наблюдение дофинейских двойников в шлифах невозможно, поскольку двойниковые индивиды вращают плоскость поляризации в одном направлении. Бразильские двойники исследуются в поляризованном свете, но они неразличимы в обычных петрографических шлифах из-за малого поворота плоскости поляризации.

Наибольший интерес для петрографов представляют дофинейские двойники. Они относительно легко меняют свои границы под действием механических напряжений. Двойники этого типа воспроизведены искусственно (Шубников, Цинзерлинг, 1933). Было показано, что дофинейское двойникование является специфической формой пластичности кварца, которая, по мнению Е.В. Цинзерлинг (1961), должна осуществляться не только экспериментально, но и в природе. "Образование двойников кварца в лабораторных условиях (при механическом воздействии) позволяет предположить, что в природных условиях двойникование кварца по дофинейскому закону происходило иногда в результате тектонических процессов" (с. 4).

По Е.В. Цинзерлинг, дофинейские двойники в природе возникают: 1) при росте низкотемпературного кварца; 2) при превращении магматического высокотемпературного кварца в низкотемпературный кварц; 3) в результате воздействия тектонических процессов.

Двойники роста принято считать первичными, а двойники, возникающие при α-β превращениях кварца и в результате тектонических напряжений, – вторичными. Бразильские двойники в основном первичны, что характерно для низкотемпературного кварца. Напомним, что бразильские двойники обычно имеют прямолинейные очертания и пластинчатую форму.

Считается, что границы дофинейских двойников в низкотемпературном кварце отчетливы и относительно правильны. У кристаллов, выросших при температуре выше 573° С, двойниковые поля характеризуются неправильными очертаниями, двойники мелкие. Уже указывалось, что высокотемпературный кварц легко растрескивается при α-β превращениях. Так как образование трещин и двойников связано с одной причиной – внутренним напряжением, то двойники локализуются у трещин. Эти свойства дофинейских двойников позволяют различать первично-низкотемпературный и первично-высокотемпературный кварц (Барсанов, Гурьева, 1963).

Недавно установлено, что важным критерием различия дофинейских двойников роста и инверсии является распределение примесей по разные стороны двойниковой границы (Сонюшкин, Ильин, 1975). Различное содержание примесей по обе стороны границы однозначно свидетельствует о том, что наблюдаемые двойники не являются двойниками инверсии. Для идентификации двойников инверсии в случае равного содержания примесей по обе стороны границы требуются дополнительные критерии – морфология полостей отрицательных кристаллов и включений стекла, а также наличие трещин инверсии, выявляемых травлением.

Энергия дофинейского двойникования кварца низкая (Цинзерлинг, 1961), вследствие чего границы дофинейских двойников сравнительно легко перемещаются под воздействием различных механических факторов и являются четким индикатором тектонических условий и теплового режима преобразования кварца.

Основным методом выявления и наблюдения двойников в кварце является травление различными растворами, в состав которых входит фтористоводородная кислота, а также щелочами под высоким давлением с использованием шлифованных, полированных срезов и естественных граней кристаллов.

Изучение двойников, особенно дофинейских, в кварце горных пород должно представлять большой интерес. С помощью вышеприведенных критериев, по-видимому, можно различать обломочный кварц высокотемпературного и низкотемпературного происхождения в терригенных горных породах. Еще более интересно проследить реакцию дофинейских двойников кварца на различные тектонические воздействия.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ДОФИНЕЙСКИХ ДВОЙНИКОВ В ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФАХ

Нами разработана специальная методика, позволяющая исследовать дофинейские двойники в кварце горных пород (Симанович, 1966б).

Для изучения двойников кварца в горных породах необходимо иметь специальные шлифы, приготовленные из этих пород, позволяющие вести наблюдения как в проходящем поляризованном, так и в отраженном свете. Способ их приготовления заключается в следующем.

1. Из изучаемых пород тщательно готовят отполированные аншлифы. Следует отметить, что обычная полировка, вполне удовлетворительная для минераграфического изучения аншлифов, оказывается недостаточной, так как мельчайшие царапины, незаметные даже при больших увеличениях, при последующей обработке в плавиковой кислоте сильно растравливаются и покрывают полированную поверхность густой сетью штрихов. Для доводки полированных поверхностей была использована сгущенная взвесь окиси хрома, полученная путем взмучивания и последующего десятиминутного отстаивания порошка в дистиллированной воде. Доводка производится на сукне в течение 15–20 мин.

2. Травление аншлифов производится в растворе, состоящем из одной части 40%-ной плавиковой кислоты и трех частей концентрированной борной кислоты в течение 1,5–2 ч.

Режим травления подобран эмпирически; при указанных условиях границы двойников протравливаются вполне четко, но в то же время обычные фигуры травления заметны очень слабо и не мешают наблюдениям в проходящем свете (Цинзерлинг, 1961). После травления в аншлифах в отраженном свете можно

отчетливо наблюдать двойниковое строение кварцевых зерен. Однако возможности таких наблюдений ограничены, поскольку не позволяют связать морфологию двойников с кристаллооптическими свойствами кварца.

3. Аншлиф полированной и травленой стороной приклеивается бальзамом к предметному стеклу и шлифуется до толщины обычного петрографического шлифа, после чего открытая поверхность шлифа приклеивается к другому предметному стеклу. Затем препарат охлаждается и предметное стекло, на котором производилось шлифование, сбивается резким ударом, в результате чего пластинка шлифа остается на новом предметном стекле в перевернутом положении и полированно-травленая поверхность становится доступной наблюдению.

Следует отметить, что описанная операция требует известного навыка; хорошие результаты получаются только на достаточно прочных породах.

Обращенная кверху поверхность тщательно и осторожно промывается спиртом. Изучение прозрачных полированно-травленых шлифов производится на любых микроскопах, имеющих опак-иллюминатор и позволяющих вести наблюдения попеременно то в отраженном, то в проходящем поляризованном свете. Такое наблюдение дает возможность изучать морфологию дофинейских двойников и ее связь с различными кристаллооптическими особенностями кварцевых зерен.

ЭВОЛЮЦИЯ ДОФИНЕЙСКОГО ДВОЙНИКОВАНИЯ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

С помощью разработанной методики были изучены дофинейские двойники в кварце некоторых образцов кварцевых песчаных пород среднего докембрия Балтийского и Алданского щитов.

Для обломочного кварца кварцитовидных песчаников, преобразованных до стадии глубинного эпигенеза, характерны дофинейские двойники самой разнообразной формы: крупные, с относительно плавными очертаниями или с изрезанными, извилистыми контурами, а также мелкие, островные (см. табл. V, *1, 2, 5, 6*). Сдвойниковано не менее 50% обломочных зерен. Интересно соотношение дофинейского двойникования в обломочном и аутигенном кварце. Известно, что при регенерации оптически определимые структурные дефекты обломочного кварца продолжаются в его регенерационной кайме (Копелиович, 1965). Дофинейские двойники не являются исключением. Их границы пересекают контур обломочного зерна, переходят в аутигенное разрастание и обычно замыкаются внутри регенерационной каймы (см. табл. V, *3, 7*). В данном случае, вероятно, имеет место наследование двойника от затравки. Бразильские двойники ни в обломочном, ни в аутигенном кварце не встречены.

Установлено, что обломочный кварц в глубинно-эпигенетически измененных кварцевых песчаных породах не метаморфизован. Можно предположить, что дофинейские двойники в обломочном кварце этих пород также сохраняют свой первичный облик. Действительно, дофинейские двойники отсутствуют даже в точках высоких напряжений на контактах зерен; напротив, наблюдается пересечение первичных двойников микростилолитовыми швами.

В кварцито-песчаниках, постседиментационное преобразование которых соответствует стадии метагенеза, вторичное[1] двойникование кварца наиболее разнообразно по морфологии.

Стресс, воздействовавший на кварцито-песчаники в стадию метагенеза, вызвал наиболее высокие напряжения на контактах обломочных зерен, что выра-

---

[1] Под первичными дофинейскими двойниками мы понимаем разнообразные по морфологии двойники, сформировавшиеся еще в кварце материнских пород. Вторичные дофинейские двойники образуются при постседиментационном преобразовании обломочного кварца. В каждом отдельном случае вторичность двойника доказывается сопряженностью с наблюдаемым и в поляризованном свете новообразованными структурными несовершенствами кварца.

зилось в появлении в точках соприкосновения зерен мелких двойников давления. Эти двойники не всегда можно отличить от мелких первичных двойников, случайно оказавшихся в периферийной части зерна. Наиболее убедительно реальность двойников давления доказывается возникновением в точках высоких напряжений на контактах зерен парных двойников (см. таб. V, *4*), т.е. двойникованием обоих контактирующих зерен. Двойники давления часто присутствуют также в точках высоких напряжений, различающихся в поляризованном свете по появлению аномального двупреломления.

Двойники давления характерны для кварцито-песчаников, в которых в результате динамометаморфизма сформировались различные типы структур, но наиболее типично они представлены в интенсивно дислоцированных породах шокшинской свиты западного крыла Прионежской синклинали. Здесь они тесно ассоциируют с рекристаллизационно-грануляционным бластезом периферийных частей обломочных зерен кварца. Двойники давления, как и новообразования рекристаллизованного кварца, развиты в участках высоких напряжений в приконтактовых частях зерен. Они имеют изометричные очертания и размеры порядка 0,01 мм (см. табл. V, *8*), как и новообразования мелких зерен кварца. От новообразований кварца вторичные двойники можно отличить лишь в скрещенных николях по отсутствию изменения оптической ориентировки кварца.

В образцах шокшинских кварцито-песчаников, отобранных из экзоконтакта интрузии габбро-диабазов, наблюдаются характерные мелкие островные двойнички инверсии, если зерна кварца в них не затронуты пластической деформацией (см. табл. VI, *3*). В кварце совершенно однотипных кварцито-песчаников на большом удалении от габбро-диабазов двойники подобной морфологии не отмечены. Следовательно, их формирование связано с термическим воздействием габбро-диабазов. Морфология двойников инверсии (т.е. двойников, формирующихся в результате α-β перехода кварца при температуре 573°С), экспериментально полученных в лабораторных условиях, детально изучена Е.В. Цинзерлинг (1961). Следует отметить, что природные двойники инверсии в шокшинских кварцито-песчаниках принципиально ничем не отличаются от описанных ею экспериментальных двойников инверсии. Двойники инверсии в кварцито-песчаниках из экзоконтакта сформировались далеко не во всех обломочных зернах, что лишний раз подтверждает избирательную способность кварца к двойникованию (Цинзерлинг, 1961).

Наличие двойников инверсии в кварце кварцито-песчаников свидетельствует о том, что они прогревались под воздействием тепла интрузии до температуры выше 573° С[1]. С другой стороны, присутствие двойников инверсии кварца позволяет установить мощность экзоконтактового ореола, в пределах которого температура возрастала выше 573°С. Так, на контакте с интрузией габбро-диабазов в районе дер. Педасельга (Прионежье) изограда 573°С проходит в кварцито-песчаниках на расстоянии более 30 м (по мощности) от контакта с габбро-диабазами.

Наиболее тесную связь двойникование обнаруживает с пластической деформацией кварца. Вторичные двойники чаще всего ассоциируют со структурами типа деформационной пластичности и обнаруживаются по явной анизотропии в направлении пластинкования и субпараллельной ориентации (см. табл. VI, *1, 5*).

Двойникование, связанное с пластической деформацией кварца, интенсивно развито в породах из экзоконтакта с габбро-диабазами. Здесь мелкие двойники (0,005-0,01 мм в ширину), имеющие, по-видимому, сложное происхождение (инверсия кварца + пластическая деформация), характеризуются значительной удлиненностью и строгой приуроченностью к границам отдельных пластинок. В участках развития деформационных полос также наблюдается скопление мелких двойников, анизотропия которых находится в тесной связи с направлением деформационной пластинчатости, пересекающей обычно полосы деформации под прямым углом (см. табл. VI, *2, 6*).

[1] Точка инверсии кварца без учета давления.

Согласно работам американских исследователей (Christie e. a., 1964), участки пересечения деформационной пластинчатости и полос деформации характеризуются высокой плотностью дислокаций и, следовательно, повышенной энергией.

Таким образом, дофинейское двойникование кварца, имеющее недислокационную природу (Классен-Неклюдова, 1960), обнаруживает косвенную связь с распределением и плотностью дислокаций в кристаллах кварца.

В метагенетически измененных кварцито-песчаниках двойники аутигенного кварца имеют сложные контуры, но с явной анизотропией и иногда с прямолинейным очертанием границ (см. табл. VI, 7). Они не обнаруживают связи с двойниками регенерируемых зерен, которые в условиях отсутствия стресса, по-видимому, довольно консервативно сохраняют на этой стадии изменения пород свое дофинейское строение. Такой различный характер двойникования аутигенного и обломочного кварца, вероятно, обусловлен легкостью происхождения вторичного двойникования в новообразованном кварце в связи с относительно малым содержанием в его решетке элементов-примесей, тормозящих двойникование (Цинзерлинг, 1961).

В регионально метаморфизованных сегозерских кварцито-песчаниках резко снижена общая частота встречаемости дофинейских двойников в кварце (см. табл. VI, *4, 8*). В метаморфизованных зернах обломочного кварца со снятыми в процессе отжига напряжениями, т.е. без признаков волнистого угасания и других проявлений дефектности строения, дофинейские двойники всегда отсутствуют. Они отмечаются только в частично метаморфизованных зернах кварца, сохранивших волнистое угасание и блочность.

Как и в шокшинских кварцито-песчаниках, в аутигенном кварце присутствуют мелкие двойники, нередко полисинтетические с прямолинейными очертаниями. Иногда они имеют форму прямоугольных треугольников, параллелепипедов, трапеций и т.д. Такие правильные геометрические формы более характерны для бразильских двойников, чем для дофинейских.

В интенсивно метаморфизованных кварцитах с гранобластовой структурой (Ярогинский грабен) кварц полностью метаморфизован и характеризуется низкой дефектностью, а следовательно, и минимальными внутренними напряжениями. Дофинейские двойники кварца из существенно метаморфизованных кварцитов занимают небольшой объем кварцевых индивидов и встречаются обычно по периферии в виде островков и поясов. Возможно, их формирование обусловлено местными напряжениями, возникающими в области мигрирующей границы кварцевого индивида в процессе собирательной рекристаллизации.

Таким образом, в неизменных кварцевых песчаных породах до 50% кварцевых зерен поражено первичными дофинейскими двойниками. В стадию метагенеза отмечается широкое развитие вторичного дофинейского двойникования (двойники давления и двойники, обусловленные проявлениями пластической деформации кварца). При отжиге пород в относительно высокотемпературных условиях стадии регионального метаморфизма происходит раздвойникование кварца – уничтожение как первичных, так и вторичных двойников. Следовательно, раздвойникование является одним из проявлений метаморфизма обломочного кварца и причинно связано со снятием внутренних напряжений в его кристаллической решетке.

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ И РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ГРАНУЛЯЦИОННЫЙ БЛАСТЕЗ

Сущность явления рекристаллизационного бластеза состоит в "бластическом замещении" кварца кварцем, осуществляющимся в результате движения границ зерен (Копелиович, Симанович, 1966а; Симанович; 1972а).

Дислокационная граница блока (Кац, Симанович, 1974) может перемещаться, если все составляющие ее дислокации движутся совместно. Наиболее легко осуществляется перемещение простых малоугольных наклонных границ (Рид,

1957). Перемещение малоугольных границ происходит в результате простого скольжения дислокаций.

В общем случае миграция границ между произвольно разориентированными зернами может происходить только с помощью диффузионных процессов; скользящее движение становится невозможным. Так, вакансии могут порождаться на дислокациях одного ряда, мигрировать к дислокациям другого ряда и исчезать. Этот процесс требует энергии активации, поэтому он не может происходить лишь под действием скалывающих напряжений.

Таковы вытекающие из теории дефектов в кристаллах современные представления о механизме миграции границ зерен в поликристаллических агрегатах (Ван Бюрен, 1962).

В применении к геологическим объектам вопросы миграции границ зерен в поликристаллических агрегатах детально рассмотрены в работах А.Г. Жабина (1970, 1975). По его данным, границы зерен характеризуются следующими свойствами.

1. Границы зерен в природных агрегатах усложняются концентрирующимися вдоль них газовыми, жидкими и твердыми включениями, порами и акцессорными фазами, обычно оказывающими тормозящее действие на их перемещение.

2. Тенденциями развития границ в агрегатах являются стремление к образованию малоугловых сочленений зерен, движение границ зерен по направлению к центрам их кривизны, а также стремление к уплощению. Скорость движения границы зависит от многих факторов: радиуса кривизны зерна, температуры, примесей, ориентационного эффекта и т.д.

3. Границы зерен – области диффузионных потоков при перекристаллизации вещества.

4. "Содержание примеси в границе может быть на несколько порядков больше, чем внутри контактирующих зерен. Низкоэнергетическое состояние вещества в границах зерен обусловливает "дренаж" в направлении к ним изоморфных примесей, дислокаций всех видов, вакансий, пор и твердофазовых включений микронного порядка и мельче. Этот физический механизм лежит в основе хорошо известной самоочистки зерен при перекристаллизации (автолизии)" (Жабин, 1975, с. 9–10).

Последний вывод "перекликается" с нашей трактовкой метаморфизма обломочного кварца (Симанович, 1969) и дополняет ее.

Разберем эволюцию рекристаллизационного бластеза на примере простейшей модели – чистых, хорошо отсортированных, среднезернистых, изначально лишенных глинистого цемента мономинеральных кварцевых песчаных пород. Литификация таких пород происходит на этапе глубинного эпигенеза в результате формирования структур растворения под давлением и регенерации обломочных зерен кварца. Образуется сложный поликристаллический кварцевый агрегат, состоящий из обломочных зерен кварца, контактирующих между собой через структуры растворения (отмечаются также тангенциальные контакты), и аутигенного кварца, выполняющего поровые пространства и продолжающего оптическую ориентировку обломочных зерен. Пористость в глубоко эпигенетически преобразованных кварцитовидных песчаниках минимальна, поэтому роль поровых растворов практически ничтожна.

В кварцитовидных песчаниках образуется несколько типов границ между: а) обломочными зернами; б) обломочными зернами и принадлежащими им регенерационными каемками; в) индивидами аутигенного кварца; г) обломочными зернами и регенерационными каемками соседних зерен.

При изучении под микроскопом видно, что границы всех четырех типов имеют различного рода включения, чаще всего – пузырьки жидкости или мельчайшие примазки глинистого вещества. Наблюдения показывают, что эти незначительные примеси почти не препятствуют миграции границ. Однако можно допустить и положительную роль включений жидкости при диффузионном перемещении границ.

Как уже отмечалось, для перемещения большеугольных границ требуется энергия активации. Причиной их движения являются внутренние напряжения

в зернах кварца или внешние приложенные напряжения (стресс), или стремление к уменьшению свободной энергии самих границ зерен. Значительная часть неизмененных обломочных зерен характеризуется волнистым угасанием, что свидетельствует о наличии метастабильных внутренних напряжений, вызванных неравновесным распределением дислокаций.

Эти напряжения являются следствием деформации кварца еще в материнских кварцсодержащих породах источников сноса. По-видимому, в ряде случаев внутренних напряжений самих кварцевых зерен вполне достаточно для начала миграции границ. Вероятно, большую роль в миграции играют напряжения в зернах, вызванные статическим давлением вышележащих пород. Наконец, в ряде случаев устанавливается главенствующее значение тангенциальных напряжений – стресса.

Элементарным проявлением рекристаллизационного бластеза является частичный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое, соседнее с ним, зерно (см. табл. VII, *4, 5, 6*). Иногда такой переход совершается через регенерационные кварцевые каемки. Такой начальный рекристаллизационный бластез поражает лишь периферийные участки зерен, характеризует стадию метагенеза и, частично, регионального метаморфизма (начало этапа протометаморфизма). В метагенетически измененных кварцито-песчаниках обычно наблюдается лишь редкое осложнение эпигенетических структур рекристаллизационными контактами. С повышением температуры начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен; миграция их проходит гораздо глубже – иногда соседние зерна целиком поглощаются мигрирующей границей. Так формируются полнобластические (гранобластовые) структуры (см. табл. VIII, *1, 2*). По-видимому, процесс развивается постепенно и достоверные участки пород полнобластического строения отмечаются начиная лишь с высокотемпературной ступени этапа протометаморфизма. Новообразованные кварцевые индивиды бластической мозаики не соответствуют контурам первичных обломочных зерен, и реликты кластического строения пород удается обнаружить лишь в случае консервации обломочных структур значительной примесью слюдистого (глинистого в исходных породах) материала.

При метаморфизме, соответствующем амфиболитовой фации, наблюдается явление собирательного бластеза, т.е. роста более крупных кварцевых индивидов за счет более мелких (см. табл. VIII, *3*). В этом процессе в связи с дальнейшим повышением температуры значительную роль начинает играть поверхностная энергия границ зерен, которая стремится снизиться за счет уменьшения общей площади кварцевых индивидов. Кроме того, следствием влияния поверхностной энергии границ зерен является тенденция к их выпрямлению и укорачиванию. Границы "двигаются" *по направлению центров их кривизны* (Жабин, 1970).

В динамически активных зонах рекристаллизационные контакты взаимного бластического замещения кварцевых зерен часто бывают осложнены грануляцией – присутствием в участках контакта разноориентированных мелких кварцевых индивидов. При более интенсивном развитии грануляция не только поражает периферические части зерен, но нередко частично или полностью их преобразует в мелкозернистый кварцевый агрегат (см. табл. VIII, *4, 5*). В сегозерских кварцито-песчаниках наблюдается ложная цементация зерен кварца, не затронутых грануляцией, мелкозернистым кварцевым агрегатом, образовавшимся за счет грануляции других обломочных зерен (см. табл. VIII, *6*).

Механизм грануляции слагается из двух этапов: создание в кристаллах кварца нарушенных областей (собственно грануляция) в результате их деформации и последующей рекристаллизации, причем нарушенные области в этом случае играют роль центров роста новообразованных индивидов. Такими нарушенными областями в кварце, например, могут быть переориентированные блоки между микротрещинами скалывания.

Энергия активации необходима для формирования структур рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза, следовательно, даже самые начальные проявления этих структур свидетельствуют о повышенных температурах и знаменуют переход от стадии эпигенеза к стадии метагенеза.

КВАРЦ В ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ

Рассматриваются вторичные преобразования обломочного кварца на фоне общего постседиментационного изменения песчаных пород различных районов и возрастов.

Описанные в главе IV типы вторичных преобразований обломочного кварца установлены в кварцевых песчаных породах докембрия Балтийского и Алданского щитов.

Кварцевые песчаные породы характеризуют разрезы нижнего–среднего протерозоя древних платформ. Степень их постседиментационного преобразования колеблется в широких пределах – от глубинного эпигенеза до амфиболитовой фации метаморфизма включительно, что позволяет проследить характер минералогенеза и структурообразования на разных стадиях изменения кварцевых песчаных пород и составить достаточно полную картину постседиментационной эволюции обломочного кварца.

Преобразование обломочного кварца в полимиктовых песчаниках исследовано на примере верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория, где установлено зональное постседиментационное изменение терригенных пород.

При описании преобразований структур кварцевых песчаных пород, а также для наименования кварцевых песчаных пород на разной стадии постседиментационного изменения использована специально разработанная система терминологии, отраженная в следующих классификациях.

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Знакомясь с литературой по песчаным образованиям протерозоя, автор неоднократно встречался с примерами путаницы в терминологии при описании структур кварцевых песчаных пород. Так, структура кварцитовидных песчаников этапа глубинного эпигенеза нередко описывается как гранобластовая. Кварцитопесчаники с рекристаллизационно-грануляционными бластическими структурами (стадия регионального метаморфизма) иногда описываются примерно так: "кварцевые зерна сцементированы перекристаллизованным кремнистым цементом".

В справочных руководствах содержится ограниченный набор терминов для описания структур песчаных пород, находящихся на разных стадиях постседиментационного преобразования. В чисто литологических руководствах для обозначения структур собственно песчаных пород, по существу, применяется лишь один термин – "псаммитовая" (мелкозернистая псаммитовая, разнозернистая псаммитовая и т.д. см.: Атлас текстур и структур..., 1962). Для всего разнообразия структур, возникающих на различных стадиях преобразования песчаных пород, имеется лишь один термин – "бластопсаммитовая". И, наконец, в применении к метаморфическим породам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, сформировавшихся за счет песчаных пород, употребляются термины "гранобластовая, лепидобластовая", "фиброгранобластовая" и т.д. структуры.

В практику изучения кварцевых песчаных пород, находящихся на разных стадиях постседиментационного преобразования, были введены некоторые новые термины, часть из которых получила широкое признание, например, "конформно-

Таблица 20

Структуры кварцевых песчаных пород

Стадии и этапы преобразования		Категории структур	Породы без первичного глинистого цемента		Породы с первичным (поровым и базальным) глинистым цементом	
			Общие структуры	Частные структуры	Общие структуры	Частные структуры
Диагенез		Псаммитовая	Регенерационно-цементационные	-	Цементационные	Коррозионные, крустификационные и т.д.
Эпигенез	Начальный		-	-	То же	То же
	Глубинный		Конформно-регенерационные	Конформные, микростилолитовые, инкорпорационные	"	Конформные, микростилолитовые, инкорпорационные, фестончатой коррозии
Метагенез		Бластопсаммитовая	Конформно-регенерационные с участками начально-бластических	Структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза, дифференциального скольжения, пластической деформации кварца	"	Структуры дифференциального скольжения, рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза
Региональный метаморфизм	Протометаморфизм		Начально-бластические	Структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза	Цементационные, переходные от цементационных к лепидогранобластовым (фиброгранобластовым)	Рекристаллизационные и рекристаллизационно-грануляционные. Структуры обрастания кварца в теневых зонах ("бородатые" зерна)
	Полный метаморфизм	Полнобластическая	Гранобластовые	-	Лепидогранобластовые, фиброгранобластовые	-

регенерационная структура" (Копелиович, 1965). Вошли в обиход также термины, не описывающие структуру породы в целом, а указывающие на какие-либо элементы структурного преобразования (например, "конформные", "инкорпорационные" и "микростилолитовые" структуры растворения под давлением, введенные А.В. Копелиовичем). Подобные "частные" термины были предложены также автором настоящей работы совместно с А.В. Копелиовичем ("структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза", "структуры дифференциального скольжения").

Стало очевидным, что на современном уровне знаний о характере и процессах преобразования терригенных пород, в частности кварцевых песчаных пород, совершенно недостаточно описание структур такими терминами, как "псаммитовая", "бластопсаммитовая", "гранобластовая".

Рассмотрим применение структурных терминов для первичных бесцементных кварцевых песчаных пород, находящихся на разных стадиях постседиментацион-

ного преобразования. По нашему мнению, в описание конкретной общей структуры кварцевой песчаной породы должны включаться: а) зернистость (мелко-, средне-, крупно-, неравнозернистая); б) категория структур (псаммитовая, бластопсаммитован, полнобластическая); в) структурный термин, достаточно определенно характеризующий стадию изменения пород.

Примеры описаний: а) среднезернистая псаммитовая конформно-регенерационная структура; б) крупнозернистая бластопсаммитовая начальнобластическая структура; в) мелко- и среднезернистая псаммитовая регенерационно-цементационная структура.

Совершенно очевидно, что в случае (а) речь идет об этапе глубинного эпигенеза, в случае (б) - о стадии протометаморфизма и в случае (в) - о диагенезе кварцевых песчаных пород.

Термины "частных" структур, очевидно, должны применяться в тексте развернутого описания структур пород. Например: участками в породе отмечаются микростилолитовые структуры растворения под давлением.

Для кварцевых песчаных пород, изначально содержавших первичный глинистый цемент (поровый и базальный), характерно сохранение цементационных структур вплоть до стадии протометаморфизма. Каждой стадии изменения этих пород присущ определенный набор "частных" структур.

В табл. 20 приводится классификация структур кварцевых песчаных пород, степень изменения которых соответствует разным стадиям постседиментационного преобразования.

КЛАССИФИКАЦИЯ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД ПО СТЕПЕНИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Характерной чертой кварцевых песчаных пород, особенно их бесцементных разностей, является приобретение ими "скальных" свойств сразу после прохождения процессов литификации. Такими процессами могут быть: а) диагенетическое окварцевание с образованием регенерационно-цементационных структур; б) формирование конформно-регенерационных структур в этап глубинного эпигенеза. Породы сразу приобретают сливной облик, высокую механическую прочность и по своему поведению в геологических процессах (реакции к денудации) скорее напоминают кристаллические метаморфические породы. Продукты метаморфизма литифицированных кварцевых песчаных пород характеризуются аналогичными механическими свойствами и макроскопическим обликом. Менее сливные и массивные породы получаются за счет литификации и метаморфизма кварцевых песчаных пород, содержащих первичный глинистый цемент.

Для обозначения кварцевых песчаных пород применяют следующие термины: "кварцевый песчаник", "кварцитовидный песчаник", "кварцито-песчаник", "песчанико-кварцит", "кварцит". Практика показывает, что выбор термина часто зависит в основном от эмоционального впечатления, производимого выходом скальных кварцевых песчаных пород на исследователя. Так, сливные кварцевые песчаные породы этапа глубинного эпигенеза и даже стадии диагенеза нередко называют "кварцитами". Менее сливные породы, степень преобразования которых соответствует стадиям метагенеза и протометаморфизма, называют "кварцито-песчаниками", а иногда и "кварцевыми песчаниками".

Таким образом, терминология, широко применяемая в отечественной геологической литературе, совершенно не отражает степень постседиментационного преобразования кварцевых песчаных пород.

Не лучше обстоит дело и в американской геологической литературе. Х. Школьник (Skolnick, 1965) в своей статье обсуждает проблему осадочных кварцитов. Он показывает произвольность употребления термина "кварцит" вне зависимости от степени преобразования кварцевых песчаных пород и предлагает для диагенетически окварцованных кварцевых песчаных пород термин "ортокварцит" для пород, сформированных в результате развития структур растворения под

Таблица 21

Классификация кварцевых песчаных пород

Стадии и этапы преобразования		Породы с малым содержанием первичного глинистого цемента	Породы с высоким содержанием первичного глинистого цемента
Диагенез		Кварцевые пески или кварцитовидные песчаники	Кварцевые песчаники
Эпигенез	Начальный	То же	То же
	Глубинный	Кварцитовидные песчаники	"
Метагенез		Кварцито-песчаники	Кварцевые метапесчаники
Региональный метаморфизм	Протометаморфизм	То же	То же
	Полный метаморфизм	Кварциты	Кварц-слюдяные сланцы

давлением "pressolved quartzite" (труднопереводимый на русский язык) и для метаморфических пород термин "метакварцит".

Из русских терминов наиболее удачными представляются следующие: "кварцевый песчаник", "кварцитовидный песчаник", "кварцито-песчаник", "кварцит". Последние три термина целесообразно употреблять при описании кварцевых песчаных пород, содержащих малое количество глинистого цемента и в процессе литификации приобретающих кварцитовый облик. Термин "кварцевый песчаник", по-видимому, следует применять для обозначения пород с обильным глинистым (карбонатным и др.) цементом: для стадий метагенеза и регионального метаморфизма к этому термину необходима приставка "мета".

Очевидно, что термином "кварцитовидный песчаник" следует описывать породы с псаммитовой структурой (диагенез – глубинный эпигенез); "кварцито-песчаник" целесообразно употреблять для пород с бластопсаммитовой структурой (метагенез – протометаморфизм); наконец, термином "кварцит" необходимо обозначать метаморфические породы с гранобластовой структурой.

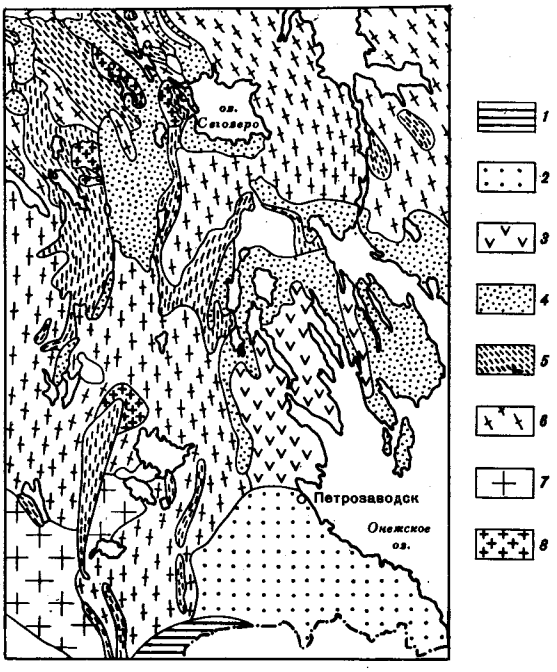
В табл. 21 приводится классификация кварцевых песчаных пород по степени их постседиментационного преобразования. Мы ограничились рассмотрением группы собственно кварцевых песчаных пород и в терминах не учитывали возможное присутствие полевых шпатов и других минералов.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КВАРЦА В ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Протерозойские образования Карелии принято называть "карелидами". По данным К.О. Кратца (1963), большая часть территории Карельской АССР относится к карелидам, лишь в северной и северо-восточной частях Карелии прослеживается полоса беломорид, закончивших свое развитие в основном в докарельское время.

Область карелид является сложной по тектоническому строению, возрасту и составу слагающих ее толщ (фиг. 15). На значительной площади выходят докарельские образования, слагающие фундамент протерозойских отложений. Они представлены плагиоклазовыми и микроклиновыми гнейсо-гранитами, мигматитами, парагнейсами и амфиболитами. Среди протерозойских карелид К.О.Кратц (1963) различает три возрастные группы, соответствующие нижнему



Фиг. 15. Карелиды центральной и южной Карелии (Кратц, 1963)
1 – нижнепалеозойские отложения; *2* – кварцито-песчаники "иотния"; *3* – суйсарийская и бесовецкая свиты (песчано-глинистые породы, метабазиты, метапикриты, туфы); *4* – ятулийская свита (метадиабазы, глинистые и шунгитовые сланцы, доломиты, кварциты, конгломераты); *5* – метаосадочные и метавулканические образования нижнего протерозоя; *6* – гранито-гнейсы и гнейсы архейского фундамента; *7* – граниты рапакиви; *8* – граниты и гранодиориты нижнепротерозойского возраста

среднему и верхнему протерозою. Наиболее широко развиты нижнепротерозойские образования, представленные разнообразными по составу метаморфизованными сильно дислоцированными геосинклинальными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Они сохранились в виде узких полос синклинального строения, объединяющихся в крупные синклинальные полосы или зоны, имеющие в центральных и южных районах республики общее северо-западное простирание.

Среднепротерозойские образования представлены слабо метаморфизованными конгломерато-песчаниковыми (сариолийскими), кварцито-диабазовыми (ятулийскими) и сланцево-вулканическими (суйсарскими) толщами. В южной и центральной Карелии среднепротерозойскими образованиями сложены изометричные или несколько вытянутые, нарушенные разломами пологоскладчатые структуры – мульды. Интрузивный магматизм среднего протерозоя представлен гипабиссальными интрузиями основного состава.

Кварцито-песчаники западного побережья Онежского озера, прорванные силлами габбро-диабазов, К.О. Кратц, как и большинство карельских геологов, относит к верхнему протерозою (иотнию). Эти образования слагают обширную пологую синклиналь на западном побережье Онежского озера. Верхнепротерозойские образования представлены также крупными массивами гранитов рапакиви (в северном Приладожье).

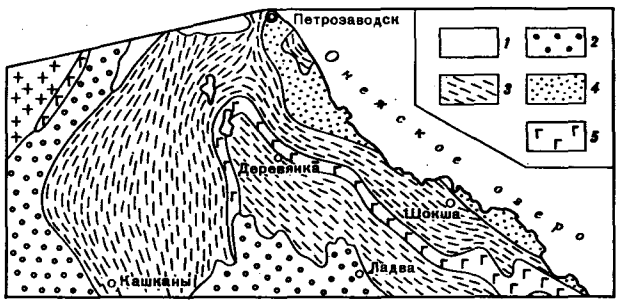
В последние годы представления К.О. Кратца о стратиграфии карелид существенно пересмотрены. Так, ряд исследователей отрицает иотнийский возраст прионежских кварцито-песчаников, параллелизуя их с ятулийскими образованиями (Новикова, 1963, 1965; Чахмахчев, 1966; Кайряк, 1969).

ШОКШИНСКИЕ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ

Шокшинские кварцито-песчаники изучались автором в течение многих лет; детальному минералого-петрографическому описанию пород шокшинской свиты и их стадиальному анализу посвящена специальная работа (Симанович, 1966).

Ниже приводится краткая характеристика шокшинских кварцито-песчаников с учетом данных последних исследований.

Породы шокшинской свиты слагают обширную синклинальную структуру на западном побережье Онежского озера (фиг. 16). Они прорваны силлами габбро-диабазов и подстилаются кварцито-песчаниками петрозаводской свиты.



Ф и г. 16. Схема геологического строения южной части Прионежья (Кайряк, 1969)

1 – четвертичные отложения; *2* – гдовский и ляминаритовый горизонты; свиты: *3* – шокшинская; *4* – петрозаводская; *5* – среднепротерозойские диабазы и габбро-диабазы

По последним данным, мощность всей красноцветной толщи составляет 1300 м, возможно до 1700–1800 м. Ввиду большой мощности А.П. Мартынов (Кайряк, 1969) предложил вместо шокшинской свиты в прежнем объеме выделять три новые свиты: шокшинскую, педасельгскую и пухтинскую. По нашему мнению, целесообразно рассматривать шокшинскую свиту в качестве серии, заменив название первой (снизу) свиты. Бóльшая часть выходов шокшинских кварцито-песчаников известна вдоль западного побережья Онежского озера. Наиболее хорошо они обнажены в Шокшинском карьере. Породы восточного крыла синклинальной структуры характеризуются малыми углами падения, некоторые участки прорваны силлами габбро-диабазов. На западном крыле синклинали отмечены значительные (до 70–80°) углы падения; степень постседиментационной переработки кварцито-песчаников здесь заметно выше, чем в восточном крыле синклинали. В задернованных осевых частях синклинали кварцито-песчаники вскрыты буровыми скважинами (Кайряк, 1969).

