

ТЕОРИЯ УПРУГОСТИ

А. Х. Манукян

Кручение неоднородного стержня, поперечное сечение которого представляет круговой кольцевой сектор

В статье приводится приближенное решение задачи о кручении призматического стержня с поперечным сечением кругового кольцевого сектора, усиленного по кривым поверхностям тонким слоем высокомодульного материала постоянной толщины.

1. Дифференциальное уравнение и контурное условие задачи

Если положение какой-либо точки внутри или на контуре кольцевого сектора определить полярными координатами ρ и φ , тогда определение функции напряжения $U(\rho, \varphi)$ при кручении для рассматриваемой задачи сводится к интегрированию уравнения

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial \rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial \rho} + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial^2 U}{\partial \varphi^2} = -2, \quad (1)$$

при граничном условии

$$\begin{cases} G_0 U(\rho, \varphi) = C & \text{— на участках контура без усиления,} \\ G_0 U(\rho, \varphi) + G_1 \delta_1 \frac{\partial U}{\partial n} = C & \text{— на участках контура с усиливающим слоем,} \end{cases} \quad (2)$$

где G_0 и G_1 ($G_0 < G_1$) — модули сдвигов соответственно ядра и усиливающих слоев, δ_1 — толщины последних, $\frac{\partial U}{\partial n}$ — производная по направлению внешней нормали к контуру сечения, C — постоянная, определяемая интегрированием (2) по всему контуру поперечного сечения скручиваемого стержня при условии $\int U ds = 0$.

Обозначим модули сдвигов ядра (основного) стержня, внутреннего усиливающего слоя и внешнего усиливающего слоя соответственно через G_0 , G_1 и G_2 .

Размеры радиусов кольцевого сектора и толщины усиливающих слоев указаны на фиг. 1.

При наших обозначениях контурное условие (2) для рассматриваемой задачи сводится к следующим соотношениям:

$$G_0 U(\rho, 0) = C \quad a \leq \rho \leq b, \quad (3)$$

Для определения постоянных A_k и B_k имеем:

$$G_0 \Psi_k(a) - G_1 \delta_1 \Psi'_k(a) = \frac{2C}{k\pi} [1 - (-1)^k], \quad (11)$$

$$G_0 \Psi_k(b) + G_2 \delta_2 \Psi'_k(b) = \frac{2C}{k\pi} [1 - (-1)^k],$$

которые суть условия (5) и (6) в преобразованном виде.

Пользуясь (10) и системой (11), для постоянных A_k и B_k найдем следующие значения:

$$A_k = \frac{2[1 - (-1)^k] a^2 a}{k\pi b^{a_k+1} (4a^2 - k^2\pi^2)} \times \\ \times \frac{\left[(a - 2\lambda_1)(b - a_k \lambda_2) - (b + 2\lambda_2)(a + \lambda_1 a_k) \left(\frac{a}{b} \right)^{-a_k-2} \right]}{\left[a_k \left(\frac{\lambda_1}{a} + \frac{\lambda_2}{b} \right) \operatorname{ch} q a_k + \left(1 + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{ab} a_k^2 \right) \operatorname{sh} q a_k \right]}, \quad (12)$$

$$B_k = \frac{-2[1 - (-1)^k] a^2 a}{k\pi b^{-a_k+1} (4a^2 - k^2\pi^2)} \times \\ \times \frac{\left[(a - 2\lambda_1)(b + a_k \lambda_2) - (b + 2\lambda_2)(a - \lambda_1 a_k) \left(\frac{a}{b} \right)^{a_k-2} \right]}{\left[a \left(\frac{\lambda_1}{a} + \frac{\lambda_2}{b} \right) \operatorname{ch} q a_k + \left(1 + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{ab} a_k^2 \right) \operatorname{sh} q a_k \right]}, \quad (13)$$

где $\lambda_1 = \frac{G_1 \delta_1}{G_0}$, $\lambda_2 = \frac{G_2 \delta_2}{G_0}$ и $q = \ln \frac{a}{b}$,

Из (7), (10), (12) и (13) для функции напряжения $U(\rho, \varphi)$ получаем выражение:

$$U(\rho, \varphi) = \frac{C}{G_0} + \frac{\rho^2}{2} \left[\frac{\cos(\alpha - 2\varphi)}{\cos \alpha} - 1 \right] + \\ + \sum_{k=1,3,\dots} \frac{1}{k} (\omega_{a_k} \rho^{2k} + \omega_{-a_k} \rho^{-2k}) \sin \alpha_k \varphi, \quad (14)$$

где через ω_{a_k} обозначено выражение

$$\frac{4a^2 a}{\pi b^{a_k+1} (4a^2 - k^2\pi^2)} \left[a_k \left(\frac{\lambda_1}{a} + \frac{\lambda_2}{b} \right) \operatorname{ch} q a_k + \left(1 + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{ab} a_k^2 \right) \operatorname{sh} q a_k \right], \quad (15)$$

$$C = \frac{(\lg \alpha - \alpha)(G_1 a^2 + G_2 b^2)}{\alpha(a+b) + 2(b-a)} + \frac{2 \sum_{k=1,3,\dots} \frac{1}{k} \left[G_1 (\omega_{\alpha k} a^{\alpha k} - \omega_{-\alpha k} a^{-\alpha k}) + G_2 (\omega_{\alpha k} b^{\alpha k} - \omega_{-\alpha k} b^{-\alpha k}) \right]}{\alpha(a+b) + 2(b-a)}. \quad (16)$$

При получении (14) в преобразованиях использованы суммы [3]:

$$\sum_{k=1,3,\dots} \frac{\sin kx}{k} = \frac{\pi}{4} \quad \text{и} \quad \sum_{k=1,3,\dots} \frac{k \sin kx}{k^2 - a^2} = \frac{\pi \cos a \left(\frac{\pi}{2} - x \right)}{4 \cos \frac{a\pi}{2}} \quad 0 < x < \pi.$$

3. Определение жесткости при кручении

Жесткость профиля при кручении определяется по формуле:

$$D = 2 G_0 \int \int_{(F)} U(\rho, \varphi) \rho d\rho d\varphi - 2CF, \quad (17)$$

где F — площадь поперечного сечения скручиваемого стержня.

Подставляя значение $U(\rho, \varphi)$ из (14) и произведя интегрирование, получим:

$$D = G_0 K(\alpha, a, b, \lambda_1, \lambda_2), \quad (18)$$

где

$$K(\alpha, a, b, \lambda_1, \lambda_2) = \frac{(b^4 - a^4)(\lg \alpha - \alpha)}{4} + \frac{4\alpha}{\pi} \sum_{k=1,3,\dots} \frac{1}{k^2} \left(\frac{b^{\alpha k + 1} - a^{\alpha k + 1}}{\alpha k + 1} \omega_{\alpha k} - \frac{b^{-\alpha k + 1} - a^{-\alpha k + 1}}{\alpha k - 1} \omega_{-\alpha k} \right). \quad (19)$$

4. Определение напряжений τ_φ и τ_z

Для определения напряжений τ_φ и τ_z имеем следующие соотношения:

$$\tau_\varphi = G_i \Phi \frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial \varphi}, \quad \tau_z = -G_i \Phi \frac{\partial U}{\partial \rho}, \quad i = 0, 1, 2, \quad (20)$$

где Φ — угол закручивания на единицу длины стержня.

Подставляя значения $U(\rho, \varphi)$ из (14), получим:

$$\tau_\varphi = G_i \frac{\Phi}{\rho} \left[\frac{\rho^2 \sin(\alpha - 2\varphi)}{\cos \alpha} + \frac{\pi}{\alpha} \sum_{k=1,3,\dots} (\omega_{\alpha k} \rho^{\alpha k} + \omega_{-\alpha k} \rho^{-\alpha k}) \cos \alpha_k \varphi \right], \quad (21)$$

$$\tau_z = -G_i \Phi \left\{ \rho \left[\frac{\cos(\alpha - 2\varphi)}{\cos \alpha} - 1 \right] + \frac{\pi}{\alpha} \sum_{k=1,3,\dots} (\omega_{\alpha k} \rho^{\alpha k - 1} - \omega_{-\alpha k} \rho^{-\alpha k - 1}) \sin \alpha_k \varphi \right\}. \quad (22)$$

Простым мажорированием легко убедиться, что все ряды, входящие в основные соотношения, обладают хорошей сходимостью и в вычислениях суммы рядов могут быть заменены через суммы первых 3—4 членов.

Некоторые значения коэффициента $K(\alpha, a, b, \lambda_1, \lambda_2)$ при $G_1 = G_2$, $G_1/G_0 = 10$, $\delta_1 = \delta_2$, $\alpha = 2\pi$ (круглый вал с радиальной трещиной) приведены ниже в таблицах 1 и 2, причем толщина усиливающего слоя δ введена с помощью процентного отношения площади поперечного сечения усиливающего слоя ко всей площади поперечного сечения стержня, что в таблицах обозначено через F_δ/F .

Таблица 1

$a/b = 0,2$			
F_δ/F	1%	3%	5%
λ	0,04	0,12	0,2
K	0,823	1,147	1,385

Таблица 2

$a/b = 0,5$			
F_δ/F	1%	3%	5%
λ	0,025	0,075	0,2
K	0,340	0,428	0,637

Для соответственного однородного стержня $K = 0,57$ [2].

Полученные основные соотношения (14), (16), (19), (21) и (22) могут быть использованы для решения задач о кручении стержня с сечением кругового кольцевого сектора и в случаях когда:

- а) стержень покрыт усиливающим слоем только по внешней кривой поверхности ($\delta_1 = 0$),
- б) стержень покрыт усиливающим слоем только по внутренней кривой поверхности ($\delta_2 = 0$),
- в) стержень покрыт по кривым поверхностям усиливающим слоем одинаковой толщины и из одного материала ($\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda$),
- г) стержень однородный ($\lambda_1 = \lambda_2 = 0$).

Для этого достаточно в указанных соотношениях коэффициенты ω_{α_k} соответственно заменить выражениями:

для случая а)

$$\frac{4\alpha^2 a^2 \left[(b - \alpha_k \lambda) - (b + 2\lambda) \left(\frac{a}{b} \right)^{-\alpha_k - 2} \right]}{\pi b^{\alpha_k + 1} (4\alpha^2 - \kappa^2 \pi^2) \left(\operatorname{sh} q \alpha_k + \frac{\lambda}{b} \alpha_k \operatorname{ch} q \alpha_k \right)},$$

для случая б)

$$\frac{4\alpha^2 a \left[(a - 2\lambda) - (a + \lambda \alpha_k) \left(\frac{a}{b} \right)^{-\alpha_k - 2} \right]}{\pi b^{\alpha_k} (4\alpha^2 - \kappa^2 \pi^2) \left(\operatorname{sh} q \alpha_k + \frac{\lambda}{a} \alpha_k \operatorname{ch} q \alpha_k \right)},$$

для случая в)

$$\frac{4z^2 a \left[(a-2\lambda)(b-z_k \lambda) - (b+2\lambda)(a+\lambda z_k) \left(\frac{a}{b} \right)^{-z_k-2} \right]}{\pi b^{a_k+1} (4z^2 - k^2 \pi^2) \left[\left(1 + \frac{\lambda z_k^2}{ab} \right) \operatorname{sh} q z_k + \lambda z_k \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b} \right) \operatorname{ch} q z_k \right]},$$

для случая г)

$$\frac{4z^2 a^2 \left[1 - \left(\frac{a}{b} \right)^{-z_k-2} \right]}{\pi b^{a_k} (4z^2 - k^2 \pi^2) \operatorname{sh} q z_k}.$$

Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступило 19 VII 1952

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гринберг Г. А. Избранные вопросы математической теории электрических и магнитных явлений. Изд. АН СССР, М.—Л. 1948.
2. Динник А. Н. Кручение—теория и приложения, ОНТИ, НКТП СССР, 1938.
3. Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. Госиздат тех. теорет. лит., М.—Л., 1948.

Ա. Խ. Մանուկյան

ԱՆՀԱՄԱՍԵՌ ԶՈՂԻ ՈԼՈՐՈՒՄԸ, ՈՐԻ ԼԱՅՆԱԿԱՆ ՀԱՏՎԱԾՔԸ ՇՐՋԱՆԱՅԻՆ ՕՂԱԿԻ ՍԵԿՏՈՐ Է

Ա. Մ. Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հողվածուժ արված է շրջանային օղակի սեկտորի լայնական հատվածք ունեցող ձողի որոշման խնդրի մոտավոր լուծումը, երբ ձողի կողմնային կոր մակերևույթները պատված են սահքի բարձր մոդուլ ունեցող նյութի բարակ շերտով:

Խնդրի լուծման համար ստացված խառն եզրային պայմաններով դիֆերենցիալ հավասարումը ինտեգրված է, օղակադրժելով Գ. Ա. Գրինբերգի կողմից առաջադրված փոփոխականների անջատման եղանակը: Դիտված են նաև խնդրի մասնավոր դեպքերի լուծումները: Տրված են հաշվարկային քանակներ որոշման կոշտությունը և լարումները որոշելու համար:

ТЕКТОНИКА

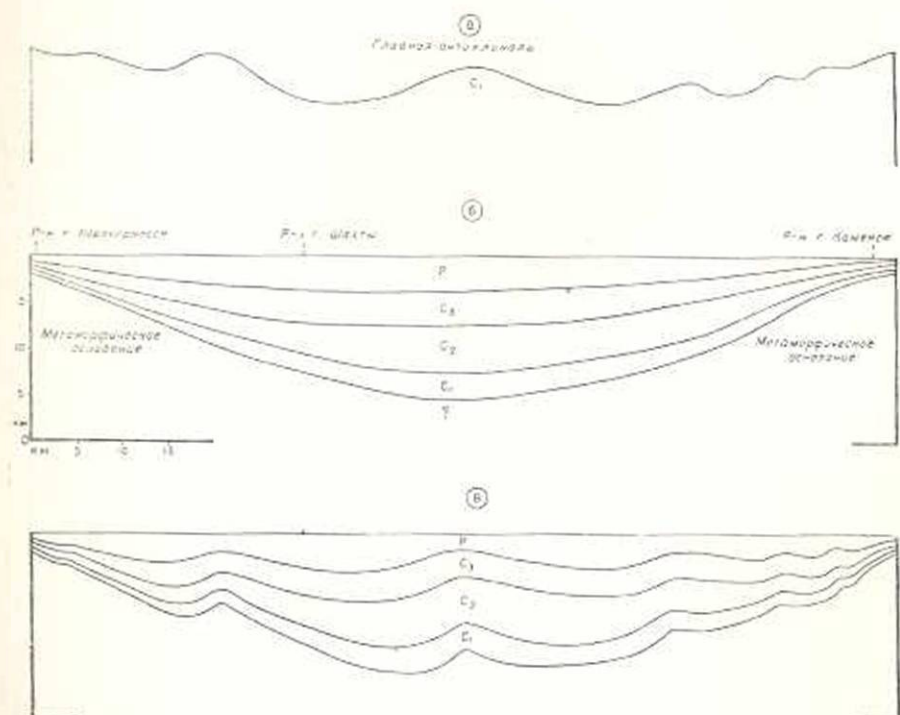
А. Т. Асланян

О механизме геосинклинальной складчатости

В предыдущей работе [1] автор пришел к выводу, что дислокационная складчатость является результатом уменьшения доинверсионной большой поверхности геосинклинали в узких рамках ее горизонтальной проекции.

В настоящей статье приводятся некоторые конкретные примеры, подтверждающие указанный вывод.

Фиг. 1. Доинверсионный профиль Донецкой геосинклинали. Составлен по материалам П. И. Степанова [6]. В верхней части фигуры (а) показана структурная линия пласта нижнего карбона [по П. И. Степанову], длина которого составляет 162 км.



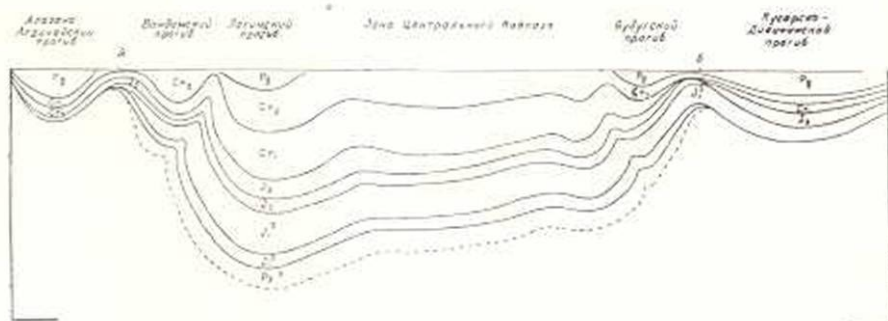
Фиг. 1.

В средней части фигуры (б) показана структура геосинклинального прогиба перед инверсией и одновременной с нею складчатостью в конце палеозоя, причем сделано маловероятное предположение об однородном

дугообразном прогибе субстрата. Длина пласта нижнего карбона перед инверсией и складчатостью составляет в этом профиле 100 км.

В нижней части фигуры (в) показана доинверсионная структура того же прогиба в предположении, что основные структурные элементы складчатой зоны, т. е. крупные антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы наметились еще в период накопления осадков. Длина того же пласта нижнего карбона составляет в данном случае 105 км, причем необходимо отметить, что длина пласта в действительности может оказаться много больше 105 км, так как нам пока неизвестны с достаточной точностью соотношения между верхней и нижней структурными линиями. Это, очевидно, вызовет при инверсии большее смятие. Во всяком случае, приведенные профили указывают, что длина пласта в складчатой зоне (фиг. 1а) и в прогибах (фиг. 1б и 1в) одного и того же порядка (102 и 100—105 км, при ширине базиса 95 км). Следовательно, смятие пластов и складчатость связываются с разностью между доинверсионной длиной пласта более 105 км и длиной базиса (горизонтальной проекцией пласта) в 95 км.

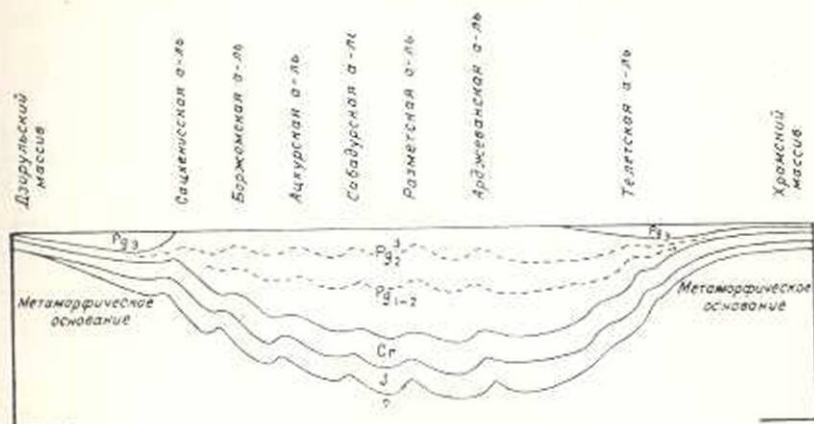
Фиг. 2. Доинверсионный профиль юго-восточной части геосинклинали Большого Кавказа. Составлен на основании материалов, обобщенных в работе В. Е. Ханна [7]. По его данным, отложения всех возрастов от лейаса до майкопа включительно дислоцированы здесь совместно и по единому плану. Незначительные угловые несогласия, наблюдаемые на границе средней и верхней юры и верхнего мела и палеогена имеют локальное значение. Общая инверсия геосинклинали и связанная с нею складчатость в наиболее прогнутой срединной полосе имели место в среднем миоцене, причем формирование высокого хребта намечается уже с сарматского века.



Фиг. 2.

Подсчеты показывают, что при выворачивании прогиба средний коэффициент складчатости (разность между длиной пласта и шириной складчатой зоны деленная на ширину последней) составляет по всему профилю 25% (для лейаса), для зоны между Вандамским и Будутским прогибами (между точками А и Б на фиг. 2)—45%, а для сильно прогнутой Лагичской подзоны—60%.

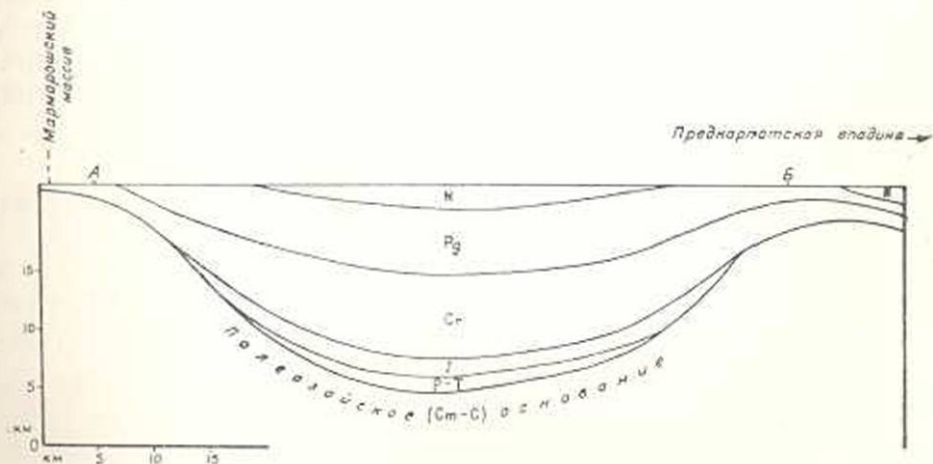
Фиг. 3. Доинверсионный профиль Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоны. Составлен с использованием материалов П. Д. Гамкредидзе и М. И. Варенцова [4]. Отложения всех возрастов от лейаса до майкопа включительно дислоцированы совместно и по единому плану. Незначительные угловые несогласия местного значения наблюдаются внутри мела, палеогена, на границе последних, а также на границе палеогена и миоцена. Общая инверсия и складчатость прогиба приходится на средний миоцен.



Фиг. 3.

Коэффициент складчатости составляет для подошвенного пласта мела 20%, для юры—21,4%. Для наиболее прогнутой полосы между Сацхенской и Телетской антиклиналями (между точками А и В на фиг. 3) коэффициент складчатости по подошвенному пласту мела составляет 25,1%. Геологические профили, составленные П. Д. Гамкредидзе, показывают смятие меловых отложений в 25—30%.

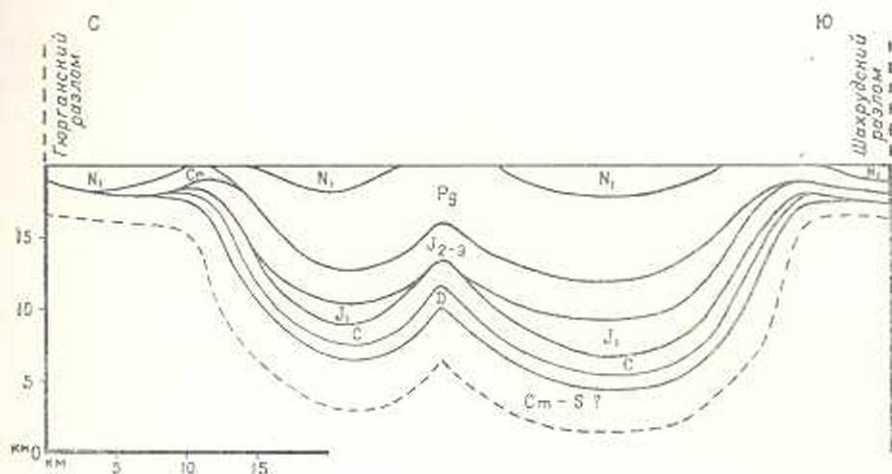
Фиг. 4. Доинверсионный профиль геосинклинального сектора Восточных Карпат. Составлен по материалам, обобщенным в работе В. М. Муратова [5].



Фиг. 4.

При полной инверсии прогиба возможно смятие отложений на 14—15% (по подошве юры). По данным автора такова, например, интенсивность смятия в складчатой области Малого Кавказа.

Фиг. 5. Доинверсионный профиль Эльбурской гессинклинали в направлении г. г. Гурган-Шахруд. Составлен на основании материалов, обобщенных в работе Ф. Клаппа [9 и литература]. Отложения всех возрастов от континентального нижнего девона до нижнего миоцена включительно дислоцированы совместно, по единому плану. Незначительные угловые несогласия наблюдаются перед девоном, на границе нижней и средней юры, перед верхним мелом, палеогеном и нижним миоценом.



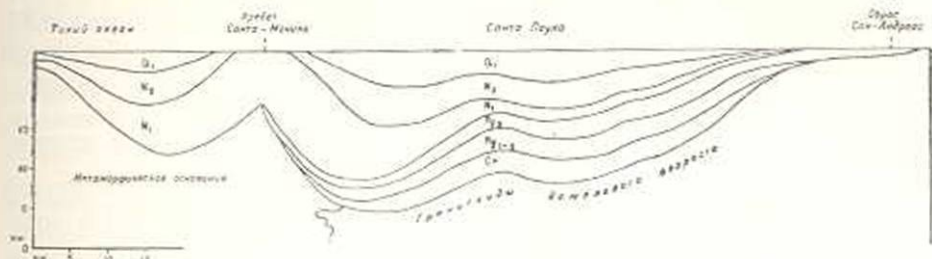
Фиг. 5.

Среднее значение коэффициента складчатости для подошвенного пласта девона составляет по всему профилю 25%, а для наиболее прогнутой полосы между точками А и В (фиг. 5)—33%. Коэффициент складчатости, вычисленный непосредственно из геологических профилей, помещенных в цитированной работе [9], составляет 25—30%.

Фиг. 6. Доинверсионный профиль Калифорнийской интрагессинклинали вкост бассейна Венча. Составлен по данным Т. Бейли, Р. Рида и Дж. Холлистера и В. Ренда [11 и литература]. Отложения от мела до нижнего плейстоцена включительно мощностью порядка 20 км (более 60 000 фут) дислоцированы совместно. Проявления слабой местной складчатости наблюдаются внутри эоцена, миоцена и в конце плейстоцена.

Общая инверсия и интенсивная складчатость зоны падают на средний плейстоцен.

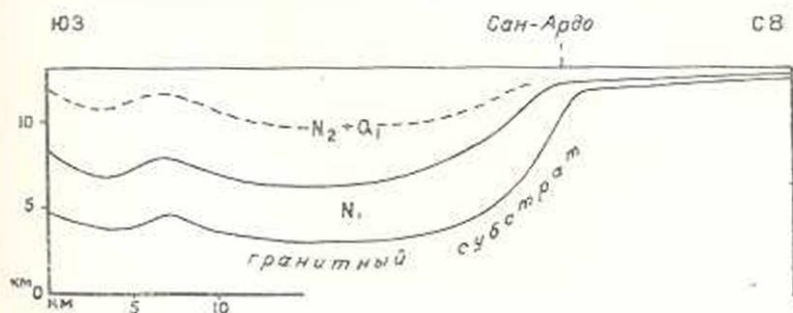
При полной инверсии среднее значение коэффициента складчатости составляет на уровне субстрата 20%, что совпадает с коэффициентом складчатости, полученного из соответствующего геологического профиля [11].



Фиг. 6.

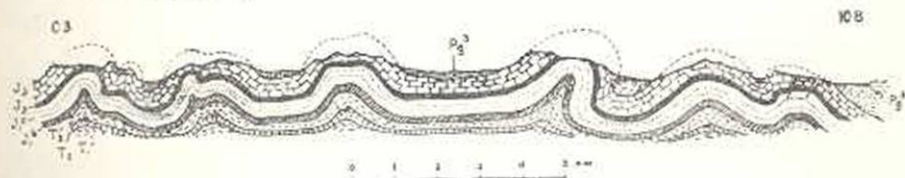
Фиг. 7. Доинверсионный профиль Калифорнийской интрагеосинклинали вкосте долины Сейланс. Составлен по материалам Н. Таллиаферро и Дж. Килкенни и А. Хьюн [10].

Инверсия этого прогиба до подошвы нижнего миоцена вызывает складчатость 14,3%, а до подошвы верхнего миоцена—8,5%. Интересно при этом усиление складчатости в пределах отрезка профиля непосредственно ЮЗ от Сан-Ардо, где градиент мощностей является наибольшим. Полученная цифра точно совпадает с таковой, вычисленной из соответствующего геологического профиля [10].



Фиг. 7.

Фиг. 8. Геологический профиль через Юрские горы, составленный А. Геймом. Коэффициент складчатости подошвенного пласта средней юры составляет в этом профиле 26,6%. Приводится для сравнения как редкий пример интенсивной складчатости, не сопровождавшейся разрывными нарушениями.



точностью, мощностей отложений, которые были размыты после инверсии, структурных и стратиграфических соотношений отложений субстрата и осадочной покрывки и др. Тем не менее эти профили дают ясное представление о том, что дислокации отложений обусловлены, в основном, наличием разности между доинверсионной длиной (поверхностью пласта прогиба) и его горизонтальной проекцией, и что никакой необходимости во внешнеосинклинальных тангенциальных силах, вызывающих дислокацию прединверсионной структуры геосинклинали, не имеется. По существу это тот самоочевидный факт, что дуга (геосинклинальный прогиб) длиннее собственной хорды (ширины складчатой зоны). Отсюда вполне естественно, что геосинклиналь, имея большую доинверсионную поверхность и будучи блокирована смежными жесткими платформами, при инверсии испытывает на уровне платформ максимальное смятие (укорочение пласта), и в зависимости от прочности сминаемого материала образует той или иной формы складки. При этом не исключается возможность соскальзывания высокопластичных отложений с выпирающих антиклинальных зон и стягивания их в синклинальных зонах [3].

Если придерживаться концепции Н. С. Шатского [8], что складчатые структуры формируются в период прогибания и осадконакопления, то роль инверсии в складкообразовании сведется, в нашем толковании, к дислокации (в узком смысле слова) и резкому увеличению смятия доинверсионных структур. Существование относительно пологих антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов внутри более крупных прогибов несомненно и, как показывают приведенные выше примеры, значительная доля коэффициента складчатости приходится на доинверсионный период. Однако, поражающие воображение явления изоклинальной и дисгармоничной складчатости, опрокидывания, шарьяжей и др., которые охватывают зачастую даже самые молодые горизонты геосинклинального комплекса, приходится связывать с периодом инверсионного сокращения поверхности геосинклинали.

Как наглядный пример доинверсионной складчатости можно привести, по данным В. Е. Ханна [7], Куринскую депрессию, где плиоплейстоценовая складчатость развивалась параллельно прогибанию депрессий. Ясно, что при дальнейшем прогибании депрессии и последующей инверсии эффект инверсионной складчатости должен накладываться на эффект доинверсионной складчатости и привести к гораздо большему смятию отложений.

Указанный вывод о механизме складчатости находит подтверждение во всех важнейших особенностях геосинклинальной складчатости. Особенности эти, по В. В. Белоусову [3], следующие.

1) Непрерывное развитие складчатых структур во всей складчатой области. Объясняется, с нашей точки зрения, наличием во всех зонах прогиба разности между длиной дуги прогиба и его шириной.

2) Равное развитие антиклиналей и синклиналей. Объясняется, при прочих равных условиях, значительной прочностью фундамента сминаемых отложений (минимум $700-800 \text{ кг/см}^2$), обеспечивающей более или

менее волнообразное смятие последних. Доказательством значительной прочности геосинклинального комплекса служат высокие (до 8 км) складчатые хребты, высота которых лимитируется их прочностью, определяемой формулой $P = \frac{\gamma}{1-\gamma} \cdot D \cdot H$, где P —минимальная прочность

комплекса, γ —коэффициент Пуассона, значение которого находится в интервале 0,27—0,30, D —удельный вес комплекса, равный 2,4—2,6 г/см³, H —высота хребта. При $H=8$ км получаем $P=700 \div 800$ кг/см². Действительная прочность комплекса может быть много больше. При меньшей прочности комплекса могли образоваться низкие хребты с неравномерно распределенными единичными антиклинальными поднятиями.

3) Пучкообразно-линейное расположение складок с групповым изгибом простираций и одинаковым наклоном осевых поверхностей складок в ту или другую сторону, указывающем на горизонтальное направление складкообразовательных сил. Объясняется тем, что прогиб деформируется между тисками смежных платформ, а оси складок параллельны оси прогиба. Горизонтальные силы являются реакцией пассивной платформы на прогиб, подвергающегося выворачиванию радиальной силой.

К указанным особенностям складчатых областей можно добавить также следующие.

4) При прочих равных условиях прогибы с мощным осадконакоплением дислоцированы сильнее прогибов с меньшим осадконакоплением. Это вытекает из того очевидного факта, что, чем больше прогиб, тем больше мощность сложенных, и следовательно, больше разность между дугой и хордой прогиба, обуславливающей складчатость.

5) Интенсивность складчатости возрастает с глубиной. Объясняется тем, что длина дуги-пласта возрастает с глубиной и, чем глубже пласт, тем больше разность между дугой и хордой, следовательно, тем больше интенсивность складчатости.

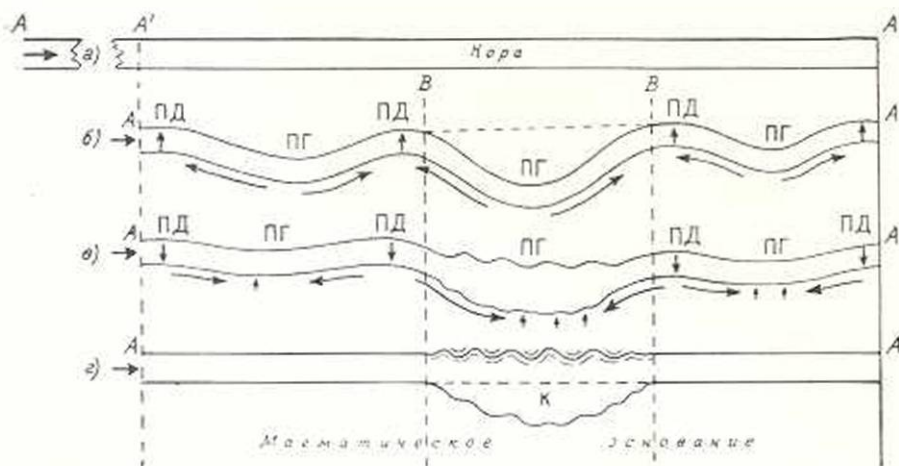
6) При прочих равных условиях интенсивность дислокаций возрастает в направлении от оси к краям прогиба, что, как видно из приведенных выше профилей, вызвано увеличением градиента мощностей в указанном направлении, т. е. той же разностью между дугой и хордой, имеющей наибольшее значение в краевых зонах (на это обратил внимание автора студент К. А. Мкртчян).