Литолого-стратиграфическая характеристика

Описание красноцветной толщи кварцито-песчаников приводится по данным А.П. Мартынова (Кайряк, 1969).

Шокшинская свита представлена в основном мономинеральными кварцито-песчаниками, мелко-, средне- и крупнозернистыми, окрашенными в светло-розоватый, розовый, малиновый и светло-малиновый тона. Отмечаются прослои алевролитов и микалитов. Обычны косая слоистость и знаки ряби. В некоторых прослоях отмечаются единичные кварцевые гальки и примесь гравийного материала. Мощность свиты около 300 м.

Педасельгская свита характеризуется частым чередованием серых, розовато-серых и розовых кварцито-песчаников с прослоями буровато-красных алевролитов и глинистых сланцев. Характерны тонкая слоистость и знаки ряби на плоскостях напластования. Мощность свиты 380–400 м.

В основании пухтинской свиты отмечены слои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Выше по разрезу – розовато-серые и розовые кварцито-песчаники, чередующиеся с прослоями алевропелитов и микалитов. Характерны знаки ряби на плоскостях напластования. Слои кварцевых конгломератов присутствуют и в верхней части свиты. Отмечен горизонт полевошпатсодержащих кварцито-песчаников. Мощность пухтинской свиты не менее 600 м, возможно до 1000 м.

Минералого-петрографическая характеристика

Наиболее характерные разности шокшинских кварцито-песчаников окрашены в малиновые, красновато-малиновые и розовые цвета, имеют мелко- и среднезернистое сливное сложение и большую крепость при почти полном отсутствии пористости. Обычно эти кварцито-песчаники массивны, но нередко обнаруживают слоистость, связанную с неравномерным содержанием окислов железа и вариацией гранулометрии.

Шокшинские кварцито-песчаники мономинеральны. Химическое изучение показало, что они более чем на 96% состоят из кремнекислоты. Незначительное содержание щелочей связано с присутствием глинистых минералов и единичных зерен полевых шпатов. Окислы железа обусловливают красноцветность породы. Характерно наличие железистых "рубашек" вокруг всех обломочных зерен. Благодаря этому первичные контуры обломочных зерен выступают очень отчетливо (см. табл. I, *1*). Железистые рубашки состоят из скоплений мельчайших зернышек окислов железа, в проходящем свете - красновато-бурого цвета, дающих в отраженном свете красные рефлексы.

Полевые шпаты совсем отсутствуют или их содержание достигает 1%. В нижней (шокшинской) свите они обычно полностью или почти полностью замещены серицитом и каолинитом (см. табл. IX, *1, 2*). В полевошпатсодержащих прослоях (пухтинская свита) содержание полевых шпатов составляет 6-10%. Они представлены микроклином и кислым плагиоклазом. В породе отмечены также обломки кремнистых пород, кварцитов, микрокварцитов и глинистых алевролитов (менее 1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, магнетитом и цоизитом. В полевошпатсодержащих прослоях появляются гранат и эпидот.

Форма обломочных зерен обычно окатанная и полуокатанная, реже присутствуют окатанно-угловатые зерна. Преобладают хорошо сортированные песчаные породы (S_0=1,7-1,9; Md=0,14-0,27 мм). В менее широко развитых разнозернистых кварцито-песчаниках сортированность заметно ниже (S_0=1,67-2,45; Md=0,28-0,31 мм). В этих породах хорошо окатаны только зерна крупных фракций, в мелкоразмерных фракциях преобладают полуокатанные и окатанно-угловатые зерна.

Поровые пространства в хорошо сортированных кварцито-песчаниках выполнены аутигенным кварцем, содержание глинисто-слюдистой составляющей ничтожно. В разнозернистых разновидностях содержание серицита в цементе достигает 5-10%. Это минерал в поровых пространствах обычно сложен крупночешуйчатыми, нередко вермикулитовидными агрегатами (см. табл. IX, *3*). Часть пор выполнена тонкочешуйчатым серицитом (см. табл. IX, *4*). Серицит замещает обломочные зерна, иногда до состояния полных псевдоморфоз (см. табл. IX, *5*). Для точной диагностики глинисто-слюдистых минералов было проведено изучение тонкоотмученных фракций. В иммерсионных препаратах определены показатели преломления: Ng'=1,600; Np'=1,585. Результаты химического и рентгеноструктурного анализов подтверждают диагностику этого минерала (Симанович, 1966г).

В некоторых образцах шокшинских кварцито-песчаников из зоны влияния интрузий габбро-диабазов цемент представлен диоктаэдрической слюдой мусковитового типа и пирофиллитом. Присутствие пирофиллита подтверждено химическим и рентгеноструктурным анализом (Симанович, 1966г). В этих же образцах окислы железа, обволакивающие обломочные зерна, преобразованы в хорошо окристаллизованные кристаллики магнетита и гематита. В заметном количестве в этих породах присутствуют аутигенные лейкосен и анатаз.

В разнозернистых кварцито-песчаниках Шокшинского карьера отмечены ярко-зеленые бобовины размером 0,3-2 см. Окраска в этих участках обусловлена развитием ярко-зеленого слюдистого минерала (фуксита) (Симанович, 1966г), цементирующего интенсивно корродирующие обломочные зерна.

Чередующиеся с кварцито-песчаниками педасельгской и пухтинской свит сланцевые разности представлены алевропелитами, слюдистыми алевролитами и микалитами. В этих породах обычно содержится значительное количество окислов железа, окрашивающих их в темно-вишневые тона, а также разложенного и полуразложенного биотита. Обломочные зерна интенсивно корродируются и замещаются серицитом.

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

Основным процессом, сформировавшим современный облик шокшинских кварцито-песчаников, является глубинный эпигенез. Кварцитовидность пород и их высокая механическая прочность обусловлены массовым развитием структур растворения и сопряженной с ними регенерации кварца без участия каких-либо привнесенных кремневых растворов. Эпигенетические структуры существенно искажены проявлениями последующей стадии преобразования - метагенеза. С этой же стадией связаны различные преобразования обломочного кварца.

Процессы формирования структур растворения под давлением, а также сопряженная с ними регенерация обломочного кварца детально изучены и описаны в литературе (Симанович, 1966г), поэтому мы не будем на них останавливаться (см. главу IV). Важно только еще раз подчеркнуть, что глубинно-эпигенетическое преобразование пород предшествовало метагенезу и отразилось лишь на внешней форме обломочных зерен кварца, не изменив их внутренней структуры.

Постэпигенетические преобразования пород шокшинской свиты обусловлены повышением температур и складкообразовательными движениями. С этой стадией изменения пород - метагенезом - связано формирование специфической минеральной ассоциации (метаморфизованные обломочный и аутигенный кварц+серицит и пирофиллит), а также комплекса структур, наложенных на ранее образованные конформно-регенерационные структуры. На площади развития шокшинских кварцито-песчаников метагенетические преобразования проявлены регионально, но неравномерно. Так, рекристаллизационно-грануляционный бластез наиболее отчетливо устанавливается в породах западного крыла синклинали, метаморфизм обломочного кварца фиксируется в кварцито-песчаниках скважины у дер. Кривое Колено (центральная часть синклинали), а пластическая деформация кварца интенсивно развита в породах, вскрытых скважиной в районе ст. Деревянка (см. фиг. 18).

Рекристаллизационно-грануляционный бластез охватывает периферийные части обломочных зерен и их регенерационные каемки. Рекристаллизационные структуры, возникшие при динамометаморфизме, обычно осложнены интенсивной грануляцией, также охватывающей регенерационный кварц и периферийные части зерен. Между контактирующими зернами образуется зона, состоящая из разноориентированных мелких индивидов размером 0,01-0,05 мм с неясно выраженными кристаллографическими очертаниями (см. табл. IX, *6, 7, 8*). Структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза характеризуются отчетливой векториальностью и образуются преимущественно в участках контактов зерен, ориентированных нормально к слоистости. Это свидетельствует о возникновении таких структур под действием стрессовых напряжений, направленных вдоль слоистости пород.

Начальный метаморфизм обломочного кварца в кварцито-песчаниках центральных частей синклинальной структуры, залегающих почти горизонтально и испытавших лишь влияние повышенных температур без интенсивного воздействия стресса, устанавливается наиболее отчетливо. Уже при первом просмотре шлифов наблюдается необычная чистота и прозрачность зерен обломочного кварца. Это явление обусловлено его слабой дефектностью (54% зерен лишены оптически определимых структурных дефектов). Частота встречаемости ограненных включений в обломочном кварце достигает 22%, т.е. уровня, характерного для кварца сегозерских кварцито-песчаников (Симанович, 1969).

Вместе с тем для кварца описываемых пород, как и для кварца неизмененных пород, характерны низкие частоты встречаемости минеральных включений, но при сравнительно узком их спектре (отмечены мусковит, апатит и игольчатый рутил). Соотношения мелких и крупных (80-30%) включений минералообразующей среды, а также их слабой, средней и высокой насыщенности (52-18-8%) принципиально не отличаются от таковых в обломочном кварце несцементированных песков платформенных областей.

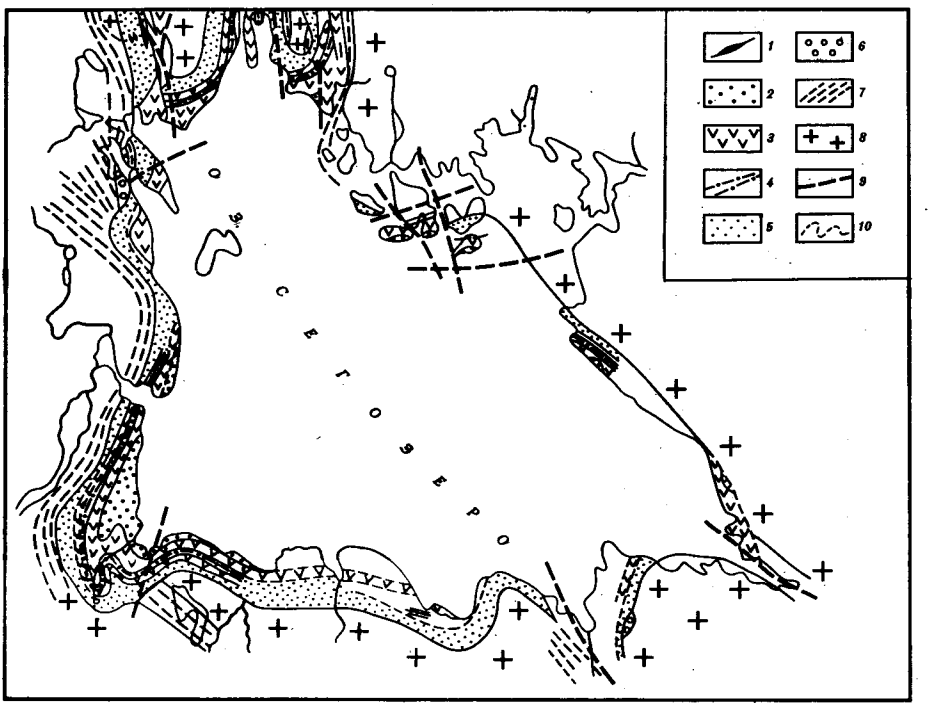
Следовательно, для обломочного кварца изучаемых пород присущи как признаки, характерные для метаморфизованного кварца, так и признаки, обычные для неизмененного обломочного кварца. Эта двойственность скорее всего обусловлена неполнотой метаморфического преобразования обломочного кварца.

В кварцито-песчаниках Шокшинского карьера метаморфизм обломочного кварца выражен менее отчетливо. Пластическая деформация кварца из всех изученных нами объектов в шокшинских кварцито-песчаниках проявлена наиболее интенсивно и разнообразно. Структуры дифференциального скольжения рассматриваются нами как одно из проявлений пластической деформации в кварцито-песчаниках, осуществляемое в результате скольжения по границам обломочных зерен. В кварце шокшинских кварцито-песчаников установлены разнообразные проявления дофинейского двойникования, генетически связанного с другими структурными деформациями обломочного кварца.

Таким образом, в шокшинских кварцито-песчаниках обнаружены все известные нам типы постседиментационного преобразования обломочного кварца. При этом метаморфизм обломочного кварца и рекристаллизационно-грануляционный бластез проявлены в зачаточной форме, а структуры растворения под давлением, пластическая деформация и вторичное дофинейское двойникование кварца, а также структуры дифференциального скольжения развиты интенсивно.

СЕГОЗЕРСКИЕ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ

Терригенно-вулканогенные породы ятулия в районе Сегозера слагают синклинальную структуру, центральная часть которой залита водами озера (фиг. 17). По данным В.А. Соколова и других (1966), пологая конседиментационная складчатость ятулия в районе Сегозера осложнена в постъятулийское время



Фиг. 17. Геологическая схема района оз. Сегозера (Соколов и др., 1966)

1 – габбро-диабазы; *2* – осадочные породы верхней толщи; *3* – эффузивы основных пород; *4* – осадочные породы средней толщи; *5* – осадочные породы нижней толщи; *6* – конгломераты сариолия; *7* – нижнепротерозойские сланцевые толщи; *8* – граниты и гранито-гнейсы архея – нижнего протерозоя; *9* – зоны тектонических разломов; *10* – контуры распространения пород

крупными тектоническими разломами и дислокациями. В целом терригенные и вулканогенные породы южного и западного берегов Сегозера характеризуются спокойным моноклинальным залеганием с углами падения слоев 20-30°. В районе островов Каличьего архипелага наблюдается система субширотных и субмеридиональных разломов, обусловивших сложную складчатость и интенсивную деформацию пород.

Литолого-стратиграфическая характеристика

В районе Сегозера в составе ятулия выделяются три толщи, соответствующие нижнему, среднему и верхнему ятулию (Соколов и др., 1966).

В основании нижнего ятулия залегает пачка базальных образований, представленных древней корой химического выветривания, элювиально-делювиальными брекчиями, гранитными, кварц-гранитными и кварцевыми конгломератами. Базальные отложения перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями, в составе которых выделяются четыре терригенных пачки, перекрытых осадочно-вулканогенной подтолщей.

Первая пачка - гравелит-кварцито-песчаниковая. Мощность колеблется от 50 до 530-600 м. Нижняя часть пачки представлена ритмично чередующимися (мощность ритмов 1-5 м) кварцевыми гравелитами, неравномерно- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками, в кровле ритмов - красновато-бурыми или зеленовато-серыми песчано-слюдистыми сланцами. На поверхности напластования сланцев наблюдаются трещины усыхания. Кварцито-песчаники косослоистые, мощность серий до 2 м. Слойки однонаправленные, выполаживающиеся к основанию. Верхняя часть пачки сложена разнозернистыми, преимущественно среднезернистыми кварцито-песчаниками, содержащими полевой шпат, слюдистый и карбонатный цемент. Отмечается косая слоистость в крупных клиновидных сериях с очень пологими углами падения слойков.

Вторая пачка - кварцито-песчаниковая. Мощность 85-130 м. Пачка имеет ритмичное строение; в основании пачки - ритмы мощностью 1,5-5 м, выше по разрезу - 10-12 м. В основании ритмов залегают белые, серовато-белые или зеленовато-белые крупно- и среднезернистые кварцито-песчаники с кварцевым цементом. Для них характерны косослоистые серии (мощность 1-2,5 м) с прямолинейными однонаправленными слойками. Верхние части ритмов представлены горизонтально-слоистыми кварцито-песчаниками с кварц-серицитовым цементом. В кровле ритмов иногда отмечаются прослои кварц-серицитовых сланцев. На плоскостях напластования пород отмечаются знаки ряби и трещины усыхания.

Третья пачка - сланцево-гравелит-кварцито-песчаниковая. Мощность пачки 60-130 м.

Нижняя подпачка имеет ритмичное строение (мощность ритмов 0,7-8,7 м). Ритмы сложены крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками со срезающей или косоволнистой слоистостью в мелких сериях, сменяющимися вверх мелкозернистыми кварцито-песчаниками или красноцветными сланцами с трещинами усыхания на плоскостях напластования. Отмечаются ритмы чередования гравелитов или крупнозернистых кварцито-песчаников с параллельной косой слоистостью с мелкозернистыми кварцито-песчаниками.

Средняя подпачка представлена ритмами переслаивания косослоистых кварцито-песчаников, с красноцветными сланцами в кровле.

Верхняя подпачка сложена гравелитами, крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с карбонатным цементом.

Четвертая пачка - кварцито-песчаниковая. Мощность 10-40 м. Представлена разнозернистыми кварцито-песчаниками с примесью (до 15%) полевых шпатов. Породы горизонтальнослоистые, но отмечаются косослоистые, срезающие друг друга серии с вогнутой формой слойков, а также трещинами усыхания и знаками ряби.

Осадочно-вулканогенная подтолща сложена покровом основных эффузивов и туфогенными осадками. Мощность подтолщи 30-65 м. Осадочно-вулканогенные породы согласно залегают на кварцито-песчаниках нижней толщи.

Средняя осадочно-вулканогенная толща состоит из двух подтолщ: кварцито-песчаниковой и вулканогенной.

Мощность кварцито-песчаниковой толщи 46-100 м. В ее составе выделяются две литолого-стратиграфические пачки.

Первая пачка представлена крупно-, средне- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками с различным содержанием слюдисто-карбонатного цемента. Слоистость горизонтальная, реже отмечаются крупные серии пологой мульдообразной слоистости. На восточном берегу Сегозера пачка представлена гравелитами и грубо-, мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками. В верхах пачки появляются прослои красноцветных сланцев. В кварцито-песчаниках отмечается срезающая мульдообразная косая слоистость; на плоскостях напластования красноцветных сланцев встречены трещины усыхания и знаки ряби.

Вторая пачка представлена полевошпатсодержащими средне- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками светлыми горизонтальнослоистыми со слюдисто-карбонатным цементом.

Вулканогенная подтолща сложена покровами основных пород и туфогенными отложениями. Мощность ее колеблется в широких пределах в различных частях структуры - 95 - 300 м. Отмечено от семи до девяти покровов основных пород, залегающих друг на друге или разделенных туфогенными породами.

Верхняя осадочная толща представлена (снизу вверх) гравелит-кварцито-песчаниково-сланцевыми, кварцито-песчаниково-сланцевыми и карбонатными образованиями. Общая мощность верхней толщи до 300 м. В ее составе выделяются две литолого-стратиграфические пачки.

В разрезе первой пачки преобладают плохо сортированные гравелиты и грубозернистые кварцито-песчаники с карбонатом в цементе; большую роль играют песчано-слюдистые сланцы и алевролиты темно-вишневого, коричневого и почти черного цвета. Разрез первой пачки имеет ритмичное строение (мощность ритмов 0,4-8 м): в подошве ритмов - гравелиты или грубозернистые кварцито-песчаники, сменяющиеся вверх последовательно средне- и мелкозернистыми кварцито-песчаниками, а затем темноокрашенными сланцами и алевролитами. На плоскостях напластования последних наблюдается обилие трещин усыхания и знаков ряби.

В кварцито-песчаниках и гравелитах отмечается слоистость различных типов: косая, параллельная, пологоволнистая, пучковидная, срезающая мульдообразная, клиновидная и горизонтальная.

На подстилающие породы второй пачки с размывом залегают серовато-белые косослоистые крупнозернистые кварцито-песчаники, вверх по разрезу сменяющиеся мелкозернистыми хорошо отсортированными кварцито-песчаниками, часто с карбонатным цементом, ритмично переслаивающимися с розовато-коричневыми слюдистыми сланцами. Выше по разрезу эти породы сменяются горизонтально-слоистыми кварцито-песчаниками со слюдисто-кварцевым и карбонатным цементом. На плоскостях напластования отмечены знаки ряби. Выше - светло-коричневые кварцито-песчаники, тонко переслаивающиеся с алевролитами. Разрез венчается красноцветными и серовато-белыми карбонатными породами.

Нами изучены кварцито-песчаники нижней толщи в спокойном залегании по южному и западному побережью Сегозера, а также в зоне разломов островов Каличьего архипелага.

Минералого-петрографическая характеристика

Выделяются две основные петрографические разновидности мелко-, средне- и крупнозернистых песчаных пород: кварцито-песчаники с низким содержанием серицита и мусковита, а также кварцевые метапесчаники с базальным серицит-мусковитовым цементом. Эти разности делятся на промежуточные породы по соотношению обломочных зерен и цемента.

Кварцевые метапесчаники сложены в основном зернами кварца (95%) и полевого шпата (1-5%), сцементированными серицитом и мусковитом. Цемент

составляет 30–60% объема пород, тип цементации базальный и порово-базальный. Кроме светлых слюд, в породе участками отмечаются аутигенный кварц, биотит, хлорит и кальцит. В незначительном количестве присутствуют циркон, турмалин и анатаз.

Следует оговориться, что обломочными минералами в строгом смысле можно считать лишь циркон и полевые шпаты; кварц в процессе постседиментационного преобразования утратил типоморфные признаки терригенного минерала (за исключением размеров и формы), поэтому применение к нему термина "обломочный" условно. Биотит, хлорит, турмалин и аутигенный кварц – новообразованные минералы.

Обломочные полевые шпаты (преобладает альбит, реже встречается микроклин) часто не обнаруживают никаких признаков постседиментационного преобразования или частично замещаются и корродируются мусковитом, биотитом, аутигенным кварцем и кальцитом. Иногда эти минералы (в сочетании кварц – мусковит, мусковит – кальцит) образуют полные псевдоморфозы по полевым шпатам.

Слюдистые минералы развиты в цементе пород и по полевым шпатам. Окристаллизованность и размеры слюд значительно варьируют. Полевые шпаты замещаются довольно крупными (до 0,1–0,2 мм) пластинчатыми выделениями мусковита (см. табл. X, *1*); в цементирующей массе, особенно в закрытых порах, наблюдается мелкочешуйчатый серицит. В некоторых образцах отмечены псевдоморфозы биотита по полевым шпатам. Биотит образует таблички и листочки тех же размеров, что и мусковит, имеет яркую интерференционную окраску и плеохроизм: Ng' – зеленовато-бурый, Np' – светло-желтый, почти бесцветный.

В цементирующей массе обнаружены также реликты обломочных слюд. В одних случаях они аморфизованы и замещены смесью окислов железа и титанистых минералов, в других – гидратированы (структуры типа "столбика монет") и замещены кварцем. Встречающиеся выделения хлорита, имеющие вермикулитовидные формы, вероятно, также развиты по обломочному биотиту. Об этом свидетельствует глубокая фестончатая коррозия зерен кварца выделениями хлорита, связанная, по-видимому, с резким локальным повышением щелочности при разложении биотита (см. табл. X, *2*). Хлорит интерферирует в серых тонах, плеохроизм по Ng' – бледно зеленый, по Np' – бесцветный.

Иногда в цементе пород отмечается аутигенный кварц в виде регенерационных каемок, продолжающих оптическую ориентировку обломочных зерен. Однако нередко оптическая связь аутигенного кварца с обломочными зернами отсутствует, что связано, возможно, с его последующим метаморфизмом. В аутигенном кварце присутствуют включения минералообразующей среды (часто ограненные) и серицита. Наблюдается замещение аутигенного кварца крупными листочками мусковита (см. табл. X, *3*).

Аутигенный кварц также замещает зерна полевых шпатов, иногда до образования полных псевдоморфоз. В этом случае в кварце почти всегда отмечаются очень мелкие округлые выделения кальцита и пузырьки газа, вероятно, углекислоты.

Кальцит присутствует лишь в некоторых образцах в виде монокристаллических выделений размером 0,1–0,4 мм. Он корродирует кварц и вместе с мусковитом замещает полевые шпаты.

Из других новообразований необходимо отметить мелкие (0,05–0,1 мм), прекрасно ограненные, квадратные и прямоугольные кристаллики анатаза, а также удлиненные призматические выделения турмалина размером до 0,2–0,3 мм, плеохроирующего по Np – травяно-зеленый, по Ng – светло-зеленый. Внутри призматических выделений турмалина нередко отмечается более темное изометричное округлое ядро, из чего можно заключить, что кристаллизация турмалина происходила главным образом как регенерация обломочных зерен.

Кварцито-песчаники с низким содержанием слюдистых минералов сложены в основном обломочным и аутигенным кварцем (80–95%), содержат также слюды (серицит и мусковит 1–15%) и полевые шпаты (0–15%). Отмечены

циркон (обломочный), биотит, хлорит, альбит, анатаз, рутил, сфен, андалузит и тремолит (новообразованные). Последние два минерала найдены в непосредственной близости от выходов габбро-диабазов, и их образование, возможно, связано с контактовым метаморфизмом.

Полевые шпаты представлены полисинтетически сдвойникованным альбитом и решетчатым микроклином примерно в равных соотношениях или с некоторым преобладанием того или другого минерала. В некоторых образцах полевые шпаты частично или полностью замещены кварцем. Обычно устанавливается одинаковая оптическая ориентировка кварца, замещающего зерно полевого шпата и кварца, регенерирующего соседнее зерно, что свидетельствует об окварцевании полевых шпатов в стадию глубинного эпигенеза (см. табл. X, *4*). Иногда наблюдается альбитизация микроклина и плагиоклаза (см. табл. X, *5*).

Серицит, мусковит, биотит и хлорит аналогичны описанным выше.

Таким образом, в данных породах наряду с обломочными (полевые шпаты) и трансформированными обломочными (кварц) присутствуют метаморфогенные новообразованные минералы. Отмечаются следующие метаморфогенные ассоциации: кварц - мусковит, кварц - мусковит - хлорит - кальцит, кварц - мусковит - биотит, кварц - мусковит - хлорит - биотит, кварц - мусковит - хлорит - альбит. Присутствие биотита позволяет отнести изученные породы по степени преобразования к биотитовой ступени фации зеленых сланцев; это значит, что максимальная температура преобразования была около 400°С.

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

Структуры растворения под давлением и регенерация кварца. Структурные преобразования эпигенетического типа в породах проявлены сравнительно слабо. В образцах с большим содержанием цемента, который, по-видимому, в стадию эпигенеза был представлен глинистыми минералами и обломочными слюдами, структуры гравитационной коррозии, характерные для эпигенетически измененных пород этого типа, отсутствуют. Редко отмечается слабое развитие конформных (см. табл. X, *6*) и микростилолитовых структур, часто осложненных последующими метаморфогенными преобразованиями.

Регенерационная цементация развита в описанных кварцито-песчаниках с низким содержанием серицитового цемента.

Метаморфизм кварца. Это явление впервые установлено в сегозерских метапесчаниках с серицитовым цементом и ненарушенной псаммитовой структурой (Симанович, 1969). Как уже отмечалось, основными признаками, по которым устанавливается метаморфизм обломочного кварца, являются: слабая дефектность; низкое содержание *ВМС* и присутствие своеобразно ограненных газово-жидких включений; бедная ассоциация минеральных включений.

В кварцито-песчаниках с низким содержанием серицитового цемента метаморфизм обломочного кварца проявлен заметно слабее и гораздо реже встречаются характерные ограненные газово-жидкие включения. Наблюдается неравномерная насыщенность кварца включениями минералообразующей среды, что, по-видимому, свидетельствует о неполноте преобразования обломочного кварца. Вероятно, причиной слабого метаморфизма кварца в породах с малым содержанием слюдистого цемента являются их незначительная пористость и проницаемость, что связано с дометаморфогенным (эпигенетическим) формированием конформно-регенерационных структур. Не исключено, что при метаморфизме обломочного кварца взаимодействие с поровыми растворами играло важную роль.

Рекристаллизационный бластез. Основным элементом метаморфогенного рекристаллизационного бластеза кварцевых песчаных пород, как уже указывалось, является диффузионное перемещение границ кварцевых индивидов. Часто наблюдается лишь незначительный переход оптической ориентировки из одного кварцевого зерна в другое. Иногда взаимное бластическое замещение обломочных зерен кварцевых происходит настолько полно, что обломочная структура пород совершенно исчезает и кварцевые индивиды контактируют друг с другом

по новообразованным бластическим сопряжениям. Такой полный бластез наблюдался в мелкопесчаной фракции некоторых разнозернистых разновидностей (см. табл. X, 7). Примечательно, что крупные кварцевые зерна в основном сохраняют при этом свои обломочные контуры и цементируются бластическим агрегатом кварца.

Даже незначительное присутствие серицита и мусковита в интерстициях между зернами кварца резко тормозит бластическое замещение. Следовательно, присутствие первичного глинистого цемента в породах консервирует их обломочные структуры. В породах, содержащих светлые слюды в количестве 5–15%, обычно сохраняются обломочные контуры кварцевых зерен, осложненные рекристаллизационным бластезом только в периферических частях.

Миграция границ индивидов происходит интенсивно и в широких масштабах в аутигенном кварце, что, вероятно, связано с его очищенностью от разнообразных включений, а также с иным распределением дислокаций в кристаллической решетке. Отмечены образцы аутигенного кварца, оптически не связанного ни с одним из соседних метаморфизованных обломочных зерен. Это объясняется распространением оптической ориентировки какого-либо обломочного зерна посредством бластического замещения на значительные участки аутигенного кварца, а иногда даже локализованные в поры, не соприкасающиеся (в плоскости шлифа) с данным зерном.

В том случае, если два обломочных зерна кварца имеют совершенно одинаковую оптическую ориентировку и общую регенерационную кайму, такое явление можно объяснить лишь миграцией границ от одного из обломочных зерен через аутигенный кварц с полным бластическим замещением регенерационных каемок и соседнего обломочного зерна.

Рекристаллизационно-грануляционный бластез развит в интенсивно деформированных кварцито-песчаниках островов Каличьего архипелага. Структурная ткань этих пород характеризуется относительно крупными (0,3–0,5 мм, реже 0,5–1 мм) кварцевыми зернами, обычно удлиненными, иногда изометричными, как бы цементирующимися сравнительно мелкозернистым агрегатом (размер индивидов 0,05–0,2 мм), состоящим из полигональных выделений кварца (гранулированный кварц). В интерстициях между обломочными зернами, а также в гранулированном кварце присутствует мусковит, составляющий до 10% объема пород.

Породы рассланцованы в различной степени, что проявляется в удлиненности обломочных зерен и ориентированности листочков мусковита. В некоторых образцах отмечаются реликты регенерационных кварцевых каемок.

Агрегаты гранулированного кварца сформировались за счет грануляции метаморфогенного обломочного и в меньшей степени аутигенного кварца. В породах наблюдаются все стадии грануляции обломочного кварца – от возникновения единичного мелкого индивида, имеющего иную по сравнению с обломочным зерном оптическую ориентировку, до полного замещения обломочного зерна агрегатом гранулированного кварца (см. табл. VIII, 4, 5). Реликтовые контуры гранулированных обломочных зерен можно наблюдать по расположению листочков мусковита, но чаще гранулированный кварц сливается в общий агрегат, как бы цементирующий не затронутые (или слабо затронутые) грануляцией обломочные зерна.

Пластическая деформация кварца. В кварцевых зернах некоторых образцов отмечаются проявления пластической деформации (полоски Бема). Отсутствие четко выраженного пластинкования, т.е. рельефа на границе пластин, свидетельствует о последующем метаморфизме пластически деформированного кварца. Отмечено уничтожение полосок Бема мигрирующей от соседнего зерна границей, что является прямым доказательством формирования структур пластической деформации до стадии метаморфизма (см. табл. X, 8). Отмечаются искаженные дальнейшим метаморфогенным преобразованием структуры дифференциального скольжения.

Дофинейское двойникование кварца проявлено очень слабо (лишь небольшие островные двойники в единичных зернах (см. табл. VI, 4, 8). В результате

отжига при метаморфизме обломочного кварца произошло раздвойникование (Цинзерлинг, 1961), при этом были уничтожены как первичные, так и вторичные дофинейские двойники.

Структуры рассланцевания. В слюдистых метапесчаниках из зоны разломов (Каличьи острова) установлено интенсивное рассланцевание, которое обнаруживается по ориентированности листочков мусковита, вытянутости зерен кварца, а также по приобретению последними преобладающей оптической ориентировки (см. табл. II, 5). Мелкие зерна сильно удлинены по сланцеватости пород. Более крупные зерна обычно не рассланцованы, но в торцовых (теневых) по отношению к общему направлению рассланцевания пород участках зерен кварца наблюдаются выросты новообразованного кварца.

Таким образом, преобразования кварца и структур кварцевых песчаных пород очень разнообразны. Представляется возможным выделить три основные стадии этих изменений: глубинный эпигенез, метагенез и метаморфизм.

Глубинный эпигенез проявлен достаточно отчетливо, но относительно слабо: в основном это конформные структуры растворения под давлением и сопряженный с ними регенерационный кварц. Микростилолиты встречаются редко, фестончатые структуры гравитационной коррозии отсутствуют. Ограниченное развитие процессов глубинного эпигенеза, вероятно, связано с относительно незначительным погружением пород ятулия под толщами более молодых осадков, а также со сравнительно малым временем протекания этих процессов, прерванных последующими стадиями метагенеза и метаморфизма.

В постэпигенетических преобразованиях сегозерских песчаных пород различаются два этапа – метагенез и метаморфизм. Первый из них выделяется в значительной мере условно и распознается главным образом по пластической деформации кварца, затушеванной последующим его метаморфизмом, а также по искаженным в дальнейшем преобразовании пород структурам дифференциального скольжения.

Метаморфизм – ведущий процесс преобразования сегозерских кварцито-песчаников. Структурные изменения кварцевых терригенных пород в эту стадию особенно сложны и глубоки. В метаморфизме отмечается и наибольшее разнообразие минеральных новообразований. Преобразования структур относительно спокойно залегающих пород и пород в зоне разломов существенно различны. На основании этих различий нами выделены два типа метаморфизма: региональный и динамотермальный.

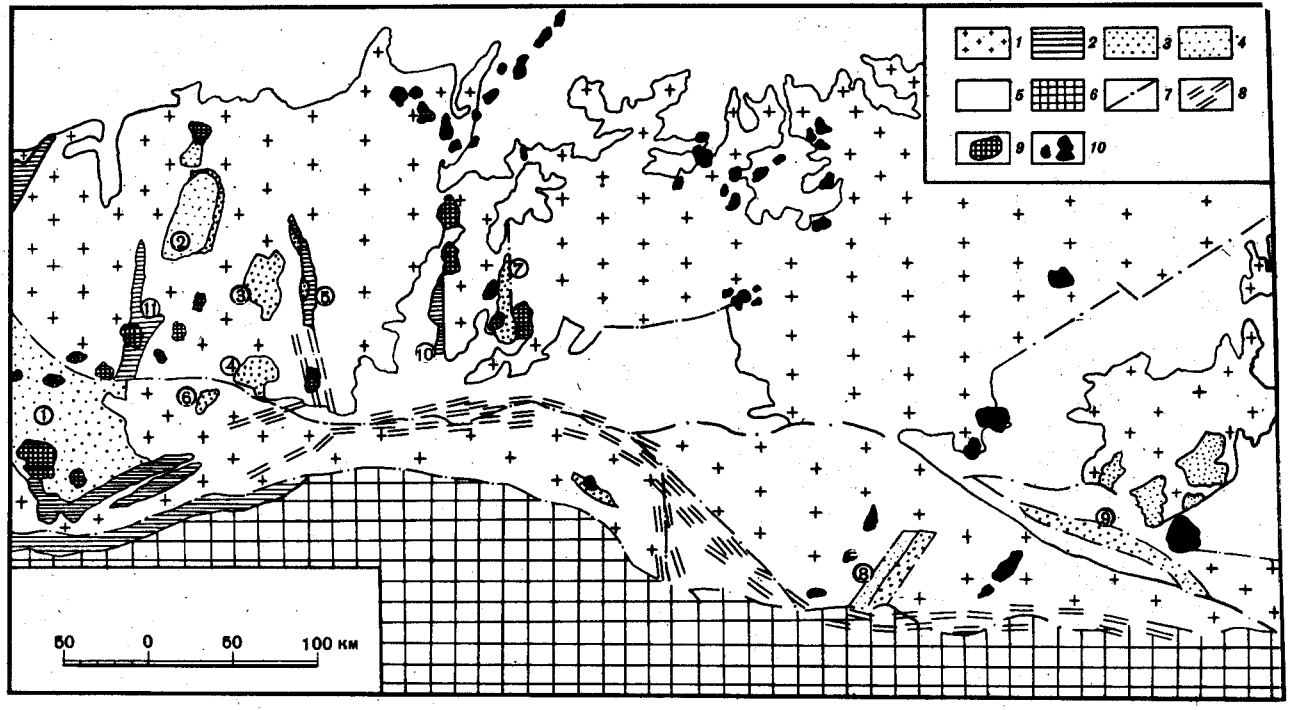
Породы, преобразованные процессами регионального метаморфизма, характеризуются развитием рекристаллизационных бластических структур. В кварцито-песчаниках с базальным серицит-мусковитовым (бывшим глинистым) цементом полностью сохраняется псаммитовая структура.

Для динамотермально преобразованных пород характерны сланцеватость, рекристаллизационно-грануляционный бластез и направленные растворение и регенерация кварца в разностях с базальным цементом. Разумеется, между этими двумя крайними типами процессов метаморфизма существуют постепенные переходы: например, в породах наряду с рекристаллизационными могут присутствовать рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры.