В заключение необходимо отметить, что данное выше объяснение геосинклинальной складчатости полностью укладывается в рамки контракционного механизма, поскольку складчатость, в нашем толковании, представляется не как следствие спазматически быстрого уменьшения объема планеты, а как непосредственный результат инверсии геосинклинального прогиба, подготовленного к инверсии и горообразованию в течение нескольких геологических периодов или даже эр. Таково, например, положение с альпийско-гималайской геосинклиналью, которая в целом погружалась в течение почти всего палеозоя, мезозоя, палеогена и

испытала полную инверсию лишь в середине третичного периода. В этой связи обращает на себя внимание и то обстоятельство, что все геосинклинали, независимо от продолжительности их формирования и полноты стратиграфического разреза, испытывают полную инверсию и обращаются в складчатые горные сооружения тогда, когда величина их максимального прогибания достигает порядка 15—20 км. Объяснение этому дано в работе автора [2].

В изложенной выше схеме складчатого процесса неиспользованным остался один путь значительного усиления складчатости, представляемый контракционным механизмом и вытекающий из возможности скольжения коры по магматическому субстрату.

На фиг. 9а показана недеформированная кора, покоящаяся на текущем магматическом субстрате и находящаяся в состоянии изостазии (9а).



Фиг. 9.

Параллельно уменьшению радиуса планеты кора опускается и под действием собственной тяжести испытывает деформацию изгиба (рис. 9б), образуя прогибы (пг) и поднятия (пд), причем процесс изгибания сопровождается перемещением подкорового текучего вещества (на фиг. 9 длинными стрелками показано направление перемещения этого вещества), создающего соответствующие аномалии силы тяжести.

Напрягаясь до предела прочности кора в отдельных своих местах переходит из упруго-вязкого или упругого состояния в текучее состояние, каковое выражается в региональном метаморфизме геосинклинальных комплексов, и естественно достигается прежде всего в наиболее сильно прогнутых зонах [2]. На фиг. 9 такая зона показана в сечении В—В.

Деформация коры-плиты на упругом магматическом основании выражается известным дифференциальным уравнением $B \nabla^4 w + D_s w = P(x)$, где B —жесткость изгиба коры, w —прогиб, D_s —модуль субстрата, $P(x)$ —функция распределения внешней нагрузки.

При пределе текучести, когда $B=0$, первый член в левой части уравнения обращается в нуль и условия равновесия коры определяются лишь

весом самой коры и реакцией субстрата, т. е. законами гидростатики. В этих условиях подкоровое вещество из-под приподнятых зон возвращается под прогибы, которые вследствие этого испытывают инверсию и складчатость (фиг. 9в).

В наиболее сильно прогнутой зоне В—В, где достигнут предел текучести, инверсия происходит в полном смысле слова—в виде выжимания вверх вязкопластичного материала при полном обращении режима и образования корня (К). В пределах же зон небольших прогибов и поднятий, внешних в отношении зоны глубокого прогиба, кора вследствие изменившихся условий на «концах» выпрямляется (регрессия моря в внегеосинклинальных областях) и скользит в направлении зоны глубокого прогиба В—В—геосинклинали, испытывающей полную инверсию. Возможность более или менее свободного скольжения коры считается обеспеченной при большой продолжительности процесса инверсии и образовании газовой подушки под корой.

На фиг. 9г показано новое, послениверсионное равновесное (изостатическое) состояние коры, которое полностью может осуществляться, если до этого в инверсионной зоне не происходило значительного упрочнения материала коры.

Таким образом, в рассматриваемом варианте механизма складчатости последняя оказывается результатом не только разности между дугой и хордой геосинклинальной зоны, а результатом разности между длиной коры и ее горизонтальной проекции как данной зоны В—В, так и ограничивающих ее внегеосинклинальных зон (исключая эффект остаточных деформаций в последних). В первом случае указанная разность (разность между дугой и ее хордой, показанной пунктирной линией в сечении В—В на фиг. 9б) составляет лишь часть длины А—А' недетормированной коры (фиг. 9а), во втором же случае она равняется всей длине отрезка А—А', т. е. на ту же прогнутую зону В—В приходится почти весь эффект бокового сжатия коры А—А' (фиг. 9а, 9б). На этом основании можно полагать, что, например, упомянутая выше альпийско-гималайская геосинклиналь при общей инверсии в среднетретичное время реализовала в складчатости не только собственную разность между шириной (длиной) изогнутой коры-плиты и ее базисом, но и подобную разность на смежных платформах Евразии и Гондваны, созданную за нижнетретичное и мезозойское время эпифоренических (упругих или упруго-пластических) деформаций.

В предыдущих работах автора [1, 2] указанная возможность усиления складчатости вследствие скольжения коры не учитывалась.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. О механизме деформации земной коры. ДАН Армянской ССР, т. XII, № 5, 1950.
2. Асланян А. Т. Некоторые вопросы тектонической деформации Земли. Известия АН Армянской ССР (серия ФМЕТ наук), т. IV, № 3, 1951.
3. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолитиздат, Москва, 1948.
4. Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР, 1950.
5. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Изд. АН СССР, 1949.
6. Степанов Н. И. Проблема Большого Донбасса. Тр. XVIII сессии международного геологического конгресса, т. I, 1939.
7. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
8. Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II, 1939.
9. Clapp F. G. Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 51, № 1, 1940.
10. Kilkeny J. E. and Huey A. C. Central Coast Ranges, Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 35, № 2, 1951.
11. Rand W. W. Ventura basin. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 35, № 2, 1951.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԳԵՈՍԻՆԿԼԻՆԱԼԱՅԻՆ ԾԱԼՔԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոգիածուժը բերվում են լրացուցիչ փաստական տվյալներ, որոնք հաստատում են հեղինակի նախորդ աշխատություններում շարադրված այն տեսակետը, որ ծալքավորությունները գեոսինկլինալային ճկվածքներում հետևանք են վերջիններիս ինվերսիայի (չրջման) և պայմանավորված են գրանց մինչև ինվերսիոն մակերևույթի ու րազիսի մակերևույթի միջև եղած աարբերություններով: Լեռնակազմության այդ մեխանիզմը բացատրում է ծալքավոր սխառեմների հիմնական առանձնահատկությունները և համապատասխանում է Երկրի տեկտոնական դեֆորմացիայի կոնսրակցիոն թեորիային:

КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Л. А. Варданянц

Чл.-корр. Академии наук Армянской ССР

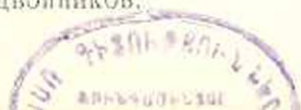
Теория поворотов кристалла в двойниках

Процесс образования двойников, т. е. его причины, последовательность движений, приводящих срастающиеся кристаллы к двойниковому взаиморасположению, и факторы, следствием которых являются эти движения, еще и сейчас продолжают оставаться недостаточно освещенными.

Существующие в кристаллографии представления о двойниковых осях и плоскостях не дают ответа на эти вопросы, так как и двойниковая ось, и двойниковая плоскость показывают лишь конечный результат процесса, а именно ту или иную закономерность взаиморасположения главных кристаллографических элементов сросшихся кристаллов. Во всяком случае, как двойниковая ось, так и двойниковая плоскость, сами по себе, не служат и не могут приниматься в теории двойников в качестве фактора, возбуждающего и направляющего процесс двойникования.

В такой же мере не может служить в роли такого фактора и то, что по современным научным представлениям при образовании двойников пространственные решетки кристаллов приводятся к частичному совмещению. Дело в том, что и здесь мы имеем, по существу, лишь конечный результат процесса в виде той или иной закономерности во взаимоотношении пространственных решеток индивидов двойника.

Триадная теория двойников и связанная с нею стадийная теория кристаллизации в большей или меньшей степени освещают энергетическую сторону процесса, позволяя считать достаточно обоснованным вывод о том, что двойникование, как и нормальный процесс кристаллизации, сопровождается уменьшением потенциальной энергии. Но и в этом случае остается невыясненным, как и в какой последовательности происходит движение кристаллов относительно друг друга. Вместе с тем даже и триадная теория не дает ответа на вопрос о том, как можно отличить геометрический или, по-иному, ложный двойник, т. е. сrostок, в котором двойниковая ось иррациональна, от истинного или кристаллографического при условии, что некоторые минералы способны образовывать неограниченно большое число геометрических двойников.



В связи с этим представляют интерес попытки Гольдшмидта [9], Фриделя [8], Цинделя [10] и др. создать теорию двойникования на основе более или менее произвольных поворотов кристалла вокруг тех или иных векторов и совмещения каких-либо одноименных, или даже разноименных, зон и векторов обоих индивидов. Смысл этого сводится к тому, что второй индивид двойника может быть выведен из первого не только поворотом на 180° вокруг двойниковой оси или отражением в двойниковой плоскости, но также и поворотом вокруг некоторого иного вектора на тот или иной угол. Но в работах этих ученых теория таких поворотов осталась недоработанной, и наиболее важные закономерности, возникающие при подобных поворотах, остались не выведенными.

Конечно, нельзя утверждать категорически, что теория таких поворотов никогда и никем не разрабатывалась, и не исключена возможность, что где-нибудь в старой литературе имеются соответствующие материалы. Во всяком случае, в кристаллографической литературе последних десятилетий нам не удалось найти указаний на то, что подобная теория поворотов была уже полностью разработана в применении к образованию двойников.

Роль поворотов кристалла, как метод выведения второго индивида двойника, становится особенно существенной в тех случаях, когда кристалл обладает хотя бы одной четной осью симметрии. Вытекающие из этого закономерности должны иметь в минералогии общее, а не только частное значение, так как большинство минералов обладает хотя бы одной четной осью симметрии, а минералы, не имеющие такой оси, создают ее обычно посредством двойникования и вне двойниковых образований почти не существуют в природе, как, например, триклинные полевые шпаты, дистен, цеолиты и многие другие минералы. Возникающие при этом закономерности очень существенны для правильного понимания таких, широко распространенных сростков, когда мелкие или даже субмикроскопические кристаллы прирастают к поверхности большого кристалла, образуя с ним двойниковую пару по тому или иному типу или закону.

Незнакомство с закономерностями этого порядка (или, во всяком случае, недостаточное внимание к ним) имело следствием то, что были описаны в качестве вполне доказанных такие двойниковые законы, вероятность и самостоятельность которых остаются недостаточно обоснованными. Как пример можно указать кубо-октаэдрический закон алюмо-кальневых квасцов, по М. Шаскольской и А. В. Шубникову [7], закон Самшвильдо для кварца, по Г. Г. Леммлейну [6], новый закон для андалузита, выведенный М. И. Ицкисоном [5], ряд двойниковых законов для кварца, по Цинделю [10], и т. п.

В зависимости от симметрии кристалла могут быть разные случаи взаимоотношения первоначального и выведенного положения кристаллов и разные типы, возникающих при этом блок-кристаллов.

Ниже эти случаи рассмотрены в порядке их усложнения. При этом в качестве четной оси симметрии, где это не оговорено, принимается обычная двойная ось, так как в скрытом виде она имеется и в четверной и в шестерной осях. Двойниковые сростки во всех случаях рассматриваются нами как блок-кристаллы, общая симметрия которых определяется совокупностью элементов двойниковой симметрии и элементов симметрии самих индивидов двойника.

1. Теория поворотов

Всего можно выделить три группы блок-кристаллов, возникающих при повороте первоначального кристалла вокруг той или иной оси поворотов. В состав первой группы входят блок-кристаллы с общей их симметрией не выше полногранного класса ромбической системы. Во вторую группу включены блок-кристаллические образования, которые по общей их симметрии соответствуют гексагональной или тетрагональной системам. Наконец, третья группа охватывает блок-образования с общей симметрией кубического типа.

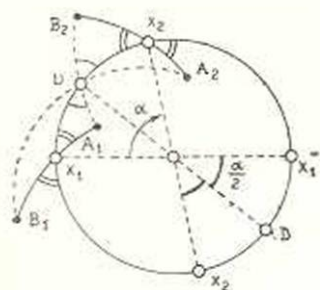
Принципиальное различие между этими тремя группами заключается в наличии тех или иных степеней свободы. Так, в первой группе имеется только одно ограничивающее условие, а именно—ось поворотов должна быть перпендикулярна к оси четной симметрии кристалла, угол же поворота совершенно произволен. Во второй группе положение оси поворотов более или менее постоянное, так как она совпадает с какой-либо четной осью симметрии, а угол поворота может иметь несколько вполне определенных значений. В третьей же группе строго постоянными должны быть и положение оси поворотов, и угол поворота, причем положение оси поворотов принципиально иное, чем в первых двух группах. Во всех трех группах сама ось поворотов в общем случае не бывает двойниковой осью. В частном же случае, например, при повороте на 180° , она становится двойниковой осью.

А. Первая группа. В этой группе исходный кристалл должен иметь хотя бы одну четную ось симметрии. Что касается оси поворотов, то она всегда перпендикулярна к одной из четных осей симметрии. Здесь рассматриваются всего пять случаев возникновения блок-кристаллов путем поворота первоначального кристалла и приведения его к новому положению. Кроме того в эту группу включен один случай из нескольких примеров, в котором новый блок-кристалл возникает в процессе разрывания первоначального блок-кристалла на две части и приведения одной из них посредством поворота к новому положению.

1. Этот случай является в теории поворотов основной теоремой, поэтому он рассматривается наиболее детально, и решение будет дано как для прямой, так и для обратной формулировки теоремы.

Прямая теорема. Кристалл АВ обладает только одной четной осью симметрии x , плоскостей же симметрии не имеется. В качестве оси поворотов принят произвольный вектор в плоскости перпендикулярной к оси симметрии, и кристалл повернут в ту или иную сторону на любой, также произвольный угол. При этом второе положение кристалла будет по отношению к первому всегда двойниковым, причем двойниковой осью служит биссектриса D угла поворота оси симметрии, т. е. угла между ее первоначальным и выведенным положениями. Доказывается это очень просто.

Пусть A_1B_1 будет первоначальным, а A_2B_2 — выведенным положением кристалла (фиг. 1). Проводим две дуги большого круга: одну через проекции граней A_1 и B_2 , а вторую через проекции осей симметрии x_1 и x_2 . В двух получившихся сферических треугольниках A_1x_1D и B_2x_2D имеем по условию и по построению: $A_1x_1 = B_2x_2$, а также равенство углов: $A_1x_1D = B_2x_2D$ и $A_1Dx_1 = B_2Dx_2$. В силу вытекающего отсюда равенства треугольников A_1x_1D и B_2x_2D имеем равенство дуг: $A_1D = B_2D$ и $Dx_1 = Dx_2$. Следовательно, вектор D



Фиг. 1. Поворот кристалла A_1B_1 на угол α к новому положению A_2B_2 . При наличии оси симметрии x возникает двойник с двойниковой осью D .

является биссектрисой всех углов между одноименными векторами обоих индивидов и в силу этого он играет здесь роль двойниковой оси. В том случае, когда вектор D совпадает с тем или иным существующим в кристалле рациональным направлением, двойниковое сочетание обоих индивидов можно считать кристаллографическим двойником, в противном же случае это будет двойник только геометрический. Принципиальная разница между тем и другим двойником заключается, по видимому, в том, что в двойнике кристаллографическом уровень потенциальной энергии должен совпадать с

одним из возможных минимумов, в геометрическом же двойнике это правило может не соблюдаться.

Величина угла поворота одного кристалла по отношению к другому в вышеприведенных рассуждениях не играет никакой роли, поэтому очевидно, что в плоскости, перпендикулярной к оси поворотов, может существовать бесконечное число геометрических двойниковых осей. Кроме того, поскольку выбор оси поворотов не был ограничен какими-либо условиями, за исключением ее перпендикулярности к оси четной симметрии кристалла, то вполне ясно, что геометрической двойниковой осью может быть любой вектор кристалла. Иначе говоря, в кристалле, обладающем хотя бы одной четной осью симметрии, любой его вектор нужно считать потенциальной двойниковой осью, ибо в качестве оси поворотов всегда можно принять тот

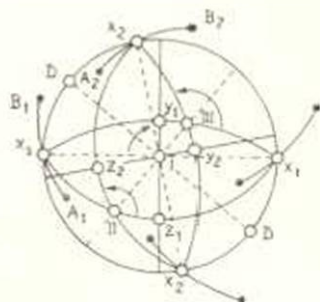
вектор, который перпендикулярен к плоскости, проходящей через ось симметрии и через произвольно выбранный вектор кристалла.

Обратная теорема. Если два положения кристалла A_1B_1 и A_2B_2 (фиг. 1) связаны двойниковой осью D и выводятся одно из другого поворотом кристалла на некоторый угол α вокруг вектора, перпендикулярного к двойниковой оси, то кристалл обладает четной осью симметрии, которая перпендикулярна к оси поворота и составляет с двойниковой осью угол $\frac{\alpha}{2}$, равный половине угла поворота кристалла.