Самым же существенным проявлением процессов регионального и динамотермального метаморфизма следует считать метаморфизм обломочного кварца. Полное преобразование минералов цемента и метаморфизм кварца, составляющего 60–95% объема пород, свидетельствуют о почти полной метаморфогенной перестройке их минерального состава.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КВАРЦА В ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Изучены постседиментационные преобразования нижнепротерозойских кварцевых песчаных пород, развитых в пределах Давангро-Хугдинского, Атугей-Нуямского, Ярогинского, Чоруодо-Токкинского, Отдонгсинского и Нижнеханинского грабенов (фиг. 18). Степень постседиментационных изменений нижнепротеро-



Ф и г. 18. Схема геологического строения западной и центральной частей Алданского щита

1 – архей (кристаллический фундамент); *2* – верхний архей (сахаборский комплекс); *3* – нижний протерозой; *4* – средний протерозой; *5* – отложения платформенного чехла; *6* – становой комплекс; *7* – главнейшие разломы, *8* – зоны диафторитов; *9* – среднепротерозойские гранитоиды; *10* – мезозойские субщелочные интрузии. Цифры в кружках: 1 – Удоканский прогиб, грабены: 2 – Чоруодо-Токкинский, 3 – Олдонгсинский, 4 – Нижнеханинский, 5 – Таас-Миэлинский, 6 – Тарагай-Хая, 7 – Ярогинский, 8 – Давангро-Хугдинский, 9 – Атугей-Нуямский, 10 – Субганский, 11 – Хани-Олондинский

зойских кварцевых песчаных пород колеблется в широких пределах – от глубинного эпигенеза до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Это обстоятельство позволяет проследить через серию промежуточных ступеней преобразования переход от эпигенетически измененных кварцитовидных песчаников к метаморфическим породам – кварцитам.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Алданский щит с запада и востока ограничен структурами Байкальской и Верхоянской складчатых областей, с юга – Джугджуро-Становой складчатой областью и на севере перекрыт осадочными толщами венда и кембрия.

Архейский фундамент Алданского щита раделяется зонами глубинных разломов на крупные блоки – Чарско-Олекминский, Алдано-Тимптонский, Тимптоно-Учурский и Маймакано-Батомгский (Фрумкин, Нужнов, 1968). В южных районах щита развиты субширотные разломы, входящие в систему Станового шва, по которым широко проявлены процессы диафтореза.

Наиболее древними отложениями архея Алданского щита считаются глубоко метаморфизованные породы иенгрской серии. Вверх по разрезу иенгрская серия сменяется породами тимптоно-джелтулинского комплекса, развитыми в пределах Тимптоно-Учурского блока. Чарско-Олекминский блок представлен отложениями олекминской серии, метаморфизм которых в основном отвечает амфиболитовой фации. Близкие по составу и метаморфизму к олекминской серии породы развиты в пределах Маймакано-Батомского блока (батомская серия).

В западной части Алданского щита установлен ряд грабенов (Субганский, Хани-Олондинский и др.), вложенных по разломам в архейский (иенгрский и олекминский) фундамент и выполненных зеленокаменно-измененными метаосадочными и метаэффузивными породами. Эти образования объединяются С.В. Нужновым в сахаборский комплекс и относятся им к верхнему архею (Нужнов, Ярмолюк, 1968). В приразломных грабенах вскрываются лишь уцелевшие от эррозии корни отложений сахаборского комплекса, вероятно, пользовавшихся в древние эпохи на территории Алданского щита несравненно более широким распространением.

Нижнепротерозойские отложения наиболее полно представлены в пределах Кодаро-Удоканского прогиба, где они образуют мощный (до 11 000 м) и исключительно полный разрез. Отложения удоканского комплекса представлены кварцитами и филлитовидными сланцами. Разрез удоканского комплекса подразделяется на ряд серий и свит (табл. 22), отличающихся между собой по содержанию глинистых или псаммитовых разностей, а также по присутствию в составе отдельных свит прослоев карбонатных пород.

Удоканский разрез принят за стратотип нижнего протерозоя всего Алданского щита. Отложения, выполняющие ряд разобщенных структур в западной, центральной и восточной частях щита (см. фиг. 20), обнаруживают ряд черт сходства в формационном облике и последовательности напластования с отдельными частями Удоканского разреза и хорошо коррелируют с ними. Развитые в Нижнеханинском, Олдонгсинском и Чоруодо-Токкинском грабенах чоруодинская (терригенно-карбонатная) и ханинская (сланцевая, флишоидная) свиты, объединенные в угуйскую серию, по составу пород и последовательности напластования близки к читкандинской (верхняя часть), александровской и бутунской свитам Удоканского прогиба. Станнахская свита Нижнеханинского и Олдонгсинского грабенов, по-видимому, сопостовима с нижней сакуканской свитой. Метаосадочные толщи, выполняющие Чульманский и Ярогинский грабены, по составу пород и степени метаморфизма сопоставима с кодарской серией Удоканского разреза. Тарагайская толща (среднее течение р. Хани), по мнению В.А. Кудрявцева и других (1969), также относится к низам Удоканского разреза. Залегающие в основании разрезов Давангро-Хугдинского и Атугей-Нуямского грабенов толщи кварцитовидных песчаников и гравелитов (ногнякекская и мелкайская свиты) хорошо сопоставимы с терригенными пачками чоруо-

Таблица 22

Схема стратиграфии нижнего протерозоя Алданского щита
(Нужнов, Ярмолюк, 1968) (с некоторыми изменениями, внесенными автором)

Комплекс	Серия	Местные свиты						
		Западная часть щита					Юг центральной части щита	
		Удоканский прогиб	Нижнеханинский грабен	Олдонгсинский грабен	Чоруодо-Токкинский грабен	Ярогинский грабен	Давангро-Хугдинский грабен	Атугей-Нуямский грабен
Удоканский	Кеменская	Намингская						
		Верхняя сакуканская						
		Нижняя сакуканская	Станнахская	Станнахская			Давангрская	Атугейская
	Угуйская	Бутунская	Ханинская	Ханинская	Чоруодинская		Хугдинская	Кугасская, курайкандинская, налуракская, нуямская
		Александровская	Чоруодинская	Чоруодинская				Бутойдагская
		Верхняя читкандинская				Верхняя толща ярогинской свиты	Ногняжекская	Мелкайская
	Чинейская	Средняя читкандинская						
		Нижняя читкандинская				Средняя толща ярогинской свиты		
		Инырская						
Кодарский	Кодарская	Аянская				Нижняя толща ярогинской свиты		
		Икабийская						

динской свиты. Сходные по своему составу конгломераты и песчаники давангрской и атугейской свит, вероятно, также относятся к нижнему протерозою, поскольку в пределах Давангро-Хугдинского грабена отложения давангрской свиты перекрываются среднепротерозойскими отложениями конкулинской и гонамской свит. Наиболее вероятным аналогом давангрской и атугейской свит в пределах Удоканского разреза является нижняя сакуканская свита. Песчаники и конгломераты топориканской свиты, развитой в восточной части щита, С.В. Нужнов относит к низам угуйской серии.

Отложения удоканского комплекса формировались в пределах длительно развивавшихся подвижных прогибов, заложившихся после верхнеархейской консолидации кристаллического фундамента Алданского щита.

Современные структурные планы грабенов, выполненных нижнепротерозойскими осадочными толщами, сформированы в основном в период среднепротерозойского и мезозойского тектогенеза. К этим же этапам приурочены проявления гранитоидного магматизма на территории Алданского щита (см. фиг. 20). Следует отметить, что протерозойский гранитоидный магматизм наиболее широко был развит в западной части Алданского щита: в центральной части щита его проявления отсутствуют.

КВАРЦИТОВИДНЫЕ ПЕСЧАНИКИ ДАВАНГРО-ХУГДИНСКОГО ГРАБЕНА

Давангро-Хугдинский грабен находится на южном склоне Алданского щита и приурочен к зоне разломов, отграничивающих Центрально-Алданский массив от Сутамской глыбы. Грабен расположен в бассейне верхнего течения р. Гонам, вытянут с юго-запада на северо-восток на 45-50 км и состоит из трех блоков: Ногняжекского, Давангрского и Хугдинского (фиг. 19). С северо-запада протерозойские толщи грабена по разлому контактируют с юрскими терригенными

угленосными толщами, а с юго-востока он отделен разломами от гранитоидов и гранат-биотитовых гнейсов иенгрской серии архея.

Протерозойские отложения, выполняющие грабен, относятся к двум разновозрастным комплексам: удоканскому (нижний протерозой) и маймаканскому (средний протерозой). Нижнепротерозойские толщи образуют крыло опрокинутой складки с моноклинальным падением слоев на юго-восток ($\angle 60-70^{\circ}$); среднепротерозойские отложения залегают нормально и с более пологим падением ($\angle 30-35^{\circ}$). Контакт между этими толщами тектонический. Многочисленные разломы и дизъюнктивные нарушения разной ориентации не обнаруживают никаких следов наложенной минерализации. На территории грабена отсутствуют проявления интрузивного и эффузивного магматизма.

В разрезе протерозоя Давангро-Хугдинского грабена выделяются следующие свиты.

Удоканский комплекс

	Мощность, м
Ногняжекская. Белые, светло-серые и темно-серые кварцитовидные песчаники с прослоями черных глинистых сланцев и алевролитов	600-700
Хугдинская. Ритмичное переслаивание гравелитов, песчаников, алевролитов, алеврито-глинистых сланцев, включающих единичные прослои солитовых гематитовых руд	200-250
Давангрская. В основании свердловчанский горизонт кварцево-галечных конгломератов, выше - кварцитовидные песчаники, переслаивающиеся с алевросланцами	400-450

Маймаканский комплекс

Конкулинская. Красноцветные, с каолинитом в цементе, кварцевые конгломераты, песчаники, алеврито-глинистые сланцы	500-550
Гонамская. Однородные плитчатые полевошпат-кварцевые песчаники красно-фиолетового цвета с горизонтом доломитов в основании, участками обесцвеченные	300-350

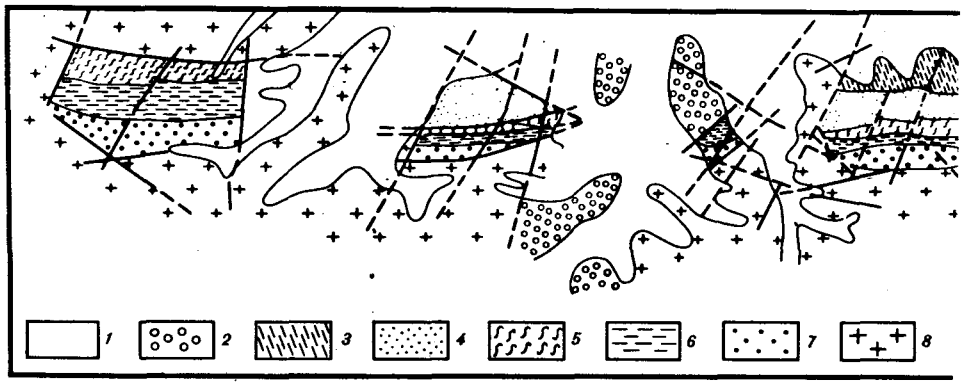
Литология и минералогия Давангро-Хугдинского грабена детально изучены коллективом исследователей при участии автора (Левин, 1970; Левин и др., 1970; Левин и др., 1972). В этом разделе приводятся описания кварцитовидных песчаников ногняжекской и давангрской свит.

Ногняжекские кварцитовидные песчаники плотные, часто сливные, светло-серые, иногда почти белые и желтовато-белые. Седиментационные текстуры в породах проявлены очень ограниченно и представлены трещинами усыхания и косой слоистостью; отмечаются разнонаправленные серии и серии с однонаправленными, полого наклонными слойками ($\angle 8-10^{\circ}$). Характерны выщелоченные конкреционные образования в виде кавернозных лимонитизированных полостей и закрытых песчанистыми оболочками гроздьевидных срастаний.

Кварцитовидные песчаники давангрской свиты представлены желтовато-белыми, серовато-белыми и розовато-белыми породами, часто с пятнами и разводами бурого цвета, обусловленными гипергенным перераспределением окислов железа. В нижней (надконгломератовой) части разреза давангрской свиты отмечаются кварцитовидные песчаники с хлоритовым цементом. Для надконгломератовых песчаников характерны однонаправленные косослоистые серии. В верхах разреза обычна горизонтальная слоистость.

Минералого-петрографическая характеристика

Ногняжекские кварцитовидные песчаники представлены средне- и мелкозернистыми, хорошо сортированными, а также разнозернистыми разновидностями. Породы мономинеральны, содержат до 99% кварца в обломочных зернах и аутигенных выделениях. Отмечаются единичные обломки кремнистых пород. Бо́льшая часть зерен средней и крупной размерности полуокатаны и хорошо окатаны; зерна мелкой фракции окатаны заметно хуже.



Акцессорные минералы в кварцитовидных песчаниках представлены единичными зернами циркона и турмалина. Отмечаются окислы (гидроокислы?) железа в виде сгустков и каемочек вокруг обломочных зерен (см. табл. XI, *1*). В незначительном количестве в виде примазок присутствует глинисто-слюдистое вещество (гидрослюда?).

Среди пород давангрской свиты описаны две разновидности: кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники с хлоритовым цементом, а также среднезернистые кварцитовидные песчаники с регенерационным кварцевым цементом.

Песчаники с хлоритовым цементом разнозернистые, размер зерен мелкой фракции составляет 0,05 – 0,3 мм, более крупных зерен – 0,3–0,7 мм.

Для обломочных зерен кварца характерна средняя и хорошая окатанность, которая несколько ухудшается с уменьшением размеров зерен.

Присутствующий в цементе хлорит, составляющий 5–10% объема пород, имеет яркую зеленовато-бурую окраску. Его выделения мелкочащуйчатые или неясно окристаллизованные спутанно-волокнистые. Интерференционные цвета хлорита высокие. Иногда хлорит находится в тесной смеси с окислами железа и титанистыми минералами и характеризуется в этом случае более низкими интерференционными окрасками.

Аналогичный хлорит из цемента подстилающих песчаники конгломератов был детально химически и рентгеноструктурно изучен В.И. Левиным, В.А. Михайловым, И.М. Симановичем (1972). По их данным, этот минерал относится к группе железистых хлоритов афросидерит–тюрингитового ряда.

Кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом – мелкозернистые, хорошо отсортированы. Кроме кварца, отмечаются единичные обломки хлоритизированных пород, вероятно, измененных эффузивов, а также зерна циркона и турмалина.

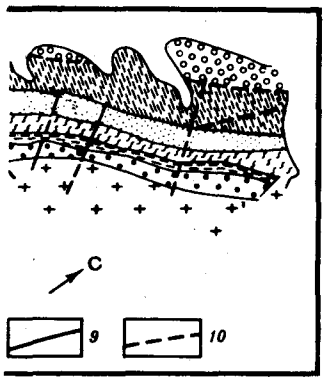
Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

Кварц в описываемых разностях является главным породообразующим минералом. Среди крупных зерен преобладает кварц с волнистым и волнисто-прерывистым угасанием, реже отмечаются бездефектные зерна, а также зерна с неправильной или линейной блочностью. Дефектность мелких зерен кварца несколько меньше по сравнению с крупными.

Мелкие и крупные фракции кварца заметно отличаются по парагенезису минеральных включений. В кварце крупной фракции часто встречается игольчатый рутил, а в зернах мелкой фракции – циркон, сфен, дистен, силлиманит, турмалин и мусковит.

Насыщенность включениями минералообразующей среды обычная для кварца неизмененных песчаных пород.

В целом распределение частот встречаемости включений минералообразующей среды, различных признаков *ВМС* и типов структурных дефектов для обломочного кварца описываемых пород неупорядоченное, что характерно для неизме-



Ф и г. 19. Схема геологического строения Давангро-Хугдинского грабена (по В.И. Левину, 1971)

Отложения: *1* – четвертичные, *2* – юрские, *3* – гонамской свиты, *4* – конкулинской свиты, *5* – давангрской свиты, *6* – хугдинской свиты, *7* – ногняжекской свиты, *8* – породы архея, разломы: *9* – установленные, *10* – предполагаемые

ненного обломочного кварца. В табл. 19 приведены частоты встречаемости типоморфных признаков кварца в нескольких образцах песчаников ногняжекской и давангрской свит. Для сравнения здесь же приводятся результаты подсчета идентичных признаков в ряде образцов песков Русской платформы. Анализ результатов показывает, что обломочный кварц песчаников и кварцито-песчаников Давангро-Хугдинского грабена не обнаруживает признаков метаморфизма, т.е. сохраняет первичные типоморфные признаки.

Сливное строение пород обусловлено развитием конформно-регенерационных структур. Конформные сопряжения составляют значительную часть контактов обломочных зерен (см. табл. XI, *2, 3, 6*). В ногняжекских кварцитовидных песчаниках количество аутигенного (регенерационного) кварца примерно соответствует массе растворенного кварца, что свидетельствует о формировании регенерационного кварца за счет кремнекислоты, освободившейся в результате растворения под давлением.

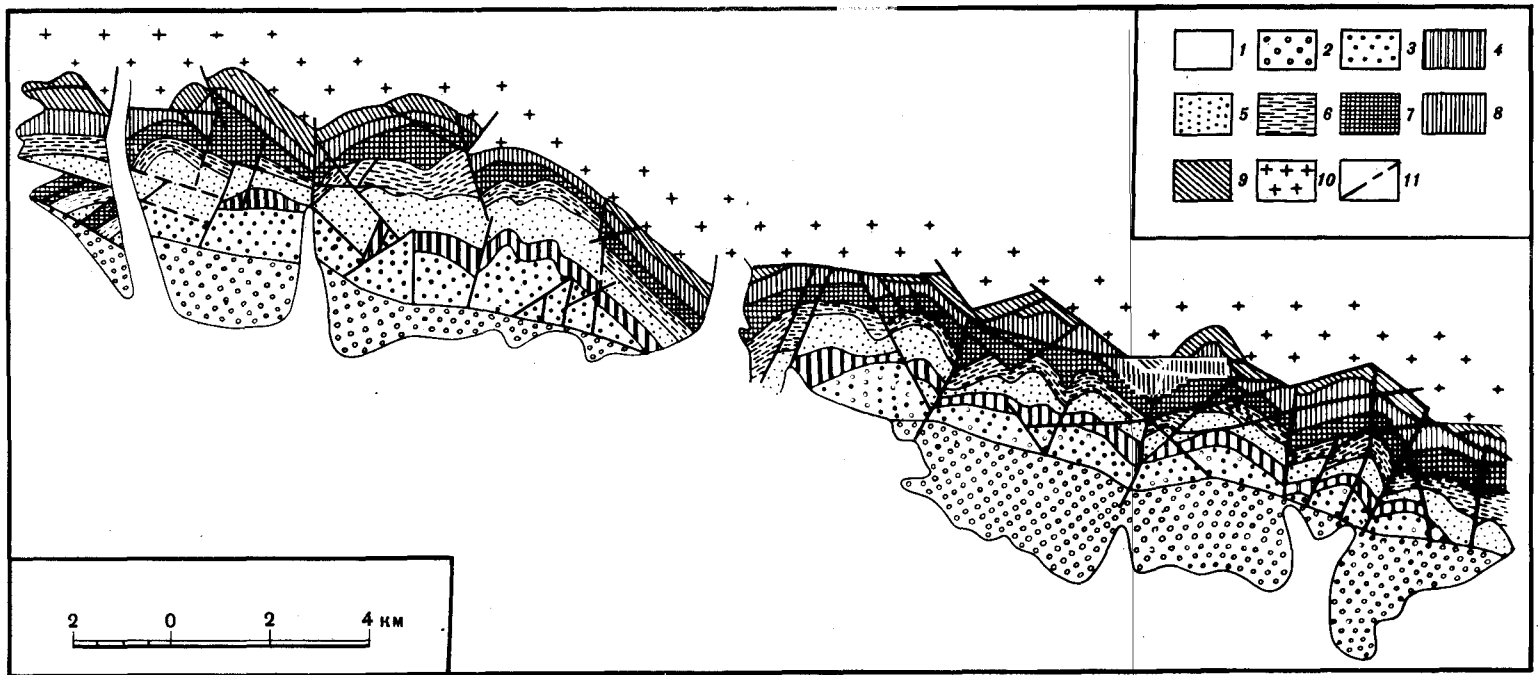
Интенсивное развитие структур растворения под давлением устанавливается в песчаниках давангрской свиты с хлоритовым цементом. Отмечаются конформные, микростилолитовые, реже – инкорпорационные типы сопряжений обломочных зерен кварца (см. табл. XI, *4, 5*).

Иногда отмечаются протяженные микростилолитовые поверхности, секущие ранее сформированные эпигенетические структуры пород (см. табл. XI, *7*). Эти швы маркируются значительным скоплением окислов железа и титанистых минералов. Формирование этих структурных поверхностей после этапа глубинного эпигенеза не вызывает сомнения. По-видимому, они обязаны своим происхождением возобновлению активной циркуляции растворов в более поздние эпохи тектогенеза.

К постэпигенетическим преобразованиям относятся также проявления пластической деформации кварца в породах из зон дробления; отмечаются также грануляция и катаклаз кварца (см. табл. XI, *8*). Эти явления лишь имитируют метагенетические преобразования, так как не затрагивают толщу пород в целом, а устанавливаются лишь в узких локальных участках. Сложная тектоническая структура грабена, формирование которой, очевидно, было сопряжено с высокими стрессовыми напряжениями, казалось бы, должна была отразиться в заметном метагенетическом преобразовании пород. Практическое отсутствие минеральных новообразований и структур, характерных для стадий метагенеза, приводит к выводу, что деформация слоев осадочных пород грабена происходила в малоглубинных условиях при низких температурах.

КВАРЦИТОВИДНЫЕ ПЕСЧАНИКИ АТУГЕЙ-НУЯМСКОГО ГРАБЕНА

Атугей-Нуямский грабен расположен на южном склоне Алданского щита в бассейне среднего течения р. Сутам (см. фиг. 18). Грабен представляет узкую линейно-блоковую структуру, вытянутую почти в широтном направлении вдоль р. Нуям и ручья Атугей (фиг. 20). Грабен заложен в глубоко метаморфизо-



Ф и г. 20 Схема геологического строения Атугей-Нуямского грабена (по В.И. Левину, Н.М. Язкову, 1970)

Отложения: *1* – четвертичные, *2* – юрские, нижнепротерозойские; свиты: *3* – атугейская, *4* – кугасская, *5* – курайкандинская, *6* – налуракская, *7* – нуямская, *8* – бутойдакская, *9* – мелкайская, *10* – архейский кристаллический фундамент, *11* – разломы

ванных толщах архея, с севера слагающих поле Центрально-Алданского массива (Тимптоно-Учурский блок), а с юга - Сутамскую глыбу. Грабен вытянут в широтном направлении на 200 км.

Протерозойские отложения, выполняющие грабен, образуют выдержанную, полого падающую (∠20-25° до 30°) на юг моноклиналь, осложненную на отдельных интервалах разломами, с незначительными амплитудами перемещения отдельных блоков. С севера протерозойские породы грабена отделены разломом от гнейсов архея, а на юге разломы ограничивают их от угленосных толщ юры.

В стратиграфическом разрезе рассматриваемых отложений по литолого-фациальным признакам выделяется семь свит (снизу вверх).

Мощность, м

Мелкайская. Белые и желтовато-белые кварцитовидные песчаники с прослоями кварцевых гравелитов. Песчаники преимущественно массивные, реже - горизонтально- и косослоистые. Косослоистые текстуры представляют серии разнонаправленных и однонаправленных пологонаклонных слойков 50-60

Бутойдагская свита. Переслаивание темно-серых и черных тонкоплитчатых глинисто-алевролитовых сланцев, алевролитов с белыми кварцитовидными песчаниками. Породы преимущественно тонко- и горизонтальнослоистые; на поверхности наслоения алеврито-глинистых пород отмечаются трещины усыхания 170

Нуямская. Красно-бурые, темно-вишневые гематит-кварцевые песчаники с прослоями тонкоплитчатых алеврито-глинистых сланцев и оолитовых гематитовых руд. Песчаники полосчатые, преимущественно горизонтальнослоистые, реже косослоистые со сложно построенными сериями, представляющими сочетание прерывистой пологоволнистой слоистости с однонаправленной перистой. На поверхность алеврито-глинистых прослоев распространены трещины усыхания, отмечаются знаки ряби 120-140

Налуракская. Желтовато-белые песчаники крупнозернистые, рыхло сцементированные, с тонкими прослоями и линзами кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части свиты песчаники характеризуются крупными однонаправленными косослоистыми сериями с крутопадающими слойками, выше по разрезу преобладают серии с пологнаклонными, разнонаправленными слойками и массивные разности 60

Курайкандинская. Красно-бурые, темно-вишневые гематит-кварцевые песчаники с прослоями коричневато-красных кварц-гематитовых алевролитов, заключающих линзы оолитовых гематитовых руд. Текстурные признаки пород аналогичны отложениям нуямской свиты 150-200

Кугасская. Серые, пятнисто-фиолетовые полевошпат-кварцевые кварцито-песчаники, в основании свиты косослоистые с сериями разнонаправленных пологонаклонных слойков, выше по разрезу преимущественно горизонтально слоистые. Прослои тонкоплитчатых темно-серых алевролитов и полевошпат-кварцевых гравелитов. Кроме слоистых текстур, в породах распространены трещины усыхания и знаки ряби 250-800

Атугейская. Мелко- и среднегалечные кварцевые конгломераты в основании свиты, белые, серовато-белые кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями гравелитов и прослоем темно-серых алеврито-глинистых сланцев в нижней части разреза. Породы преимущественно косослоистые с сериями однонаправленных крутопадающих слойков; в верхах разреза появляются горизонтально слоистые разности и серии с пологонаклонными, разнонаправленными слойками 120-130

Минералого-петрографическая характеристика

Мелкайская свита. По гранулометрическому признаку различаются среднезернистые, хорошо отсортированные, грубозернистые, разнозернистые и мелкозернистые кварцитовидные песчаники. Все эти разности более чем на 95% сложены обломочным и аутигенным кварцем. В мелкозернистых породах содержатся полевые шпаты (2–3%), частично замещенные гидрослюдами, а также бурым слабо плеохоирующим минералом слюдистого облика (стильпномелан?). Отмечаются единичные обломки кремнистых пород и окварцованных эффузивов. Из акцессорных минералов обычны циркон и турмалин, в грубозернистых песчаниках их содержание достигает 0,5–1% объема пород. Турмалин плеохроирует в зеленых тонах. Наблюдается его регенерация, причем аутигенный турмалин имеет форму шипообразных выростов и голубую окраску (см. табл. XII, *1*). Судя по значительному содержанию аутигенных титанистых минералов (лейкоксена и анатаза), в породах присутствовали также титано-магнетит или ильменит.

Отмечен интенсивно преобразованный биотит. Его листочки сильно гидратизированы, причудливо раздуты и фестончато корродируют обломочный кварц. Важно отметить, что коррозии подвергается и аутигенный кварц (см. табл. XII, *2*).

В незначительном количестве (несколько процентов) присутствуют глинистые минералы – каолинит и гидрослюда. Каолинит обычно сохраняется в запечатанных аутигенным кварцем поровых пространствах; в иных случаях он частично или полностью замещен светлыми гидрослюдами. Преимущественное развитие гидрослюд установлено рентгенографически. На дифрактограммах фракции $<0{,}001$ мм (ориентированный образец, насыщенный глицерином и прокаленный до 600°С) ясно обозначены рефлексы со значениями 9,98; 9,82; 10,07; 4,97; 4,96; 5,07 Å.

Атугейская свита. Отмечаются две разновидности обломочных пород – среднезернистые, хорошо и средне отсортированные кварцитовидные песчаники, а также грубозернистые песчаники и гравелиты.

Обломочная часть пород представлена преимущественно кварцем. Сцементированы породы аутигенным кварцем, а также гидрослюдистым веществом, причем содержание последнего зависит от сортированности пород и колеблется от 1% в наиболее сортированных разностях до 10% в разнозернистых песчаниках.

Кроме кварца среди обломочных зерен отмечаются акцессорные минералы: циркон (преобладает), монацит и турмалин. В грубозернистых песчаниках содержание акцессориев достигает 2–3%. Иногда в значительных количествах (до 2%) присутствуют аутигенные анатаз, лейкоксен и окислы железа.

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

В мелкайских кварцитовидных песчаниках зерна обломочного кварца отличаются исключительным разнообразием типов и разновидностей структурных дефектов. Для крупных обломков кварца характерно мозаичное строение (как полигональное, так и изрезанно-лапчатое). Зерна средней размерности в основном блочны или обладают волнисто-прерывистым угасанием, часто фронтальным. Отмечается брусковидная блочность. Иногда также встречаются зерна с проявлениями пластической деформации – полосками Бема и поясами деформации. Бездефектных зерен мало.

Из минеральных включений в кварце отмечаются игольчатый рутил, циркон, апатит, полевой шпат, турмалин, дистен и силлиманит. Частота встречаемости зерен кварца с включениями рутила доходит лишь до 5% (даже в крупных фракциях), что свидетельствует о сравнительно малом участии гранитоидного материала в формировании пород.

Насыщенность зерен включениями минералообразующей среды колеблется в широких пределах – от полного отсутствия до высокой.

Таким образом, зерна кварца обладают пестрым набором типоморфных признаков, отвечающих их обломочному происхождению. Следовательно, метаморфизм обломочного кварца отсутствует. Обломочный кварц атугейских

кварцитовидных песчаников характеризуется сходным набором типоморфных признаков; их разнообразие исключает предположение о возможном метаморфизме кварца в постседиментационных процессах.

В мелкайских кварцитовидных песчаниках структуры растворения под давлением практически отсутствуют; в местах непосредственного соприкосновения обломочных зерен кварца наблюдаются лишь точечные и тангенциальные контакты. Зерна сцементированы аутигенным кварцем, составляющим до 30% объема пород. Тип цементации преимущественно поровый, но участками базальный. Регенерационные кварцевые оболочки отмечаются почти у всех обломочных зерен кварца. От кластогенного ядра аутигенный кварц обычно четко отграничивается примазками глинистого вещества и цепочками включений минералообразующей среды. Отмечается заметное стремление кластогенного кварца к регенерации своих кристаллографических форм. Регенерационные каемки обычно заметно шире в направлении оси *C*; в этом же направлении они нередко заканчиваются одной или несколькими пирамидальными головками (см. табл. II, *1*). Часто четко проявлены грани призмы (см. табл. I, *8*), при этом часть регенерационных каемок проявляет явный идиоморфизм, другие, наоборот, ксеноморфны по отношению к ним, что свидетельствует о неодновременной регенерации кварца. Структурные дефекты обломочного кварца унаследуются в регенерационных каемках, в то время как по насыщенности различными включениями кварц обломочный и регенерирующий его аутигенный нередко контрастно различаются: последний почти свободен от включений. Аутигенный кварц захватывает глинистые минералы и иногда "запечатывает" их в изолированных поровых пространствах.

Мы предполагаем, что такое интенсивное развитие аутигенного кварца без сколько-нибудь заметных структур растворения под давлением свидетельствует о диагенетическом окварцевании песчаных пород. Это подтверждается присутствием сложных гематит-кварцевых оолитов в песчаниках и оолитовых железных рудах вышележащих нуямской и курайкандинской свит. Диагенетическое формирование гематит-кварцевых оолитов не вызывает сомнения и является прямым указанием на привнос кремнекислоты в бассейн осадконакопления, вероятно в форме коллоидных растворов. Следует подчеркнуть, что в аналогичных по типу кварцитовидных песчаниках нуямской свиты также широко распространен аутигенный кварц при полном отсутствии структур растворения.

Совсем иначе преобразованы кварцитовидные песчаники атугейской свиты. В породах, обогащенных гидрослюдами, очень интенсивно развиты конформные, реже инкорпорационные структуры растворения под давлением. В грубозернистых разностях широко распространены микростилолитовые сопряжения обломочных зерен (см. табл. XII, *3, 4*). Регенерация кварца в этих породах, напротив, развита довольно слабо, что свидетельствует о преимущественном выносе кремнекислоты из соответствующих пород в процессе глубинного эпигенеза. В разностях с низким содержанием глинистых минералов развиты типичные конформно-регенерационные структуры.

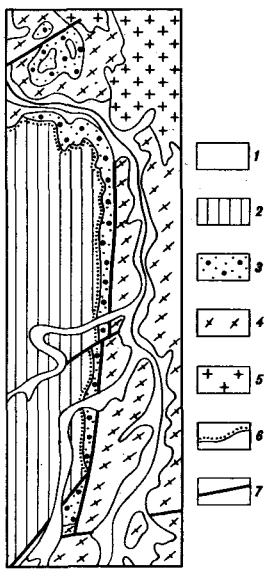
В породах обеих свит отмечаются протяженные микростилолитовые поверхности растворения. Они секут ранее сформированные регенерационно-цементационные и конформно-регенерационные структуры, что позволяет из связывать с поздними этапами эпигенетического преобразования кварцитовидных песчаников (см. табл. XII, *5*).

В приразломных участках в породах отмечены смятие кварца и сложные, ветвящиеся полоски Бема. Пластическая деформация закономерно переходит из одних зерен в другие и поражает как обломочный, так и аутигенный кварц. Наблюдаются также субпараллельные залеченные трещинки (хрупкая деформация) в виде цепочек включений минералообразующей среды, пересекающие как обломочные зерна кварца, так и их регенерационные каемки (см. табл. XII, *6*). Эти преобразования кварца пород имеют стрессовую природу и являются постэпигенетическими. Однако, по-видимому, нет оснований для выделения стадии метагенеза, так как эти преобразования не затрагивают основную массу пород, а развиты в узких приразломных зонах.

КВАРЦИТОВИДНЫЕ ПЕСЧАНИКИ ЧОРУОДО-ТОККИНСКОГО ГРАБЕНА

В основании стратиграфического разреза Чоруодо–Токкинского грабена (фиг. 21) залегает мощная карбонатно-терригенная толща, которую предшествующие исследователи (Реутов, Ляхницкий, 1968) относили к чародоканской и намсалинской свитам.

В.Н. Салаткин (1971г) установил значительные различия в последовательности напластования и составе толщ, относимых к намсалинской и чародоканской свитам, в различных частях грабена. Так, на юго-востоке грабена (р. Олоннокон) существенно кварцевые породы (кварцито-песчаники, полевошпат-кварцевые песчаники с базальным пластом мелкогалечных конгломератов, залегающим



Фиг. 21. Схема геологического строения восточного борта Чоруодо–Токкинского грабена (по В.А. Кудрявцеву, 1969г.)

Отложения: *1* – четвертичные, *2* – кебектинской свиты, *3* – чоруодинской свиты; *4* – архейский кристаллический фундамент; *5* – гранитогнейсы; *6* – несогласное налегание; *7* – основные разломы

на архейском гнейсовом основании) тяготеют к низам стратиграфического разреза толщи; существенно карбонатные породы (доломиты, кремнистые доломиты) – к ее верхам.

Л.М. Реутов (1968) описал следующий разрез чародоканской свиты в междуречье Олоннокон – Чоруода (снизу вверх).

	Мощность, м
На гранитах и сильно гранитизированных породах кристаллического основания залегает пласт мелкогалечных конгломератов, окрашенных в бурый цвет, с галькой, представленной гранитами, кварцем, калиевым полевым шпатом. Размер галек 3–4 см. Они плохо окатаны и сцементированы полевошпат-кварцевыми песчаниками	3–10
Красно-бурые аргиллиты тонкосланцеватой текстуры	4–6
Зеленовато-серые доломитистые алевролиты с прослоями зеленовато-серых существенно кварцевых песчаников с карбонатным цементом	26–28
Олигомиктовые известковистые сильно выщелоченные песчаники неравнозернистые, окрашенные в буро-серый цвет	24–26
Доломитистые алевролиты зеленовато-серого цвета	20
Песчаники в нижней части пачки – светлые зеленовато-серые с карбонатным цементом, в средней части – серые, тонкослоистые. В верхней части пачки отмечается переслаивание серых, темно-серых и черных песчаников	40
Суммарная мощность чародоканской свиты по разрезу	120–140

Разрез намсалинской свиты, по данным В.Н. Салаткина (1971), в этом районе представлен переслаиванием коричневато-серых, серых, розовых и

розовато-серых доломитов (в верхах разреза - водорослевых) с карбонатными алевросланцами и мергелями. Общая мощность намсалинской свиты около 150 м.

В северо-восточной части Чоруодо-Токкинского грабена разрез угуйской серии начинается пачкой (мощность 90-100 м) пестроокрашенных кремнистых доломитов. В ее базальной части, в западинах глубоко эродированного гнейсового фундамента залегают грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты (мощность 10-20 м). Доломиты с базальными терригенными образованиями в основании относятся В.Н. Салаткиным (1971) к олонгиитской свите. Выше, по его данным, залегают бурые и лиловые мелкозернистые песчаники и песчанистые алевролиты с кремнисто-карбонатными конгломерато-брекчиями в основании (туостайская свита). Мощность свиты 80 м.

Выше, по данным В.Н. Салаткина, располагается мощная (порядка 250 м) толща кирпично-красных, белых и серых полевошпат-кварцевых песчаников, относимых им к чародоканской свите. Невыдержанность терригенно-карбонатных разрезов низов угуйской серии в различных частях грабенов, тесные пространственные связи и фациальные взаимопереходы между карбонатными и терригенными образованиями привели автора настоящей работы совместно с В.А. Кудрявцевым к выводу о целесообразности объединения рассматриваемых толщ в одну свиту, которую предлагается называть "чоруодинской свитой".