Путь доказательства следующий. Находим точки x_1 и x_2 на пересечении дуг A_1B_1 и A_2B_2 с плоскостью, перпендикулярной к оси поворота, и проводим дуги большого круга A_1D , B_1D , A_2D и B_2D . По условию имеем равенство треугольников $A_1x_1D = B_2x_2D$ и $B_1x_1D = A_2x_2D$, а по построению — равенство дуг $A_1x_1 = A_2x_2$ и $B_1x_1 = B_2x_2$. Следовательно, имеем равенство дуг $A_1x_1 = B_1x_1$ и $A_2x_2 = B_2x_2$, откуда вытекает, что векторы x_1 и x_2 являются осями симметрии.

2. Кристалл обладает тремя взаимно перпендикулярными четными осями симметрии x , y и z . По основной теореме (см. выше) и здесь любой вектор кристалла является потенциальной двойниковой осью, а осью поворотов может служить любой вектор в каждой из трех плоскостей, проходящих через те или иные две оси симметрии (фиг. 2). При этом здесь каждая двойниковая ось сопряжена всегда с тремя осями поворота. Это обусловлено тем, что существуют три плоскости, из которых каждая проходит через двойниковую ось и через одну из осей симметрии — x , y или z . Перпендикуляры к этим плоскостям — I, II и III — представляют, по предыдущему, оси поворотов, которые лежат, очевидно, в одной и той же плоскости, перпендикулярной к двойниковой оси, и совпадут с линиями пересечения этой плоскости с главными плоскостями кристалла. Двойниковая ось совпадает с биссектрисой угла поворота, т. е. угла между первоначальным и последующим положениями каждой оси симметрии кристалла.

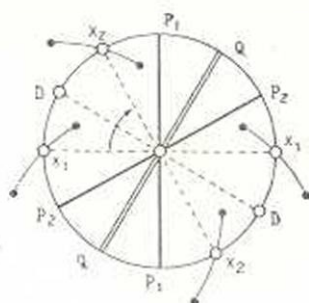
3. В кристалле имеется четная ось симметрии x и перпендикулярная к ней плоскость симметрии P (фиг. 3). В этом случае ось поворотов лежит всегда в плоскости симметрии. При повороте кристалла возникает, как и в первом случае, двойниковая ось D и, кроме того, перпендикулярная к ней плоскость симметрии Q , служащая биссектрисой двугранного угла между плоскостями симметрии обоих



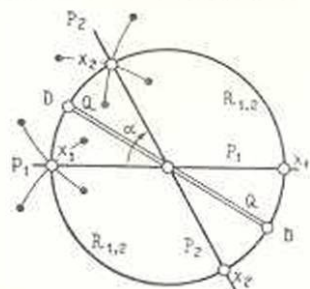
Фиг. 2. Кристалл с тремя перпендикулярными друг другу осями симметрии x , y и z . Присутствуют три оси поворота I, II и III. Двойниковая ось D связывает индивиды A_1B_1 и A_2B_2 .

индивидов. Таким образом, в этом случае двойниковый блок-кристалл обладает тремя осями и тремя плоскостями симметрии. Подобно предыдущим случаям, и здесь любой вектор кристалла может быть двойниковой осью.

4. Кристалл имеет ось симметрии x и проходящие через нее две плоскости симметрии P и R . В частном случае (фиг. 4) ось поворотов совпадает с одной из плоскостей симметрии и перпендикулярна к другой такой плоскости. Поэтому при повороте кристалла возникает не только двойниковая ось D , но и новая плоскость симметрии Q , проходящая через двойниковую ось и ось



Фиг. 3. Кристалл с осью симметрии x и перпендикулярной к ней плоскостью симметрии P . После поворота возникает двойниковая ось D и перпендикулярная к ней плоскость симметрии Q .



Фиг. 4. Кристалл с осью симметрии x и двумя проходящими через нее плоскостями симметрии P и R . Частный случай: ось поворотов совпадает с плоскостью симметрии. После поворота возникает двойниковая ось D и новая плоскость симметрии Q , проходящая через двойниковую ось и ось поворотов.

поворотов. Вместе с тем эта плоскость симметрии перпендикулярна к общей плоскости симметрии обоих индивидов и служит биссектрисой двугранного угла между двумя другими плоскостями симметрии блок-кристалла.

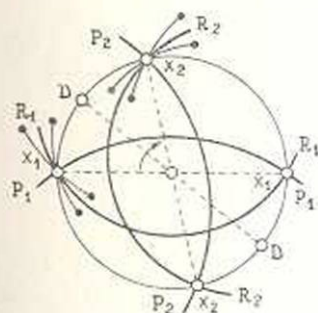
В общем же случае (фиг. 5) ось поворотов не совпадает с плоскостями симметрии, поэтому при повороте кристалла возникает только двойниковая ось D , в качестве которой и здесь служит биссектриса угла поворота оси симметрии. И здесь любой вектор кристалла может быть двойниковой осью, что выводится так же, как и в первом случае.

5. Кристалл обладает тремя взаимно перпендикулярными осями симметрии x , y и z , и проходящими через каждую их пару, тремя плоскостями симметрии P , R и T . В общем случае этого примера ось поворотов не совпадает ни с одной из осей симметрии (фиг. 6). При повороте кристалла возникает одна двойниковая ось D и, кроме того, перпендикулярная к ней плоскость симметрии Q . Подобно случаю второму, и здесь двойниковая ось D сопряжена всегда с тремя осями поворота I, II и III, которые лежат в плоскости симметрии

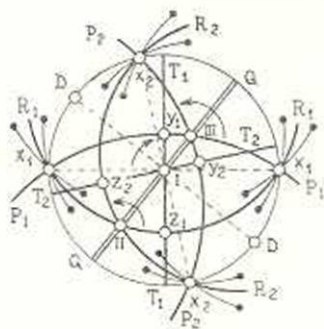
Q , возникающей при повороте кристалла, притом на ее пересечении с плоскостями симметрии кристаллов. Этот случай был уже раньше рассмотрен нами на примере двойников андалузита [1].

6. Имеется не моно-, но блок-кристалл, который разрывается на две части, и одна из них посредством поворота около некоторой оси приводится к новому положению. В зависимости от структуры блок-кристалла здесь может быть несколько случаев. Из них ниже, в качестве основных теорем, рассмотрены только два, наиболее простых, из которых можно вывести и другие, более сложные.

6а. Блок-кристалл A_1B_1 обладает одной осью симметрии чет-



Фиг. 5. Кристалл с осью симметрии x и двумя проходящими через нее плоскостями симметрии P и R . Общий случай: ось поворотов не лежит в плоскостях симметрии. Появляется только двойниковая ось D .

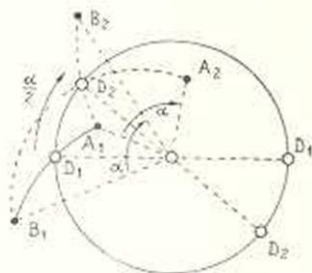


Фиг. 6. Кристалл с тремя осями симметрии x, y и z и тремя плоскостями симметрии P, R и T . Имеются три оси поворотов I, II и III . Общий случай: ось поворотов не совпадает с осями симметрии. После поворота возникает двойниковая ось D и перпендикулярная ей плоскость симметрии Q .

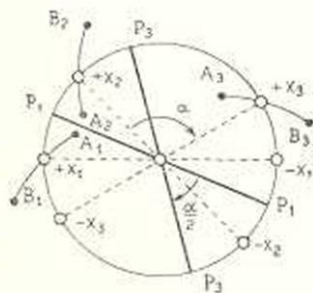
ного порядка или двойниковой осью D_1 , связывающей индивиды блок-кристалла A_1 и B_1 (фиг. 7). Ось поворотов служит произвольный вектор в плоскости, перпендикулярной к оси симметрии. Блок-кристалл A_1B_1 разрывается на две симметричные части A_1 и B_1 , одна из которых приводится посредством поворота к новому положению A_2 или B_2 . При этом, независимо от способа разделения блок-кристалла на части, ось симметрии смещается в сторону поворота на половину угла поворота и становится двойниковой осью D_2 нового блока A_1B_2 или A_2B_1 . Блок-кристалл продолжает оставаться блок-кристаллом того же типа, но его константы становятся иными. Доказывается это тем же путем, как и в основной теореме первого случая (см. выше).

6б. Блок-кристалл состоит из индивидов A_1B_1 и A_2B_2 , каждый из которых обладает двойной осью симметрии— x_1 и x_2 . Индивиды связаны друг с другом плоскостью симметрии P_1 (фиг. 8). Ось поворотов лежит в плоскости симметрии и перпендикулярна к осям симметрии индивидов. Блок-кристалл разрывается на две части A_1B_1 и

A_2B_2 , и одна из них поворачивается на некоторый угол. В результате этого плоскость симметрии смещается в сторону поворота на половину угла поворота. При этом возможны два предельных случая. Во-первых, когда оси симметрии индивидов совпадают одноименными их направлениями, т. е. так, что с осями совпадает и находящаяся между ними плоскость симметрии (фиг. 9). В этом случае возникает еще одна плоскость симметрии Q , перпендикулярная к первой и также проходящая через совмещенные оси симметрии. Во-вторых, когда оси симметрии совпадут разноименными их направлениями, причем плоскость симметрии оказывается перпендику-



Фиг. 7. Блок-кристалла A_1B_1 , имеющий ось симметрии или двойниковую ось D_1 , разрывается на две части A_1 и B_1 , одна из которых приводится поворотом к новому положению. Возникает новый блок A_1B_2 или A_2B_1 , в котором индивиды связаны друг с другом осью D_2 .



Фиг. 8. Блок-кристалла $A_1B_1 + A_2B_2$ имеет плоскость симметрии P_1 и составляется из двух кристаллов A_1B_1 и A_2B_2 , каждый из которых имеет ось симметрии x . Блок-кристалла разрывается на две части, и одна из них, A_2B_2 , приводится поворотом к новому положению A_2B_3 . Плоскость симметрии переходит в новое положение P_2 .

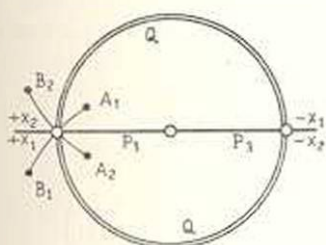
лярной к ним (фиг. 10). Блок-кристаллы этих предельных случаев существенно отличаются друг от друга, так как обладают различной симметрией. Вполне понятно, что, исходным блок-кристаллом можно считать здесь также и тот, который представлен на фиг. 9 или 10. Существо процесса от этого не меняется.

Б. Вторая группа. В этой группе ось поворотов совпадает с четной осью симметрии, а угол поворота имеет некоторое постоянное значение, каковое должно быть равно 60° , 90° или 120° . В зависимости от числа осей симметрии и от наличия или отсутствия плоскостей симметрии, в этой группе может быть четыре случая, которые достаточно полно рассматриваются в современных учениях о симметрии кристаллов. В возникающих этим путем двойниках второй индивид выводится, как и в первой группе, не только посредством двойниковой оси или двойниковой плоскости, но и поворотом вокруг вектора, не являющегося двойниковой осью.

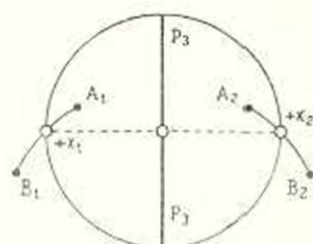
1. Кристалл A_1B_1 обладает только одной четной осью симме-

трии x_1 , из плоскостей же симметрии может присутствовать лишь плоскость P , перпендикулярная к оси симметрии. Поворот кристалла не приводит к возникновению двойника, так как отсутствуют четные оси симметрии, перпендикулярные к оси поворотов. Вместе с тем здесь, при повороте на угол 60 , 90 или 120° , образуются блок-кристаллы пирамидального или дипирамидального типа.

При повороте на 60 или 120° возникает неполный гексагональный блок-кристалл, так как ось поворота приобретает элементы симметрии шестого порядка (фиг. 11). При повторном повороте на



Фиг. 9. Тот же блок-кристалл, как и на фиг. 8. Одно из крайних положений блока после поворота одной из его частей: оси симметрии x_1 и x_2 совпадают одноименными их направлениями, и с ними совпадает плоскость симметрии P_3 в новом ее положении. Появляется новая плоскость симметрии Q .



Фиг. 10. Тот же блок-кристалл, как и на фиг. 8. Второе крайнее положение после поворота одной из его частей: оси симметрии x_1 и x_2 совпадают разноименными направлениями. Плоскость симметрии приходит к новому положению P_3 , при котором она перпендикулярна к осям симметрии.

тот же угол блок-кристалл становится уже полнокомплектным и принадлежит, по общей его симметрии, к классу гексагональной пирамиды, а при наличии плоскости симметрии—к классу дипирамиды.

При повороте же на 90° сразу возникает полный тетрагональный блок-кристалл, который, по его симметрии, отвечает классу тетрагональной пирамиды, а если присутствует плоскость симметрии, перпендикулярная к оси поворотов, то к классу дипирамиды (фиг. 12).

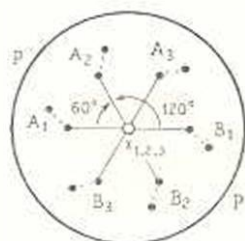
2. В кристалле АВ имеется одна четная ось симметрии x и две, проходящие через нее плоскости симметрии P и R . В этом случае поворот кристалла также не дает двойника и приводит к образованию лишь блок-кристалла. При любом угле поворота возникают две дополнительные плоскости симметрии Q и T , перпендикулярные друг к другу и проходящие через биссектрисы углов поворота плоскостей симметрии кристалла, а вместе с тем и через ось поворотов.

При повороте на 60 или 120° образуется неполный блок-кристалл типа дигексагональной пирамиды, а при повторном повороте на тот же угол блок-кристалл становится уже полнокомплектным

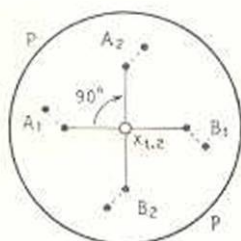
(фиг. 13). При повороте на 90° образуется сразу полнокомплектный тетрагональный блок-кристалл типа дитетрагональной пирамиды (фиг. 14).

3. Кристалл имеет три взаимно перпендикулярных оси симметрии x , y и z , плоскостей же симметрии не имеется. Ось поворотов может совпадать с любой из осей симметрии.

При повороте на 60 или 120° образуется неполный, а при повороте на тот же угол — полный гексагональный двойниковый блок-кристалл. По общей его симметрии он соответствует гексагональному трапецоэдру, так как появляются



Фиг. 11. Кристалл имеет только одну ось симметрии, и возможна перпендикулярная к ней плоскость симметрии P . Ось поворота совпадает с осью симметрии. После поворота на 60 или 120° образуется неполный гексагональный блок-кристалл типа пирамиды или дипирамиды.



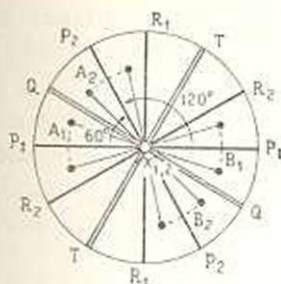
Фиг. 12. Такой же кристалл, как и на фиг. 11, но угол поворота 90° . Возникает тетрагональный блок-кристалл типа пирамиды или дипирамиды.

дополнительные оси симметрии D и E в виде двойниковых осей, совпадающих с биссектрисами углов поворота осей симметрии кристалла (фиг. 15).

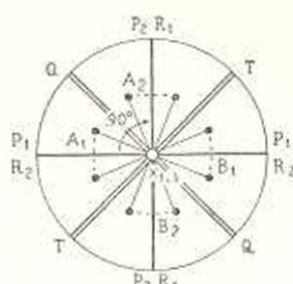
При повороте на 90° сразу образуется тетрагональный двойниковый блок-кристалл, отвечающий, по его симметрии, классу тетрагонального трапецоэдра, так как в плоскости, перпендикулярной к оси поворота, появляются дополнительные оси симметрии D и E в виде двойниковых осей, совпадающих с биссектрисами углов поворота осей симметрии кристалла (фиг. 16)

4. Кристалл обладает тремя, перпендикулярными друг к другу, осями симметрии x , y и z , и тремя, проходящими через них, плоскостями симметрии. Ось поворотов может совпадать с любой из осей симметрии.

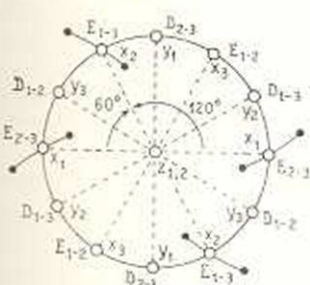
При повороте на 60 или 120° появляются дополнительно две оси симметрии D и E (в виде двойниковых осей, совпадающих с биссектрисами угла поворота) и проходящие через них и через ось поворотов две плоскости симметрии Q и T . В результате образуется неполный гексагональный блок-кристалл типа дигексагональной дипирамиды (фиг. 17). После повторного поворота на тот же угол



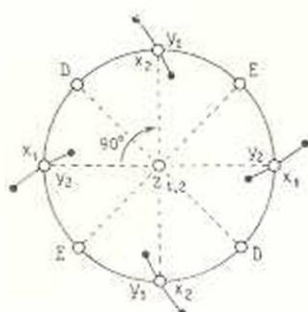
Фиг. 13. Кристалл с осью симметрии x и двумя, проходящими через нее плоскостями симметрии P и R . После поворота кристалла вокруг оси симметрии на 60° или 120° появляются новые плоскости симметрии Q и T , и возникает неполный гексагональный блок-кристалл типа пирамиды.



Фиг. 14. Такой же кристалл, как и на фиг. 13, но поворот его на 90° . Появляются новые плоскости симметрии Q и T , и образуется тетрагональный блок-кристалл типа пирамиды.



Фиг. 15. Кристалл с тремя перпендикулярными друг к другу осями симметрии x , y и z . После поворота кристалла на 60° или 120° вокруг оси симметрии появляются две, перпендикулярные друг к другу двойниковые оси D и E . Образуется неполный гексагональный блок-кристалл типа трапецоэдра.

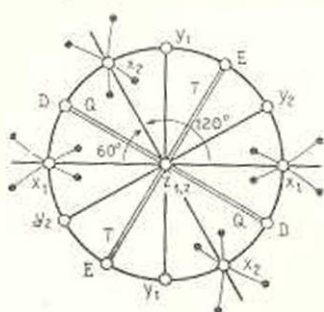


Фиг. 16. Такой же кристалл, как и на фиг. 15, но поворот на 90° . Появляются перпендикулярные друг к другу двойниковые оси D и E , и образуется блок-кристалл типа тетрагонального трапецоэдра.

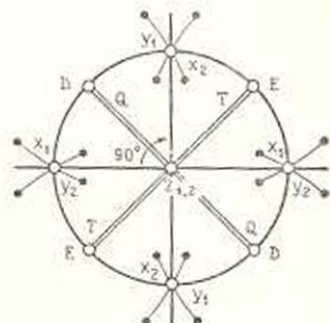
блок-кристалл становится уже полнокомплектным, и в нем расположение всех осей (симметрии и двойниковых) будет таким же, как и на фиг. 15.

При повороте на 90° сразу создается блок-кристалл типа дитетрагональной дипирамиды, так как и здесь возникают дополнительные оси симметрии D и E (в виде двойниковых осей, совпадающих с биссектрисами углов поворота) и проходящие через них и через ось поворотов две плоскости симметрии Q и T (фиг. 18).

В. Третья группа. В третьей группе опишем только один случай поворота, притом лишь для того, чтобы показать принципиальное различие между положением оси поворотов в этой и в предыдущих двух группах. Это—тот случай, когда ось поворота составляет равные углы с каждой из трех, взаимно перпендикулярных осей симметрии (углы эти должны быть равны почти точно $54^{\circ} 44'$), а угол поворота равен 120° . После таких поворотов все три оси



Фиг. 17. Кристалл с тремя осями симметрии и тремя плоскостями симметрии. После поворота кристалла на 60° или 120° вокруг оси симметрии появляются двойниковые оси D и E, и плоскости симметрии Q и T. Образуется блок-кристалл типа дигексагональной дипирамиды.



Фиг. 18. Такой же кристалл, как и на фиг. 17, но поворот на 90° . После поворота появляются двойниковые оси D и E, а также плоскости симметрии Q и T. Образуется блок-кристалл типа дитетрагональной дипирамиды.

симметрии блок-кристалла становятся равнозначными друг другу осями второго или четвертого порядка. Тем самым блок-кристалл получает симметрию кубического типа.

Подобного рода соотношения имеют место в ложнокубических блок-кристаллах плагиоклаза, например, в триаде второго пинакоида и первой оси, когда поворотом на 120° приводятся в совмещение нормаль ко второму пинакоиду, первая кристаллографическая ось и перпендикуляр к ней во втором пинакоиде [2, 3, 4]. Это же самое можно наблюдать и у ряда других минералов, способных образовывать ложнокубические блок-кристаллы.

На основании общеизвестных соотношений элементов симметрии ось третьего порядка появляется при наличии двух осей двойной симметрии, пересекающихся под углом в 60° . В приведенном выше примере ложнокубического блок-кристалла плагиоклаза такими осями симметрии, пересекающимися под углом в 60° , являются, с одной стороны, двойниковые оси, совпадающие с нормальными к бавенским граням, а с другой стороны—двойниковая ось, очень близкая к биссектрисе угла между первой и второй кристаллографическими осями.

Таким образом, и в группе ложнокубических блок-кристаллов второй и следующие индивиды двойника могут быть выведены не

только посредством двойниковой оси и двойниковой плоскости, но и с помощью некоторой оси поворотов, которая не является в блоке двойниковой осью.

II. Значение теории поворотов

В настоящее время, когда теория поворотов кристалла в двойниках еще только разрабатывается, трудно привести все те примеры, которые могли бы подтвердить ее научное и практическое значение. Все же некоторые направления возможного ее применения намечаются уже и сейчас.

Первым таким направлением служит группа тех явлений, когда срастающиеся в двойнике кристаллы имеют таблитчатую или листоватую форму, в связи с чем они при соприкосновении получают сразу же некоторую первичную закономерную ориентировку, сохраняя вместе с тем свободу поворота вокруг нормали к плоскости таблитчатости. К числу таких образований относятся, в частности, основные триады плагиоклаза, индивиды которого имеют всегда таблитчатую форму параллельно плоскости срастания.

В качестве примера рассмотрим очень распространенную триаду второго пинакоида и третьей кристаллографической оси, где координаты третьей оси, как и нормали к ней во втором пинакоиде, всегда показывают значительные отклонения от некоторых средних норм.

Причина этого явления заключается по теории поворотов в том, что триада обладает „свободой игры“ составляющих ее двойников, в данном случае—альбитовых, в связи с чем угол между третьей кристаллографической осью одного и другого альбитового двойника может отклоняться от теоретического значения, равного здесь нулю. Иначе говоря, триада может разрываться на две части посредством поворота одного из альбитовых двойников вокруг альбитовой двойниковой оси на тот или иной произвольный угол, подобно тому, как это было показано выше на примерах фиг. 7—10. При этом триада остается неизменно ромбическим блок-кристаллом, но в ней изменяется кристаллографическое наименование двойниковых осей, параллельных второму пинаконду.

При подобном повороте одного из альбитовых двойников мы получаем, по теории триад [2, 3], переход от триады третьей оси к триаде первой оси и второго пинакоида или к триаде биссектрис углов между первой и третьей осями, или еще к иным триадам второго пинакоида. Промежуточными звеньями служат здесь такие триады второго же пинакоида, в которых двойниковые оси имеют или иррациональные индексы, или незакономерное положение относительно кристаллографических осей.

Если принимать, что рациональные триады второго пинакоида, имеющие в своем составе первую или третью кристаллографическую

ось, характеризуются минимальным значением потенциальной энергии всего сростка, то при полном повороте альбитового двойника на 360° значение потенциальной энергии должно пройти четыре раза через такие минимумы, помимо которых должны быть и другие, менее значительные минимумы, соответствующие более слабым триадам второго пинакоида, в которых участвуют или биссектрисы углов между первой и третьей осями, или ребро [101], или другие векторы. При таком их числе минимумы потенциальной энергии должны быть выражены, повидимому, не очень резко, а поэтому даже и небольшое внешнее препятствие может помешать альбитовым двойникам занять в триаде то или иное точное взаиморасположение. В результате этого координаты двойниковых осей триады, параллельных ее плоскости срастания, будут более или менее значительно отклоняться от теоретических норм.

Такие соотношения имеют место во всех основных триадах плагиоклаза, а следовательно, непостоянство координатных углов многих двойниковых осей плагиоклаза может зависеть не только от изменения его состава или от температурных условий кристаллизации (как это утверждается в новейшей литературе), но зачастую лишь от неизбежного механического воздействия внешней среды. Такое отклонение от средних норм не нарушает, в принципе, общую симметрию блок-кристалла и вместе с тем при не очень большой величине отклонения, повидимому, не сопровождается сколько-нибудь существенным изменением потенциальной энергии блока.

Все это применимо полностью не только к плагиоклазам, но, безусловно, и ко всем другим минералам. Поэтому теория поворотов дает возможность дополнительного объяснения для явления непостоянства координатных углов двойниковых осей.

Вторым типом явлений, для которых теория поворотов также позволяет получить более правильное решение, могут быть такие сростки, которые образуются путем осаждения мелких кристаллов на поверхность большого кристалла. Сюда относятся кубо-октаэдрические двойники алюмо-калиевых квасцов [7], некоторые законы двойниковых срастаний кварца на гранях ромбоэдра [6, 10] и др.

В этих случаях образование двойникового сростка также можно рассматривать как результат поворота малого кристалла, так как он, приходя в то или иное соприкосновение с большим, сохраняет свободу поворотов вокруг нормали к плоскости соприкосновения или вокруг иного вектора и этим путем приходит к наиболее устойчивому расположению относительно большого кристалла.

Применяя подобный метод ревизии, мы неизбежно придем к выводу, что двойниковые законы—кубо-октаэдрический у квасцов, закон Самшвилдо у кварца и некоторые другие были выведены без достаточного научного обоснования, и, что соответствующие им явления допускают и иное толкование, при котором эти законы теряют свое значение. Более детально эти два случая, как и некоторые

двойниковые законы кварца, выведенные Цинделем, будут рассмотрены нами в специальных статьях.

Третьим направлением применения теории поворотов может быть определение степени вероятности того или иного типа двойниковых срастаний, а это, в свою очередь, позволит определить те критерии, основываясь на которых можно было бы отличить закономерный двойниковый сросток от случайного ориентированного сочетания двух кристаллов. Тем самым мы получим возможность проверять степень обоснованности тех или иных двойниковых законов, уже описанных в литературе и качестве доказанных. Этим путем еще раньше нами было установлено, что двойниковый закон, выведенный для андалузита М. И. Ицкиным [5] и не вызвавший никаких возражений со стороны кристаллографов, является ошибкой, и что соответствующий сросток представляет лишь случайное сочетание двух кристаллов [1].

В тех случаях, когда кристалл обладает только одной осью симметрии (см. выше, фиг. 1), вероятность возникновения двойникового расположения двух индивидов определяется вероятностью того, что вектор, перпендикулярный к оси симметрии, совпадает с одним из двух одноименных ему векторов второго индивида. Если принять точность двойника в пределах $E = \pm 1^\circ$, то двойниковой осью будет служить физический вектор, имеющий вид конуса с углом при вершине в $2E = 2^\circ$. Общее число таких векторов в кристалле равно

$$\frac{4\pi}{0,0175 \cdot E \cdot \pi} \approx \frac{40000}{3} \approx 13000,$$

где 0,0175 представляет линейную меру дуги в 1° . Поэтому вероятность случайного совмещения какого-либо произвольного вектора одного кристалла с одноименным ему вектором другого кристалла, т. е. вероятность простого ориентированного соприкосновения двух индивидов равна $1:13000$, а при наличии оси симметрии— $2:13000$, т. е. 0,015%. В плоскости, перпендикулярной к оси симметрии, имеется 180 таких векторов, поэтому вероятность возникновения оси поворотов и двойникового взаиморасположения двух индивидов равна почти 3% от числа всех возможных случаев их ориентированного соприкосновения. Если же довольствоваться точностью двойника в $2,5^\circ$, что в природных условиях является обычным пределом, то вероятность двойникового взаиморасположения будет достигать уже почти 20% от общего числа случаев ориентированного соприкосновения двух индивидов.

Столь высокие цифры получаются даже и в том случае, если бы в энергетическом отношении не было различий между двойником и совершенно незакономерным сростком. Вполне очевидно, что это не соответствует действительности, поскольку двойниковое расположение двух индивидов должно характеризоваться минимумом потенциальной энергии блок-кристалла. Поэтому процент двойнико-

вых расположений, считая по отношению к общему числу случаев всех ориентированных соприкосновений двух индивидов, должен быть намного выше, достигая уже десятков процентов. Причиной этого нужно считать неизбежное взаимное подтягивание кристаллов к двойниковому взаиморасположению посредством дополнительных движений и поворотов, когда при случайном сближении их взаиморасположение становится довольно близким к двойниковому. Вместе с тем намного повышается также и вероятность возникновения кристаллографических двойников по сравнению с двойниками геометрическими.

Из сказанного вытекает, что кристаллографическим двойником, т. е. сростком, характеризующимся минимальным значением потенциальной энергии, нужно считать только такое сочетание двух индивидов, частота которого в природе намного выше вероятности геометрического двойника. Следовательно, мы не имеем права говорить о наличии двойникового закона тогда, когда некоторый данный вид ориентированного срастания наблюдается лишь в единичных случаях. Этот вывод очень важен, так как, будучи использован в минералогической практике, не только позволяет, но даже заставляет исключить ряд двойниковых законов, введенных в науку без всякого к тому основания, поскольку реальная частота их появления не превышает степени вероятности случайного ориентированного сочетания двух индивидов.

Четвертое направление применения теории поворотов может служить для определения степени устойчивости тех или иных структур горных пород и относительного уровня их потенциальной энергии. Рассмотрим для примера несколько горных пород: роговообманковый кристаллический сланец, слюдястый или хлоритовый сланец, изверженную породу с трахитовой или трахитоидной структурой основной массы, и, наконец, породу с гранитовой структурой и аркозовый песчаник.

В роговообманковом кристаллическом сланце кристаллы роговой обманки расположены их удлинением обычно более или менее параллельно друг другу, т. е. третья ось всех кристаллов расположена, в общем, в одном направлении. Поскольку третья ось у роговой обманки перпендикулярна к оси симметрии, постольку направление волокнистости такой горной породы является в ней вместе с тем и генеральной осью поворотов. Следствием этого должно быть то, что в роговообманковом сланце все кристаллы роговой обманки находятся в положении двойниковом, причем значительная часть этих двойников принадлежит к категории кристаллографических, а не только геометрических. Иначе говоря, роговообманковый кристаллический сланец можно рассматривать в структурном отношении как гигантский двойниковый блок-кристалл с неограниченно большим числом двойниковых осей, расположенных в плоскости, перпендикулярной к направлению волокнистости горной породы.

Слюдистые и хлоритовые сланцы характеризуются, как известно, более или менее параллельным расположением плоскости спайности чешуек и листочков этих минералов. В связи с этим здесь нормаль к плоскости сланцеватости перпендикулярна к оси симметрии всех кристаллов, лежащей в плоскости спайности. Поэтому такая нормаль в слюдистых и хлоритовых сланцах всегда играет роль генеральной оси поворотов для всех кристаллов слюд, хлоритов и т. п. минералов, входящих в состав породы. Следовательно, и этого рода кристаллические сланцы нужно рассматривать как гиянтские двойниковые блок-кристаллы, в которых неограниченно большое число двойниковых осей расположено в плоскости сланцеватости. При этом и здесь большинство двойников принадлежит, повидимому, к числу кристаллографических.

В изверженных породах, обладающих трахитовой или трахитоидной структурой основной массы, мы имеем подобие роговообманкового сланца, так как в них направление струйчатости в основной массе обусловлено тем, что кристаллы (лейсты и микролиты) полевых шпатов, удлиненные по первой кристаллографической оси, располагаются своим удлинением параллельно друг другу. Поскольку у полевых шпатов перпендикулярно к первой оси расположена ось симметрии (у моноклиновых — это — ось симметрии самого кристалла, а у триклинных — двойниковая ось альбитового или периклинового двойника), поскольку общее направление удлинения микролитов и лейст также представляет генеральную ось поворотов. В связи с этим в такого рода породах более или менее значительные их участки можно с полным правом рассматривать как крупные двойниковые блок-образования с неограниченно большим числом двойниковых осей, лежащих в плоскости, перпендикулярной к направлению струйчатости в основной массе.

Наконец, горные породы с гранитовой структурой, и тем более со структурой кластической, как, например, аркозовые песчаники, характеризуются, в противоположность рассмотренным выше, отсутствием какой бы то ни было преобладающей ориентировки в расположении слагающих минералов. Поэтому такие породы не содержат признаков блок-двойниковой структуры.

Наши исследования комплексных двойников показывают, что образование двойника должно сопровождаться понижением потенциальной энергии блока. Поэтому необходимо сделать вывод, что в таких горных породах, как роговообманковые, слюдистые, хлоритовые и т. п. кристаллические сланцы и гнейсы, обладающие ориентированным расположением главных компонентов, общий уровень потенциальной энергии всей минеральной системы должен быть наиболее низким, во всяком случае несравненно более низким, чем, например, в песчаниках или в гранитоидных породах.

Промежуточное положение между этими двумя крайними группами должны занимать, повидимому, изверженные породы со струк-

Известия V, № 4—3

турой, ориентированной по тому или иному типу. Основываясь же на относительной величине потенциальной энергии, можно сделать очень важные выводы о происхождении некоторых горных пород. В частности, это может иметь большое значение для решения проблемы происхождения гранитов.