Чоруодинская свита несогласно перекрывается кебектинской свитой, сложенной аркозовыми конгломератами, алевро-песчаниками и олигомиктовыми песчаниками, окрашенными в розовые, красные и буро-красные тона. Мощность кебектинской свиты 700-1000 м.

Петрографическое изучение кварцитовидных песчаников чоруодинской свиты, отобранных из разрезов различных частей Чоруодо-Токкинского грабена, показало, что они незначительно отличаются как по первичному составу, так и по характеру постседиментационных изменений.

Минералого-петрографическая характеристика

Описываемые породы слагают большую часть терригенных пачек чоруодинской свиты. Они преимущественно светло-серые, иногда зеленоватые и даже ярко-зеленые; в некоторых случаях благодаря присутствию гидроокислов железа серые песчаники приобретают розоватый оттенок.

Породы преимущественно средне- и крупнозернистые. Размер обломочных зерен составляет 0,2 - 1,5 мм, значительно преобладает фракция 0,4-0,8 мм. Сортированность пород хорошая. Первичный глинистый цемент почти отсутствует (составляет от следов до 2-3%). В некоторых разностях сортированность обломочного материала заметно ниже. В них наряду с крупной фракцией появляется заметное количество (15-25%) зерен размером 0,1-0,3 мм; содержание гидрослюдистого цемента возрастает до 5-10%.

Обломочные зерна хорошо и средне окатаны, но встречаются окатанно-угловатые.

Породы более чем на 90% сложены обломочным и аутигенным кварцем. В заметном количестве (2-5%) присутствует микроклин, а также обломки кремнистых пород и окварцованных кислых эффузивов. Акцессорных минералов очень мало: единичные зерна циркона и турмалина.

В поровых пространствах отмечаются гидрослюды, фуксит (?), хлорит и мелкие кристаллики анатаза.

Микроклин представлен разностями с отчетливо выраженной микроклиновой решеткой, иногда - с пертитовыми вростками. Почти все зерна микроклина регенерированы аутигенным калиевым полевым шпатом. Регенерационные каемки переполнены пылеватыми включениями. Показатель преломления их несколько ниже по сравнению с обломочным микроклином. Ориентировка регенерационных каемок отличается на 15-20° от обломочного микроклина. На отдельных участках регенерационные каемки восстанавливают огранку обломочных калиевых полевых шпатов.

Слоистые силикаты, выполняющие часть поровых пространств, сильно варьируют по строению агрегатов и составу в образцах, отобранных из различных разрезов чоруодинской свиты. Чаще всего они представлены довольно крупночешуйчатыми агрегатами гидрослюд, интерферирующих в желтых тонах. Форма отдельных индивидов чешуйчатая, но иногда они характеризуются вермикулитоподобным обликом, вероятно, являясь псевдоморфозами по каолиниту. В некоторых разностях, окрашенных в ярко-зеленый цвет, поровые пространства выполнены мелкочешуйчатыми агрегатами изумрудного цвета с высокой интерференционной окраской (фуксит?). Иногда отмечаются листоватые выделения хлорита-пеннина размером 0,02-0,05 мм. Хлорит плеохроирует по Ng' - травяно-зеленый, по Np' - светлый желтовато-зеленый. Интерференционная окраска аномальная (лиловые тона). Агрегаты слюдистых минералов обычно загрязнены дисперсными выделениями лейкоксена.

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

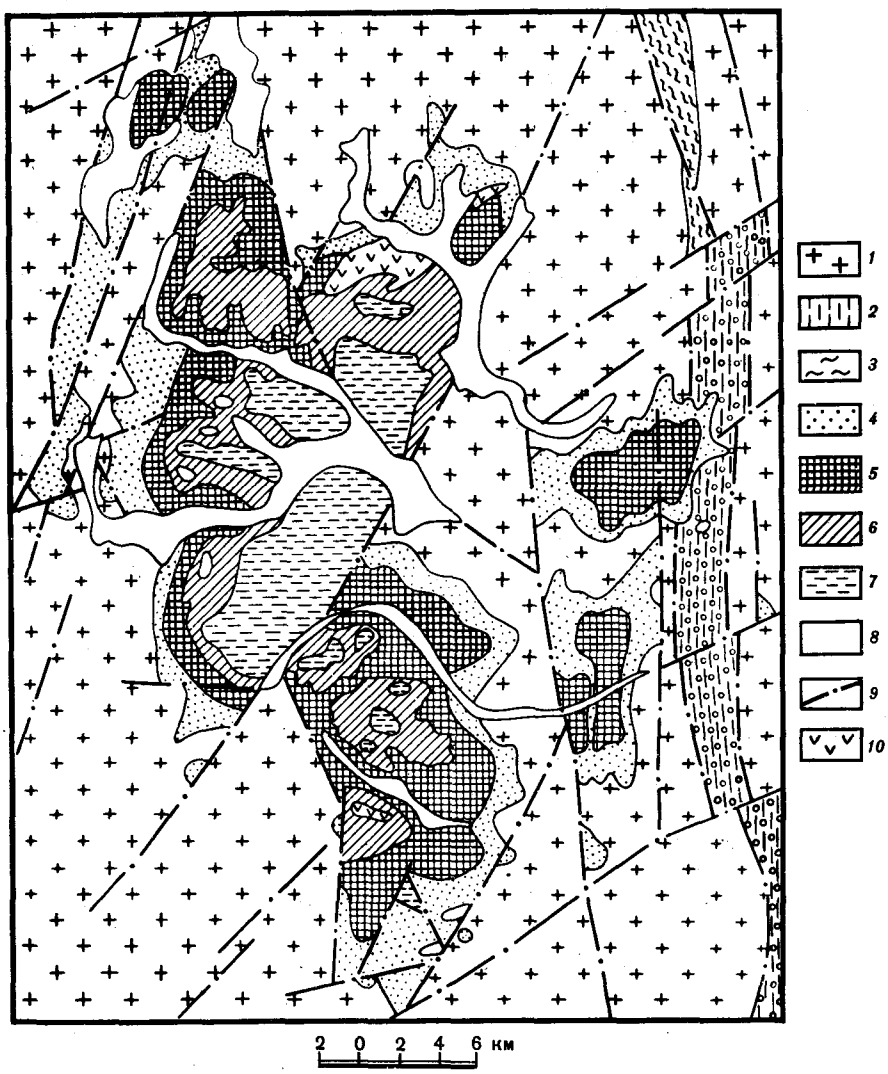
Кварц - основной породообразующий минерал - не метаморфизован. Типоморфные признаки обломочного кварца отличаются большой пестротой. Разнообразны его структурные дефекты. Бездефектных зерен мало, несколько чаще встречаются зерна с облачным волнистым и волнисто-прерывистым угасанием; часто волнистое угасание комбинируется с линейной и неправильной блочностью. Мозаичные зерна составляют около 5%, причем наиболее часто встречаются зерна с грануляционной мозаичностью. Отмечаются включения рутила (~10% зерен), циркона, апатита, биотита и полевых шпатов. Довольно высокая частота встречаемости рутила свидетельствует о заметной роли гранитоидного кварца в формировании пород. Бо́льшая часть зерен кварца средне и слабо насыщены включениями минералообразующей среды, но 5-10% зерен сильно насыщены этими включениями.

В породах широко развиты структуры растворения под давлением. Конформные контакты иногда осложнены в различной степени совершенными микростилолитовыми сопряжениями. Отмечается инкорпорация зерен кварца в обломки кислых эффузивов.

Обломочный кварц регенерирован. Регенерационные каемки имеют неправильные ограничения, зависящие от формы поровых пространств. Граница между обломочными зернами и регенерационными каемками, маркированная цепочками мельчайших включений минералообразующей среды, обычно плохо различима. Это обстоятельство затрудняет оценку масштаба регенерации кварца, но скорее всего количество регенерационного кварца отвечает количеству кремнекислоты, перешедшей в раствор при развитии структур растворения под давлением. Из-за плохой различимости первичных ограничений обломочных зерен на некоторых участках общая структура пород приобретает мозаичный псевдобластический облик. Иногда отмечаются двойные цепочки включений минералообразующей среды, отделяющих обломочный кварц от аутигенного; следовательно, регенерация кварца имеет пульсационный характер. Аутигенный кварц иногда частично или почти полностью замещает обломочные зерна микроклина.

В зонах кливажа, связанных, вероятно, со складчатостью пород, проявляются пластические и хрупкие деформации кварца. Пластические деформации (смятие кварца) характеризуются сложными, ветвящимися, изгибающимися и перекрывающимися сериями поясов деформации. Деформационное пластинкование отмечается редко. Хрупкие деформации проявились в субпараллельных залеченных трещинах, маркированных включениями минералообразующей среды и пересекающих обломочные зерна кварца и их регенерационные каемки вне зависимости от оптической ориентировки. Пластические и хрупкие деформации поражают не только обломочный, но и аутигенный кварц, следовательно, они развивались после стадии глубинного эпигенеза и, вероятно, связаны с постпротерозойскими, "холодными" деформациями осадочных толщ грабена.

В пределах Олдонгсинского грабена вскрывается наиболее хорошо обнаженный и четко построенный разрез угуйской серии нижнего протерозоя. Олдонгсинский грабен несколько вытянут с юго-востока на северо-запад, разбит разломами на ряд блоков, каждый из которых имеет синклинальное строение: более молодые толщи вскрываются в центральных частях структур (фиг. 22). Слои пород падают от бортов структуры к ее осевым частям (углы падения 10-30°). На примере разреза Олдонгсинского грабена была впервые выработана схема расчленения угуйской серии на четыре свиты: чародоканскую, намсалинскую, ханинскую и кебектинскую. Впоследствии была поставлена под сомнение принадлежность кебектинской свиты к угуйской серии, так как она залегает на сланцах ханинской свиты с угловым несогласием (Реутов, Ляхницкий, 1968). С.В. Нужнов и В.А. Ярмолюк (1968) включают свиту, венчающую разрез



Ф и г. 22. Схема геологического строения Олдонгсинского грабена (по С.В. Нужнову, 1971 г.)

1 – архейский кристаллический фундамент; *2, 3* – образования сахаборского комплекса (*2* – метаморфогенно-осадочные, *3* – метавулканиты); отложения: *4* – чародоканской свиты, *5* – намсалинской свиты, *6* – ханинской свиты, *7* – станнахской свиты, *8* – четвертичные, *9* – разломы, *10* – диабазы

грабена, в состав кеменской серии нижнего протерозоя, сопоставляя ее со станнахской свитой Нижнеханинского грабена.

Что касается нижней части угуйской серии, выделяемой нами под названием чоруодинской свиты, то для Олдонгсинского грабена действительно справедливо местное разделение на чародоканскую (преимущественно кварцито-песчаниковую) и намсалинскую (доломитово-сланцевую) свиты. Однако при современной изученности прослеживание этих двух свит в пределах Чоруодо-Токкинского и Нижнеханинского грабена затруднительно и порождает различные недоразумения, поэтому терригенные и карбонатные породы Олдонгсинского грабена также рассматриваются нами в составе единой чоруодинской свиты.

Приведем разрез Олдонгсинского грабена по С.В. Нужнову (1970 г.) с изменениями в трактовке объема свит в соответствии с нашими представлениями.

На глубоко метаморфизованных архейских породах олекминской серии, входящих в состав кристаллического фундамента, с угловым несогласием залегают

Чоруодинская свита

	Мощность, м
Метаконгломераты, метагравелиты и грубозернистые кварцито-песчаники полевошпат-кварцевого и аркозового состава, окрашенные в светло-серый цвет. Галька мелкая (диаметр до 2-3 см, часто 0,5-1 см), плохо окатанная и представлена обломками гранитов, калиевых полевых шпатов, кварца, редко - милонитов и гнейсов	3-12
Светло-серые и серые полевошпатсодержащие кварцито-песчаники с отдельными прослоями зеленовато-серых и красноцветных кварцито-песчаников и черных филлитовидных сланцев. В средней части толщи в 120-180 м вверх от основания свиты прослеживается невыдержанный по простиранию линзующийся горизонт гравелитов и мелкогалечных конгломератов с гальками кварца, кварцитов и кремнистых пород	350-860
Темно-серые, серые и черные глинистые, алеврито-глинистые и углисто-глинистые тонкоплитчатые сланцы с отдельными тонкими прослоями серых алевролитов, кварцитовидных песчаников и светлых окремненных доломитов	35-40
Серые и темно-серые тонкоплитчатые глинисто-известковистые и алеврито-глинистые сланцы	25
Светло-серые и розовато-серые доломиты и кремнистые доломиты плотные, грубоплитчатые с многочисленными биогермами строматолитов. В виде подчиненных прослоев отмечены темно-серые и черные углисто-глинистые сланцы и белые среднезернистые кварцито-песчаники	220-240
Светло-серые кварцито-песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми доломитистыми алевролитами и светлыми окремненными доломитами	20-30
Мощность чоруодинской свиты	670-710

Ханинская свита

Темно-серые и черные плитчатые алевролиты и углистые алевролиты, глинистые сланцы с мелкой вкрапленностью зерен лимонита	15-20
Темно-серые и черные слюдистые углистые филлитовидные сланцы и кварцевые алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов и светлых слюдистых кварцито-песчаников. На плоскостях напластования пород часто наблюдаются мелкие знаки волноприбойной ряби	120-150
Мощность ханинской свиты	150-170

Станнахская свита

	Мощность, м
Залегает с размывом на породах ханинской и чоруодинской свит	
Ожелезненные буровато-серые и черные конгломерато-брекчии, состоящие из мелких угловатых обломков кварца, серых и розовых кремней, кварцитовидных песчаников, черных филлитовидных сланцев и редко кремнистых доломитов, сцементированных глинистым песчаником, частично известковистым	0-6
Темно-серые разнозернистые песчаники плитчатые, плотные, местами замещают по простиранию конгломерато-брекчии и залегают непосредственно на сланцах ханинской свиты.....	1-9
Светло-серые и серые разнозернистые (преимущественно мелкозернистые) плитчатые песчаники с подчиненными тонкими прослоями темно-серых и черных углисто-глинистых алевритоглинистых сланцев. Наиболее мощный горизонт сланцев наблюдается в нижней части пачки. Видимая мощность	110-120
Видимая мощность станнахской свиты	120-130

Нами изучалось постседиментационное преобразование кварцито-песчаников нижней части чоруодинской свиты (чародоканской свиты, в понимании других исследователей). Следует отметить заметное увеличение степени постседиментационного изменения этих пород на юге Олдонгсинского грабена по сравнению с центральной и северной его частями.

Минералого-петрографическая характеристика

Среди песчаных пород Олдонгсинского грабена различаются две основные разновидности: полевошпатсодержащие кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом и полевошпат-кварцевые метапесчаники с базальным и поровым серицитовым цементом.

Породы первой разновидности состоят из обломочных зерен (70-90% объема породы) и серицитового, участками регенерационного кварцевого цемента (10-30%).

Обломочная часть представлена в основном кварцем, составляющим 75-85% общего объема. Кроме того, в породах присутствует довольно значительное количество полевых шпатов (10-20%), из которых резко преобладают калиевые полевые шпаты. Отмечаются также обломки пород (1-6%) и акцессорные минералы - циркон и турмалин. Размер обломочных зерен 0,05 - 0,5 мм при преобладании фракции 0,25 - 0,4 мм. Сортированность обломочного материала от слабой до средней.

Зерна среднепесчаной размерности полуокатанные и хорошо окатанные. Окатанность мелкопесчаного материала несколько хуже.

Полевые шпаты представлены главным образом решетчато-сдвойникованным микроклином, иногда микроклин-пертитом. Как уже отмечалось, зерна плагиоклаза встречаются гораздо реже и представлены кислой разновидностью (альбит - олигоклаз). Полевые шпаты имеют свежий облик. Наблюдаемые изменения (окварцевание, серицитизация) связаны с постседиментационным преобразованием песчаников.

Обломки пород обычно имеют мелкозернистую структуру. Бо́льшая часть из них сложена кварцем, полевым шпатом, слюдами и, вероятно, имеет осадочно-метаморфогенный генезис (метаалевролиты). Отмечены обломки кремнистых пород, а также кварц с мелкополигональной мозаичностью, переполненный пылевидными включениями окислов железа. Изредка отмечаются обломки гранитоидного состава с аплитовой структурой.

Акцессорные минералы представлены турмалином и цирконом. Зерна турмалина полуокатанные и оскольчатые размером 0,05-0,3 мм, как правило, регенерированы. Зерна циркона размером 0,05-0,1 мм полуокатаны, характеризуются зонарным строением и высокими интерференционными окрасками. Содержание акцессорных минералов в породах ничтожно.

Обломочные зерна сцементированы в основном серицитом. Степень окристаллизации серицита очень неравномерна. Поровые пространства выполнены обычно сравнительно мелкочешуйчатым (0,005–0,01 мм) серицитом с неправильной формой выделений. Серицит, развитый по контакту обломочных зерен (пленочный цемент) и замещающий зерна полевых шпатов (см. табл. XIII, *1*), окристаллизован значительно совершеннее и фактически переходит участками в мусковит. Интерференционная окраска серицита повышается соответственно степени его окристаллизации.

Отмечаются довольно разнообразные преобразования полевых шпатов, но проявлены они сравнительно слабо и бóльшая часть зерен сохраняет свой свежий облик. Нередко они замещены серицитом (мусковитом) и аутигенным кварцем. Альбитизация (деанортитизация) плагиоклаза выражается в пятнистом повышении интерференционной окраски с исчезновением двойникового строения. Периферические части зерен калиевых полевых шпатов иногда анортоклазированы: возникает каёмка (внутри обломочного контура зерна), лишенная двойникового строения и имеющая другую по сравнению с обломочным зерном оптическую ориентировку (Копелиович, 1965).

Обломочный турмалин обрастает аутигенным турмалином, отличающимся более темно-зеленой окраской. Иногда аутигенный турмалин даже выполняет поровые пространства, цементируя обломочные зерна (см. таб. XIII, *2*). Новообразованные турмалины без видимого обломочного ядра представляют собой отдельные, хорошо ограненные призматические кристаллы размером до 0,2–0,3 мм и пучкообразные скопления мелких призматических кристаллов; плеохроируют в зеленых тонах.

В полевошпат-кварцевых метапесчаниках содержание серицитового цемента достигает 30–50%. Обилие серицитового цемента предопределяет некоторую специфику постседиментационных структур в этих породах.

На юге Олдонгсинского грабена в составе чоруодинской свиты преобладают среднезернистые полевошпатсодержащие кварцито-песчаники с серицит-мусковитовым цементом (5–10%). Как уже отмечалось, эти породы преобразованы значительно больше вышеописанных, но бедность минеральной ассоциации не позволила обнаружить в кварцито-песчаниках минеральные индикаторы, которые бы позволили судить об их степени метаморфизма. В сланцевых породах ханинской свиты, ассоциирующих с кварцито-песчаниками на юге Олдонгсинского грабена, был обнаружен биотит, показатель преломления (Nm) которого колеблется в пределах 1,618 – 1,668. В одном из образцов установлены разновидности биотита: коричневый (Nm=1,618) и зеленовато-коричневый (Nm = =1,654).

По-видимому, мы можем считать, что породы юга Олдонгсинского грабена регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма (биотитовая ступень). Преобразование менее измененных пород центральных и северных частей структуры отвечает стадии метагенеза.

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

Статистические подсчеты типоморфных признаков показали, что обломочный кварц характеризует узкий видовой набор минеральных включений при относительно низкой их встречаемости. В кварце из кварцито-песчаников южной части Олдонгсинского грабена установлена высокая встречаемость мусковита и очень низкая встречаемость *ВМС* (при отсутствии зерен со средней и высокой насыщенностью *ВМС*). Более половины зерен кварца бездефектны или слабо дефектны.

Преобразования стадии глубинного эпигенеза в кварцито-песчаниках проявлены сравнительно слабо. Отмечаются структуры растворения под давлением – конформные контакты между обломочными зернами и иногда микростилолитовые сопряжения. Относительная суммарная протяженность контактов зерен типа структур растворения сравнительно невелика; гораздо чаще встречаются точечные и линейные контакты обломочных зерен. Сравнительно малая мобилизация кремнекислоты в результате слабого развития структур растворения под

давлением привела к незначительному новообразованию аутигенного кварца, составляющего не более 10–20% объема цементирующей массы. Регенерационный кварц окружает некоторые обломочные зерна кварца в виде каемок, выполняет поровые промежутки между зернами. Оптическая ориентировка аутигенного кварца соответствует ориентировке регенерируемого зерна. Регенерационный кварц чистый, не содержит включений и отделяется от обломочных зерен каемкой серицита; реже на контакте обломочного и аутигенного кварца развиты газово-жидкие включения.

Замещение полевых шпатов аутигенным кварцем наблюдается сравнительно редко. Обычно наблюдается связь оптической ориентировки аутигенного кварца, замещающего зерно полевого шпата, с ориентировкой какого-либо соседнего обломочного зерна (см. табл. XIII, *3*). В метапесчаниках с обильным серицитовым цементом отмечается более интенсивное развитие структур растворения под давлением – конформных, микростилолитовых, инкорпорационных (см. табл. XIII, *4, 5*). Некоторые зерна кварца и полевых шпатов причудливо фестончато корродированы и уплощены.

Контакты между обломочными зернами кварца, в том числе контакты типа структур растворения под давлением, часто осложнены рекристаллизационным бластезом. Это явление заключается в частичном переходе оптической ориентировки от одного обломочного зерна кварца в другое, как бы замещение кварца кварцем, через их взаимный контакт (см. табл. XIII, *6*).

В кварцито-песчаниках южной части Олдонгсинского грабена контакты зерен кварца характеризуются сильно зазубренными, изрезанными контурами, что свидетельствует о перемещении границ зерен в условиях неравномерных стрессовых напряжений. В участках, где слюдистые минералы отсутствуют, структура пород приобретает типичный бластический облик, а первичная псаммитовая структура почти полностью исчезает (см. табл. XIII, *7,8*).

КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКИ И КВАРЦИТЫ НИЖНЕХАНИНСКОГО ГРАБЕНА

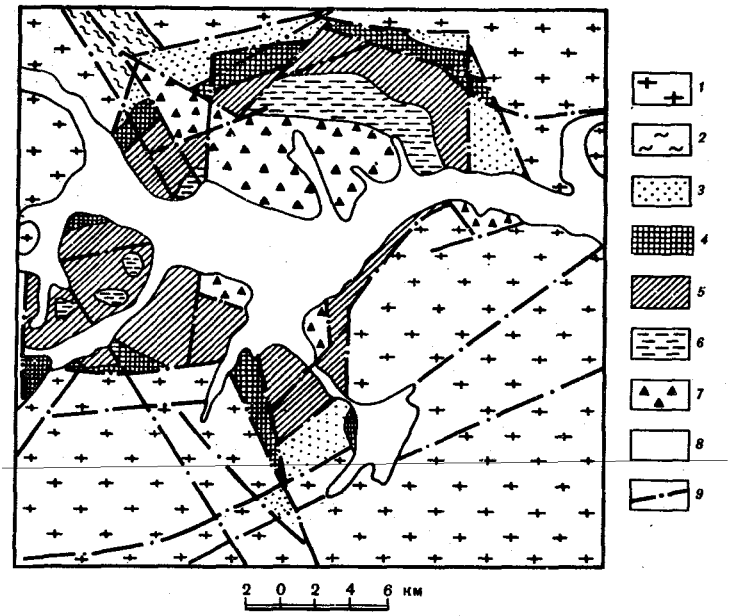
Нижнеханинский грабен расположен в нижнем течении р. Хани и представляет собой сложную синклинальную структуру, вложенную по разломам в архейский кристаллический фундамент (фиг. 23).

Структура грабена осложнена большим количеством разрывных нарушений. Метаосадочные толщи нижнего протерозоя, выполняющие грабен, прорваны многочисленными дайками и маломощными силлами диабазов. В центральных частях грабена развиты юрские терригенные угленосные образования, с которыми нижнепротерозойские толщи контактируют по разломам.

Описание разреза нижнепротерозойских отложений грабена приводится по материалам О.Т. Князева и С.В. Нужнова (1970г).

Чоруодинская свита

	Мощность, м
Монотонная толща белых, светло-серых, розовато-серых и бурых кварцитов и кварцито-песчаников, переслаивающихся со светлыми карбонатными породами и редкими маломощными прослоями темно-серых филлитовидных сланцев	1200
Интенсивно катаклазированные и оталькованные карбонатные породы и глинисто-известковистые сланцы	300
Светло-серые, серые и розовато-серые доломиты, доломитистые известняки с подчиненными прослоями глинистых доломитов, темно-серых глинистых сланцев и светло-серых кварцито-песчаников	180
Светло-серые и серые доломиты, известковистые доломиты и известняки, местами содержащие строматолитовые биогермы ..	620
Серые и розовые доломиты и кремнистые доломиты с прослоями темно-серых глинистых и кремнисто-глинистых сланцев .	140
Мощность чоруодинской свиты	2400-2500



Фиг. 23. Схема геологического строения Нижнеханинского грабена (по О.Т. Князеву и С.В. Нужнову, 1970 г.)

1 – архейский кристаллический фундамент; *2* – диафториты; отложения свит: *3* – чародоканской, *4* – намсалинской, *5* – ханинской, *6* – станнахской, *7* – юрские угленосные отложения, *8* – четвертичные отложения, *9* – разломы

	Мощность, м
Ханинская свита	
Светло-серые кварцито-песчаники и кварциты, переслаивающиеся с темно-серыми плитчатыми метаалевролитами	100
Темно-серые и черные углисто-слюдистые сланцы и филлиты, часто гранатсодержащие, с десятиметровым пластом светло-серых мелкозернистых кварцито-песчаников в кровле	240
Темно-серые и черные углисто-слюдистые сланцы и метаалевролиты плотные плитчатые тонкослоистые	180
Темно-серые углисто-слюдистые филлитовидные сланцы, переслаивающиеся в верхней части с тонкими прослоями светло-серых кварцито-песчаников	200
Переслаивание темно-серых углистых метаалевролитов, светло-серых углистых метаалевролитов и мелкозернистых кварцито-песчаников	180
Мощность ханинской свиты	900
Станнахская свита	
Серые и розовато-серые кварцито-песчаники плотные плитчатые средне- и мелкозернистые, переслаивающиеся с тонкими прослоями темно-серых метаалевролитов и слюдистых сланцев, которые постепенно исчезают вверх по разрезу	280
Серые и розовато-серые кварцито-песчаники плитчатые плотные, местами косослоистые с редкими пропластками темно-серых слюдистых сланцев	320
Серые и розовато-серые кварцито-песчаники плотные плитчатые переслаивающиеся с тонкими прослоями темно-серых метаалевролитов и слюдистых сланцев, количество которых заметно возрастает вверх по разрезу	160
Мощность станнахской свиты	760

Минералого-петрографическая характеристика

Кварцито-песчаники и кварциты чоруодинской свиты состоят в основном (85-95%) из кварца. Промежутки между его зернами и реликтовые поровые пространства выполнены новообразованными полевыми шпатами, мусковитом флогопитом, хлоритом, каолинитом и кальцитом. Иногда отмечаются достоверные реликты обломочных полевых шпатов. Присутствуют обломочный циркон и аутигенные минералы: турмалин, сфен, рутил, ильменит и апатит.

В наименее измененных разностях удается определить размерность и даже форму первичных обломочных зерен: размер - 0,1 - 0,7 мм, с преобладанием фракции 0,2-0,5 мм, форма зерен полуокатанная, реже - хорошо окатанная (см. табл. XIV, *1*).

Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазом, микроклин встречается значительно реже. Устанавливается по крайней мере две генерации плагиоклаза. Идиоморфные таблитчатые выделения плагиоклаза, четко сдвойникованные по альбитовому закону, соответствуют альбиту-олигоклазу № 10-15 (определение по симметричному угасанию в зоне $\perp(010)$). Эта генерация плагиоклаза обычно характеризуется свежим обликом. Отмечены выделения плагиоклаза, сильно загрязненные пылевидными включениями. Эти образования, резко ксеноморфные по отношению к кварцевым зернам, заполняют поровые промежутки, а иногда цементируют их. Иногда плагиоклаз первой генерации обрастает пелитизированным плагиоклазом второй генерации. По границе раздела этих двух генераций отчетливо устанавливается заметно меньший показатель преломления плагиоклаза второй генерации, из чего можно заключить, что он представлен альбитом.

Плагиоклаз второй генерации обычно лишен двойникового строения. Реже отмечаются прерывистые клиновидные и веретенообразные двойниковые индивиды в зернах пелитизированного плагиоклаза.

В разностях с наиболее сохранной псаммитовой структурой зерна плагиоклаза также сохраняют свои обломочные формы, но состав их соответствует № 10-14. Это подтверждает, что обломочный плагиоклаз претерпел полный метаморфизм без изменения обломочных контуров подобно метаморфизму обломочного кварца.

Иногда в выделениях плагиоклаза первой генерации отмечаются ядра окатанной формы с непрозрачными пылевидными включениями. Следовательно, одним из способов роста новообразований плагиоклаза была регенерация обломочных зерен.

Выделения микроклина, отличающиеся лишь в единичных образцах, ксеноморфны по отношению к зернам кварца, что указывает на их более позднее происхождение (см. табл. XIV, *2*). Микроклин свежий и имеет четкое двойниковое строение (микроклиновая решетка).

Из слюдистых минералов наиболее распространен мусковит. Размер листочков 0,05 - 1 мм. Часто они расщеплены, сложно переплетены и образуют розетчатые формы выделений.

Выделения флогопита размером 0,1-0,5 мм; плеохроизм по Ng - бледный, желтовато-коричневый, по Np - бесцветный. Двупреломление высокое.

Хлорит обычно бесцветен, реже окрашен в бледно-зеленые тона. Цвета интерференции низкие, иногда аномальные. В большинстве случаев устанавливается позднее происхождение хлорита, чаще всего за счет замещения флогопита. Отмечаются также мелкочешуйчатые формы выделений хлорита, приуроченные к поровым пространствам. С последними иногда тесно ассоциируют более крупночешуйчатые выделения хлорита голубого цвета. Чешуйки хлорита интенсивно плеохроируют: по Ng - ярко-голубой, по Np - бледный, серовато-голубой, а также яркие аномальные интерференционные тона (цвет фиолетовых чернил). Показатель преломления $Nm=1,578$.

В некоторых образцах часть поровых пространств выполнена вермикулитоподобными выделениями каолинита (?). Этот минерал явно вторичен по отношению ко всем вышеописанным слоистым силикатам.

В единичных образцах отмечаются неправильные монокристаллические выделения кальцита размером 0,02–0,3 мм. Кальцит корродирует кварц, иногда замещает полевые шпаты. Интересны соотношения кальцита с мусковитом. Листочки последнего отчетливо секут выделения кальцита и тесно тяготеют к ним (см. табл. XIV, *3*), что свидетельствует о равновесных соотношениях кальцита и мусковита, а идиоморфизм мусковита объясняется его большей кристаллизационной силой.

Из прочих минералов наиболее распространена ассоциация новообразованных титанистых минералов – ильменита, сфена и рутила.

Ильменит присутствует в виде неправильных изометричных и лапчатых выделений, иногда с элементами кристаллографической огранки; размер их 0,01–0,1 мм (см. табл. XIV, *4*). Диагностируется по голубоватым рефлексам в отраженном свете и по тесной ассоциации с рутилом и сфеном.

Рутил образует скопления очень мелких (0,005–0,05 мм) короткопризматических кристаллов. Характерны коленчатые двойники. Рутил встречается относительно редко.

Сфен присутствует в виде неправильных, иногда ромбовидных зерен размером 0,05–0,15 мм. Характерна перламутровая интерференционная окраска.

Циркон встречается очень редко. Характеризуется окатанными формами зерен размером 0,02–0,1 мм и является единственным реликтовым обломочным минералом, полностью, по-видимому, сохранившим свои первоначальные типоморфные особенности.

Турмалин также относительно редок. Образует слабоокрашенные зеленые призматические кристаллы размером 0,05–0,2 мм. Иногда отмечается регенерация обломочного турмалина. Обломочное ядро в этом случае различается по темно-зеленой окраске.

Апатит присутствует в единичных образцах. Выделения апатита довольно крупные (0,1–0,3 мм). Форма их неправильная или округлая. Отмечаются гексагональные разрезы.

Все перечисленные минералы, за исключением циркона, являются продуктами метаморфогенного и постметаморфогенного преобразования пород.

Среди метаморфогенных минералов пород (за исключением кварца) наиболее важное место занимают полевые шпаты. В образцах с бластопсаммитовой структурой сохраняются обломочные контуры зерен полевых шпатов, но их состав соответствует новообразованному плагиоклазу (альбит–олигоклаз № 10–15). Содержание полевых шпатов в породах составляет 2 – 15%. Форма большей части выделений полевых шпатов (идиоморфный плагиоклаз первой генерации и ксеноморфный – второй генерации) свидетельствует об их образовании в результате метаморфических реакций. Приуроченность отдельных, особенно обогащенных полевыми шпатами, образцов кварцитов к участкам, примыкающим к наблюдаемым в обнажениях гранитным жилкам, дает основание предполагать возникновение большей части выделений полевых шпатов за счет натриевого, в меньшей степени калиевого, метасоматоза. Таким образом, в процессе метаморфогенного преобразования пород происходил привнос ювенильного вещества из глубинных очагов.

Дополнительные сведения о метаморфизме пород Нижнеханинского грабена получены при изучении метаалевролитов и филлитов ханинской свиты, непосредственно перекрывающих описанные кварцито-песчаники и кварциты. В этих породах были диагностированы метаморфогенные минералы – биотит и гранат. Показатели преломления биотита разные: $Nm = 1{,}642$ (3 замера) и 1,656–1,669 (4 замера); показатель преломления граната 1,175 (все измерения выполнены Р.Н. Ахметовым). В шлифах также был диагностирован (в единичных зернах) ставролит. Эти данные свидетельствуют о том, что метаморфизм пород Нижнеханинского грабена соответствует низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1972).

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

Кварц, слагающий породы, почти полностью утратил типоморфные признаки, присущие для обломочных зерен. Из минеральных включений отмечаются лишь игольчатый рутил, реже – апатит, циркон и мелкие листочки мусковита. Примечательно, что даже в разностях с полнобластической структурой включения рутила локализованы в строго ограниченных участках пород, отвечавших, по-видимому, объему первичных обломочных зерен, что свидетельствует об инертности титана в процессе преобразования обломочного кварца. Включения минералообразующей среды обычно отсутствуют. Отмечающиеся цепочки и струи включений минералообразующей среды явно вторичны по отношению к метаморфогенной структуре пород, поскольку наблюдается их переход из одних кварцевых индивидов в другие. Дефектность кварцевых индивидов низкая. Характерны слабовыраженное волнистое угасание и неправильная, реже – линейная блочность. В зернах с сохранившимися обломочными контурами наблюдается крупная полигональная мозаичность, связанная чаще всего с бластическим замещением одних кварцевых зерен другими.

В некоторых образцах отмечаются проявления пластической деформации кварца – нечетко выраженное пластинкование и иррациональное двойникование, обычно сопровождающиеся бемовскими включениями (см. табл. XIV, *5*). С пластической деформацией кварца тесно связаны хрупкие деформации, в данном случае – микрокатаклаз (см. табл. XIV, *6*), секущий зерна и проявленный в виде цепочек включений минералообразующей среды (залеченные микротрещины).

Породы претерпели интенсивные и сложные постседиментационные преобразования, отразившиеся прежде всего в их структурном облике. Наблюдается гамма постепенных переходов от бластопсаммитовых структур, с почти полной сохранностью контуров обломочных зерен, до полнобластических мозаичных структур. Степень структурного преобразования контролируется первичным соотношением обломочных зерен и глинисто-слюдистого цемента, консервирующего псаммитовую структуру.

Важнейшим структурообразующим компонентом исследуемых кварцитов является кварц. Обломочный кварц метаморфизован и его типоморфные признаки почти полностью уничтожены. Однако и при метаморфизме кварца обломочная структура кварцевых терригенных пород может сохраняться (Симанович, 1969), что происходит в результате разобщенности кварцевых зерен в массе метаморфизованного цемента. Наибольшая сохранность обломочной структуры наблюдается в метаморфизованных песчаных породах с базальным цементом. В описываемых кварцитах сохранность обломочных контуров кварцевых зерен отмечается при заметном скоплении слюдистых минералов. Последние как бы обрисовывают реликтовые обломочные контуры (см. табл. XIV, *1*). В породах с бластопсаммитовыми структурами наблюдается простое рекристаллизационное бластическое замещение – переход оптической ориентировки через границу обломочных зерен из одних зерен в другие (см. табл. XIV). В образцах с низким содержанием слюдистого материала (следовательно, и первичного глинистого цемента) возникла мозаичная бластическая структура, причем контуры кварцевых индивидов в этой мозаике или совсем не соответствуют контурам обломочных зерен, или соответствуют им частично (см. табл. XIV, *8*). В тех случаях, когда наблюдается сложноконтурная мозаика с примерно равными соотношениями кварцевых индивидов (равномозаичная структура), исчезают всякие следы первично-обломочного строения кварцитов и можно говорить о возникновении полнобластической структуры.

Нередко поликристаллическая структура пород неравномозаична, причем отчетливо устанавливается, что наиболее крупные индивиды мозаики частично или полностью соответствуют контурам первичных обломочных зерен. Это соответствие устанавливается серией постепенных переходов от подобных неясно выраженных реликтов обломочных структур к более отчетливо проявленным, контуры которых "рисуются" включениями слюдистых минералов.