Наконец, пятое направление применения теории поворотов, в сочетании с триадной теорией двойников, открывает пути к экспериментальному исследованию процесса образования двойников, что до сих пор было почти совсем невозможным. Для этого можно устроить систему из нескольких, подобранных в том или ином сочетании, электромагнитных, электростатических или иных энергетических полей, чтобы каждая такая система отображала отдельный кристалл. Монтируя несколько таких систем на карданных подвесах, обеспечивающих каждой системе полную свободу поворотов, и меняя расстояния между ними и напряженность энергетических полей, можно найти для изучаемых систем наиболее устойчивые их взаиморасположения. Таковые окажутся, надо полагать, подобными двойниковым сочетаниям этих энергетических систем.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 26 IX 1952

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Варданянц Л. А. О ложных двойниках андалузита. Известия АН Армянской ССР (физ.-мат., естеств. и техн. науки), т. 1, № 1, 1948.
2. Варданянц Л. А. Триадная теория двойниковых образований минералов. Изд. АН Армянской ССР, 1950.
3. Варданянц Л. А. Триадный метод исследования двойников плагиоклаза. Изд. АН Армянской ССР, 1951.
4. Варданянц Л. А. Комплексные двойники плагиоклаза. Изд. АН Армянской ССР, 1952.
5. Ицксон М. И. Двойник андалузита из контактово-метасоматических пород ледника Сонгугидон (Северный Кавказ). Известия АН СССР, серия геологическая, № 2, 1940.
6. Леммлейн Г. Г. О закономерных сростаниях порфиновых кварцев на грани (1011). Труды Лаборатории кристаллографии АН СССР, вып. 2, 1940.
7. Шаскольская М. и Шубников А. В. Об искусственном получении закономерных сростков кристаллов алюмо-калиевых квасцов. Труды Ломоносовского института АН СССР, вып. 3, 1933.
8. Friedel G. Sur un nouveau type de macle. Bull. de la Soc. Franç. de Minér., t. 56, 1933.
9. Goldschmidt V. Über Heterozwillinge und einaxige Verwachsungen. Zeitschr. f. Kryst. und Min., Bd. 43, 1907.
10. Zyn del F. Über Quarzzwillinge mit nichtparallelen Hauptaxen. Zeitschr. f. Kryst. und Min., Bd. 53, 1914.

Լ. Ա. Վարդանյանց

ԿՐԿՆԱԿՆԵՐԻ ՄԵՋ ԲՅՈՒՐԵՂԻ ՇՐՋԱԳԱՐՁԻ ՏԵՍՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Ըստ տարածված և ընդունված տեսական պատկերացումների, կրկնաբյուրեղի երկրորդ անհատը կարելի է ստանալ առաջինից երկու ձևով՝ կամ պտտելով նրան կրկնաբյուրեղային առանցքի շուրջը մինչև 180° , կամ թէ անդրադարձումով՝ կրկնաբյուրեղային հարթություն մեջ: Դրան հակառակ հոգւածում ապացուցվում է, որ կրկնակի երկրորդ անհատը կարելի է ստանալ նաև պտտելով բյուրեղը այլ վեկտորների շուրջը: Ընդ որում չրջադարձի անկյունը տարբերվում է 180° -ից: Բացի դրանից հոգւածում ցույց են տված այն օրինաչափությունները, որոնք առաջանում են բյուրեղի այդ տեսակ պտույտի կապակցությամբ և հետևանքով:

Շրջադարձի տեսությունը նշանակություն ունի՝

1. կրկնաբյուրեղային առանցքի կողովինատային անկյունների անհաստատուն լինելու պատճառները հասկանալու համար, 2. պատրաստ բյուրեղների ստիպողական կերպով առաջացող միակցումների օրինաչափությունները բացատրելու համար, 3. տարրեր տխլի միակցումների հավանականության մասինճանը որոշելու համար, 4. լեռնային ուղարների ստրուկտուրայի կայունությունից մասինճանը և այդ կապակցությամբ, ծագումը ուսումնասիրելու համար, 5. կրկնաբյուրեղացման պրոցեսի էքսպերիմենտալ հետազոտությանը սկիզբ դնելու համար:

Г. О. Пиджян

О гранатах бассейна р. Гехи

В 1950 году автором были изучены скарны бассейна р. Гехи в Кафанском районе Армянской ССР. Основное внимание было уделено гранатам, имеющим очень широкое развитие в скарчах и представленных большей частью хорошо образованными крупными кристаллами.

В результате проведенного полевого обследования и камеральной обработки собранного материала представилось возможным выявить ряд особенностей минералогического состава скарнов и в частности гранатов бассейна р. Гехи.

В геологическом строении исследованного района принимают участие осадочные и вулканогенные образования верхнего девона, представленные слоистыми метаморфизованными известняками, известковистыми сланцами и рассланцованными метаморфизованными порфиритами, которые прорваны интрузией гранодиоритового состава миоценового возраста.

В районе сс. Чайкенд, Кефашен и Аджебадж в контакте известняков и гранодиоритовой интрузии в основном за счет известняков образовались скарны, которые образуют линзообразные вытянутые тела, выдержанные большей частью по простиранию; скарны развиты главным образом вдоль контактов интрузивных массивов и известняков и возле даек диорит-порфирита.

Геологические исследования и изучение скарновых зон в бассейне р. Гехи производили в 1936 г. А. Л. Додин [2] и в 1940 г. Ю. А. Арчов [1].

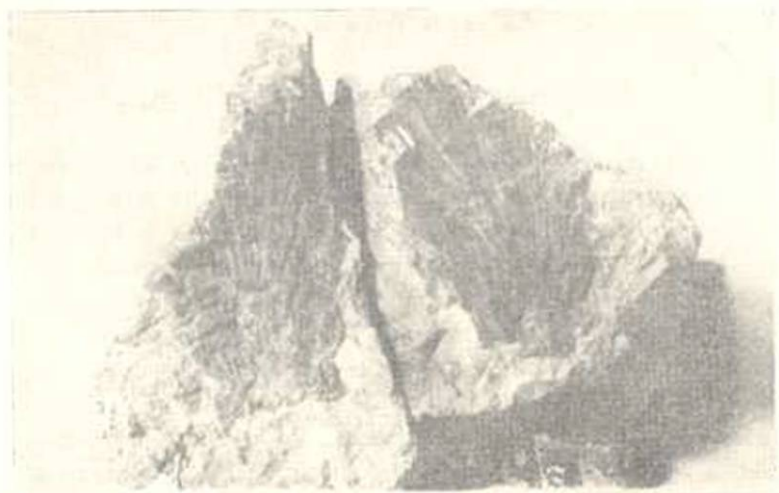
По минералогическому составу скарны бассейна р. Гехи нами подразделяются на следующие основные типы: 1) гранатовый, 2) гранато-пироксеновый, 3) гранато-эпидотовый, 4) гранато-пироксено-эпидотовый и 5) гранато-эпидотово-кальцитовый. Указанные типы связаны между собой постепенными взаимными переходами и часто содержат в небольшом количестве кварц и другие минералы.

Из всех разновидностей скарнов преобладающей является гранато-пироксеновая.

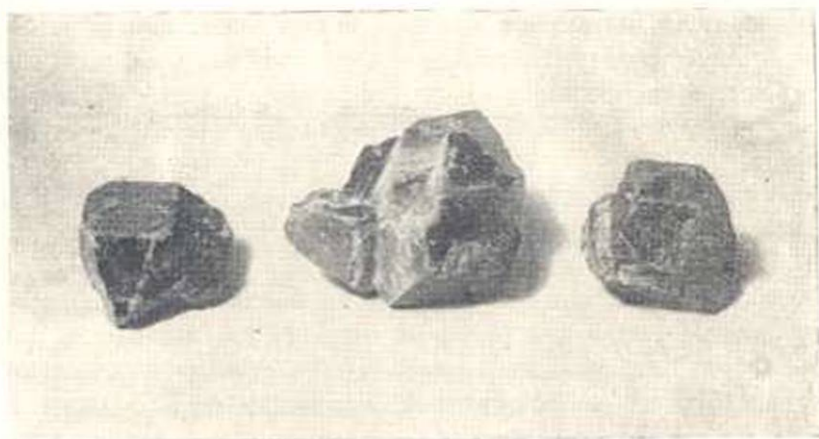
Скарны обычно массивные, но на отдельных участках встречаются слоистые, полосчатые разности, строение которых обусловлено первоначальной слоистостью известняков. Среди гранато-эпидото-кальцитовых скарнов встречаются красивые образцы с лучистыми кристаллами эпидота (фиг. 1) и крупными, хорошо образованными кристаллами граната, представленными главным образом ромбическими додекаэдрами (фиг. 2);

кальцит в таких случаях заполняет промежутки между кристаллами эпидота и граната.

Известняки около контакта со скарнами сильно метаморфизованы, слабо скарнированы и содержат кристаллы граната, пироксена, эпидота и кварца.



Фиг. 1. Лучистые кристаллы эпидота в скарне. Обр. № 289, натуральная величина (басс. р. Гехи).



Фиг. 2. Кристаллы граната. Натуральная величина (басс. р. Гехи).

На отдельных участках интрузивные породы (гранодиориты) в контакте со скарнами изменены и превращены в плагиоклазо-пироксеновые породы. Наряду с этим в интрузивных породах наблюдается также повышение основности по направлению к контакту, что объясняется ассимиляцией известняков магмой.

Установлено, что мощность скарновых зон зависит от угла падения плоскости контакта известняков и гранодиоритовой интрузии—в местах

с наиболее пологим падением контакта, мощность скариовой полосы увеличивается.

Обычно скарины представлены плотными массивными породами красновато-бурого цвета с различными оттенками. В скаринах хорошо выделяются кристаллы граната, размерами от миллиметров до нескольких сантиметров.

Под микроскопом скарины в основном состоят из граната, пироксена, эпидота, кальцита, кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Минералогический состав гранатового скарина следующий: граната около 75%, карбонатов—15%, пироксена до 10% и остальные 9% приходятся на другие минералы (кварц, полевой шпат, эпидот и т. д.).

В шлифе главная масса породы представлена гранатом (андрадит). В отдельных небольших трещинах и пустотах развиты эпидот и кальцит.

В гранато-пироксеновых скаринах средний минералогический состав следующий: граната—60%, пироксена—30%, кальцита—2%, кварца—1%, эпидота до 1% и различных вторичных минералов—6%.

Ниже приводим более детальные описания гранатов, встреченных во всех разновидностях скарнов.

Гранат является обычно преобладающим минералом скарина и составляет 80—90% состава шлифа. Часто образует мономинеральные участки. В некоторых редких разновидностях (пироксен-эпидот-гранато-кальцитовом скарне) его количество не превышает 30—40%. Размеры зерен колеблются от 0,5 мм до 2—3 см. В отдельных шлифах встречаются кристаллы граната резко различной величины, в связи с чем порода приобретает порфиробластическую структуру. Гранат в шлифе бесцветен, иногда окрашен в светложелтый цвет; с пироксеном образует зернистые сращения. Часто крупные кристаллы граната содержат включения мелких зерен пироксена. Удельный вес граната—3,75, твердость—6,5, показатель преломления—1,800.

По времени образования гранат является первым, другие минералы скарина (пироксен, эпидот, кальцит, кварц) образуют в нем секущие жилы и часто выполняют пустоты, окаймленные зернами граната. Часть пироксена выделяется одновременно и до граната (включения пироксена в кристаллах граната).

Из скариовой зоны нами были отобраны кристаллы гранатов разных цветов: желтые, коричневые и черно-бурые, которые были сданы на химический анализ.

Результаты химических анализов гранатов и их пересчеты (см. табл. 1 и 2) показывают, что гранаты бассейна р. Гехи принадлежат, в основном, к изоморфному ряду андрадит-гроссуляр. Желтые разновидности кристаллов граната главным образом относятся к андрадиту, а в красновато-коричневых и черно-бурых кристаллах граната совместно с андрадитовой молекулой присутствует в значительном количестве гроссуляровая молекула.

Из приведенного описания скарнов и, в частности гранатов можно сделать следующие основные выводы.

Результаты химического анализа гранатов сквиновой зоны

n / № № №	№ обр.	Цвет кристаллов граната	Химический состав в %												Сумма	Аналитик
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O п.п.		
1	51	желтый	35,16	0,07	2,91	26,16	—	0,56	0,13	0,37	31,08	—	—	0,36	100,10	Петросов А. А.
2	51а	красновато коричневый	37,86	0,06	0,84	18,60	—	0,35	0,10	0,39	35,78	—	—	0,16	100,30	Давыдов Т. М.
3	51б	черно-бурый	35,08	0,21	0,65	18,31	—	—	0,07	0,22	31,77	0,28	—	1,08	100,30	Давыдов Т. М.

Результаты пересчета анализа гранатов

Таблица 2

№ обр.	Цвет кристаллов граната	Анарадит в %	Гроссулар в %	Пирен в %	Альмандин в %	Спессартин в %	Компоненты, не вошедшие в пересчет в %							Примечание	
							SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	H ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	и. п. п.		
51	желтый	89,82	4,01	1,68	1,31	0,67	+ 1,8	+ 0,92	—	—	—	—	—	0,36	
51а	красновато-коричневый	55,20	28,74	1,58	0,95	0,19	+ 5,63	—	—	+ 7,4	0,16	—	—	0,16	
51б	черно-бурый	54,42	37,64	0,52	0,82	0,16	+ 4,5	+ 4,5	+ 0,93	—	—	—	—	0,28	0,08

+ означает избыток после пересчета

+ означает избыток после пересчета

1. Скарны бассейна р. Гехи образовались вследствие контактового воздействия гранодиоритовой интрузии миоценового возраста на верхнедевонские известняки. Скарнированию подверглись в основном известняки в силу контактового метасоматоза, характеризующегося выносом из интрузии значительного количества кремния, железа, алюминия и других компонентов. Интрузивные породы в контакте с известняками процессу скарнирования не подверглись, но они изменены, превращены в плагиоклазо-пироксеновые породы и в них наблюдается повышение основности по направлению к контакту, что объясняется ассимиляцией известняков магмой.

2. Скарны представлены в основном пятью разновидностями, среди которых преобладающими являются гранато-пироксеновые. Главными минералами скарна являются: гранат, пироксен, калынит, эпидот, кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Среди вышеуказанных минералов гранат занимает особое место, он большей частью представлен хорошо образованными крупными кристаллами—ромбическими додекаэдрами и составляет более 80% скарна.

3. Результаты химических анализов гранатов и их пересчеты показывают, что гранаты бассейна р. Гехи представлены в основном изоморфным рядом андрадит-гроссуляра. Желтые кристаллы главным образом относятся к андрадиту, а в красновато-коричневых и черно-бурых кристаллах граната совместно с андрадитовой молекулой присутствует в значительном количестве молекула гроссуляра.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 26 VI 1952

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргюш Ю. А. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, № 2, 1946.
2. Додин А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Труды ВСЕГЕИ, вып. 33, 1940.

Գ. Հ. Պիքյան

ԳԵՒԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԳՐԱՆԱՏՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. Մ. Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

1950 թ. Համանի շրջանում կատարած գեոլոգիական հետազոտությունների քննարկում հեղինակը ուսումնասիրել է նաև Գեիի գետի ավազանի սկանային ապարները, նախով ուղադրություն զարմեցրել գրանիտների վրա, որոնք մեծ տարածում ունեն սկանային ապարների մեջ և գլխավորապես ներկայացված են լավ ձևավորված խոշոր բյուրեղներով:

Պաշտոյին աշխատանքներն, միկրոսկոպիկ և քիմիական ուսումնասիրութիւնների արդյունքները հնարավորութիւն են տալիս հանգելու հետեւյալ հիմնական եզրակացութիւններին:

1. Գեղի գետի ավազանում սկսանային ապարներն առաջացել են վերին գետնային հասակի կրաքարերի վրա, միոցենի ժամանակաշրջանի գրանոլիորիտային խնարուղիայի ունեցած կոնտակտային ազդեցութեան հետեանքով: Սկստանացել են հիմնականում կրաքարերը, որոնք, ենթարկվել են կոնտակտ-մետամորֆիզմին՝ սրբուցանի ազդեցութեան, որը բնորոշվում է խնարուղիայից մեծ քանակով սիլիցիումի, ալյումինումի, երկաթի և այլն կոմպոնենտների անջատումով և ներարկումով կոպային ապարների մեջ: Խնարուղիով ապարները կրաքարերի կոնտակտում սկսանացման չեն ենթարկվել, բայց նրանք փոփոխվել են և վերածվել պլագիոկլազ-պիրոքսենային ապարների: Բացի այդ նրանց մեջ կոնտակտի ազդեցութեամբ նկատվում է հիմքայնութեան բարձրացում, որը բացատրվում է մագմայի կողմից կրաքարերի ասիմիլացիայով: Վերջիններս հիմքերով ավելի հարուստ են, քան ինչ գրանոլիորիտները:

2. Սկսանային ապարները հիմնականում ներկայացված են հինգ տարրերով: Որոնց մեջ գերակշռողը հանդիսանում է գրանատ-պիրոքսենային տիպը: Գեղի գետի ավազանի սկսանների մեջ հաշվարկվել են հետեւյալ գլխավոր միներալները—գրանատ, պիրոքսեն, կալցիտ, էպիդոտ, կիւրց, պլագիոկլազ և կալիումական գաշտային շպատ: Վերոհիշյալ միներալների մեջ գրանատները գրավում են հատուկ տեղը: Նրանք մեծ մասամբ ներկայացված են լավ ձևավորված բյուրեղներով—սովորաբար գոգեկան զրնբով և կազմում են սկսանային ապարների մեջ ավելի քան 80 տոկոսը:

Գրանատների քիմիական անալիզներն արդյունքները և նրանց հաշվարկումները ցույց են տալիս, որ Գեղի գետի ավազանի գրանատները հիմնականում ներկայացված են անդրադիտ-գրոսսուլյարի իզոմորֆի շարքով: Բացի գրանից գրանատների բյուրեղների առանձին տարրերակները (ըստ դունի) ունեն տարրեր իզոմորֆի խառնուրդներ. զեդին բյուրեղները գլխավորապես ներկայացված են անդրադիտով, իսկ կարմրա-շականակազույն և սևագորշ բյուրեղներում անդրադիտի հետ միասին բաղական մեծ քանակությամբ գտնվում է նաև գրոսսուլյար:

СТРАТИГРАФИЯ

А. А. Атабекян

К стратиграфии альбских отложений бассейна
р. Агстев (Акстафа)¹

Нижнемеловые отложения в бассейне реки Агстев (правый приток р. Куры) были обнаружены впервые в 1940 г. К. Н. Паффенгольцем в районе селения Верхний Агдан. Здесь они представлены малоомощной пачкой желтовато-серых песчанистых известняков, переслаивающихся с рыхлыми песчаниками с примесью туфогенного материала. Эти отложения налегают трансгрессивно на грубослоистые, реже среднеслоистые и массивные, иногда окремненные известняки, протягивающиеся в Шамшадинский район [1, 4]. В Верхнеагданском районе массивные известняки слагают скалу Гюмбет и гору Будур, достигая значительной мощности.