Таким образом, на примере описываемых кварцитов можно достаточно отчетливо и полно проследить механизм формирования полнобластических структур. В породах с бо́льшим содержанием слюдистого материала наблюдается лишь частичный переход оптической ориентировки через границы кварцевых индивидов – частичное бластическое замещение одних зерен кварца другими. При полном развитии процесса происходит сложное взаимное бластическое замещение кварцевых зерен, и в результате новое положение границ кварцевых индивидов совершенно не соответствует контурам обломочных зерен.

В некоторых образцах описываемых кварцитов, содержащих повышенное количество мусковита (до 10%), наблюдается уникальное возникновение микростилолитовых поверхностей растворения, причем эти поверхности секут сформированную при метаморфизме бластическую структуру пород. Эти поверхности в нормальном сечении имеют извилистый зубчатый контур и маркируются деформированными листочками мусковита. Четко наблюдается значительное растворение метаморфизованного кварца, сопровождавшееся глубоким взаимным захождением микростилолитовых шипов. Явление это, по-видимому, связано с возникновением активной циркуляции растворов: при гидратации и деформации мусковита высвобождался ион K и растворы эти приобретали щелочной характер, что способствовало интенсивному растворению кварца.

Подобные микростилолитовые поверхности описаны нами ранее (Симанович, 1966). Они соответствуют последнему этапу глубинного эпигенеза шокшинских кварцито-песчаников (Карелия). Однако в данном случае развитие микростилолитовых поверхностей необходимо рассматривать как регрессивную (по отношению к основному этапу метаморфизма) стадию преобразования пород.

Регрессивный характер имеют также пластические и хрупкие деформации кварца кварцитов. Соотношение деформаций и границ кварцевых индивидов свидетельствует о более позднем (по отношению к бластезу) развитии деформаций. Возможно, что возникновение деформаций и микростилолитовых поверхностей причинно связано и, в свою очередь, отражает этап крупной тектонической перестройки, сопровождающейся стрессовыми напряжениями, подъемом слоев к земной поверхности и активизацией циркуляции растворов.

КВАРЦИТЫ ЯРОГИНСКОГО ГРАБЕНА

Ярогинский грабен расположен на западной окраине Верхнеалданского поднятия, на левобережье р. Ярогу в бассейне верхнего течения р. Алдан. Нижнепротерозойские отложения в этом районе приурочены к зоне глубинного разлома, интенсивно смяты в складки, разбиты многочисленными разломами и прорваны субганскими гранитами (фиг. 24).

Разрез ярогинской свиты приводится по данным С.В. Нужнова (1970г).

Ярогинская свита

Нижняя толща

	Мощность, м
Мраморизованные известняки серого и светло-серого цвета, плотные массивные с тонкими линзами и пропластками темно-серых кремней с прослоями кварц-биотитовых сланцев	150-200
Серые и розовато-серые кварциты и гравелиты с линзами метаконгломератов с галькой кварца, кварцитов, кремнистых пород и гранитов	100
Черные и темно-серые филлиты и филлитовидные сланцы, тонкоплитчатые плотные с тонкой горизонтальной слоистостью. Отмечены редкие маломощные (1,5-2,0 м) прослои темно-серых слюдистых кварцитов	500-700

Средняя толща

Черные графито-кремнистые сланцы с прослоями черных и темно-серых филлитов и частыми тонкими пропластками и отдельными горизонтами (до 0,8 м) темно-серых и серых кварци-

Мощность, м

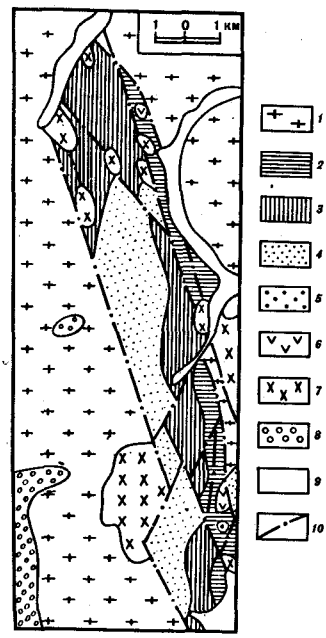
тов. В породах часто наблюдаются рассеянные зерна и гнездообразные скопления пирита 600–700

Верхняя толща

Светло-серые слюдистые кварциты косослоистые грубозернистые, иногда с волноприбойными знаками на поверхностях напластования. В нижней части толщи в основании наблюдаются прослои буровато-красных кварцитов и отдельные горизонты (до 50 м) амфиболовых и биотитовых сланцев..... 700–800

Выше залегают среднепротерозойские отложения, условно относимые С.В. Нужновым к нокитской свите.

Полимиктовые конгломераты с галькой гранитов, гнейсов, сцементированной аркозовыми кварцито-песчаниками..... 3



Фиг. 24. Схема геологического строения Ярогинского грабена (по С.В. Нужнову, 1970 г.)

1 – архейский кристаллический фундамент; *2–4* – отложения ярогинской свиты (*2* – нижней и средней пачки нижней толщи, *3* – верхней пачки нижней и средней толщи, *4* – верхней толщи); *5* – отложения нокитской свиты; *6* – диабазы и габбро-диабазы; *7* – субганские граниты; *8* – отложения юдомской свиты (венд); *9* – четвертичные отложения; *10* – разломы

Кварциты верхней толщи ярогинской свиты, по мнению С.В. Нужнова (1970) стратиграфически сопоставимы с вышеописанными кварцевыми песчаными породами чоруодинской свиты.

Ниже приводится описание кварцитов верхней толщи ярогинской свиты и анализируются особенности постседиментационного преобразования обломочного кварца и структур пород.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Отмечаются две разновидности кварцевых пород: кварциты средне- и крупнозернистые и мелкозернистые кварциты слюдистые.

Первая разновидность состоит в основном из кварца (90–95%). Присутствуют также мусковит (5%) и серицит (1–2%). В разностях, отобранных из приконтактовых зон с прорывающими толщу осадочных пород жилами гранитов и пегматитов отмечается микроклин (5%) и обильные выделения турмалина, иногда скопления мелких новообразованных выделений циркона.

Главным породообразующим материалом слюдистых кварцитов также является кварц (70–90%). В бо́льших количествах присутствуют мусковит (5–10%) и биотит (5–10%), а также микроклин (~5%). В тесной ассоциации с мусковитом в некоторых разностях отмечается силлиманит – фибролит (1–

2%). Наблюдаются единичные зерна новообразованного турмалина и обломочного циркона, а также серицит и дисперсные окислы железа.

Выделения серицита и мусковита локализованы в промежутках между кварцевыми индивидами. Скопления серицита обычно имеют линзообразную форму (см. табл. XV, *1*). Серицит мелкочешуйчатый, но интерференционная окраска его высокая, часто замещается крупными (0,2–1 мм в длину) листочками мусковита (см. табл. XV, *2*). Мусковит отмечается в виде отдельных листочков, которые иногда образуют сложные переплетения и розетчатые выделения; характеризуется высокой интерференционной окраской.

В образцах, отобранных из экзоконтактов гранитоидных жил, присутствует микроклин. Этот минерал образует выделения неправильной формы, ксеноморфные по отношению к зернам кварца (см. табл. XV, *3*). Микроклиновая двойниковая решетка обычно проявлена нечетко. Отмечается мусковитизация новообразований микроклина, что скорее всего свидетельствует о том, что метасоматоз несколько опережал термальный метаморфизм пород (см. табл. XV, *4*).

В слюдистых кварцитах присутствует биотит. Размер его выделений 0,05–0,5 мм. Плеохроизм биотита резкий: Ng – коричневый, Np – светлый, зеленовато-желтый. Показатель преломления Nm=1,654.

В этих же породах с мусковитом тесно ассоциирует силлиманит-фибролит. Тончайшие иголочки фибролита прорастают листочки мусковита и кварц. Иногда мусковит в срастаниях с фибролитом образует розетчатые выделения (см. табл. XV, *5*). Угасание фибролита прямое, удлинение положительное.

Турмалин образует неправильные, часто с изрезанными контурами, изометричные или слегка удлиненные выделения, иногда с элементами кристаллографической огранки. Турмалин резко плеохроирует: Ng – светлый серовато-зеленый, Np – темный бутылочно-зеленый.

Зерна циркона единичны, размер 0,05–0,1 мм. Форма окатанная, двупреломление высокое.

По данным В.И. Березкина (1971 г.), в сланцах, чередующихся с кварцитами, отмечаются гранат (Ng=1,802), обыкновенная роговая обманка (Ng=1,697–1,669; Np=1,673–1,642), выделения плагиоклаза (№ 15–30). Такой парагенезис метаморфогенных минералов скорее всего отвечает низкотемпературной субфации амфиболитовой фации метаморфизма (Добрецов и др., 1972).

Особенности преобразования обломочного кварца и структур пород

В этих условиях происходит завершение метаморфогенного преобразования обломочного кварца. Напомним, что преобразование кварца при метаморфизме, соответствующем фации зеленых сланцев, приводит к резкому уменьшению его дефектности, а также к значительному уменьшению насыщенности зерен включениями минералообразующей среды. Остатки последних трансформированы во включения, однотипные во всех зернах кварца; характерным их признаком являются хорошая огранка (отрицательный кристалл) и газово-жидкий состав. В то же время в кварце сохраняются некоторые виды минеральных включений – игольчатый рутил, циркон и апатит. В кварце, метаморфизованном в условиях амфиболитовой фации, уничтожены все без исключения типоморфные признаки его обломочного происхождения, отсутствуют включения рутила и апатита.

Циркон отмечается в кварце, но его метаморфогенное происхождение (см. табл. XV, *6*) устанавливается уверенно. Практически полностью отсутствуют включения минералообразующей среды. Наблюдающиеся иногда в кварце изученных кварцитов цепочки включений минералообразующей среды обычно пересекают границы кварцевых индивидов, т.е. сформировались после основного этапа метаморфизма. Очень слабо проявлено дофинейское двойникование; раздвойникование произошло в результате отжига и является одним из проявлений его метаморфизма.

Полностью отсутствуют также реликты форм обломочных зерен. В мелкозернистых кварцитах иногда удается скорее угадать, чем узнать, их первично-

обломочное строение по разнице размеров кварцевых индивидов бластической мозаики и по расположению листочков слюд. В средне- и крупнозернистых кварцитах невозможно обнаружить никаких намеков на их обломочное происхождение. Тем не менее терригенная природа кварцитов не вызывает сомнения, так как наблюдается редкая сохранность текстурных признаков (косой слоистости и волноприбойных знаков), а также четкая гранулометрическая стратификация метаморфогенно-осадочной толщи.

Механизм бластического преобразования кварцевых песчаных пород Ярогинского грабена такой же, как и для вышеописанных кварцитов Нижнеханинской грабенообразной мульды. Однако в результате взаимного бластического замещения зерен посредством диффузионного перемещения их границ происходит не только формирование полнобластических структур, совершенно не соответствующих первично-обломочным структурам, но и собирательная перекристаллизация (бластез) кварца (см. табл. XV,7). Собирательный бластез осуществляется путем поглощения более крупными индивидами мелких; по-видимому, этот процесс осуществляется по принципу уменьшения поверхностной энергии кварцевых индивидов, так как при росте размеров уменьшается площадь их границ (поверхностей соприкосновения). Следовательно, новообразованные кварцевые индивиды полностью не соответствуют первичным обломочным зернам не только по форме, но и по размерности: кварциты заведомо более крупнозернисты, чем исходные породы.

В мелкозернистых кварцитах явление собирательного бластеза не отмечается, вероятно, из-за консервирующего воздействия первичного глинистого цемента, преобразованного в слюды и силлиманит (см. табл. XV, *8*).

В кварцитах полностью отсутствуют не только минеральные и структурные реликты, свидетельствующие об обломочном происхождении, но также и реликты предыдущих стадий (диагенеза и эпигенеза) их постседиментационного преобразования.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ГРАУВАККИ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

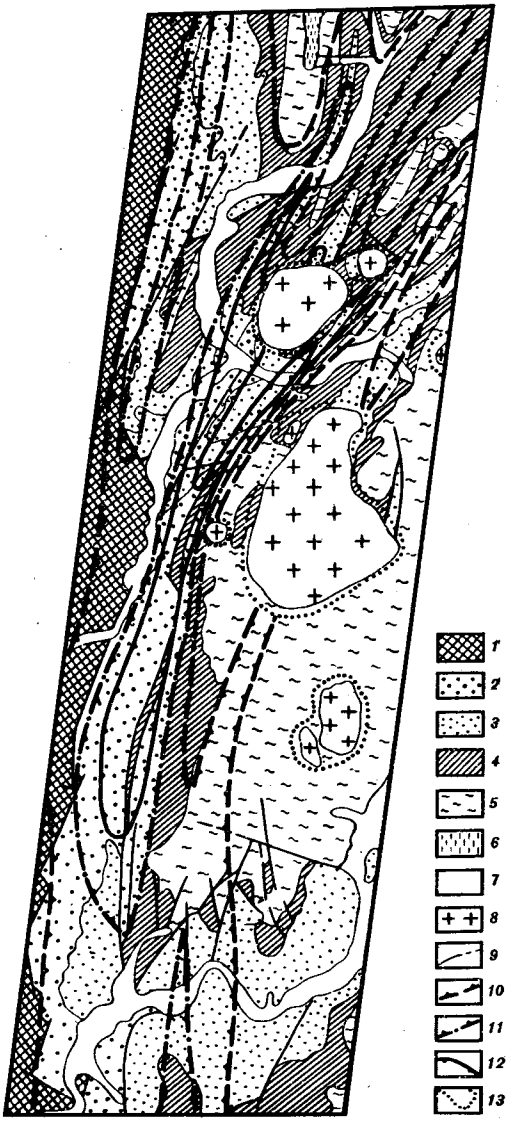
Изучение кварцевых песчаных пород докембрия дало исчерпывающие сведения об изменении обломочного кварца в постседиментационных процессах, а также о его роли как структурообразующего минерала. Необходимо было выяснить, насколько универсальны установленные закономерности для других типов измененных песчаных пород, в частности граувакк.

Соответствующий материал был получен в процессе тематических исследований верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория (Симанович, Кудрявцева, 1974г). В процессе этих работ подтверждено ранее установленное Н.Г. Андрияновым (1973а,б) существование метаморфической зональности в пределах Южно-Верхоянского синклинория и совместно с Н.Г. Андрияновым впервые для этого района построена карта метаморфических зон, схематично воспроизводимая в настоящей работе (фиг. 25).

Возможность изучения близких по исходному петрографическому составу, но различных по уровню постседиментационной переработки пород (от глубинного эпигенеза до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма) создала чрезвычайно благоприятные предпосылки для исследования преобразования обломочного кварца в полимиктовых породах.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЛИТОЛОГИИ ПОРОД ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА

С запада Южно-Верхоянский синклинорий по серии разломов отделяется от терригенно-карбонатных образований рифея - нижнего палеозоя хр. Сетте-Дабан. В строении этой структуры участвуют породы верхоянского терригенного комплекса от карбона до нижнего триаса, смятые в линейные складки северо-восточного простирания, осложненные мелкой складчатостью и разрывными



Фиг. 25. Схема метаморфической зональности части Южно-Верхоянского синклинория. Составлена Н.Г. Андрияновым и И.М. Симановичем (по А.А. Сушко и др., 1968 г.)

1 – терригенно-карбонатный комплекс хр. Сетте-Дабан; *2* – верхний карбон, аллахская свита; *3* – нижняя пермь, кукканская свита; *4* – нижняя пермь, дыбинская свита; *5* – верхняя пермь; *6* – нижний триас; *7* – четвертичные отложения; *8* – массивы гранитоидов; *9* – разломы; *10* – граница зон эпигенеза и метагенеза; *11, 12* – изограды (*11* – биотита; *12* – ставролита); *13* – зоны контактового изменения

нарушениями. Кроме того, установлена (Андриянов, Селезнев, 1973г) мелкая складчатость второго этапа, пространственно связанная с зонами влияния глубинных разломов. Эти зоны, выделяемые по ряду признаков (изоклинальная складчатость, интенсивный кливаж, сгущение разрывных нарушений), трассируются в пределах рассматриваемой территории с северо-запада на юго-восток и контролируют положение зон постседиментационного преобразования. Широко распространены также открытые разрывные нарушения, многие из которых сопровождаются обильными гидротермальными проявлениями и являются рудоконтролирующими.

На изученной территории интенсивно проявлен магматизм. Здесь известны массивы гранитоидов, наиболее крупные из которых Уэмляхский и Тарбаганхский. Массивы имеют многофазное строение. В районе развиты также многочисленные дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов, для которых доказан доинтрузивный возраст. Установлено также добатолитовое происхождение большей части гидротермальных проявлений.

Верхоянский комплекс в пределах района в общих чертах имеет следующее строение.

Верхний карбон. В среднем течении р. Аллах-Юнь до р. Юдома и далее на юг выделяется аллахская свита (мощность 1000-1500 м). Сложена темно-серыми и черными песчанистыми алевролитами, глинистыми алевролитами и аргиллитами, а также отдельными маломощными прослоями серых песчаников. В средней части свиты роль песчаного материала повышается. Для пород характерна тонкая и неясная параллельная слоистость. Часто отмечается обильная вкрапленность пирита.

Нижняя пермь. В нижней части кукканской свиты преобладают массивные алевролиты и глинистые сланцы с отдельными пачками грубослоистых песчани-

ков. Выше – горизонт мощностью 600–650 м с преобладанием мелкозернистых полимиктовых песчаников и маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. Далее вверх по разрезу – алевролиты черные и темно-серые с отдельными пачками песчаников (300–400 м), вновь сменяющиеся вверх по разрезу массивными и неяснослоистыми серыми песчаниками (900–1000 м). Затем – снова чередование пачек глинистых сланцев и алевролитов (1100–1300 м). Мощность свиты 3–4 км.

В Хандыга-Аллах-Юньском междуречье отложения дыбинской свиты представлены в основном темно-серыми и черными глинистыми сланцами. Песчано-глинистые сланцы и пласты песчаников имеют подчиненное значение и тяготеют к верхней части свиты. Мощность свиты 800–1500 м.

Верхняя пермь. Общая мощность верхнепермских отложений около 3 км. Подразделяется на три свиты.

Нижние пачки менкеченской свиты представлены разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда косослоистыми с подчиненным количеством прослоев черных глинистых сланцев. Выше по разрезу – чередование прослоев черных глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями сильно известковистых песчаников. Мощность свиты 1100–1300 м.

Чамбинская свита сложена массивными серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 1000–1200 м.

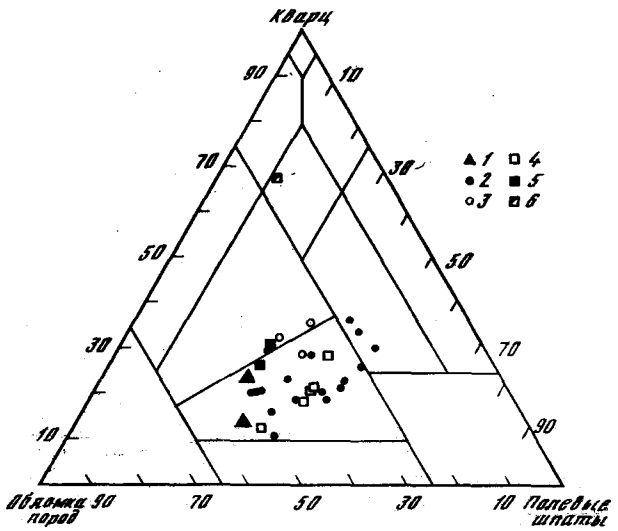
Имтачанская свита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с пластами глинистых, углисто-глинистых и песчано-глинистых сланцев. Разрез венчается пластом (15–20 м) светло-серых песчаников с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 600–900 м.

Нижний триас на территории исследованного района представлен в основном средне- и крупнозернистыми светло-серыми песчаниками и гравелитами.

Минералого-петрографическая характеристика

Наиболее интересными для изучения преобразования обломочного кварца являются песчаные разности верхоянского комплекса.

Обломочный материал песчаников плохо окатан и сортирован, что указывает на одноцикличность и быстрое накопление осадков.



Ф и г. 26. Классификационный треугольник песчаных пород Южно-Верхоянского синклинория

1 – верхний карбон, аллахская свита; *2* – нижняя пермь; *3* – нижняя пермь, метапесчаники; *4* – верхняя пермь; *5* – нижний триас; *6* – средний триас

О составе песчаников можно судить по классификационному треугольнику (фиг. 26), построенному по методике В.Д. Шутова (1967). Большинство фигуративных точек попало в поле кварц-полевошпатовых граувакк, часть - в поле полевошпат-кварцевых граувакк и граувакковых аркоз. Песчаник нижнетриасового возраста характеризуется высоким содержанием кварца. В составе полевых шпатов песчаников верхнего карбона и нижней перми резко преобладает плагиоклаз; калиевые полевые шпаты появляются в верхнепермских отложениях. На этом рубеже изменяется состав обломков: если в верхнекаменноугольных и нижнепермских песчаниках преобладает кислая ассоциация (кремнистые и кислые эффузивные породы, альбитофиры), то в верхнепермских в заметном количестве появляются обломки средних и основных эффузивов. Соответственно возрастает роль хлорита в цементе этих пород.

Акцессорные минералы терригенного происхождения представлены цирконом (преобладает), турмалином, гранатом и ильменитом.

Для толщи пород верхоянского комплекса в целом характерна очень высокая насыщенность органическим (углистым) веществом. По данным анализа 98 проб, содержание $C_{орг}$ составляет 0,04 - 3,40%, в песчаниках в среднем - 0,20%.

Другой характерной чертой этой толщи является наиболее высокая насыщенность пиритом в породах зоны метагенеза. Первичное происхождение пирита, как нам кажется, диагенетическое и связано с восстановительными условиями осадконакопления (высокое содержание органики).

ЗОНЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Существует четкий тектонический контроль распределения зон постседиментационного преобразования на площади: наиболее высокий метаморфизм характеризует зоны влияния скрытых глубинных разломов север-северо-восточного простирания. Зоны относительного высокого метаморфизма являются секущими по отношению к стратиграфическим границам и пликативным структурам.

В пределах изученной части Южно-Верхоянского синклинория нами выделяются следующие зоны (ступени) постседиментационного преобразования.

1. Глубинный эпигенез и начальный метагенез.
2. Метагенез (серицит-хлоритовая субфация).
3. Метаморфизм:
   а) биотитовая ступень,
   б) ставролитовая ступень (эпидот-амфиболитовая фация).

} (фация зеленых сланцев)

Глубинный эпигенез и начальный метагенез. Изменения песчаных пород этой зоны определяют структуры растворения под давлением (см. табл. XVI, *1*), а также аутигенные минералы: серицит, хлорит, пирит, анатаз, турмалин и др.

Глинистые минералы представлены гидрослюдой $2M_1$ (преобладает), хлоритом и каолинитом. Следует отметить, что глинистые минералы описываемой зоны практически не отличаются от таковых зоны метагенеза и подробнее описаны ниже.

Кливаж в песчаных породах практически отсутствует, но проявлен достаточно отчетливо в сланцевых разностях.

Таким образом, к зоне (ступени) глубинного эпигенеза и начального метагенеза мы относим породы, структуры и минеральные парагенезы которых сформировались в процессе глубинного эпигенеза и лишь незначительно видоизменились наложенными процессами начального метагенеза, генетически связанного с процессами складкообразования и метаморфизма.

Граница зоны метагенеза (серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев) с вышеописанной зоной проводится по появлению интенсивного кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, а также по начальным проявлениям метаморфизма обломочного кварца и рекристаллизационно-грануляционному бластезу его зерен. В минералах, входящих в название субфации, не выявлено признаков, отличающих эту зону от предшествующей. Возможно,

более детальное химическое и рентгеноструктурное изучение серицита и хлорита позволило бы использовать их как индекс-минералы. Настоящий мусковит появляется лишь в зоне метаморфизма.

В песчаных породах зоны метагенеза достоточно хорошо сохраняются как первично-кластогенные, так и глубинно-эпигенетические структуры (растворения под давлением). Метагенетические структуры сформировались в условиях динамометаморфизма. Кливаж, отчетливо проявленный в сланцах, в песчаниках выявляется по сериям ветвящихся поверхностей, трассируемых включениями органического вещества (см. табл. XVI, 2). Характерными аутигенными минералами зоны метагенеза являются альбит, хлорит, серицит, эпидот, пирит, турмалин и сфен. Альбит развивается как в виде новообразованных порфиробластических выделений, так и при замещении более основных разностей обломочных плагиоклазов. Следует также отметить, что породы метагенеза интенсивно насыщены аутигенным пиритом, который также может служить дополнительным критерием ее выделения (пирит в гораздо меньших количествах встречается в породах более высоких и низких ступеней метаморфизма).

Таблица 24

Показатели преломления граната и биотита

Номер образца	Биотит	Гранат
105/702	1,660	1,802
ПР-31	1,660	1,800
К-90	1,680	1,781

Глинистые минералы представлены гидрослюдой мусковитового типа ($2M_1$). В некоторых образцах наблюдается примесь деградированных гидрослюд с разбухающими пакетами. Почти во всех образцах присутствует каолинит (~5% объема). Хлорит (судя по рентгенограммам, существенно магниевый) составляет 5-10%.

Метаморфизм. Изограда биотитовой зоны легко устанавливается как в полевых условиях, так и при изучении шлифов по массовому появлению новообразованного биотита. Данные рентгеноструктурного изучения биотита, выполненного М.Н. Усковым, позволяют судить о полной триоктаэдричности минерала (в октаэдрах отсутствуют Fe^{3+} [6] и Al^{3+} [6]), а также о примерно равных соотношениях Fe^{2+} и Mg^{2+} в октаэдрах, т.е. об умеренной железистости минерала; $Nm = 1{,}625 - 1{,}631$. Кроме биотита, присутствуют следующие новообразованные минералы: альбит (до олигоклаза), эпидот, мусковит, монацит, пирит, пирротин и апатит.

По сравнению с зоной метагенеза (серицит-хлоритовой субфации) существенно меняется облик песчаных пород. Метапесчаники приобретают отчетливую гнейсовидность, а сланцевые разности превращаются в типичные филлиты. Структуры песчаных пород бластопсаммитовые и лепидобластопсаммитовые (см. табл. XVI, 4).

Породы ставролитовой зоны по составу и структуре почти не отличаются от соответствующих разностей биотитовой зоны. Появляется ставролит преимущественно в сланцевых разностях, иногда в метапесчаниках в виде мелких порфиробласт. Содержание ставролита в породах очень невелико (единичные выделения), но встречаемость довольно частая. В единичных случаях устанавливаются явно метаморфогенные выделения граната (табл. 23).

Как видно из табл. 23, биотит ставролитовой зоны по сравнению с биотитовой характеризуется более высоким показателем преломления.

В заметно большем количестве в породах ставролитовой зоны присутствует эпидот. Парагенезис ставролита с мусковитом и кварцем позволяет параллелизовать ставролитовую зону с низкотемпературной субфацией эпидот-амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1972). Следовательно, температура мета-

морфизма была выше 500°С, пределы устойчивости по давлению этой субфации 3–6,5 кбар.

Следует упомянуть также изменения осадочных и метаосадочных пород в экзоконтактовых ореолах гранитоидов. Приконтактовые роговики хорошо отличаются от продуктов зонального метаморфизма. Контактовый метаморфизм наложен в разных участках на породы всех известных в районе ступеней зонального метаморфизма (см. фиг. 27), что однозначно доказывает добатолитовое происхождение зонального (динамотермального) метаморфизма.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

В песчаных породах верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория установлены наиболее важные проявления постседиментационного преобразования обломочного кварца: растворение под давлением, пластическая деформация, метаморфизм и рекристаллизационно-грануляционный бластез. Зональность метаосадочных образований позволяет проследить постседиментационную эволюцию этих преобразований.

В породах зоны эпигенеза и начального метагенеза наблюдаются структуры растворения между зернами обломочного кварца, иногда имеющие сутурный облик (см. табл. XVI, *1*). В приразломных участках отмечается пластическая деформация обломочного кварца типа смятия, характерная для холодных тектонических деформаций.

В зоне метагенеза отмечены начальные проявления метаморфизма обломочного кварца. Как уже говорилось, на основании статистических подсчетов распределения типоморфных признаков почти не выявляется никаких специфических черт, отличающих его от неметаморфизованного обломочного кварца (см. табл. 19). В зернах кварца из пород зоны метагенеза наблюдается лишь явно повышенная встречаемость грануляционной мозаичности, что генетически связано с другим явлением – развитием структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза на контакте зерен кварца. Следует отметить, что в связи с низким содержанием обломочного кварца в породах непосредственные контакты его зерен встречаются не часто, поэтому хорошо выраженные рекристаллизационные соотношения довольно редки (см. табл. XVI, *3*). Однако проявления рекристаллизационно-грануляционного бластеза послужили одним из основных критериев разграничения зоны метагенеза от зоны более слабо измененных пород. Дело в том, что миграция границ кварцевых зерен является термически активируемым процессом (см. главу IV) и свидетельствует об относительно повышенных температурах преобразования пород.

Метаморфизм обломочного кварца в породах биотитовой и ставролитовой зон метаморфизма проявлен вполне отчетливо: значительно повышена частота встречаемости кварца без *ВМС* (см. табл. 20) и мусковита в кварце, отмечена грануляционная мозаичность.

Между обломочными зернами кварца наблюдаются соотношения типа рекристаллизационного бластеза, иногда – спрямленные границы кварцевых зерен, что свидетельствует о стремлении к равновесным соотношениям при формировании структур пород.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ТОЛЩЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Формирование значительной части кварцевых жил, локализованных главным образом в пределах зоны метагенеза, мы связываем с мобилизацией кремнекислоты в породах высоких ступеней метаморфизма. Н.Г. Андрияновым и автором наблюдался такой факт: в породах высоких ступеней метаморфизма (ставролитовая и биотитовая зоны) кварцевые жилы практически отсутствуют. В зоне метагенеза отмечены массовые проявления кварцевых жил, различных по морфологии и размерам. В зоне эпигенеза кварцевые жилы присутствуют, но их становится значительно меньше.

Исследование пород под микроскопом показывает явное нарастание масштабов растворения обломочных зерен, в том числе и кварца, по мере перехода от зон низких ступеней к зонам высоких ступеней постседиментационного преобразования.

В породах биотитовой и ставролитовой зон процесс растворения обломочных зерен в условиях стресса приобретает внушительные размеры: обломочные зерна сильно уплощены в направлении, нормальном к сланцеватости пород (см. табл. XVI, *5*). Часть кремнекислоты переотлагается тут же (в пределах площади шлифа) в участках пониженных давлений (как правило, в "теневых двориках") за крупными обломочными зернами или порфиробластами (см. табл. XVI, *6*). Линзочки новообразованного кварца в этих участках иногда достигают нескольких миллиметров и даже сантиметров и могут считаться самой первой ("эмбриональной") генерацией метаморфогенного жильного кварца. Однако масштабы мобилизации кремнекислоты в метаморфических зонах явно преобладают над переотложением, и можно предполагать ее вынос восходящими щелочными растворами в зону метагенеза. При этом, вероятно, использовались дизъюнктивные нарушения всех типов, в том числе и кливажные трещины.

Таким образом, в зонах относительно высокого метаморфизма (биотитовой и ставролитовой) существовали условия для ремобилизации и выноса кремнекислоты в зоны более слабого изменения пород. Зона метагенеза оказалась в силу тектонических и термодинамических условий наиболее благоприятной для локализации кварцевых жил различных типов. В зоне эпигенеза наблюдаются следы гидротермальной деятельности – кварцевые жилы встречаются значительно реже, мощность их меньше.

Изложенная гипотеза формирования гидротермальных проявлений региона подтверждается отсутствием пространственной и генетической связи кварцевых жил с гранитными батолитами.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

В настоящей главе типы преобразования обломочного кварца, описанные в главе IV и различных литературных источниках, а также прослеженные на ряде примеров преобразованных кварцсодержащих пород (см. главу V), рассмотрены в аспекте стадиального анализа.

В работе неоднократно применялись различные термины и понятия, характеризующие степень изменения пород, содержащих обломочный кварц. Позиция автора по вопросам стадиальной терминологии, а также соотношения фаций метаморфизма со стадиями преобразования осадочных пород, очевидно, требует специального пояснения.

СТАДИИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

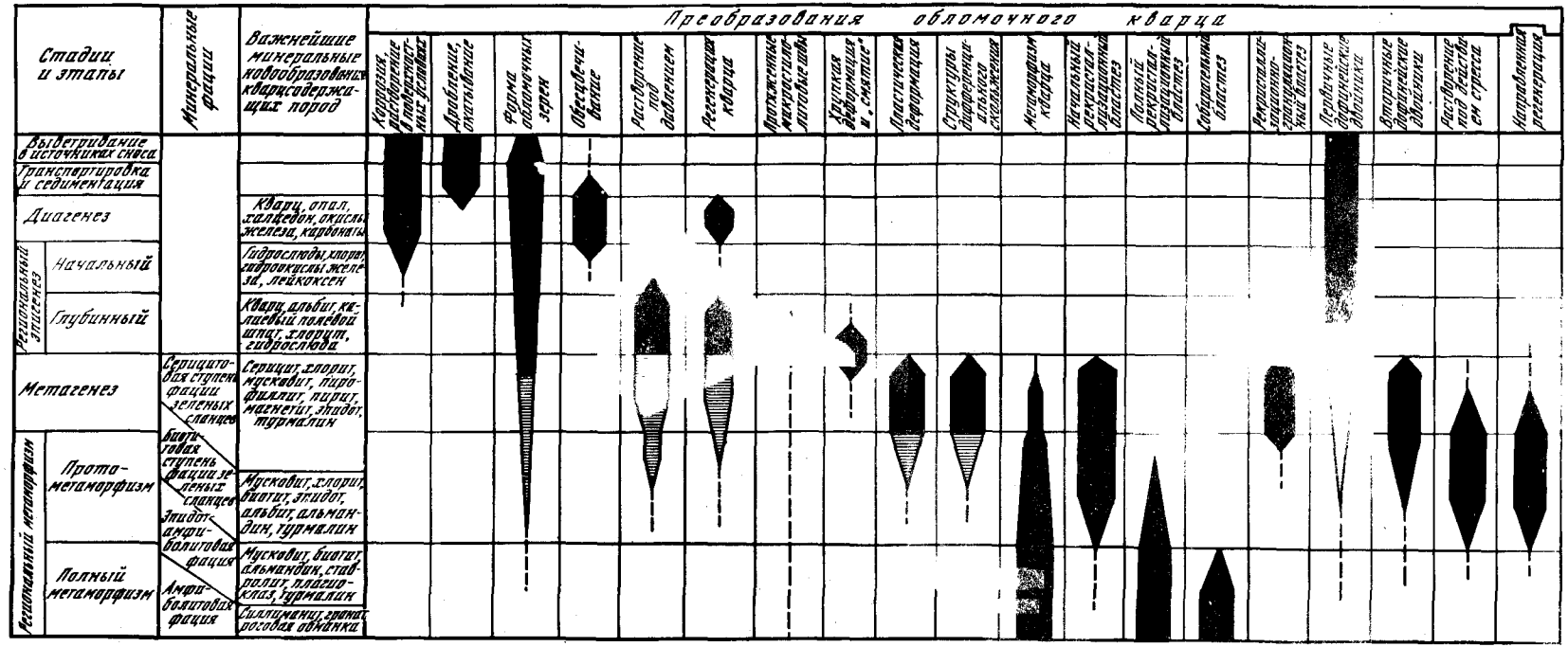
В отечественной и зарубежной литературе принято несколько систем терминов стадий и этапов литогенеза (Коссовская и др., 1957; Вассоевич, 1962; Страхов, Логвиненко, 1959; и др.). Не вдаваясь в дискуссию о правомочности того или иного термина, а также об объеме стадий и этапов, ими обозначаемых, констатируем, что в данной работе мы в основном пользуемся стадиальной терминологией, принятой в трудах сотрудников лаборатории генетической минералогии ГИНа (фиг. 27).

Вслед за А.В. Копелиовичем, А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым (1961), мы условно параллелизуем метагенез с серицит-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев. Метагенез рассматривается как стадия, переходная от регионального эпигенеза к региональному метаморфизму.

Опыт изучения таких устойчивых к постседиментационным преобразованиям пород, каковыми являются песчаники, показал целесообразность выделения в рамках стадии регионального метаморфизма двух этапов: протометаморфизма и полного метаморфизма.

Этап протометаморфизма характеризуется сохранностью реликтовых кластогенных и эпигенетических структур песчаных пород (бластопсаммитовые структуры) и незавершенностью метаморфизма терригенных компонентов. В породах, преобразование которых соответствует этому этапу, хорошо сохраняются стратификация, текстуры, и нередко такие образования картируют как нормальные осадочные или метаморфизованные осадочные. В этих породах установлены типичные метаморфогенные минералы: мусковит, биотит, гранат, ставролит и другие, поэтому принадлежность их к стадии регионального метаморфизма не вызывает сомнений. Двойственная метаморфогенно-осадочная природа образований, достигших этой ступени постседиментационных изменений, с нашей точки зрения, делает необходимым выделение этапа протометаморфизма. Термин "протометаморфизм" ранее применялся для обозначения начального метаморфизма осадочных пород (Страхов, 1957).

Строго говоря, в породах, соответствующих по степени постседиментационного преобразования выделяемому нами этапу полного метаморфизма,



Ф и г. 27. Эволюция обломочного кварца песчаных пород

также сохраняются черты осадочных пород – текстуры и тип стратификации, очень редко структуры. Характерными признаками этого этапа являются полная замена терригенной ассоциации компонентов, слагающих песчаную породу, на метаморфогенную и в подавляющем большинстве случаев развитые бластические структуры (в случае кварцевых песчаных пород – полный и собирательный бластез).