Вопрос о возрасте массивных известняков до сих пор остается открытым, так как одни исследователи относят их к нижнему мелу [4], другие же — к верхней юре [7]. Собранный нами в 1950 г. фауна гастропод находится сейчас в обработке у В. Ф. Пчелинцева и пока можно отметить лишь то, что эти известняки в фаунальном отношении весьма близки к верхнеюрским известнякам, которые имеют широкое развитие на левобережье р. Агстев. На основании этого более вероятным будет отнесение этих известняков к верхней юре.

Песчанистые известняки нижнего мела перекрываются также трансгрессивно мощной свитой песчаников и туфо-конгломератов, возраст которой всеми предыдущими исследователями определен как сеноман².

К. Н. Паффенгольцем [4] в песчанистых известняках еще в 1940 г. была собрана фауна, в которой В. П. Ренгартеном определены: *Exogyra caucasica* Mordv., *Pecten (Camptonectes) matheronialis* d'Orb., *Lima (Plagiostoma) subrigida* Roem., *Neithea morrissi* Pict. et Renev., указывающие, по его мнению, на верхнеаптский возраст песчанистых известняков.

А. Т. Асланян [2] из этих же слоев приводит следующие виды: *Cucullaea glabra* Park., *Thetironia* sp. ex. gr. *minor* Sow. (определе-

¹ Здесь и в дальнейшем новые географические названия даны без скобок, а старые в скобках.

² По новым данным автора она относится к нижнему сенону.

ния Т. А. Мордвилко), *Nerinella* sp. и одну *Trigonia* cf. *nodosa* Sow. (определения А. Л. Цагарели), относя эти слои к апту и нижнему альбу.

Нами в 1950 г. в этих же отложениях района с. В. Агдан, в урочище Гёлер, установлена следующая последовательность (снизу вверх).

Средний альб

1. На разных горизонтах вышеупомянутых верхнеюрских известняков трансгрессивно налагается пачка пород, представленная переслаиванием почковатых серых известковистых и рыхлых песчаников, причем в последних наблюдается примесь туфогенного материала. По простиранию их мощность меняется так, что прослойками становятся то известковистые песчаники, то наоборот—рыхлые песчаники. Из этих слоев собрана обильная фауна, причем очень характерны крупные устрицы из группы *Exogyra caucasica* Mordv. и *Ex. latissima* Lam., а также *Inoceramus concentricus* Park. In. *anglicus* Woods. Первый из этих иноцерамов характерен для среднего альба Англии и Малого Кавказа, а второй—для альба в целом Западной Европы и Кавказа. Кроме того, здесь были встречены в большом количестве *Lima* sp. пов., *Venilicardia* sp., *Cucullaea* sp., *Neithea quinquecostata* Sow., *Toxaster* sp., *Cidaris* sp. ind. и многочисленные тригонии. Среди этой фауны Т. А. Мордвилко определена *Trigonia coquandi* d'Orb., *Tr. daedalea* Park., *Tr. aff. aliformis* Lyc., *Tr. aff. upwarensis* Lyc., *Exogyra arduensis* d'Orb., *Isocardia* sp. ex gr. *I. crassicornis* Pict. et Roux., *Pecten (Camptonectes) gaultinus* Woods.

Указанные тригонии достаточно хорошо отличаются от неоконских и аптских представителей группы *Tr. nodosa* Sow., причем *Tr. daedalea* Park. не встречается в слоях ниже среднего альба. Остальные же формы характерны для альба в целом, кроме *Trigonia coquandi* d'Orb., которая встречается и в сеноманских отложениях.

В 1950 г. В. П. Ренгартемом в этих же отложениях была собрана фауна, содержащая, по определению Т. А. Мордвилко, *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods и *In. salomoni* d'Orb. var. *agdanensis* Mordv. (In coll.), которые тоже указывают на альбский возраст вмещающих слоев.

2. Переслаивание зеленых глауконитовых и серых песчаников с фауной *Exogyra* sp. ex gr. *Latissima* Lam., *Pecten* sp., *Neithea* sp. и другие.

Эти два горизонта следует отнести к среднему альбу ввиду того, что они содержат характерную среднеальбскую фауну (*Inoceramus concentricus* Park.) и совершенно согласно переходят в верхнеальбские слои.

Верхний альб

3. Слоистые серые, низкокарбонатные мергели с изобилием *Aucellina gryphaeoides* Sow. и редкими экземплярами *Kosmatella agassizi* Pict., *Puzosia* sp. ind., *Hamites* sp. ind., *Neohibolites* sp.

Среди упомянутых форм характерными для верхнего альба (враконские слои) являются первые два вида. На верхнеальбский возраст мергелей указывает не только присутствие в них первых двух видов ископаемых, но и общность комплекса фауны и фаций с фаунистически хорошо обоснованными верхнеальбскими отложениями Иджеванского хребта, о которых будет сказано ниже.

Распространены описанные песчано-мергельные отложения к юго-востоку от сел. В. Агдан в урочище Гёлер, причем по тектоническим нарушениям они на севере примыкают к кампанским слоистым известнякам, а на юге-юго-востоке — к верхнеюрским массивным известнякам скалы Гюмбет. У последней, на правом берегу р. Налтекет, эти образования покрываются четвертичными аллювиальными отложениями и дальше к востоку [по крайней мере до г. Сарум (Сарум-сахлу)] не появляются.

Таким образом, новые данные уточняют возраст указанной пачки песчаных известняков, глауконитовых песчаников и мергелей, как средне- и верхнеальбский, а не апт-нижнеальбский, как предполагали раньше.

Кроме того, автором в 1950—51 гг. установлены новые выходы альбских отложений западнее Верхнеагданского района, в синклинальном Иджеванском хребте, а также севернее указанных пунктов в бассейне р. Джогас (левый приток р. Агстев), в районе с.с. Гешашен и Куши-айрум, на границе Азербайджанской ССР и Армянской ССР.

По южному и северному склонам Иджеванского хребта между титонскими псевдо-оолитовыми и кампанскими слоистыми известняками выделяется толща пород значительной мощностью, представляющая разнообразными песчаниками и мергелями, возраст которых определялся как сеноман [5] на основании того, что в коллекции В. Н. Котляра, собранной в основании этой толщи, В. П. Ренгарте-ном были определены два аммонита: *Schloenbachia* и *Desmoceras*.

В 1950—51 гг. собранная и обработанная изми богатая фауна из песчанистой толщи Иджеванского хребта позволила расчленить эту толщу, принимаемую ранее за сеноманскую¹, на две части: средний и верхний альб и нижний сенон, причем верхняя (сенон) залегает трансгрессивно на разных горизонтах альбских, а также верхнеюрских (титонских) отложений.

Средний альб (аналогичный верхнеагданскому среднему альбу)

¹ Нахождение в этих слоях рода *Schloenbachia* не могло указать сеноманский возраст вмещающих слоев, так как объем этого рода тогда понимался широко.

представлен здесь в нижней его части пачкой переслаивающихся серых массивных, почковатых песчанистых известняков и рыхлых песчаников, с базальным конгломератом в основании, мощностью 50—60 см, который по простирацию переходит в красные известняки с ближе неопределимой фауной: *Neohibolites* sp. ind. и *Rhinconella* sp.

Из многочисленной и разнообразной фауны, найденной в этих слоях, выделяются, по нашим определениям: *Exogyra corpulensis* sp. nov. (in. litt.) *Ex. corpulensis* sp. nov. var. nov. (in. litt.), *Neithea* sp., *Alectryonia* sp. ind., *Pecten* sp., *Trigonia* sp. ind., *Toxaster* sp. и другие.

В верхней своей части средний альб представлен глауконитовыми песчаниками с изобилием *Neohibolites* sp. Эти песчаники к западу, по южному склону Иджеванского хребта, переходят в слоистые серые известковистые песчаники и тонкослоистые плотные мергели.

Фактами, позволившими отнести эти слои к среднему альбу, являются наличие согласного перехода к фаунистически хорошо охарактеризованным отложениям верхнего альба, затем, близость как в литологическом, так и в фаунистическом отношениях к среднеальбским отложениям Верхнеагданского района.

Верхний альб в нижней части представлен слоистыми серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками, с изобилием следующих форм: *Pervinqueria armenica* sp. nov. (in. litt.), *Histeroceras* aff. *varicosum* d'Orb., *Kosmatella agassizi* Pict., *Stoliczkaia rhamnnota* (Seeley), *St. raricostata* sp. nov. (in. litt.), *Anisoceras armatum* (Sow.), *A. Picteti* Spath, *Scaphites* cf. *simplex* Jukes-Brown, *Turilites hugardianus* d'Orb., *Hamites* sp. ind., *H. ex gr. gibbosus* Sow., *Puzosia sharpei* Spath, *P. dalidagensis* sp. nov. (in. litt.), *Neohibolites* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Такая ассоциация достаточно точно указывает на верхнеальбский возраст вмещающих слоев.

В верхней части свита верхнего альба представлена серыми и темносерыми слоистыми мергелями с редкими остатками аммонитов плохой сохранности.

Самые западные выходы средне- и верхнеальбских отложений в Иджеванском хребте констатированы в районе монастыря Агарцын и на северном склоне г. Иджеван (Дали-дар). Из этих пунктов они протягиваются узкими полосами на несколько километров к востоку по южному и северному склонам указанного хребта. На западном склоне г. Сарнахпюр (Сары-булах) они срезаются базальными конгломератами нижнего сенона и вновь появляются в этой зоне, как было уже сказано, только в Верхнеагданском районе.

В бассейне р. Джогас развита мощная толща вулканогенно-обломочных пород, в нижней своей части представленная свитой туфогенных и известковистых песчаников и мергелей, а в верхней—

туфобрекчиями, туфоконгломератами, агломератовыми туфами и редко, в самых верхних слоях, потоками основных и кислых эффузивов. Возраст этой толщи в целом определяется ранее как нижний турон [5].

В районе сел. Геташен на левом берегу р. Джогас (Гиляс-дара) в 1951 г. в нижней части этой толщи нами установлена следующая последовательность отложений (снизу вверх).

а) На оксфордских отложениях [2], представленных туфогенными микроконгломератами, пепельносерыми песчаниками, грубозернистыми светлосерыми известняками и конгломератами, трансгрессивно располагается пачка массивных, толстослоистых мелкозернистых песчаников желтоватого цвета. В базальном слое этой пачки собраны однообразные, но многочисленные гастроподы¹, среди которых выделяются *Itruvia* sp., и найденный в одном экземпляре *Trochactacon* sp.

До последнего времени представители рода *Itruvia* не отмечались в отложениях древнее сеномана; приведенные ниже данные позволяют предполагать, что род этот является несколько более древним.

б) Выше туфогенные песчаники согласно переходят в переслаивающиеся слои серых мергелей с примесью песчаного материала и среднезернистых песчаников.

В нижней части этих слоев собраны *Hysterocheras orbigny* (Spath), *H. carinatum* Spath, *Anisoceras* sp. ind. A. ex gr. *armatum* (Sow.), *Hamites* sp., *Baculites* sp., *Puzosia* (?) sp. ind. и мелкие пеллециподы, среди которых Т. А. Мордвянко определена *Barbatia* sp. ex gr. *cottaldi* d'Orb.

Две первые указанные формы аммонитов характеризуют самые нижние слои верхнего альба и указывают на наличие здесь нижней подзоны перванкьериевой зоны верхнего альба, которая впервые в Советском Союзе была установлена А. Е. Глазуновой в Копет-даге [3], а затем и в Дагестане. Из этих же слоев собраны также растительные остатки имеющие, по мнению А. Н. Криштофовича, нижнемеловой облик.

Нижнюю пачку желтоватых песчаников этого разреза мы относим к среднему альбу, учитывая, во-первых, что они совершенно согласно перекрываются фаунистически точно установленным верхним альбом и, во-вторых, что в Верхнеагданском и Иджеванском (Далидагском) районах разрез альбских отложений начинается со среднего отдела.

Несколько севернее указанного пункта в районе с Куши-айрум, на территории Казахского района Азербайджанской ССР, альбские отложения представлены только верхним своим отделом, состоящим из массивных серых песчаников с редкими прослойками песчаных мергелей с фауной *Ancellina gryphaeoides* Sow. и *Neohibolites* sp.

¹ Находятся в обработке у В. Ф. Пчелинцева.

Характер контакта этих отложений с подстилающими образованиями остается невыясненным, так как последние здесь замещены интрузивными породами.

Выше альбских отложений в районах с. Куши-айрум трансгрессивно располагаются туфогенные песчаники с прослоями конгломератов, песчаных известняков и мергелей сеномана, возраст которых устанавливается нами находкой в 1950 г. аммонита *Bostrychoceras* cf. *Thomasi* Perv.

В районе с. Коти-гюх из-под сеномана, установленного Г. В. Богачевым в 1936 г., а затем Н. Н. Бобковой, выступают без углового несогласия желтоватые песчаники с прослойками глин, содержащие желваки конала и редко растительные остатки. В нижней части этого разреза выступают аркозовые песчаники, трансгрессивно налегающие на юру (?).

По простирацию к западу и юго-западу от с. Коти-гюх песчано-глинистые отложения полностью замещаются желтоватыми песчаниками, могущими быть аналогом средне- и верхнеальбских отложений района сс. Куши-айрум и Геташен. На основании этого более правильным, по видимому, будет отнесение так называемой „копаловосной“ (песчано-глинистой) свиты к альбу, притом скорее всего к среднему и верхнему альбу, а не к верхнему апту, как предполагали раньше.

Что касается наличия конала, имеющегося в этих отложениях в ничтожном количестве и служащего одним из аргументов для сопоставления их с верхнеагджакедской копаловосной свитой верхнего апта, то коррелятивное значение его отпадает, так как желавки конала найдены южнее этого пункта также и в нижнесенонских отложениях района с. Ачаджур.

Отметим, что еще в 1937 г. Н. Н. Бобковой песчаная пачка, обнаженная западнее с. Коти-гюх, также условно была отнесена к альбу.

Осадки среднеальбского времени отлагались в прибрежных зонах бассейна, о чем говорит, в первую очередь, присутствие в них крупных устриц и других пелеципод с толстостенными створками, а также терригенный характер пород, тогда как верхнеальбские осадки, наоборот, отлагались в более глубоких зонах. В общих чертах средне- и верхнеальбские породы района сс. Геташен, Куши-айрум и Коти-гюх отличаются от одновозрастных пород Иджевана (Далидаг)—В. Агдана преобладанием терригенного материала. На основании этого вырисовываются две различные (фациальные) зоны осадконакопления альбского времени. Первая из них протягивается по линии—Иджеванский хребет с. В. Агдан вдоль юго-западных склонов Алавердской суши (по терминологии В. В. Тихомирова), а вторая—по северо-восточным склонам этой же суши, соответствуя вышеотмеченным выходам альбских отложений в районах сс. Геташен и Куши-айрум.

По последней сводке В. В. Тихомирова [6] в восточной части

Малого Кавказа известны только осадки верхнеальбского времени, в отличие от северо-западной части его, где на границе между Дзиркульским массивом и Аджаро-Триалетским хребтом развиты также отложения среднего и нижнего альба. В промежуточных же зонах, в описанных здесь районах, как явствует из вышесказанного, трансгрессия альбского времени начинается со среднего отдела. Возможно, что при более детальных исследованиях среднеальбские отложения обнаружатся и в восточной части Малого Кавказа.