Поскольку мы рассматриваем преобразование обломочного кварца в песчаных породах, начиная с момента его возникновения вплоть до стадии преобразования, когда он уже полностью превращается в метаморфический минерал, нельзя не коснуться такого важного и трудного вопроса, как соотношение стадий (фаций) регионального эпигенеза и фаций регионального метаморфизма.

Мы полностью согласны с Н.Л. Добрецовым (1972), который пришел к выводу о невозможности непосредственной увязки стадий (фаций) эпигенеза с фациями метаморфизма в понимании Эскола. Фации регионального эпигенеза выделяются как сообщества пород близкого химико-минералогического состава, характеризующихся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникающих и устойчиво существующих на определенных стадиях эпигенетического развития пород (Коссовская, Шутов, 1965). Следует также подчеркнуть, что для литологов, занимающихся вопросами преобразования осадочных пород, важно не только, какие возникли новообразованные минералы и структуры, но и что сохранилось от первичного состава и структуры осадочной породы на разных стадиях ее преобразования.

Для метаморфистов-петрологов при выделении фаций регионального метаморфизма существенное значение имеет лишь возникновение тех или иных равновесных минеральных парагенезисов, анализ которых возможен с позиций термодинамики. Именно появление равновесных парагенезов принимается за начало регионального метаморфизма (Добрецов и др., 1972).

Таким образом, существует парадокс: в таких устойчивых к метаморфическим преобразованиям породах, каковыми являются песчаники, в особенности кварцевые и олигомиктовые, на определенных ступенях их преобразования могут возникать ассоциации равновесных метаморфогенных минералов, а сама порода сохраняет многие первичные минеральные, структурные и текстурные признаки осадочного происхождения, т.е. является объектом изучения с позиций стадиального анализа.

С нашей точки зрения, смысл этого парадокса состоит в том, что системы представлений о стадиях (фациях) постседиментационного преобразования осадочных пород и о фациях регионального метаморфизма находятся, если можно так выразиться, в разных плоскостях и не противоречат, а взаимно дополняют друг друга. Следовательно, на ступенях преобразований осадочных пород, соответствующих их слабому метаморфизму, имеет смысл выделять как стадии изменения (по общепринятому комплексу признаков), так и фации метаморфизма (по парагенезисам метаморфогенных минералов). В каждом отдельном случае, вероятно, возможна увязка стадии (этапа) с метаморфической фацией. В обобщенном виде такая увязка нецелесообразна, так как в зависимости от конкретных геологических условий может происходить скольжение границ стадий (зон) изменения осадочных пород относительно фаций метаморфизма (изоград). Поэтому на фиг. 29 соотношение стадий (этапов) изменения песчаных пород с фациями метаморфизма показано неопределенно, косыми линиями.

В связи с этим важно подчеркнуть, что преобразование обломочного кварца нами рассмотрено в системе градаций стадиального анализа. Это значит, что по степени преобразования обломочного кварца нельзя составить точного представления о субфации (ступени) метаморфизма пород, как, впрочем, и по любому другому, отдельно взятому метаморфогенному минералу.

СТАДИИ И ЭТАПЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА

Изменения кварца песчаных пород от момента его индивидуализации как обломочного минерала до полного преобразования в метаморфогенный минерал сложны и многообразны. Каждая стадия и этап постседиментационного преобразования песчаных пород характеризуются комплексом изменений кварца, присущих этой стадии (этапу), а также реликтовым проявлениям внутренней и внешней перестройки обломочных зерен, унаследованной от предыдущих этапов (см. фиг. 27).

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Кварц считается одним из самых устойчивых к выветриванию минералов, а мономинеральные накопления обломочного кварца нередко рассматриваются как продукты переотложения кор выветривания. Вероятно, именно поэтому сведения о преобразовании кварца в элювии крайне скудны.

Н.А. Лисицына (1957) изучила поведение кварца в продуктах коры выветривания (Центральный Казахстан). Степень коррозии и растворения кварца возрастает по профилю коры выветривания от зоны гидрослюдистых глин, где наблюдаются следы растворения кварца, помутнение поверхности, разъедание глинистыми и железистыми минералами, к зоне каолинитовых глин, в которой кварц сильно корродирован и общее количество его заметно убывает. В латеритных корах, остаточные продукты которых сложены лишь окислами и гидроокислами Al, Fe и Ti, кремнезем наряду с другими компонентами (щелочными и щелочеземельными металлами) выносится из зоны выветривания.

Как уже указывалось, наиболее интенсивное растворение кварца происходит в щелочных условиях. Отмечается незначительное растворение кварца под действием гуминовых кислот (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

В результате выветривания кварцсодержащих кристаллических и осадочных пород происходит высвобождение зерен кварца различной размерности и форм, способных к переносу и участию в последующих седиментационных циклах. В коре выветривания уже заложена первичная дифференциация кварцевых зерен различного генезиса по размерным фракциям, а также создается их первоначальная форма (Blatt, 1967). Некоторые обломки кварца подвергаются разрушению, в особенности поликристаллические, трещиноватые и с включениями (Jackson, Sherman, 1953). Способность обломочного кварца к истиранию при транспортировке водными и воздушными потоками давно известна. Степень окатанности зерен обломочного кварца (и других минералов) является важной седиментологической характеристикой, позволяющей судить об агентах транспорта и неоднократности переотложения терригенного материала.

В этом отношении интересны эксперименты П.Кюнена (Kuenen, 1959, 1960). В замкнутом по окружности желобе он моделировал абразию зерен кварца в водном потоке. Абразия уменьшается с уменьшением скорости потока и увеличением округлости зерен. Первичное округление зерен (1–2%) достигается на первых сотнях километров; в дальнейшем, особенно для зерен средне- и мелкопесчаной размерности, абразия кварца в водном потоке становится незначительной (0,1% на 10 000 км для средних полуокатанных зерен).

Эоловая абразия, смоделированная в воздуходувных системах, приводит к потере веса песчинок в 100–1000 раз большей, чем при водной транспортировке.

Х. Блатт и Д. Кристи (Blatt, Christie, 1966) поставили вопрос об избирательном уничтожении кварцевых зерен в процессе выветривания и транспортировки. Авторы пришли к выводу о преимущественном разрушении волнистоугасающих и поликристаллических зерен кварца (как обладающих большими запасами внутренней энергии) на основании наиболее высокой встречаемости (в среднем – 40%) бездефектных зерен в кварцевых песчаниках. К сожалению, этот важный вывод американских авторов не совсем корректен, так как ими изучены главным образом кварцевые песчаные породы докембрия, в которых,

как установлено (Симанович, 1969), часто проявлен метаморфизм обломочного кварца. О явлении метаморфизма обломочного кварца Х. Блатту и Д. Кристи не было известно, поэтому они не могли правильно оценить причину низкой дефектности зерен кварца в докембрийских песчаных породах.

Наши наблюдения над неизмененными кварцевыми песками и слабо измененными песчаниками не подтверждают вывода американских ученых; в изученных нами образцах частота встречаемости бездефектных зерен обычно значительно ниже (Кац, Симанович, 1974) и соизмерима с таковой для менее зрелых пород.

Интересные экспериментальные исследования поведения обломочного кварца при механическом и химическом разрушении были проведены М.Я. Кацем (Кац и др., 1971; Кац, Симанович, 1974). Им установлено, что при разрушении кварца в лабораторных условиях изменяются плотностные свойства, причем происходит "вызревание" обломочного кварца, т.е. зрелые пески должны состоять в основном из зерен, плотностные свойства которых близки к свойствам оптически чистого кварца. Поскольку плотностные свойства кварца в основном зависят от насыщенности его зерен включениями минералов и минералообразующей среды, можно предположить, что при разрушении обломочного кварца в процессе его переноса в первую очередь уничтожаются зерна с включениями. Вероятно, включения сильно влияют на механические свойства обломочных зерен и их можно рассматривать как одно из проявлений дефектности кварца.

При всей важности выводов о возможности дифференциации обломочного кварца на путях от источников сноса к бассейну седиментации (или при неоднократном переотложении) вследствие уничтожения и истирания зерен со структурными дефектами и включениями следует с большой осторожностью подходить к реальной оценке влияния этого фактора на распределение типов обломочного кварца в зрелых песчаных породах. Нами уже сделан вывод о том, что встречаемость генетических типов кварца зависит не столько от степени зрелости песков, сколько от их соотношений в первичных питающих провинциях. Можно, конечно, предположить, что раздвоение максимума на треугольной диаграмме (см. фиг. 11), отвечающего генезису кварца песчаных пород за счет размыва пород древних кристаллических щитов, как раз связано с подобными процессами. Вопрос о дифференциации обломочного кварца в процессе транспортировки требует дальнейшего изучения.

Возможность дифференциации обломочного кварца по плотности его зерен М.Я. Кац оценивает отрицательно (Кац, Симанович, 1974). В последние годы появились многочисленные работы, в которых на основании изучения поверхностей кварцевых песчинок с помощью сканирующего электронного микроскопа делаются выводы о механизме возникновения поверхностных структур зерен, их истирании и окатывании (Ricci, Dalla, 1968; Blackwelder, Pilkey, 1972; Le Ribault, 1972; Margolis, Krinsley, 1971; Brown, 1973; Kozarsky, 1972; Krinsley e.a., 1973 и др.). Выяснено, что форма зерен кварца образуется не только в результате простого механического истирания, но и при участии химического растворения и переотложения кремнекислоты на поверхностях зерен кварца. Возникающие при этом структуры оказались столь характерными, что могут быть использованы для палеофациальных реконструкций.

ДИАГЕНЕЗ

По отношению к хорошо отсортированным высокозрелым песчаным породам применение понятия "стадия диагенеза" в значительной мере условно (Копелиович, 1965). К моменту полной литификации карбонатных, кремнистых и глинистых пород пески часто остаются совершенно рыхлыми. Несцементированные пески отмечаются в палеозойских платформенных разрезах. Есть все основания полагать, что литификация песков, особенно платформенных, часто наступает лишь в стадию глубинного эпигенеза в результате развития структур растворения под давлением и сопряженной с ними регенерации кварца.

Многие исследователи считали, что образование аутигенного кварца приурочено лишь к стадии диагенеза (Krynine, 1940; Абрамова, 1959; Чепиков и др., 1959; Галдобина, 1958; и др.). В настоящее время твердо доказано, что регенерация обломочного кварца в большинстве случаев связана с развитием структур растворения под давлением в глубинном эпигенезе (Waldschmidt, 1941; Taylor, 1950; Heald, 1956; Копелиович, 1965; Симанович, 1966; и др.). Однако в ряде случаев однозначно устанавливается диагенетическое окварцевание кварцевых песчаников, например в породах мелкайской свиты Атугей-Нуямского грабена.

Формирование в диагенезе аутигенных регенерационных каемок на зернах кварца описано В.И. Муравьевым (1975) для пород палеогена Русской платформы. В этих же породах установлено формирование опалового, халцедонового и люссатитового цемента. Такое сложное сочетание форм кремнезема, цементирующего обломочный кварц, вероятно, наиболее характерно для стадии диагенеза.

В диагенезе иногда происходит образование железистых рубашек на кварцевых зернах. Этот процесс установлен нами на примере шокшинских кварцито-песчаников (Симанович, 1966).

В песчаных породах с глинистым или карбонатным цементом в стадию диагенеза происходит литификация, при этом иногда зерна кварца подвергаются интенсивной коррозии минералами цементирующей массы. Механизм коррозии обломочного кварца кальцитом подробно рассмотрен в работах Р. Сивера (Siever, 1962; Pettijohn e.a., 1972).

Наконец, предполагаемое нами и описанное в главе IV обесцвечивание обломочного кварца, также, вероятно, приурочено к стадии диагенеза.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ

Начальный эпигенез. Преобразования обломочного кварца в начальном эпигенезе, по-видимому, аналогичны таковым в стадию диагенеза. Нами и другими исследователями (Симанович, 1966; Копелиович, 1965; и др.) описана коррозия обломочных зерен кварца, предшествующая развитию структур растворения под давлением и регенерации кварца.

Глубинный эпигенез. В глубинном эпигенезе происходит существенное изменение форм обломочных зерен в результате развития структур растворения под давлением и регенерации кварца. На этом же этапе впервые появляются протяженные микростилолитовые поверхности растворения, секущие новообразованные эпигенетические структуры.

В целом на этапе глубинного эпигенеза формируется сливная конформно-регенерационная структура в кварцевых и олигомиктовых песчаных породах, резко уменьшается их пористость и соответственно содержание растворов. Поэтому на дальнейшие воздействия стадий метагенеза и метаморфизма порода реагирует не как агрегат разрозненных кварцевых зерен, а как поликристаллическое твердое тело. В полимиктовых породах обломочный кварц также участвует в формировании эпигенетических структур.

Важно отметить, что на протяжении всех рассмотренных стадий не изменяются состав и внутренняя структура кварцевых зерен (за исключением предполагаемого явления обесцвечивания). Следовательно, до глубинного эпигенеза включительно зерна обломочного кварца полностью унаследуют типоморфные свойства кварца кристаллических пород, за счет которых они произошли, вне зависимости от количества циклов седиментации, в которых они участвовали.

МЕТАГЕНЕЗ

На стадии метагенеза преобразования обломочного кварца особенно сложны и многообразны. В породах, измененных до стадии метагенеза, обычно хорошо сохраняются реликтовые структуры предшествующих стадий, в том числе структуры растворения под давлением и регенерационные каемки на зернах кварца.

На этой стадии начинается преобразование внутреннего строения обломочных зерен. Наблюдаются начальные проявления метаморфизма обломочного кварца, приводящего к частичной утрате первичных типоморфных признаков. В некоторых случаях интенсивно развита пластическая деформация обломочного и аутигенного кварца, а также структуры дифференциального скольжения по границам обломочных зерен, рассматриваемые нами как разновидность пластической деформации. Первичные дофинейские двойники, унаследованные от материнских пород, начинают исчезать и преобразовываться, интенсивно развивается вторичное дофинейское двойникование. Последнее тесно связано с проявлениями пластической деформации кварца.

Одним из наиболее важных проявлений стадии метагенеза является возникновение структур начального бластеза – рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного, затрагивающих в основном периферические части обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки. В условиях сильного стресса отмечаются направленное растворение обломочного кварца и переотложение кремнекислоты в "теневых двойниках" в виде регенерационных наростов и линзочек кварца.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Протометаморфизм. Повышенные температуры этапа прометаморфизма (примерно соответствующего высокотемпературной ступени зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций) вызывают существенные изменения внутреннего строения зерен кварца (который на этой стадии уже нельзя называть обломочным в полном смысле этого слова), а также их структурных взаимоотношений с соседними зернами.

Метаморфизм обломочных зерен кварца развит интенсивно и легко устанавливается как статистическим подсчетом типоморфных признаков, так и макроскопически, при этом в ряде случаев сохраняется не только эпигенетическая, но даже первично-кластогенная структура пород (Симанович, 1969).

Все преобразования внутренней структуры кварцевых зерен сводятся к отжигу. Пластическая деформация, развитая на стадии метагенеза, распознается лишь по реликтовым полоскам бемовских включений; напряжения, приводящие к локальному повышению показателя преломления кварца по границам пластинок, уже сняты. В реликтовом искаженном виде в соответствующих породах обнаруживаются и структуры дифференциального скольжения. Наблюдается раздвойникование кварца: дофинейские двойники присутствуют лишь в виде мелких единичных островков на границах зерен. Интенсивно развиты направленные растворение и регенерация кварца (в условиях стресса).

Наблюдается постепенная интенсификация процесса начального бластеза, обусловленного миграцией границ кварцевых зерен. Участками взаимное бластическое замещение зерен заходит так далеко, что не сохраняется никаких реликтов кластического строения зерен и структур предшествующих стадий. Возникает полнобластическая структура, контуры индивидов в которой не совпадают с контурами первичных обломочных зерен.

Полный метаморфизм. Название этапа говорит само за себя. Действительно, происходит полный метаморфизм обломочного кварца, т.е. в нем совершенно отсутствуют типоморфные признаки, унаследованные от материнских пород и возникают совершенно новые, отвечающие физико-химическим условиям метаморфизма пород. Не обнаруживается никаких реликтов пластической деформации кварца, отмечаются очень редкие и мелкие дофинейские двойники.

Практически отсутствуют реликты структур предшествующих стадий эпигенеза и метагенеза. В породах развиты различные структуры бластического ряда: гранобластовые, лепидогранобластовые, фиброгранобластовые и т.д. В чистых кварцевых разностях наблюдается явление собирательного бластеза: разрастание индивидов кварцевой мозаики за счет поглощения более мелких индивидов посредством механизма миграции границ зерен.

Тем не менее в очень редких случаях устанавливаются или скорее угадываются реликты кластической структуры пород. Это обычно крупные зерна кварца, "бронированные" слюдистыми минералами, сформированными за счет глинистого цемента, веществом органического происхождения (графит) и т.д.

В обнажениях обычно хорошо устанавливается псефитовая структура; под микроскопом граница галек и вмещающей кварцевой массы неразличима: они имеют абсолютно идентичную структуру.

Заканчивая обзор стадийного преобразования обломочного кварца, следует отметить, что на разных стадиях и этапах, начиная с глубинного эпигенеза, наблюдались поздние проявления его преобразования, вероятно, регрессивного характера: протяженные микростилолитовые швы, пластические (типа смятия) и хрупкие деформации кварца холодного происхождения в зонах разломов и подвижек.

О ЦИКЛАХ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Итак, история обломочного кварца в основном заканчивается этапом полного метаморфизма, приблизительно соответствующего низкотемпературной ступени амфиболитовой фации метаморфизма. Самым консервативным типоморфным признаком обломочных зерен оказывается их форма, изредка установимая в песчаных породах, метаморфизованных до амфиболитовой фации.

Существует мнение, что реликтовую форму зерен кварца иногда удается установить и в породах гранулитовой фации метаморфизма. Так, Е.А. Кулиш (1972) в иенгрских кварцитах (Алданский щит) описал реликтовые кластические структуры. Наша специальная проверка (на собственном материале и на материалах, приводимых Е.А. Кулишом) показала ошибочность этих определений.

Начиная с высокотемпературных ступеней метаморфизма, цикл обломочного кварца вливается в общий цикл кремнекислоты в гранитном слое земной коры. В кварце метаморфических пород возникают разнообразные минеральные включения (кроме игольчатого рутила); начало этого процесса удалось наблюдать на примере ярогинских кварцитов (см. табл. XV, *6*). Попадая в зону ультраметаморфизма, метаморфические породы частично плавятся. Кварц возникающих палингенных гранитов содержит игольчатый рутил и другие минеральные включения, а также заметные количества включений минералообразующей среды. Массы гранитов, интрудированные в более высокие горизонты земной коры, сильно насыщены летучими компонентами. Соответственно возрастает насыщенность кварца включениями минералообразующей среды; она особенно велика в кварце гипабиссальных разностей гранитоидов и пегматитов. От магматических очагов отделяются растворы, насыщенные кремнекислотой, формирующие кварцевые жилы. Насыщенность жильного кварца включениями минералообразующей среды особенно высока. Существуют многочисленные доказательства метаморфогенного происхождения кварцевых жил в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Обилие летучих компонентов стимулирует рост крупных и гигантских минеральных включений в кварце пегматитов и гидротермальных жил. Вероятно, именно поэтому эти включения так редко встречаются в кварце соответствующих генетических типов песчаной размерности.

Все эти кристаллические образования и кварцевые жилы, попадая в зону гипергенеза, разрушаются и снова дают рождение обломочному кварцу. Начинается новый большой цикл обломочного кварца.

Хорошо известен также малый цикл обломочного кварца, т.е. его неоднократное переотложение в результате размыва уже образовавшихся осадков и осадочных горных пород. В этом случае обломочный кварц не покидает осадочную оболочку земной коры. Неоднократность переотложения обломочного кварца обычно распознают по реликтовым регенерационным каемкам и по степени окатанности, не соответствующей окатанности общей массы зерен данной породы.

Важно подчеркнуть, что в малых циклах, сколько бы они не повторялись, обломочный кварц сохраняет типоморфные признаки, унаследованные от материнских кристаллических пород (за исключением формы и размеров зерен), даже если размыву подвергаются достаточно сильно измененные породы вплоть до стадии глубинного эпигенеза.

Установление явления метаморфизма обломочного кварца, прогрессивно развивающегося, начиная со стадии метагенеза, позволяет поставить вопрос о выделении третьего, промежуточного, цикла обломочного кварца.

Кварцсодержащие песчаные породы, преобразованные до стадий метагенеза и протометагенеза, также попадают в соответствующих геологических условиях в зону гипергенеза, выветриваются и подвергаются размыву. При этом в осадок попадает обломочный кварц, уже частично утративший типоморфные признаки, унаследованные от материнских кристаллических пород.

К сожалению, мы должны признать, что если в изученных образцах содержится избыток такого переотложенного метаморфизованного обломочного кварца, то это должно привести к существенным искажениям распределений его генетических типов. Можно надеяться, что в тех случаях, когда метаморфизм обломочного кварца проявлен слабо, в переотложенных обломочных зернах он будет определяться как кварц исходных генетических типов. Сильно метаморфизованный обломочный кварц обладает типоморфными признаками, позволяющими его определять как кварц метаморфический. В промежуточных случаях при определении переотложенного обломочного кварца можно ожидать неверные результаты.

Попавший в осадок переотложенный метаморфизованный обломочный кварц в дальнейшем переживает любой из трех описанных циклов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены новые данные о типоморфных особенностях обломочного кварца и их стадиальной эволюции, разработана методика определения источников сноса по обломочному кварцу, выяснена роль кварца как индикатора постседиментационных преобразований песчаных пород.

Подведем основные итоги проделанной работы.

1. Разработана классификация оптически определимых типоморфных признаков породообразующего кварца, на основе которой проведено статистическое изучение образцов кварца эталонной коллекции кристаллических пород.

2. На основе принятой нами классификации генетических типов обломочного кварца и результатов статистического изучения кварца эталонных пород разработана принципиально новая вероятностная методика количественного определения первичных источников сноса по обломочному кварцу. Проведена экспериментальная проверка этой методики.

Необходимо подчеркнуть универсальность предлагаемой методики: применимость для всех разновидностей мелко- и среднезернистых кварцсодержащих песчаных пород как рыхлых, так и сцементированных, степень изменения которых не превышает глубинный эпигенез.

3. Опыт применения методики определения генетических типов обломочного кварца к конкретным образцам песчаных пород показал, что полученные результаты не противоречат сведениям об источниках сноса для этих образцов (по геологическим и минералогическим данным).

4. Установлено, что распределение генетических типов обломочного кварца в образцах песчаных пород различных петрографических типов зависит в большей мере от первичных источников сноса, чем от минеральной зрелости пород.

5. Показана применимость новой методики для выявления эволюции распределения генетических типов кварца в разрезе и на площади и установления резких скачков в форме распределений при геологических перестройках, ведущих к быстрой смене источников сноса.

6. Установлено, что начиная со стадии метагенеза обломочный кварц постепенно утрачивает свои первичные типоморфные признаки. Это явление названо нами "метаморфизмом обломочного кварца". Изучена эволюция типоморфных особенностей обломочного кварца по мере нарастания степени постседиментационного преобразования песчаных пород. Рассмотрен механизм метаморфизма обломочного кварца с позиций теории дефектов в кристаллах.

7. Разработана методика изучения дофинейских двойников кварца. Установлены стадиальные закономерности дофинейского двойникования в кварце песчаных пород.

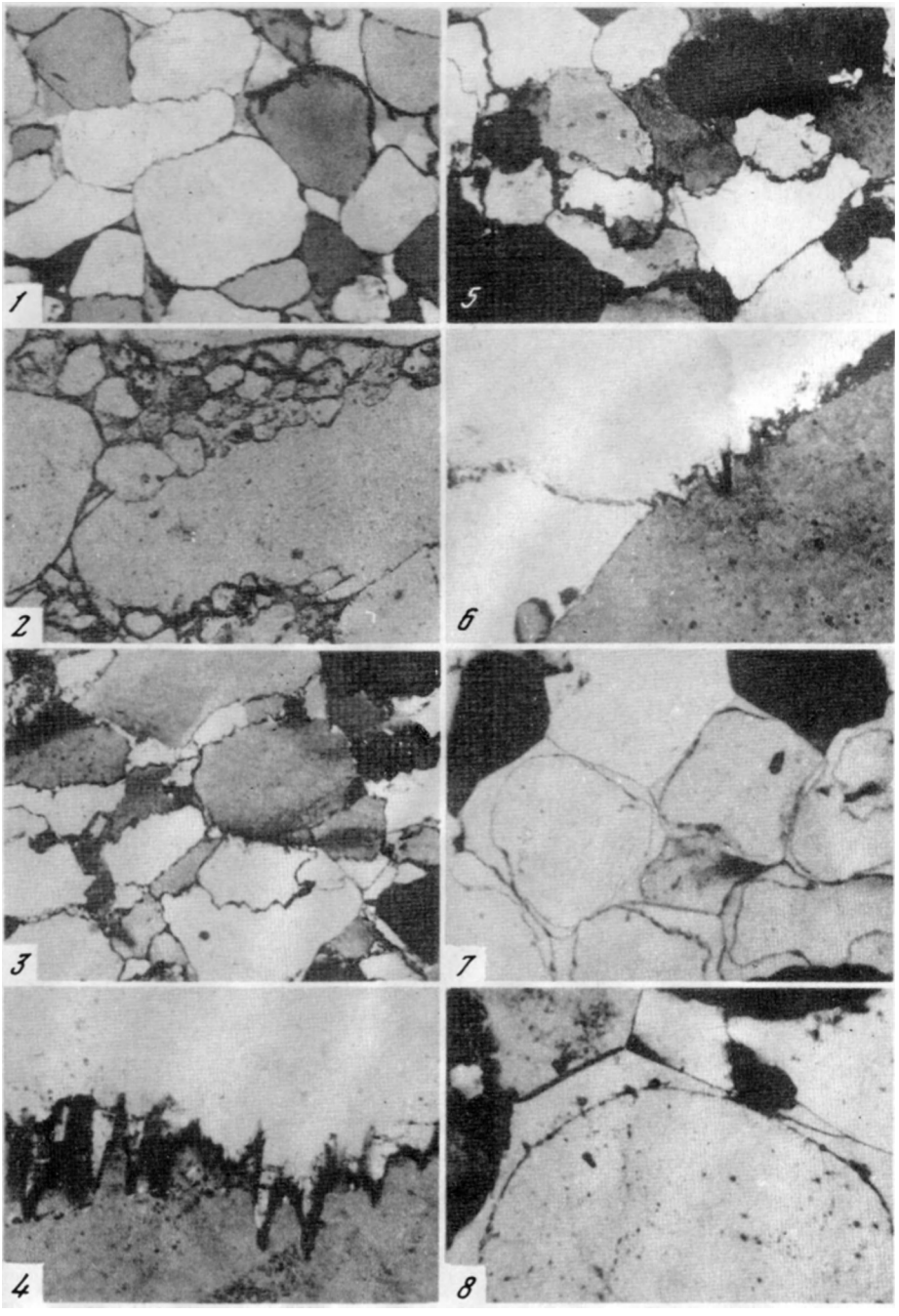
8. На примере шокшинских кварцито-песчаников в обломочном и аутигенном кварце описаны все известные проявления пластической деформации. Установлена преимущественная приуроченность пластической деформации кварца к стадии метагенеза песчаных пород.

9. Изучен механизм формирования эпигенетических (конформно-регенерационных и др.) и метаморфогенных (бластических) структур кварцевых песчаных пород. Прослежен механизм рекристаллизационного бластеза от самых

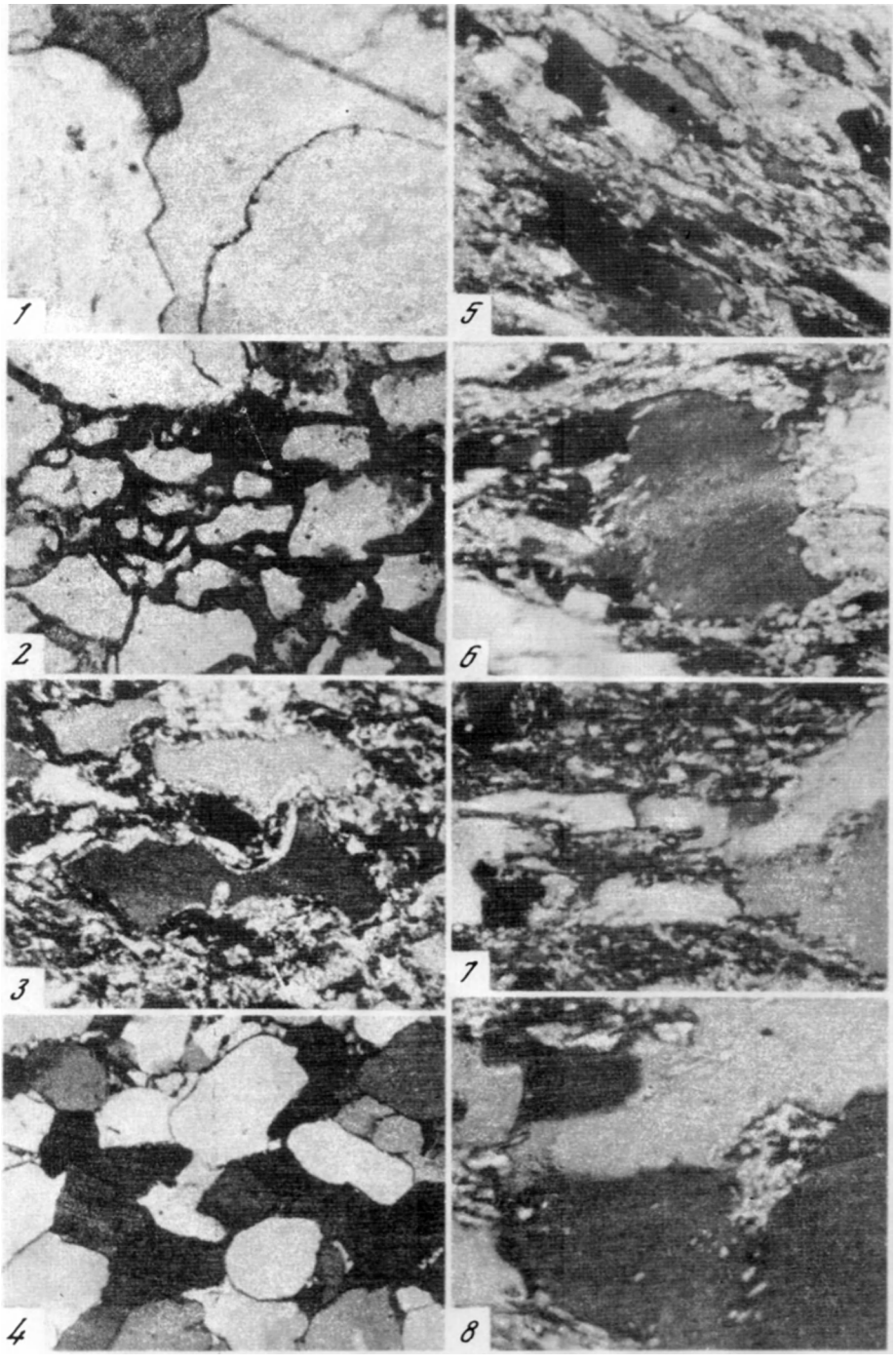
начальных проявлений (метагенез) до формирования гранобластовых структур (полный метаморфизм).

10. Выявлена приуроченность комплексов описанных типов постседиментационного изменения кварца к стадиям и этапам преобразования песчаных пород. Хотя по изменению обломочного кварца нельзя составить точное представление об условиях метаморфизма (температуре и давлении), изучение его преобразований позволяет определить стадию преобразования песчаных пород и, следовательно, грубо оценить степень их метаморфизма. Такие оценки оказались чрезвычайно полезными для решения ряда геологических задач в тех случаях, когда исследователь вынужден оперировать с ограниченными и разрозненными образцами песчаных пород (например, установление генезиса галек в конгломератах, выявление характера преобразования песчаных пород в отдельных выходах в условиях плохой обнаженности, изучения керна скважин и т.д.). Особенно перспективно изучение преобразований обломочного кварца для докембрийских образований, среди которых очень широко распространены кварцевые песчаные породы, степень метаморфизма которых неустановима другими методами.

Таблица I



½ 9 971


1
5
2
6
3
7
4
8

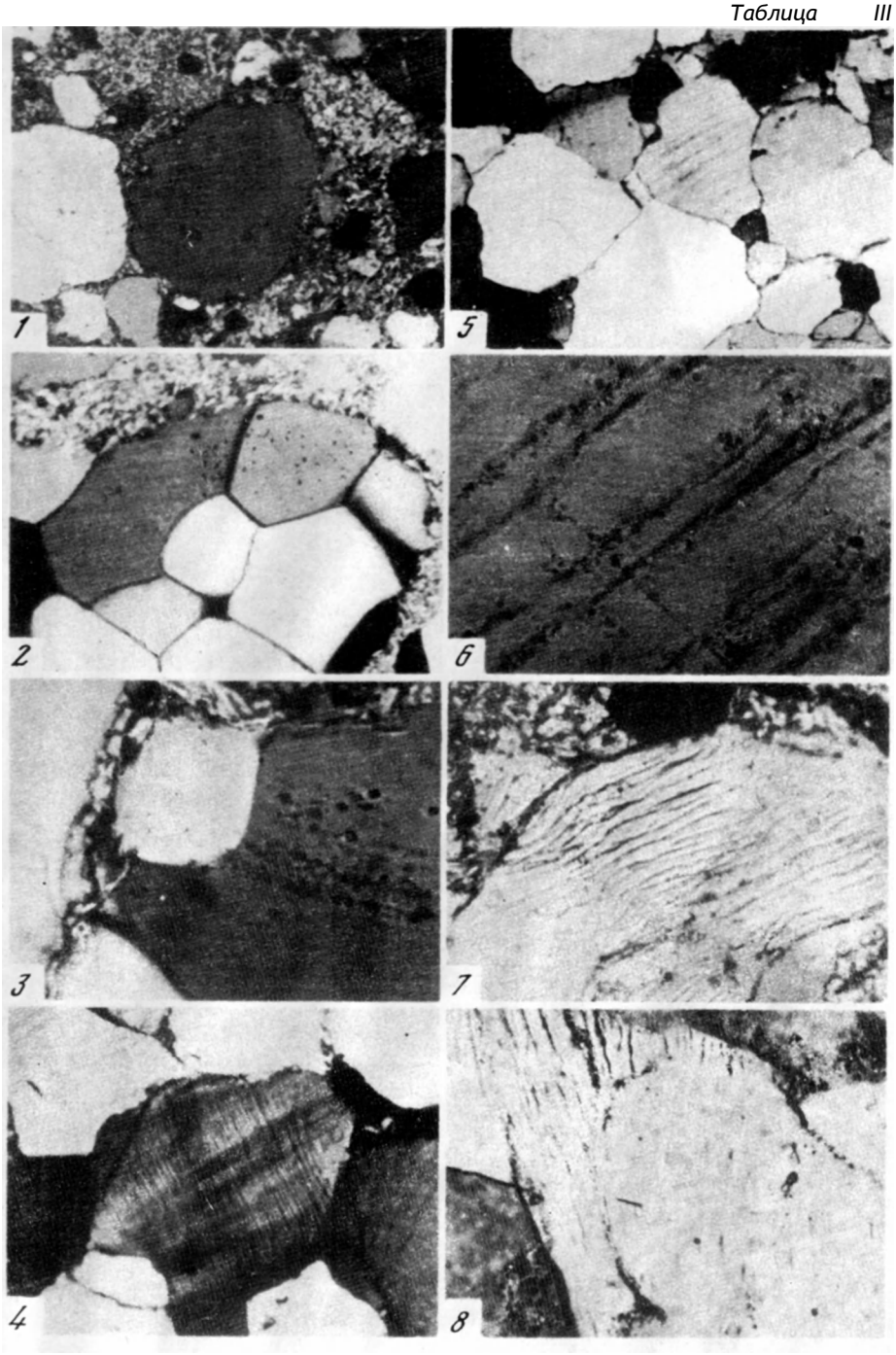

1
5
2
6
3
7
4
8

Таблица IV

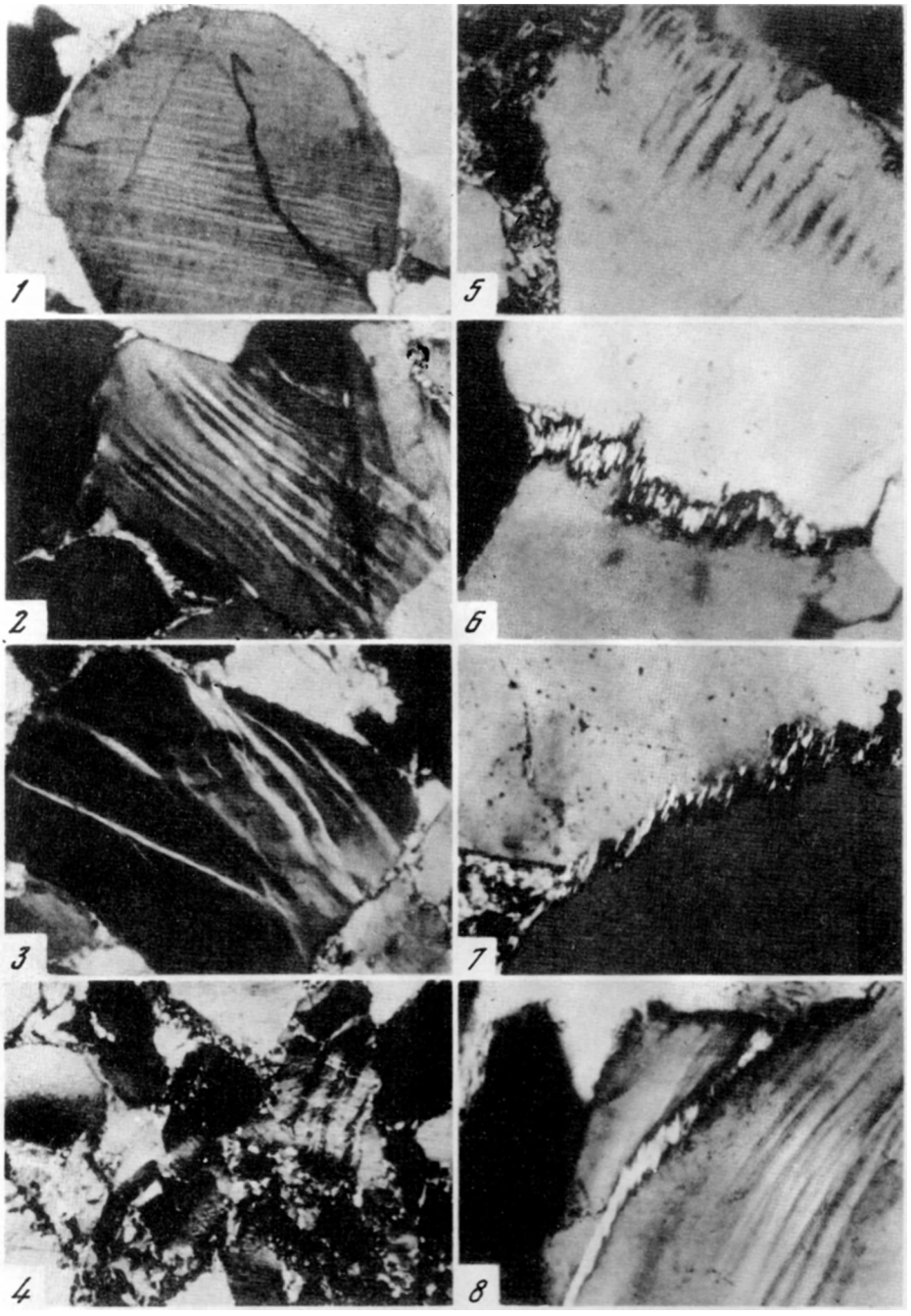
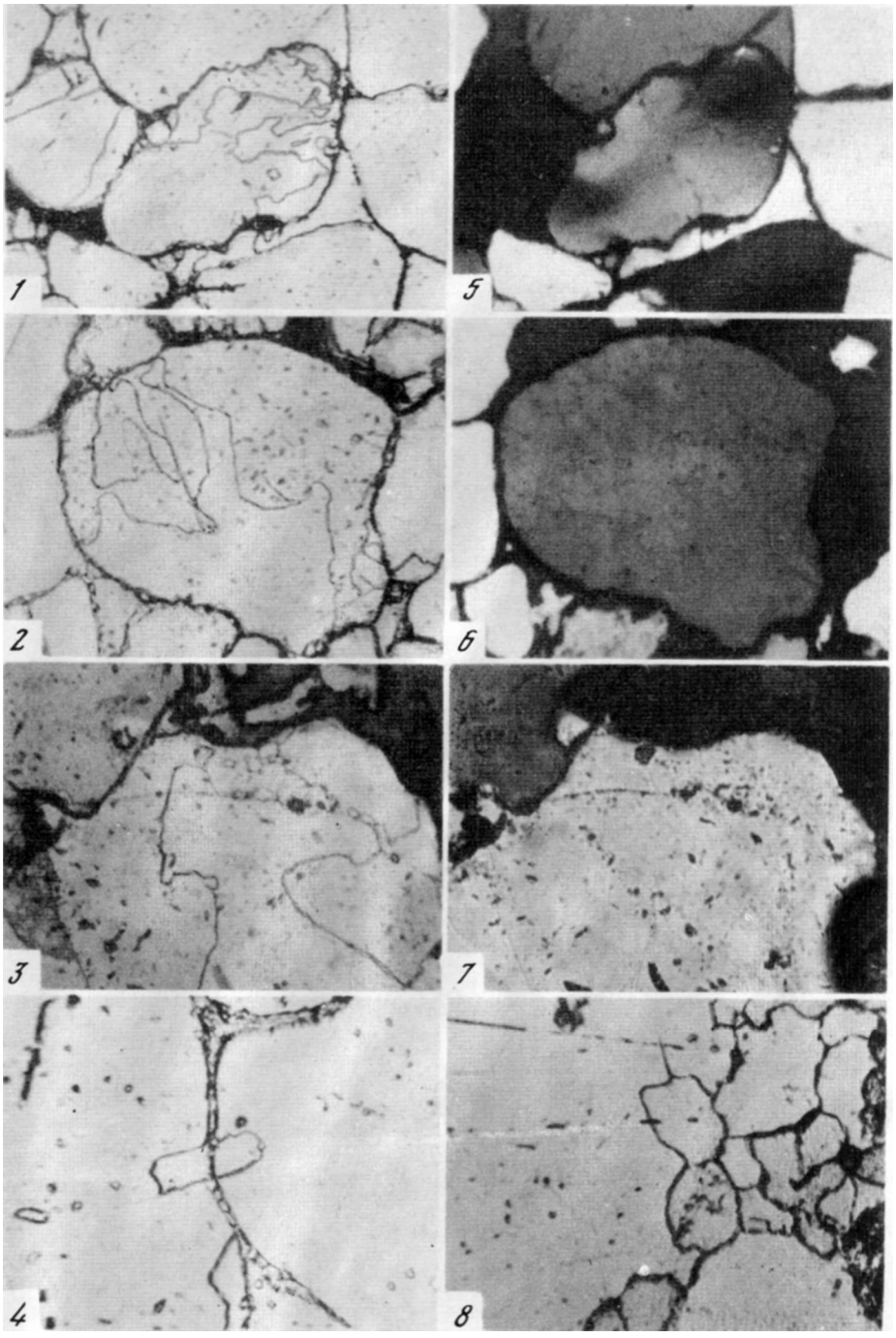
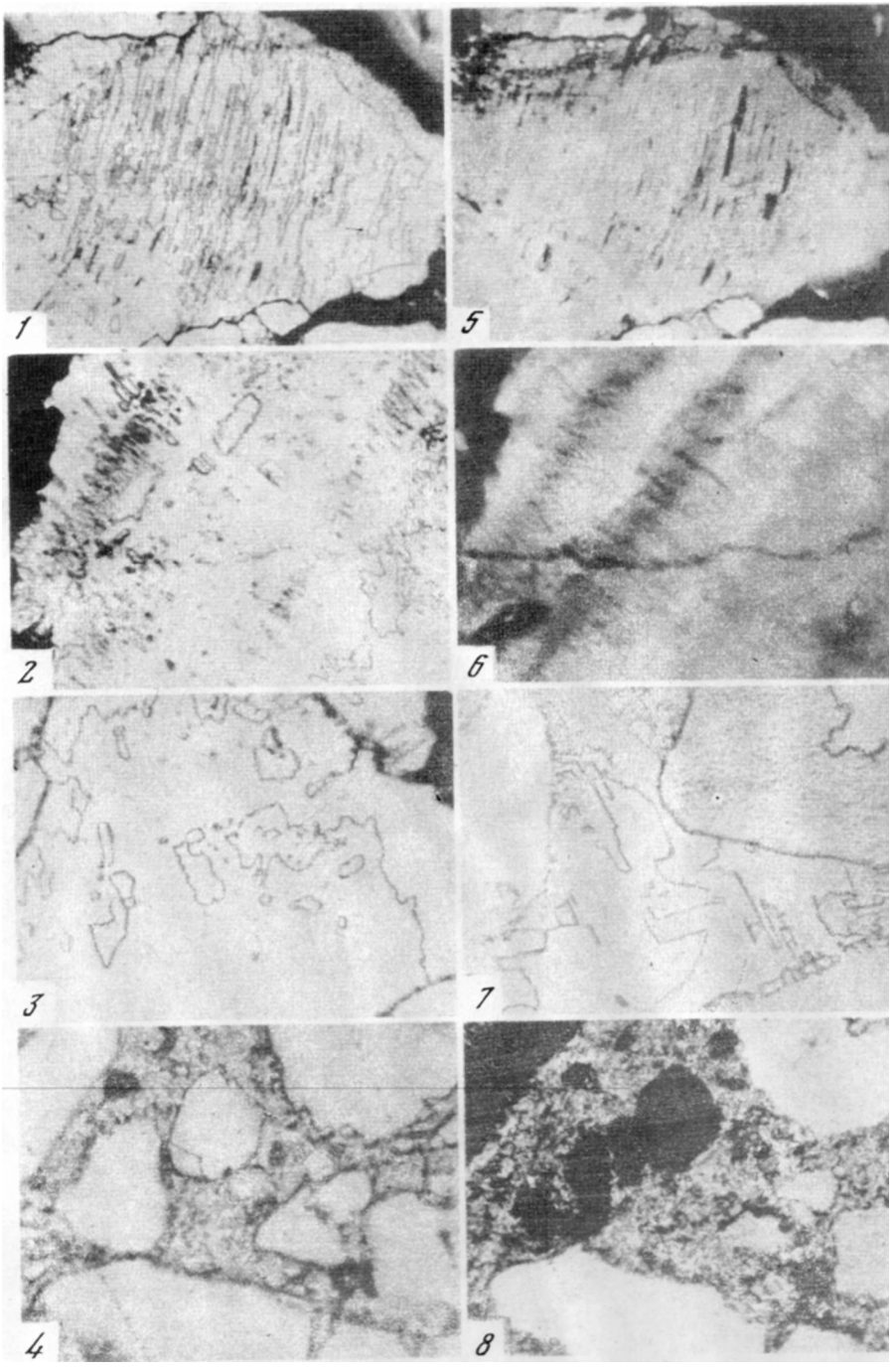
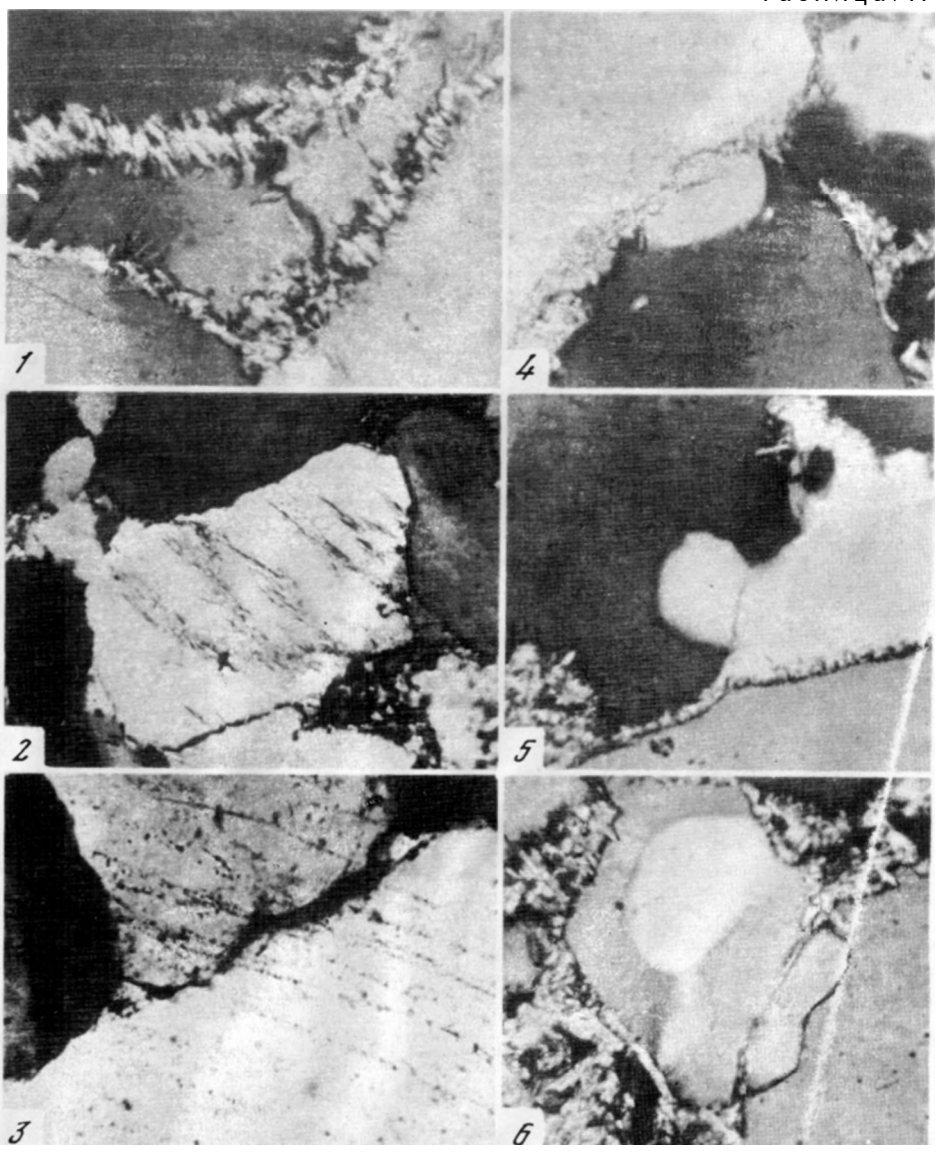


Таблица V




1
5
2
6
3
7
4
8


1
4
2
5
3
6

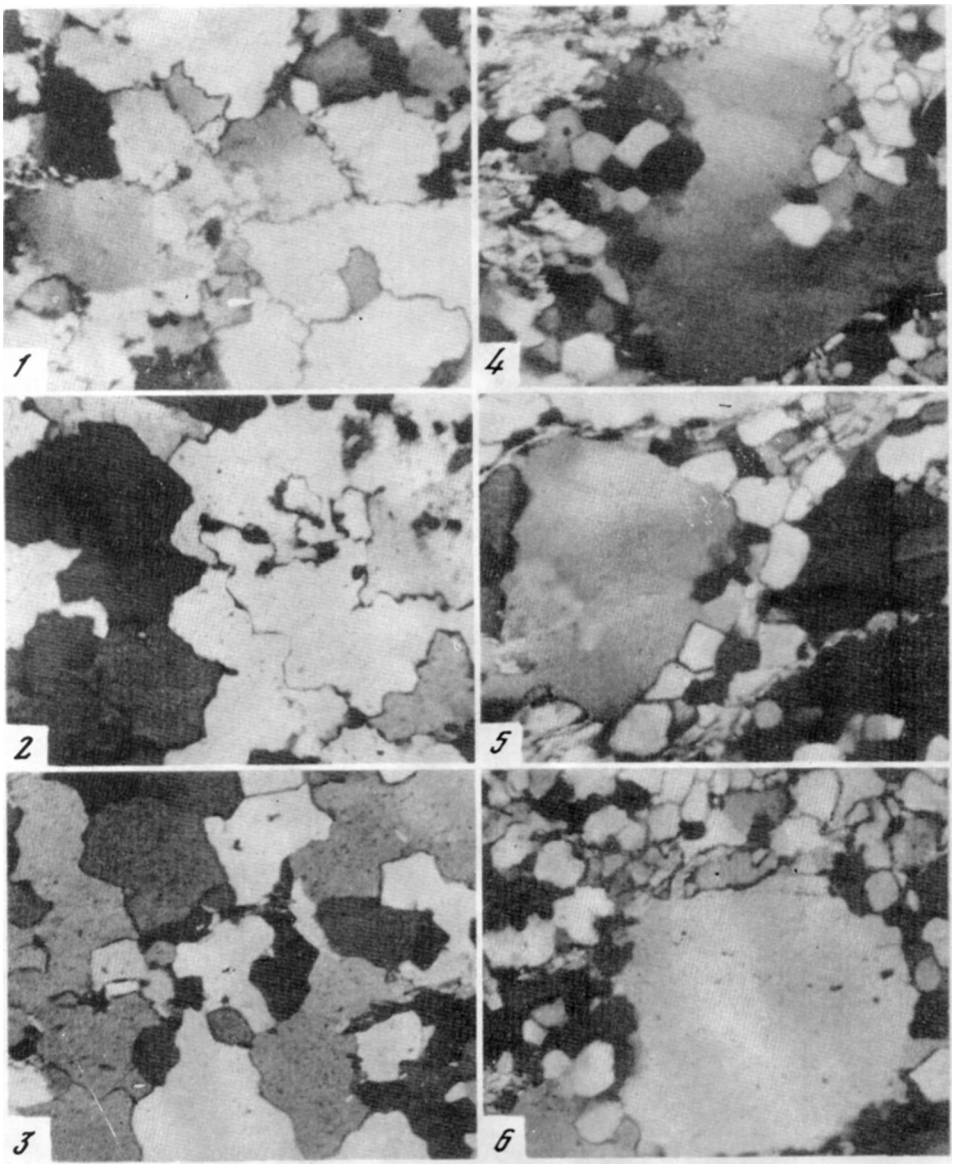
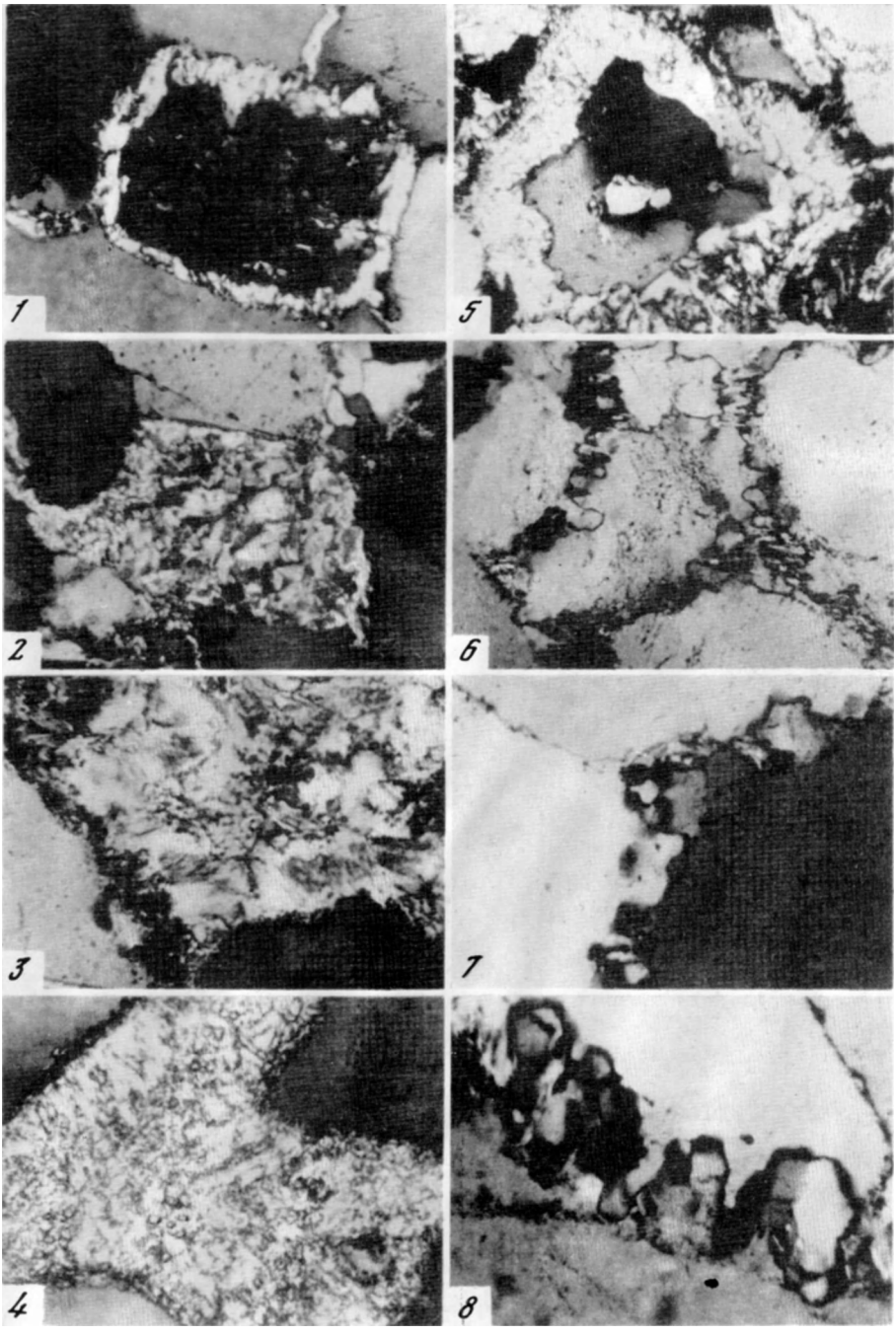
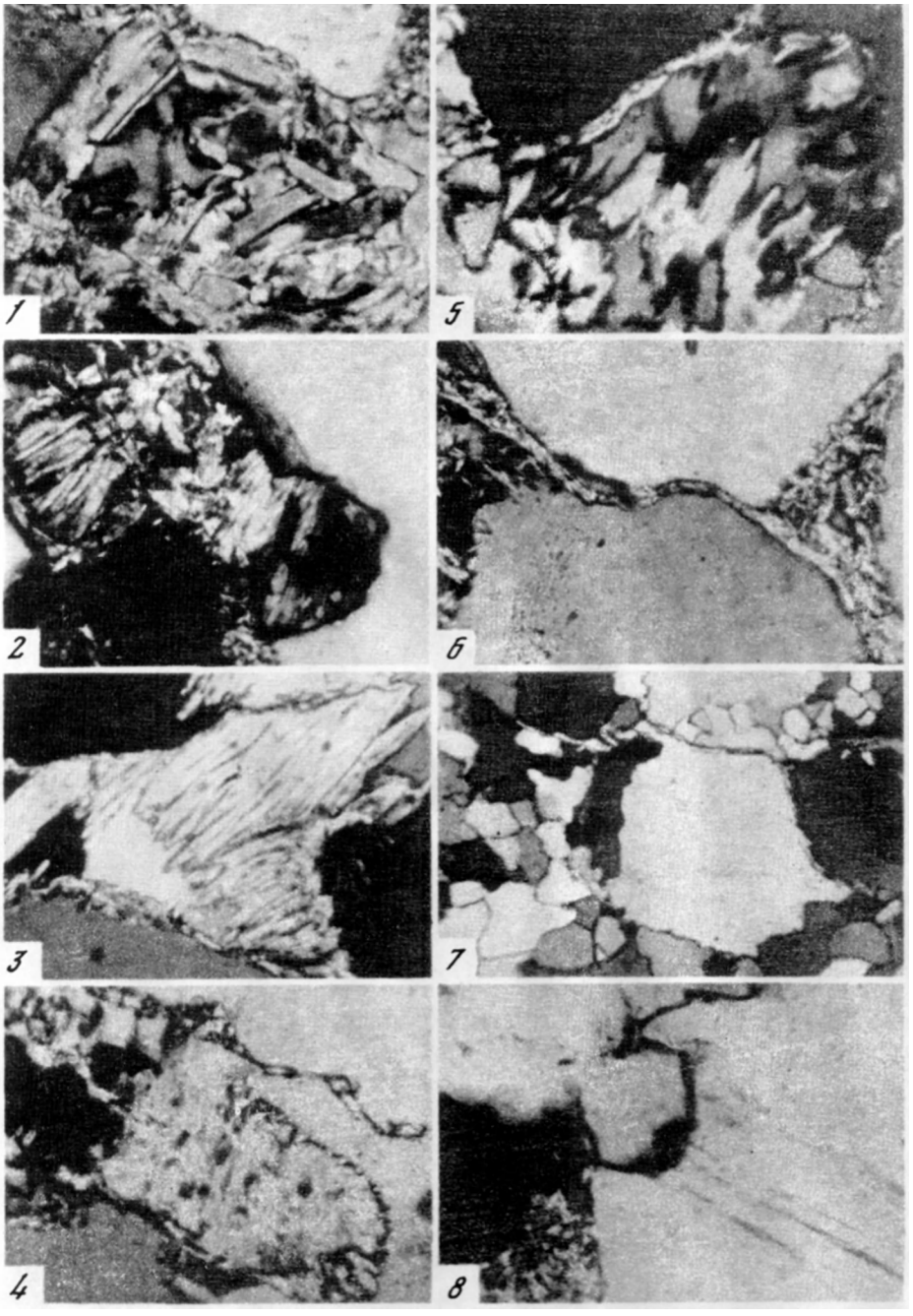
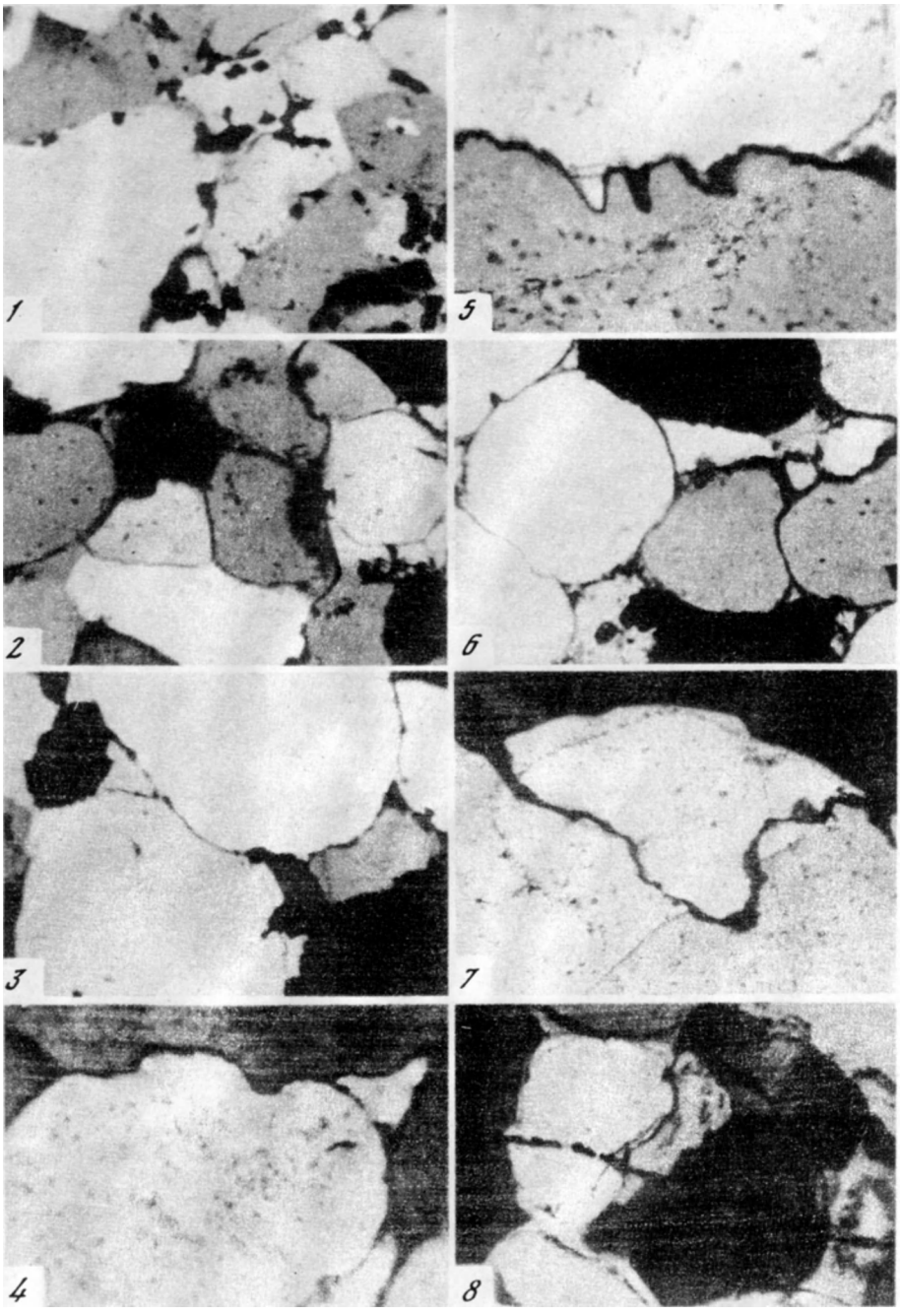
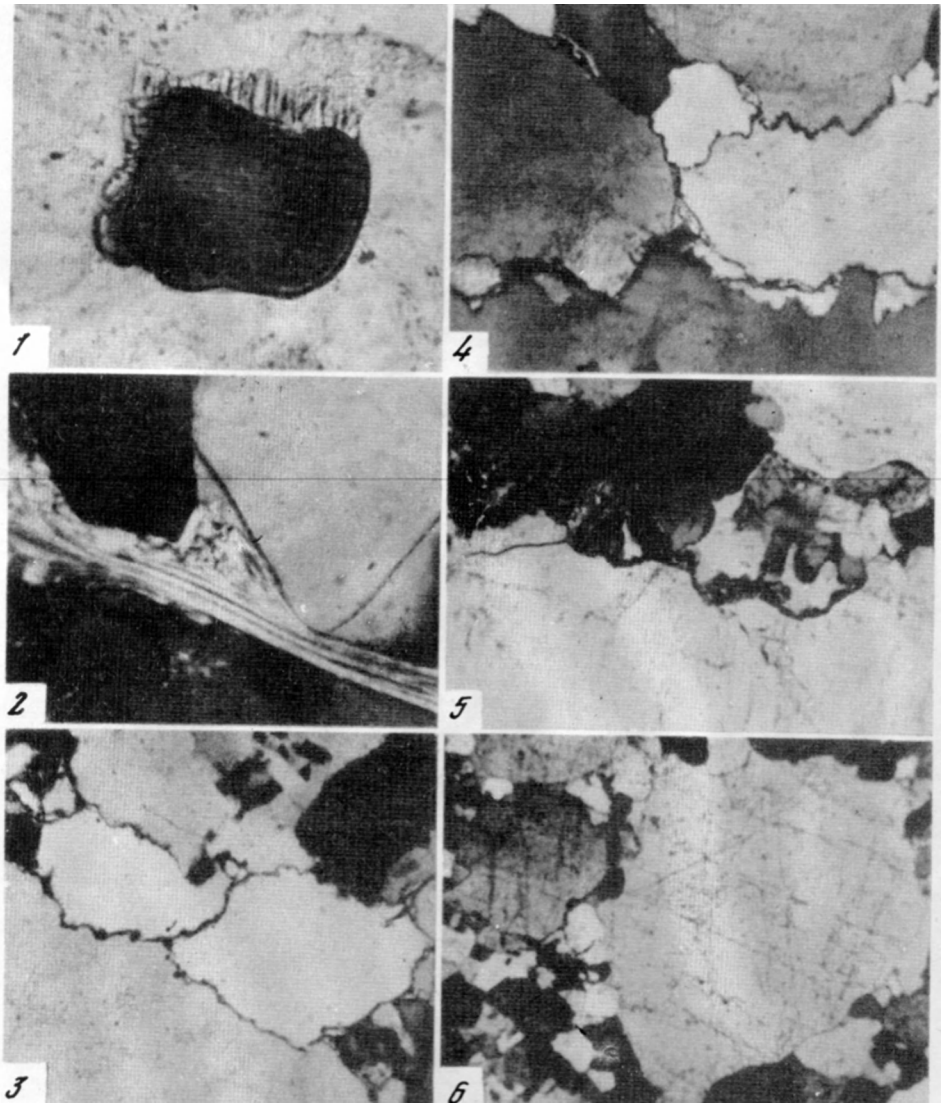

1
4
2
5
3
6

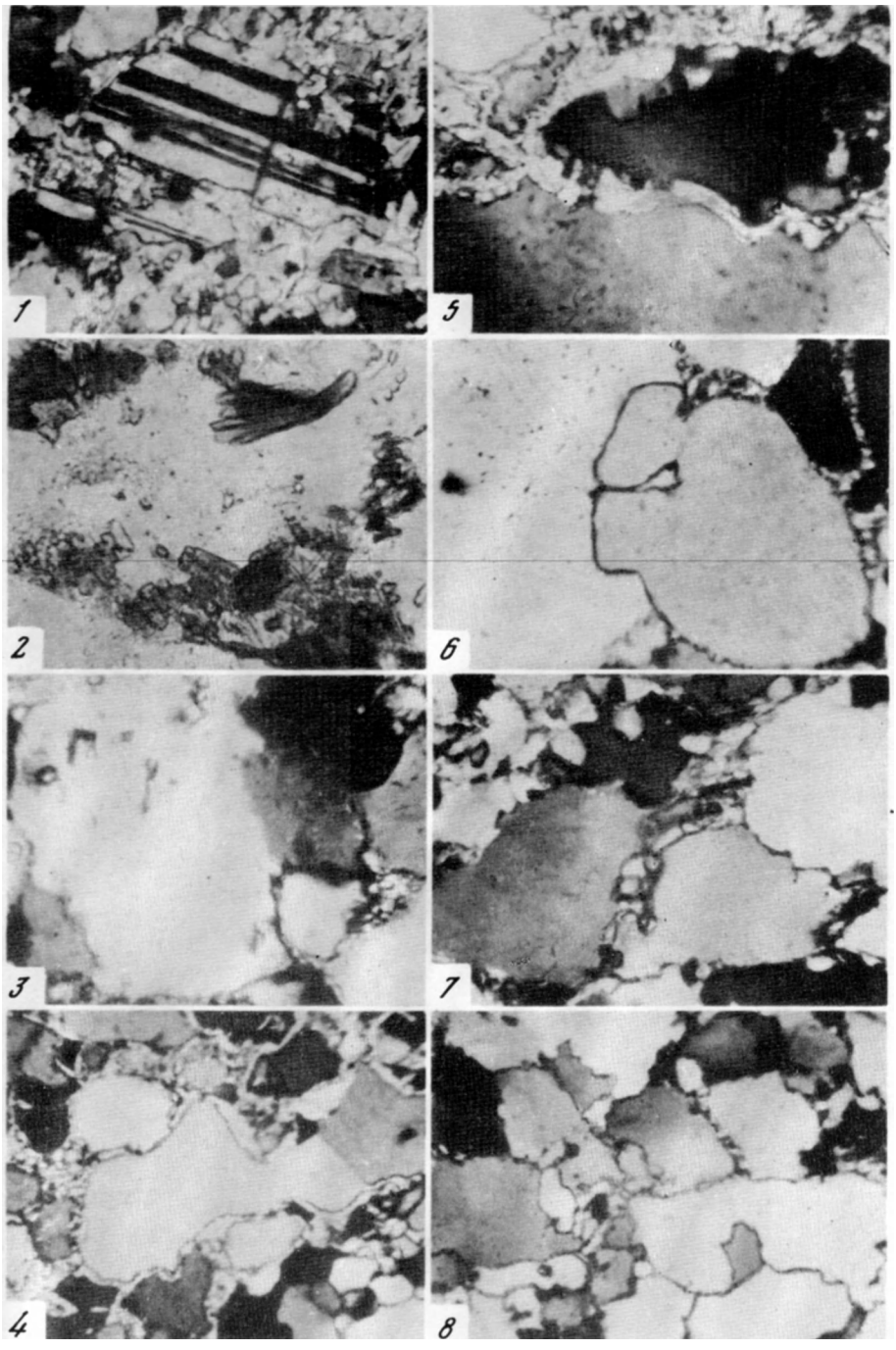
Таблица IX

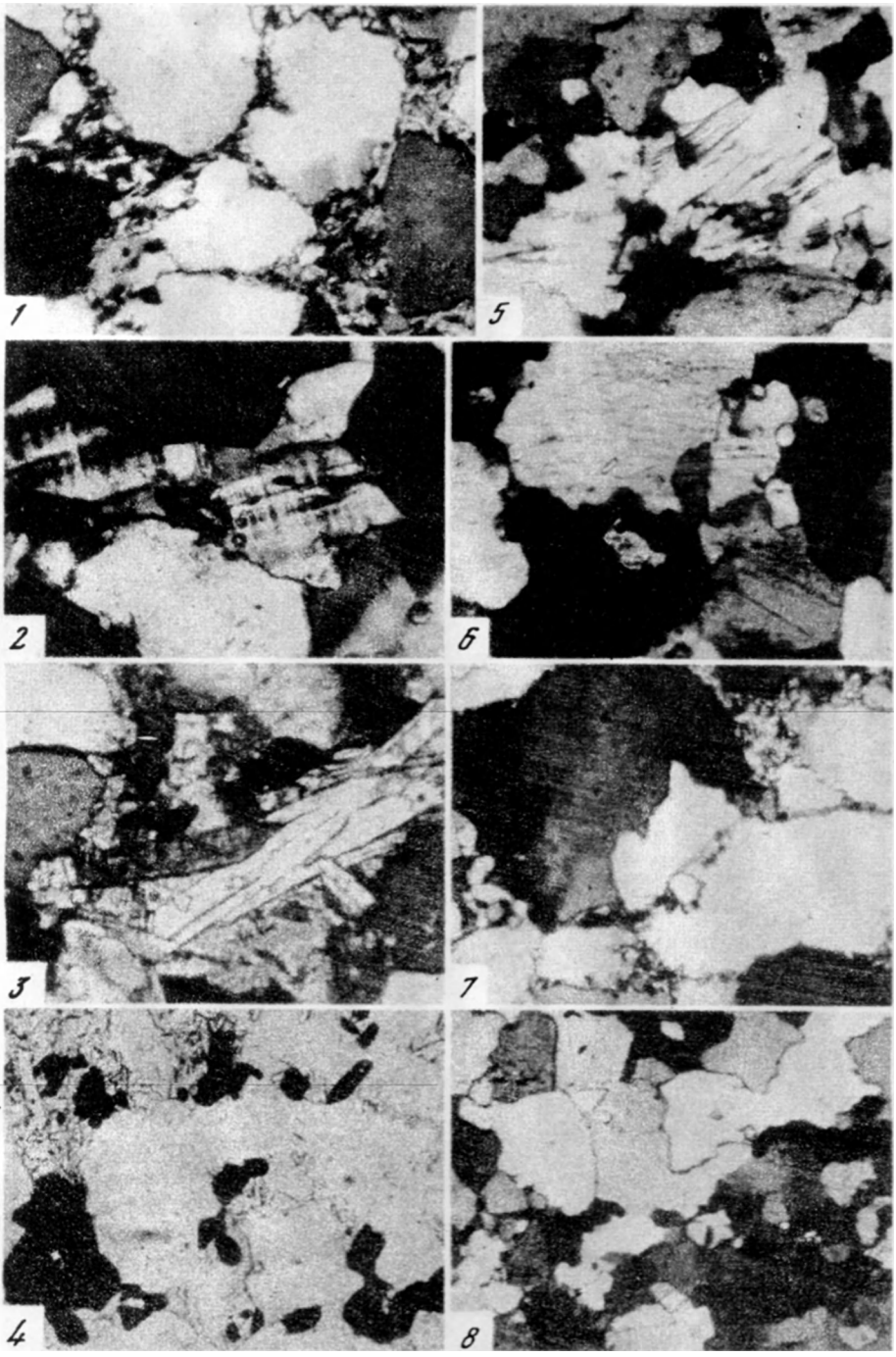


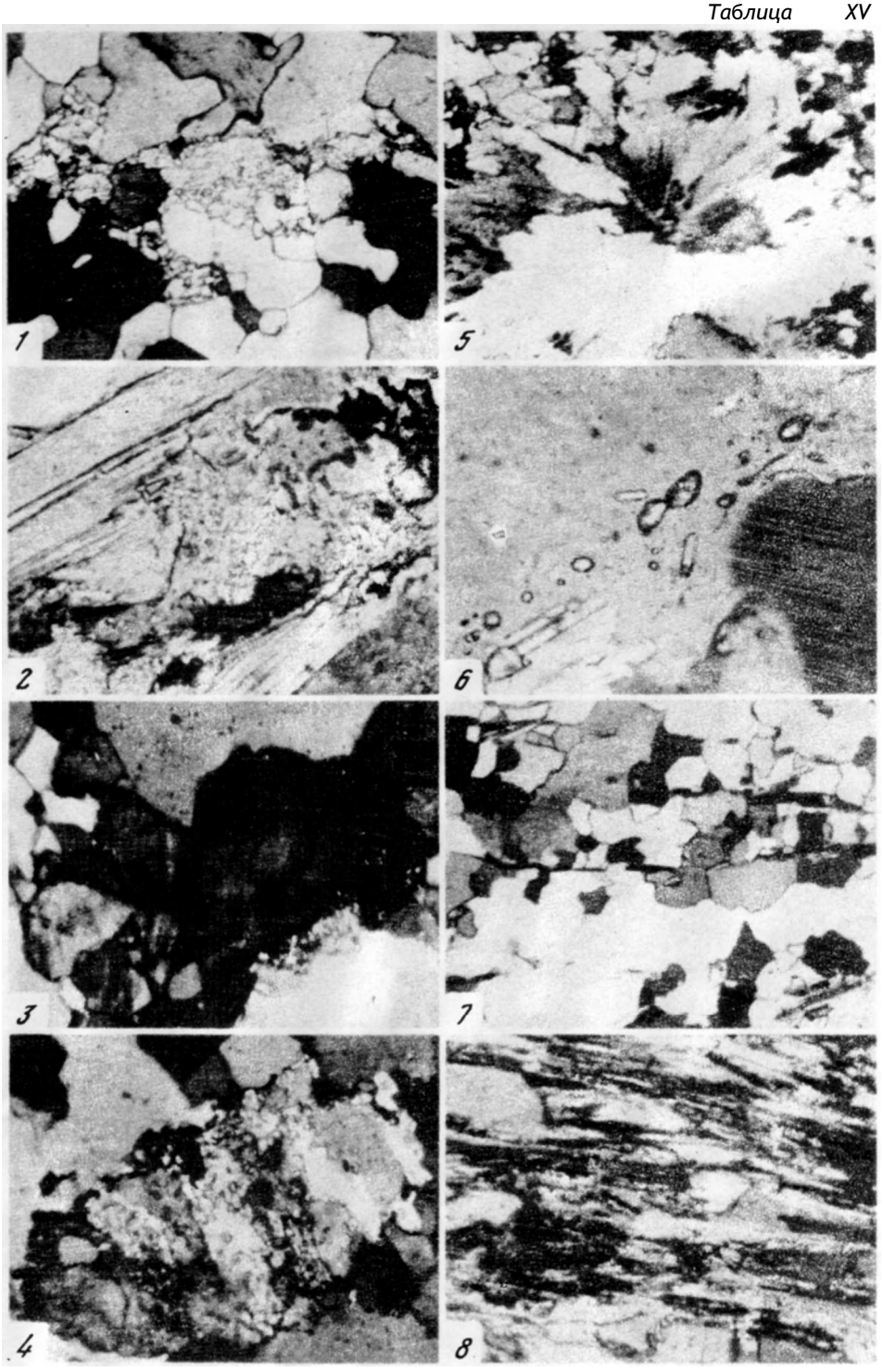

1
5
2
6
3
7
4
8

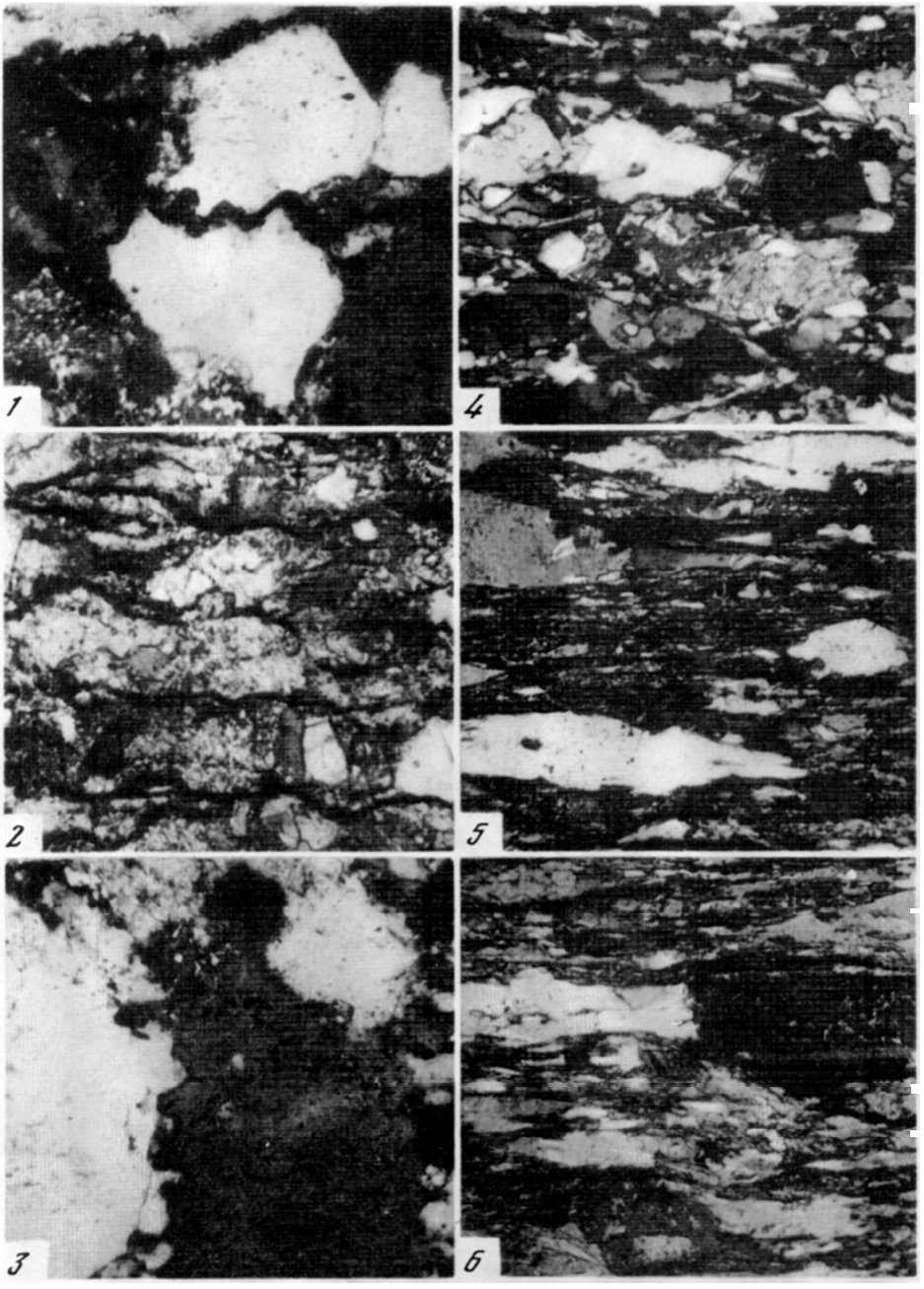

1
5
2
6
3
7
4
8


1
4
2
5
3
6


1
5
2
6
3
7
4
8


1
5
2
6
3
7
4
8


1
5
2
6
3
7
4
8


1
4
2
5
3
6

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Растворение и регенерация обломочного кварца

Таблица I

1 – конформно-регенерационная структура шокшинских кварцито-песчаников. Отчетливо видны "рубашки" окислов железа вокруг обломочных зерен. Николи скрещены; увел. 80
2 – инкорпорация мелких зерен кварца в обломок кремнистой породы. Без анализатора; увел. 80
3 – зона интенсивной микростилолитизации. Николи скрещены; увел. 80
4 – микростилолитовый контакт двух обломочных зерен. Николи скрещены; увел. 295
5 – "поздний" микростилолитовый шов, секущий конформно-регенерационную структуру породы. Николи скрещены; увел. 80
6 – аутигенный кварц, сопряженный с микростилолитовой структурой. Николи скрещены; увел. 295
7 – регенерационный кварцевый цемент. Николи скрещены; увел. 80
8 – кристаллографическая огранка регенерационной каймы. Николи скрещены; увел. 180

Таблица II

1 – кристаллографическая огранка регенерационной каймы. Николи скрещены; увел. 180
2 – интенсивная коррозия зерен кварца в участке цементации фукситом. Без анализатора; увел. 50
3 – интенсивная гравитационная коррозия обломочных зерен кварца. Николи скрещены; увел. 80
4 – конформно-регенерационная структура кварцито-песчаников. Николи скрещены; увел. 50
5 – структура рассланцевания. Николи скрещены; увел. 180
6 – направленная регенерация кварца. Николи скрещены; увел. 80
7 – новообразования кварца в "теневых" зонах. Николи скрещены; увел. 80
8 – то же. Николи скрещены; увел. 180

Метаморфизм обломочного кварца. Пластическая деформация

Таблица III

1 – кварцевый метапесчаник с метаморфизованным обломочным кварцем, базально сцементированный серицитом. Николи скрещены; увел. 30
2 – полигональная мозаичность в кварце. Николи скрещены; увел. 80
3 – "поедание" включений минералообразующей средой мигрирующей границей кварцевых зерен. Николи скрещены; увел. 180
4 – деформационное пластинкование, нормальное к фронту волнистого угасания. Николи скрещены; увел. 100
5 – полоски Бема. Николи скрещены; увел. 80
6 – структура полосок Бема. Отчетливо видны цепочки пузырьков жидкости. Николи скрещены; увел. 800
7 – искривленные ветвящиеся деформационные пластинки. Николи скрещены; увел. 315
8 – соотношение деформационного пластинкования в обломочном зерне кварца и его регенерационной кайме. Николи скрещены; увел. 77

¼10 971

Таблица IV

1 – ирреациональные двойники в зерне кварца. Николи скрещены; увел. 77
2 – субпараллельные деформационные пояса в зерне кварца. Николи скрещены; увел. 100
3 – "смятие" кварца. Николи скрещены; увел. 68
4 – интенсивная грануляция и смятие обломочного кварца. Николи скрещены; увел. 50
5 – полоски Бема. Николи скрещены; увел. 180
6 – структура дифференциального скольжения между зернами кварца. Николи скрещены; увел. 295
7 – структура дифференциального скольжения между конформно-контактирующими зернами кварца. Николи скрещены; увел. 295
8 – структура дифференциального скольжения между обломочным зерном и его регенерационной каймой. Николи скрещены; увел. 250

Дофинейское двойникование кварца

Таблица V

1 – двойниковое строение обломочных зерен кварца. Шокшинский кварцито-песчаник. Отраженный свет; увел. 80
2 – дофинейские двойники в обломочном зерне. Шокшинский кварцито-песчаник. Отраженный свет; увел. 80
3 – переход дофинейских двойников из обломочного зерна в регенерационную кайму. Отраженный свет; увел. 80
4 – парные двойники давления на контактах обломочных зерен. Отраженный свет; увел. 215
5 – участок (1). Николи скрещены; увел. 80
6 – участок (2). Николи скрещены; увел. 80
7 – участок (3). Николи скрещены; увел. 80
8 – двойники, ассоциирующие с рекристаллизационно-грануляционным бластическим контактом зерен кварца. Отраженный свет; увел. 215

Таблица VI

1 – дофинейские двойники, ассоциирующие с деформационным пластинкованием. Отраженный свет; увел. 80
2 – ряды мельчайших двойников, связанных с деформационным пластинкованием и поясами деформации. Отраженный свет; увел. 215
3 – двойники инверсии. Отраженный свет; увел. 215
4 – почти полное отсутствие дофинейских двойников в метаморфизованном кварце сегозерских кварцитов. Отраженный свет; увел. 80
5 – участок (1). Николи скрещены; увел. 80
6 – участок (2). Николи скрещены; увел 215
7 – дофинейские двойники в аутигенном кварце. Отраженный свет; увел. 200
8 – участок (4). Николи скрещены; увел. 50

Пластическая и хрупкая деформация. Начальнобластические и полнобластические структуры

Таблица VII

1 – структура дифференциального скольжения, искаженная последующим метаморфизмом. Николи скрещены; увел. 180
2 – трещинки хрупкой деформации в зерне кварца. Николи скрещены; увел. 68
3 – микрокатаклаз зерен кварца. Николи скрещены; увел. 180
4 – миграция границы кварцевых зерен. Николи скрещены; увел. 180
5 – бластическое замещение обломочного кварца аутигенным. Николи скрещены; увел. 180
6 – бластическое замещение кварца кварцем (миграция границы). Николи скрещены; увел. 180

Таблица VIII

1 – почти полнобластическая структура породы. Николи скрещены; увел. 80
2 – полнобластическая структура кварцита. Николи скрещены; увел. 80
3 – грано бластовая структура кварцита. Николи скрещены; увел. 30
4 – грануляция кварца. Николи скрещены; увел. 80
5 – то же. Николи скрещены; увел. 80
6 – цементация зерен кварца гранулированным кварцем. Николи скрещены; увел. 30

Шокшинские кварцито-песчаники

Таблица IX

1 – каолинизированное и серицитизированное зерно полевого шпата. Николи скрещены; увел. 295
2 – псевдоморфоза агрегата листочков мусковита по полевому шпату. Николи скрещены; увел. 156
3 – крупночешуйчатый серицитовый цемент. Николи скрещены; увел. 295
4 – мелкочешуйчатый серицитовый цемент. Николи скрещены; увел. 295
5 – замещение зерна кварца с периферии крупночешуйчатым серицитом. Николи скрещены; увел. 250
6 – бластические контакты между зернами (рекристаллизационно-грануляционный бластез). Николи скрещены; увел. 80
7 – рекристаллизационно-грануляционный бластез. Николи скрещены, увел. 250
8 – рекристаллизационно-грануляционный бластический контакт между обломочными зернами. Николи скрещены; увел. 250

Сегозерские кварцито-песчаники

Таблица X

1 – замещение кварца мусковитом. Николи скрещены; увел. 180
2 – коррозия кварца хлоритом. Николи скрещены; увел. 180
3 – замещение аутигенного кварца мусковитом. Николи скрещены; увел. 180
4 – замещение полевого шпата регенерационным кварцем. Николи скрещены; увел. 180
5 – альбитизация калиевого полевого шпата. Николи скрещены; увел. 180
6 – конформная структура между зернами кварца. Николи скрещены; увел. 180
7 – структура кварцито-песчаника. Николи скрещены; увел. 30
8 – уничтожение полосок Бема мигрирующей границей. Николи скрещены; увел. 180

Кварцитовидные песчаники Давангро-Хугдинского грабена

Таблица XI

1 – распределение окислов железа в породе. Николи скрещены; увел. 180
2 – общая структура мелкозернистого кварцитовидного песчаника. Николи скрещены; увел. 180
3 – конформно-регенерационное сочленение зерен кварца. Николи скрещены; увел. 80
4 – сопряженность конформной структуры растворения и регенерации кварца. Николи скрещены; увел. 180
5 – микростилолитовый контакт. Николи скрещены; увел. 320
6 – конформно-регенерационная структура. Николи скрещены; увел. 180
7 – деталь микростилолитовой поверхности растворения. Николи скрещены; увел. 180
8 – зона дробления, секущая конформно-регенерационную структуру породы. Николи скрещены; увел. 80

Кварцитовидные песчаники Атугей-Нуямского грабена

Таблица XII

1 – регенерация турмалина. Без анализатора; увел. 320
2 – коррозия аутигенного кварца гидратизированным биотитом. Николи скрещены; увел. 320

3 - структуры растворения. Николи скрещены; увел. 80
4 - микростилолитовые контакты. Николи скрещены; увел. 80
5 - микростилолитовая поверхность растворения. Снизу - крупное гравийное зерно кварца. Николи скрещены; увел. 80
6 - система микротрещинок кливажа. Николи скрещены; увел. 30

Кварцито-песчаники Олдонгсинского грабена

Таблица XIII

1 - замещение плагиоклаза мусковитом. Николи скрещены; увел. 180
2 - скопление выделений аутигенного турмалина. Без анализатора; увел. 180
3 - замещение микроклина кварцем. Николи скрещены; увел. 180
4 - структуры растворения. Николи скрещены; увел. 80
5 - стилолитоподобный контакт двух зерен кварца. Николи скрещены; увел. 180
6 - бластическое замещение - миграция границы двух зерен кварца. Николи скрещены; увел. 180
7 - бластопсаммитовая структура кварцито-песчаника. Николи скрещены; увел. 80
8 - почти полнобластическая структура породы. Николи скрещены; увел. 80

Кварцито-песчаники и кварциты Нижнеханинского грабена

Таблица XIV

1 - реликтовый участок кластической структуры породы. Николи скрещены; увел. 80
2 - цементация кварцевых зерен микроклином. Николи скрещены; увел. 80
3 - соотношение кальцита и мусковита. Николи скрещены; увел. 180
4 - выделения ильменита. Без анализатора; увел. 80
5 - пластическая деформация зерен кварца (полоски Бема). Николи скрещены; увел. 80
6 - залеченные трещинки микрокатаклаза. Николи скрещены; увел. 80
7 - бластическое замещение - миграция границы двух кварцевых зерен. Николи скрещены; увел. 80
8 - полнобластическая структура кварцита. Николи скрещены; увел. 80

Кварциты Ярогинского грабена

Таблица XV

1 - обособление серицита. Николи скрещены; увел. 80
2 - серицит и мусковит. Николи скрещены; увел. 180
3 - ксеноморфное выделение микроклина. Николи скрещены; увел. 80
4 - замещение микроклина мусковитом. Николи скрещены; увел. 80
5 - мусковит-силлиманитовый агрегат. Николи скрещены; увел. 30
6 - новообразованные выделения циркона в кварце. Николи скрещены; увел. 180
7 - гранобластовая структура кварцита. Николи скрещены; увел. 30
8 - фиброгранобластовая структура. Николи скрещены; увел. 80

Песчаники и метапесчаники Южно-Верхоянского синклинория

Таблица XVI

1 - структура растворения под давлением между зернами кварца. Николи скрещены; увел. 80
2 - трещины кливажа. Николи скошены; увел. 30
3 - рекристаллизационный бластез на границе двух кварцевых зерен. Николи скрещены; увел. 120
4 - структура метапесчаника. Николи скрещены; увел. 30
5 - растворение обломочных зерен под действием стресса. Николи скрещены; увел. 30
6 - локализация линзочки новообразованного кварца в "теневой" зоне. Николи скрещены; увел. 30

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова Е.А. Аутигенные минералы в девонских отложениях Минусинской и Назаровской впадин и их влияние на пористость пород. – В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Минусинских впадин. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Андриянов Н.Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория. – В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якутск, 1973а.

Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинории. – ДАН СССР, 1973б, 211, № 2.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. Обломочные и глинистые породы. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Барсанов Г.П., Гурьева Э.Я. О различии природного кварца, претерпевшего α - β превращение. – ДАН СССР, 1963, 153, № 4.

Быстриков А.С. О природе α - β превращения кварца. – Геохимия, 1966, № 2.

Ван Бюрен. Дефекты в кристаллах. Пер. с англ. М., ИЛ, 1962.

Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. – Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 190.

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М., "Наука", 1969.

Ветрушков Г.Н., Борисков Ф.Ф., Емлин Э.Ф. и др. Жильный кварц восточного склона Урала. – Труды Свердл. горн. ин-та, 1970, вып. 66, ч. 2.

Галдобина Л.П. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцитопесчаников Карелии. – В кн.: Сборник статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР, вып. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Геология СССР, т. 18, ч. 1. М., "Недра", 1970.

Гинзбург И.И., Рукавишникова Н.И. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Гмид Л.П. Опыт изучения обломочного кварца в песчано-алевритовых породах чокрака Северо-Восточного Кавказа. – ДАН СССР, 1952, 86, № 2.

Граувакки. – Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 238.

Гроссгейм В.А. Текстуры флишевых ритмов (многослоев) пенайской свиты Северо-Западного Кавказа. – В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука", 1973.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., "Недра", 1972.

Жабин А.Г. Границы зерен в агрегатах. – В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., "Наука", 1970.

Жабин А.Г. Структуры и текстуры минеральных агрегатов как источники генетической информации о рудообразовании. М., 1975.

Канский Н.Е. Об обломочном кварце из средней и верхней юры Донецкого кряжа. – ДАН СССР, 1955, 102, № 4.

Кайряк А.И. К проблеме "иотния" Западного Прионежья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1.

Кац М.Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. – Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 158.

Кац М.Я., Кац М.М., Рассказов А.А. Динамика изменения плотностных свойств кварца в процессе минералогического выветривания пород. Математическое и экспериментальное моделирование процесса. – Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.

Кац М.Я., Симанович И.М. Кварц кристаллических горных пород. (Минералогические особенности и плотностные свойства). – Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 259.

Классен-Неклюдова М.В. Механическое двойникование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Князев В.С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряда других отложений. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.

Копелиович А.В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. – ДАН СССР, 1958а, 119, № 2.

Копелиович А.В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958б, № 11.

Копелиович А.В. О структурах растворения в некоторых осадочных породах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4.

Копелиович А.В. О явлении эпигенетической альбитизации в песчаниках древних толщ Приднестровья. – Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1962, вып. 5.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.

Копелиович А.В., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. – ДАН СССР, 1963, 151, № 3.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. – Литол. и полезн. ископ., 1966а, № 1.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., "Недра", 1966б.

Короткова К.Ф. Обломочный кварц в палеоцене Северо-Западного Кавказа, Ставрополья, Ергеней и Нижнего Поволжья. – Труды Краснодарск. фил. Всесоюз. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, 1960, вып. 4.

Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. – ДАН СССР, 1957, 116, № 2.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах. – В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Кулиш Е.А. Реликтовые структуры в кварцевых глиноземистых породах архея юга Якутии. – В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока, вып. 2, М., 1972.

Кулямин Л.Л., Хазанович К.К. Обломочный кварц из кембрий-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области. – Литол. и полез. ископ., 1971, № 4.

Левин В.И. Условия формирования некоторых типов золотоносных конгломератов. Иркутск, 1970.

Левин В.И., Михайлов В.А., Нужнов С.В., Симанович И.М. Формационное положение и литогенетические особенности золотосодержащих конгломератов протерозоя Давангро-Хугдинского грабена (Алданский щит). – В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 2. М., "Наука", 1970.

Левин В.И., Михайлов В.А., Симанович И.М. Минералогия протерозойских отложений Давангро-Хугдинского грабена (Алданский щит). – В кн.: Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск. кн. изд-во, 1972.

Левков Э.А. Некоторые особенности кварца песчаных отложений БССР. – ДАН СССР, 1961, 5, № 6.

Леммлейн Г.Г., Князев В.С. Опыт изучения обломочного кварца. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.

Лисицына Н.А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. – ДАН СССР, 1957, 114, № 4.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., "Наука", 1968.

Логвиненко Н.В., Шуменко С.И. К изучению обломочного кварца. – ДАН СССР, 1956, 110, № 4.

Мак-Лин Д. Границы зерен в металлах. Пер. с англ. Металлургиздат, 1960.

Миусков В.Ф. Современные представления о структуре и свойствах межкристаллических границ. – В кн.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Михайлова Н.А. Характеристика кварца терригенной толщи девона и возможных источников его сноса. М., "Наука", 1964.

Муравьев В.И. Особенности регенерации кварца в песчаных породах. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, 104, вып. 4.

Новикова А.С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.

Новикова А.С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. – Геотектоника, 1965, № 1.

Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. – Сов. геология, 1968, № 5.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.

Пустовалов Л.В. Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.

Реутов Л.М., Ляхницкий В.В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Якут. АССР, вып. 18. Якуткнигоиздат, 1968.

Рид В.Т. Дислокации в кристаллах. Пер. с англ. М., Металлургиздат, 1957.

Салаткин В.Н. Стратиграфия протерозойских отложений Чоруодо-Токкинского междуречья. – В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 1. Якуткнигоиздат, 1971.

Самойлович М.И., Цинобер Л.И., Крейскоп В.Н. Особенности дымчатой окраски природных кристаллов кварца – морионов. – Кристаллография, 1970, 15, № 3.

Симанович И.М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. – Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.

Симанович И.М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 3.

Симанович И.М. Морфология дофинейских двойников кварца в кварцито-песчаниках шокшинской свиты (Карелия). – Литол. и полезн. ископ., 1966а, № 5.

Симанович И.М. О методике изучения двойников и дислокации кварца в петрографических шлифах. – Литол. и полезн. ископ., 1966б, № 2.

Симанович И.М. О так называемом коэффициенте метаморфичности "С". – Литол. и полезн. ископ., 1966в, № 3.

Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. – Труды ГИН АН СССР, 1966г, вып. 153.

Симанович И.М. Пластические и хрупкие деформации кварца в шокшинских кварцито-песчаниках (Карелия). – Литол. и полез. ископ., 1968а, № 1.

Симанович И.М. Структурное преобразование кварцевых песчаных пород в раннем метаморфизме (метагенезе). – Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1968б, вып. 4.

Симанович И.М. О метаморфизме обломочного кварца сегозерских кварцитов (Карелия). – ДАН СССР, 1969, 187, № 4.

Симанович И.М. Бластическое преобразование кварцевых песчаных пород на разных стадиях постседиментационного изменения. – ДАН СССР, 1972а, 203, № 4.

Симанович И.М. Постседиментационная эволюция кварцевых песчаных пород нижнего протерозоя Алданского щита. – В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 2. Якуткнигоиздат, 1972б.

Симанович И.М. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия). – Литол. и полезн. ископ., 1972в, № 2.

Симанович И.М. Классификация кварцевых песчаных пород по степени постседиментационного преобразования. – В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якуткнигоиздат, 1973а.

Симанович И.М. Проблема изучения кварцевых песчаных пород докембрия. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука", 1973б.

Симанович И.М. Типоморфные особенности обломочного кварца и их эволюция в постседиментационных процессах. – Тезисы докладов III Совещания по физическим методам исследования осадочных пород. Александров, 1974.

Симанович И.М. Эволюция типоморфных особенностей обломочного кварца в постседиментационных процессах. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука", 1975.

Симанович И.М. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу. – Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.

Симанович И.М., Ивенсен Г.В. О включениях минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце. – Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера – Елмозера. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1966.

Сонюшкин В.Е., Ильин М.И. Об отличии низкотемпературного α – кварца от параморфоз по β–кварцу (по данным электронной микроскопии). – ДАН СССР, 1975, 222, № 4.

Страхов Н.М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. – В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. – ДАН СССР, 1959, 125, № 2.

Урусовская А.А. Образование областей с переориентированной решеткой при деформации моно– и поликристаллов. – В кн.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. М., Изд–во АН СССР, 1960.

Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. – В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Якут. АССР, вып. 18. Якутгеоиздат, 1968.

Цинзерлинг Е.В. Искусственное двойникование кварца. М., Изд–во АН СССР, 1961.

Цинзерлинг Е.В. О каналах в кварце. – Зап. Всесоюз. минерал. о–ва, 1964, 93, вып. 3.

Цинзерлинг Е.В. О скольжении в кварце (по данным иностр. лит.). – Зап. Всесоюз. минерал. о–ва, 1969, 98, вып. 2.

Чахмачев В.Г. Тектоническое положение кварцито–песчаников Прионежья. – Геотектоника, 1966, № 1.

Чень–Ли–жунь. О типах кварца в современном аллювии рек Нарына и Кара–Дарьи. – ДАН СССР, 1960, 134, № 6.

Чепижный К.И. О строении дислокационных центров на поверхности 0001 природных кристаллов кварца. – ДАН СССР, 1968, 182, № 3.

Чепиков К.Р., Ермолова Е.Л., Орлова Н.А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы. – ДАН СССР, 1959, 125, № 5.

Штернберг А.А., Гордиенко Л.А., Цинобер Л.И. Декорирование дефектов кварца и повышение его радиационной устойчивости. – Кристаллография, 1969, 14, № 5.

Шубников А.В., Цинзерлинг Е.В. О фигурах удара и давления и о механических двойниках кварца. – Труды Ломоносовского ин–та АН СССР, 1933, вып. 3.

Шутов В.Д. Классификация песчаников. – Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.

Юшкин Н.П. Механические свойства минералов. Л., "Наука", 1971.

Blackwelder P.L., Pilkey O.H. Electron microscopy of quartz grain surface textures: the U.S. eastern Atlantic Continental margin. – J. Sediment. Petrol., 1972, 42, N 3.

Blatt H. Original characteristics of clastic quartz grains. – J. Sediment. Petrol., 1967, 37, N 2.

Blatt H., Christie J.M. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rooks and its significanse in provenance studies of sedimentary rocks. – J. Sediment. Petrol., 1963, N 3.

Blatt H., Christie J.M. Undulatory extinction in quartz of igneous and methamorphic rocks and its significance in provenence studies of Sedimentary rocks. – Bull. Geol. Soc. America, 1966, 71, N 12, pt 2.

Blatt H., Middeton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, Prentice–Hall, 1972, N 7.

Böhm A. Über die Gesteine des Wechsels. – Mineral. und Petrogr. Mitt. (Tschermak mitt.), 1883, 5.

Brown J.C. Depositional histories of sand grains from surface textures. – Nature, 1973, 242, N 5397.

Carter N.L., Christie J.M., Griggs D.T. Experimental deformation and recristallisation of quartz. – J. Geol., 1964, 72, N6.

Cayeuxe L. Les roches sedimentaires de France. Rockes siliceieses Paris, 1929.

Christie J.M., Raleigh C.B. The origin of deformation lamellae in quartz. – Amer. J. Sci., 1959, 257.

Christie J.M., Griggs D.T., Carter N.L. Experimental evidence of basal slip in quartz. – J. Geol., 1964, 72, N 6.

Fairbairn H.W. Deformation lamellae in quartz from the Ajibik formation Michegan. – Bull. Geol. Soc. America, 1941, 62.

Folk R.L. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hempill's Book Store, 1961.

Heald M.T. Authigenesis in west Virginia sandstones. – J. Geol., 1950, 58.

Heald M.T. Stylolites in sadstones. – J. Geol., 1955, 63, N 2.

Heald M.T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklachoma. Arkansas and Missouri. – J. Geol., 1956, 64, N 1.

Heald M.T. Significance of stilolites in permeable sadstones. – J. Sediment. Petrol., 1959, 29, N 2.

Heald M.T., Anderegg R.C. Differential cementation in the Tuscarora Sandstone. – J. Sediment. Petrol., 1960, 30, N 4.

Ingerson E., Tuttle O.F. Relation of lamellae and crystallography of quartz and fabric direction of some deformed rocks. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1945, 26.

Jackson M.L., Sherman G.C. Chemical weathering of minerals in soils. – Adv. Agron., 1953, N 5.

Keller W.D., Littlefield R.F. Inclusions in the quartz of igneous and methamorphic rocks. – J. Sediment. Petrol., 1950, 20.

Kozarski S. Mikroskopia elektronowa w badaniue morfologicznych cech powierzchni kwarcowych ziam piasku wybranych. srodowisk sedymentacyjnych. – Prace Komis. geogr. – Poznan. towarz. Przyjacioe. nauk, geol., 1972, 13, N 1.

Krinsley D., Biscaye P.E., Turekian K.K. Argentina basin sediment sources as indicated by quartz surface textures. – J. Sediment. Petrol., 1973, 43, N 1.

Krynine P.D. Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. – Bull. Pennsylvania State Coll., 1940, 29.

Krynine P.D. Microscopic morphology of quartz types. – Pan-Amer. Congr. Mining and Geol. Engrs. Annals 2nd Comm., 1946.

Kuenen Ph.H. Sand – its origin, transportation, abrasion and accumulation. – Geol. Soc. S. Africa, 1959, N 6.

Kuenen Ph.H. Experimental abrasion of sand grains. – In: International geological congress. Rept 21st Sess. Norden, 1960, Pt 10. Copenhagen.

Le Ribault L. Exoscopie: caracteres distinctifs des quartz a evolution marine. – Compt. rend. Acad. sci., 1972, D275, N 6.

Mackie W. The sand and sandstones of Eastern Morray Terranes. – Edinburgh Geol. Soc., 1896, 7.

Margolis S.V., Krinsley P.H. Submicroscopic frosting on eolian subaqueous quartz sand grains. – Bull. Geol. Soc. America, 1971, 82, N 12.

Mott N.F. Glide at graine boundaries and grain groutg in metals. – Proc. Phys. Soc., 1948, 60, N 341.

O'Brien M.C.M. The structure of the color centers in smoky quartz. – Proc. Roy. Soc. A, 1955, 231.

Okamoto I., Takeshi O., Ratsumi Y. Properties of silica in water. – Geochim. et cosmochim. acta, 1957, N 12.

Pettijohn F., Potter H., Siever R. Sand and sandstones. Berlin, e.a., Springer, 1972.

Pittman E.D. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scaning electron microscopy. – J. Sediment. Petrol., 1972, 42, N 3.

Ricci L.F., Dalla C.G. Surface textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of Desert Frosting. – J. Geol., 1968, 36, N 2.

Riley N.A. Structural petrology of baraboo quartzite. – J. Geol., 1947, 55.

Siever R. Silica silubility 0°–200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. – J. Geol., 1962, 70, N 2.

Skolnick H. The quartzite problem. – J. Sediment. Petrol., 1965, 35, N 1.

Sorby H.C. The application of microscope to geology. – Monthly Microsc. J., 1877, 17.

Taylor T.M. Pore space reduction in sandstones. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, 34, N 4.

Thompson A.F. Pressure solution and porosity. – Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Spec. Publ., 1959, N 7.

Van Hise C.R. The Pre-Cambrian rocks of Blak Hills. – Bull. Geol. Soc. America, 1890, 1.

Waldschmidt W.A. Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1941, 25.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава первая

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩЕГО КВАРЦА 5

Глава вторая

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ПЕСЧАНОЙ РАЗМЕРНОСТИ 10

Глава третья

ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ В СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ (ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ) .. 24

Глава четвертая

ТИПЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦА ПЕСЧАНЫХ ПОРОД 42

Глава пятая

КВАРЦ В ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ 71

Глава шестая

ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА 118

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 127

ФОТОТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ 129

ЛИТЕРАТУРА 149

CONTENTS

INTRODUCTION 3

Chapter first
TYPOMORPHIC PECULIARITIES OF ROCK-FORMING QUARTZ .. 5

Chapter second
GENETIC TYPE OF CLASTIC QUARTZ OF SAND DIMENSIONALITY 10

Chapter third
CLASTIC QUARTZ IN SLIGHTLY ALTERED ARENACEOUS ROCKS (EXAMPLES OF USING THE CLASTIC QUARTZ FOR PALEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS) 24

Chapter fourth
TYPES OF POSTSEDIMENTARY TRANSFORMATION OF QUARTZ OF ARENACEOUS ROCKS 42

Chapter fifth
QUARTZ IN TRANSFORMED ARENACEOUS ROCKS 71

Chapter sixth
EVOLUTION OF CLASTIC QUARTZ 118

CONCLUSION 127

PLATES AND EXPLANATIONS TO PLATES 129

LITERATURE 149

Игорь Максимович
Симанович

КВАРЦ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства **О.А. Харнас**

Художественный редактор **И.К. Капралова**

Технический редактор **Н.М. Бурова**

ИБ № 7102

Подписано к печати 23.03.78. Т – 06139
Усл.печ.л. 13,7. Уч.-изд.л. 14,1
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 971. Цена 2р.15к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12