Ереванский Государственный
университет им. В. М. Молотова

Поступило 26 VI 1952

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асляни А. Т. К стратиграфии и структуре меловых отложений Иджеванского района Армянской ССР. Изв. АН Армянской ССР (серия естеств. наук), № 2, 1946.
2. Асляни А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1949.
3. Глазунова А. Е. О подразделении альба Копет-дага. Изв. Туркменского филиала АН СССР, № 1, 1949.
4. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
5. Паффенгольц К. Н. Армутлы-кульп. Тр. Всес. геол. разв. объединен., вып. 353, 1934.
6. Тахтомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 123, геол. сер. № 41, 1950.
7. Хаши В. Е. Меловые отложения северных предгорий Малого Кавказа между Кировабадом и Казахом. Изв. АН Азербайджанской ССР, № 11, 1947.

Ա. Ա. Աբրահյան

ԱՂՍԵՎ (ԱՂՍԱՖԱ) ԳԵՏԻ ԱՎՍՁԱՆԻ ՍԼԲԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Այլի և առհասարակ ստորին կալվածի նստվածքները Աղսեվ գետի ավազանում մինչև այժմ հայտնի են եղել միայն Իջևանի շրջանի Վերին Աղզան գյուղի շրջակայքում: Սրանք ներկայացված են ավազային կրաքարերի, գլաուկոնիտային ավազաքարերի և մերգելյաների ոչ հաստ շերտախմբով, որոնք արանդրենիով կերպով տեղագրված են վերին յուրայի կրաքարերի տարրեր հորիզոնների վրա: Որոշ հետազոտողներ այն կրաքարերը են վերագրում են ստորին կալվածին:

1950—51 թթ. գաշտային երկրաբանական հետազոտությունների և նախքան պալեոնթոգրիական մասերիայի հետագա մշակման հիման վրա, հեղինակը ստորին կալվածի հիշյալ նստվածքները վերագրում է միջին և վերին այլին: Նախորդ հետազոտողների կողմից սրանք վերագրվել են ալ-տին և ստորին այլին:

Այդ ուսումնասիրությունները բնթայրում հեղինակը միջին ու վերին ալրի նստվածքների նոր ելքեր է հայտնաբերել նաև Իջևանի (Դալի-գաղի) լեռներում և Զոդազ գետի (Աղսաեվի ձախ վտակը) միջին հոսանքի ավազանում՝ Գետաշեն ու Կուշշի-այրում գյուղերի շրջակայքում:

Իջևանի լեռների միջին և վերին ալրի նստվածքները (Նախորդ հետազոտողները սրանք վերագրել են սենոմանին) ներկայացված են վերին Աղզանի ալրի նստվածքներին միանգամայն նման ֆալկայով: Այս երկու վայրերում էլ վերին ալրի նստվածքների մեջ գերակշռում են մերգելները, իսկ միջին ալրի նստվածքները ներկայացված են գլաուկոնիտային ու տուֆոգեն ավազաքարերի և ավազային կրաքարերի ներթափու-վող շերտախմբով:

Գետաշեն ու Կուշշի-այրում գյուղերի շրջակայքում մերկացվող միջին ու վերին ալրի նստվածքները հիմնականում ներկայացված են տուֆոգեն ավազաքարերով: Նախորդ հետազոտողները սրանք վերագրել են ստորին տուրոնին:

Այնուհետև հեղինակը Նոյեմբերյանի շրջանի Կոթի-գյուղի շրջակայքում մերկացող ալսպես կոչված «կոպալաքեր» շերտախմբը, որի հասակը մինչև այժմ պայմանական կերպով որոշվել է սրպես վերին ալրի, նույնպես պայմանական կերպով, բայց ավելի քիչ թերահավատությամբ, վերագրում է միջին և վերին ալրին:

Աղսաեվ գետի ավազանի ալրի նստվածքները կուտակվել են երկու տարրեր ֆալկայի զոնաներում, որոնցից մեկն այժմ ձգվում է Իջևանի լեռներից գեպի վերին Աղզան գյուղի շրջակայքը կամ Ալավերգու ցամաքի (բստ Վ. Վ. Տիխոմիրովի տերմինաբանությամբ) հարավ-արևմտյան լանջերով, իսկ մյուսը՝ նրա հյուսիս-արևելյան լանջերով կամ Գետաշեն ու Կուշշի-այրում գյուղերով գեպի Նոյեմբերյանի շրջանը:

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

В. Л. Егоян

Inoceramus gradatus sp. nov. из айриджинского
горизонта бассейна р. Веди (Армянская ССР)

Айриджинский горизонт красноцветных и желтых пелитоморфных известняков и мергелей имеет широкое распространение в пределах Юго-Западной Армении. Горизонт этот присутствует в разрезах долины р. Аргичи (Айриджа), бассейна рр. Хосров Веди, Боз-Буруна (среднее течение р. Веди), Ераноса и Байбурда (левый берег р. Азат), Н. Ахтов, Бжни, Агверана и, повидимому, Мисханы (правый берег р. Раздан).

Пелитоморфные известняки и мергели айриджинского горизонта обычно содержат богатую и обильную фауну ежей и иноцерамов: *Inoceramus involutus* Sow., *In. inconstans* Woods, *In. lamarcki* Park. (var.—?), *In. crassus* Petr., *In. subhercynicus* sp. nov., *In. ex gr. schloenbachi* Böhm, *In. humboldti* var. cf. *reilberyensis* Heinz, *In. wandereri* Andert, *In. köneni* Muller, *In. subquadratus* Schlüter, *In. cf. kleini* Müller, *In. cf. websteri* Mant. и др.: многочисленные ежи и редкие рудисты. Из последних в основании красноцветных мергелей и известняков в Агверанском разрезе была найдена *Durania bertholoni* Perv. (коньяк), (определение В. П. Ренгартена).

Айриджинский горизонт (верхний коньяк-сантон) по своему литологическому характеру и отчасти стратиграфическому объему соответствует юнусдагской свите в Азербайджане (сантон—нижний кампан) и свите красноцветных известняков, залегающих на вулканогенной свите Мтавари в Грузии (верхний турон—нижний сантон).

Отнесение к айриджинскому горизонту красноцветных и желтых пелитоморфных известняков и мергелей у с. Карабахлар вызывает в настоящее время некоторые сомнения. Присутствие в них *Inoceramus lamarcki* Park. (?) говорит, как будто бы, за верхнетуронский, а не коньякский возраст их. Но, вместе с этим видом, в одной и той же маломощной пачке известняков встречаются и представители коньякского *Inoceramus involutus* Sow. Экземпляр этого вида, вполне удовлетворительной сохранности, был найден здесь В. П. Ренгартеном в 1951 г. В этой же четырехметровой пачке желтых известняков был встречен и *Inoceramus gradatus* sp. nov. Из нижней, повидимому, части пачки красноцветных известняков и мергелей (на этом же участке, у с. Дагнас) В. П. Ренгартеном был найден и *Inoceramus cf. websteri* Mant. (коньяк).

Учитывая приведенные выше данные, а также данные по смежным участкам, автор считает более вероятным коньякский возраст пачки известняков и мергелей Карабахларского разреза и относит ее к айриджинскому горизонту. Присутствующий в этой пачке *Inoceramus lamarcki* Park. (?) является либо коньякским реликтом этого верхнетуронского вида, либо же новым вариантом его. (Изучение этой формы, законченное после подготовки настоящей работы к печати, позволило установить, что она является новым вариантом коньякского *Inoceramus seitzii* Andert—*In. seitzii* Andert var. *pseudolamarcki* var. nov. (in litt.). В обоих случаях при рассмотрении вопроса о стратиграфическом положении известняков и мергелей Карабахларского разреза предпочтение должно быть отдано *Inoceramus involutus* Sow. как более молодому виду.

Описываемый ниже *Inoceramus gradatus* sp. nov. также указывает на коньякский возраст вмещающих его пород.

Род *Inoceramus* Sowerby, 1814.

1822. *Inoceramus Brongniarti* var. Mantell. The fossils of the South Downs or illustrations of the Geology of Sussex pg. 215, pl. XXVIII, fig. 3.

1822. *Inoceramus* sp. Mantell Ibid., pg. 217, pl. XXVII, fig. 9.

(?) 1904. *Inoceramus inconstans* Woods. A. Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. pl LI, fig. 2.

Определение вида. Раковина крупная, очень высокая, неравно-сторонняя, резкоступенчатая. Контуры ступеней овальные, несколько скошенные на спинном краю. Концентрические складки сравнительно мелкие, округлые, на макушечной ступени частые, на второй и, в большей степени на третьей, более редкие, крупные и более грубые. Крыло небольшое, неясно очерченное.

Голотип хранится в музее ИГН АН Армянской ССР.

Описание. Голотип представлен левой створкой довольно крупного взрослого экземпляра. Раковина очень высокая (при ориентировке макушечной площадки в горизонтальной плоскости). Основной отличительной чертой вида является резко выраженная ступенчатость, представленная у голотипа тремя отчетливыми ступенями, равными по высоте между собой и едва намеченной четвертой ступенью (вероятно отломана). Наиболее резко выражена макушечная ступень. Угол перегиба ступени у края ее $\leq 90^\circ$, угол вертикальной части ее с плоскостями, касательными к средним складкам макушечной части—от 90° (на спинном краю) до $120-130^\circ$ (на брюшном).

Линия максимального расхождения концентрических складок тянется от макушки под углом в $30-40^\circ$ к спинному краю. Удлиненность макушечной ступени невелика—отношение наибольшей длины ее к максимальной ширине 1,2–1,3. Удлиненность других ступеней примерно такая же. Выпуклость макушечной ступени—отношение расстояния между краем перегиба и наиболее высокой точ-

кой примакушечной части (по перпендикуляру к плоскости края перегиба) к среднему диаметру ступени—примерно 1:3,5. Максимальная длина голотипа по касательной к ступеням в направлении наибольшего расхождения складок—145 мм. Вторая и третья ступени узкие—высота их в два-три раза больше ширины. Макушка небольшая, слабо выделяющаяся, краевая.

На периферии описываемого экземпляра намечается четвертая ступень, но убедиться в присутствии ее нельзя, так как остальная часть створки отсутствует. По краям всех трех ясно видимых ступеней и по краю четвертой (?) проходят концентрические складки. Мощность и высота их несколько больше, чем у соседних с ними складок.

Вертикальная часть макушечной ступени почти по всей своей длине ясно вогнута, лишь у линии наибольшего расхождения складок она становится плоской, а на самой линии—даже слегка выпуклой. Вогнутость этой части наиболее резка на спинном краю, где она сильно суживается (не менее чем в 2 раза) сравнительно с брюшным краем.

Макушечная ступень протягивается почти вплоть до макушки. Вторая ступень, сильно суживаясь (по высоте), сохраняется на большей части спинного края. Третья ступень плавно сглаживается за линией наибольшего расхождения складок и на спинном краю выделяется лишь своей довольно высокой складкой перегиба. Четвертая (?), повидимому, сглаживается еще не доходя до линии наибольшего расхождения складок и у спинного края выделяется также лишь своей складкой перегиба.

Концентрические складки сравнительно мелкие, невысокие. На примакушечной части от 9—10 до 13—14 складок. За перегибом макушечной ступени складки постепенно становятся более редкими и более грубыми. На всех ступенях, включая и четвертую (?), наиболее четкой и высокой является складка перегиба.

На заднем краю сохранилась лишь незначительная часть крыла, однако, характер схождения складок на этом крае позволяет предполагать небольшие размеры крыла и нечетко выраженный характер его.

Кроме голотипа были обнаружены два небольших фрагмента левых створок двух разных экземпляров.

В коллекции В. П. Ренгартена в ЦНИГР Музее (Ленинград) нами был обнаружен один экземпляр описываемого вида, представленный первой макушечной ступенью из коньякских отложений р. Аргичи (Айриджа).

Сравнения. Близким к описываемому виду является *Inoceramus brongniarti* Mantell. Сравнимый вид отличается отсутствием ступенчатости, однако она, уже возможно, намечается у этого вида развитием нескольких резко выраженных складок, значительно превышающих по величине смежные с ними.

Сходной по резкому перегибу своей примакушечной части является одна из форм вида *Inoceramus inconstans* Woods [3, том II, рис. 44]. Но эта форма не имеет никаких признаков ступенчатости, хотя, судя по относительным размерам всей раковины и примакушечной части, у нее должна была бы присутствовать по крайней мере еще одна ступень. От других форм этого вида и от прочих



Фиг. 1а. Левая створка.

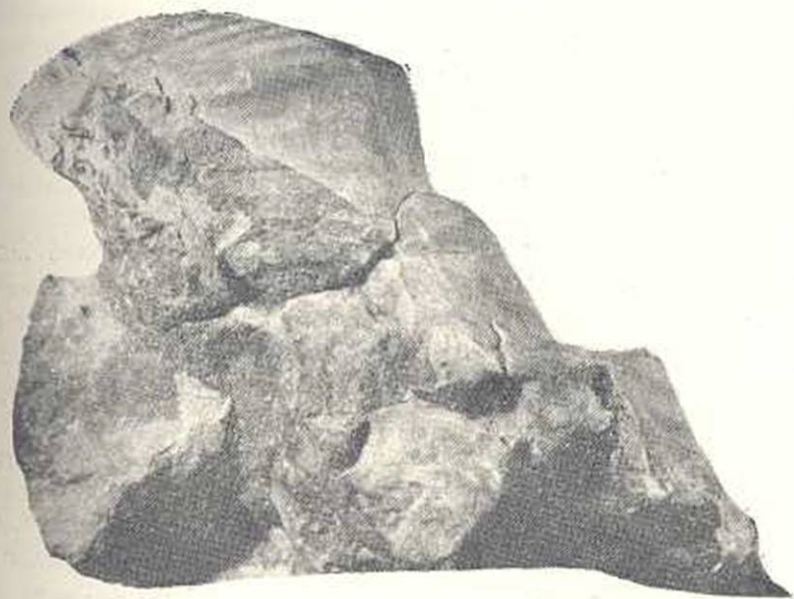
видов иноцерамов *Inoceramus gradatus* sp. nov. резко отличается высотой и ступенчатостью своей раковины (вернее, левой створки ее, так как правой у нас не было).

Нужно отметить еще одну особенность раковин этого вида: наиболее слабой частью ее является основание макушечной ступени. Вследствие этого в осынях находятся лишь эти части раковин. У описанного выше экземпляра при извлечении его из породы, эта ступень также отделилась от остальной части раковины по трещине, след которой виден на фотографии (фиг. 1а).

Местонахождение и стратиграфическое положение. Армянская ССР, Вединский район, правый берег р. Веди между с.с. Ка-

рабахлар и Дагнас. Обрывы красных и желтых известняков айриджского горизонта. Коньяк (верхний).

Примечания. Иноцерамы, идентичные *Inoceramus gradatus* sp. nov., впервые были отмечены Г. Мантеллом [2] в верхнемеловых отложениях Англии. Вероятное стратиграфическое положение их, по Г. Вудсу [3], — коньякский ярус. Два экземпляра Г. Мантелла, упомянутые в синонимике описываемого вида, представляют собою



Фиг. 16. Переднебрюшной край левой створки. Отчетливо видны ступени раковины.

фрагменты примакушечных частей раковин. Недостаточная сохранность этих экземпляров и излишне краткое, неполное описание Г. Мантелла позволили Г. Вудсу включить их в состав выделенного им вида *Inoceramus inconstans* Woods. Вид этот объединяет, как это признает и сам автор, целый ряд довольно сильно отличающихся друг от друга форм. Оригиналы Г. Мантелла, вместе с одним из экземпляров Г. Вудса (3, табл. LI, рис. 2) из нижнего сенона, столь резко отличаются от других, отмеченных в монографии, что возможность выделения их в новый вид, кажется, не вызывает сомнений. Сравнительно хорошая сохранность голотипа *Inoceramus gradatus* sp. nov. позволяет с достаточной определенностью установить четкое отличие его от других форм, входящих в вид (по существу — группу видов или, по крайней мере, вариеетов) Г. Вудса.

В 1926 г. В. П. Ренгартен [1] предложил выделить из группы *Inoceramus inconstans* Woods, наряду с другими вариеетами, и *In. inconstans* Woods var. *typica* Renng. Однако отсутствие в этой работе ссылки на описания Г. Мантелла, вместе с отсутствием описа-

ния и изображения, предложенного В. П. Ренгартеном вариетета, а также и то, что им были отнесены к вариетету и некоторые другие формы Г. Вудса, не позволили внести вариетет в синонимику вида *Inoceramus gradatus* sp. nov.

Сохранить за описанным выше видом название Г. Мантелла было невозможно в первую очередь потому, что такие названия им даны не были, как это видно из синонимики. Кроме того, неполная сохранность экземпляров этого автора и очень краткие описания, данные им, являются совершенно недостаточными для обоснования выделения его оригиналов из группы *Inoceramus inconstans* Woods.

Резкое отличие голотины описанного вида от основных форм Г. Вудса (исключая приведенную в синонимике) не позволило выделить его в вариетет вида *Inoceramus inconstans* Woods. Сохранение же за описанным видом видового названия Г. Вудса было также невозможно, поскольку в описании его говорится: "...более поздняя часть раковины... *иногда*¹ становится перпендикулярной более ранней части или же образует с ней тупой угол," — при этом нет никакого указания на многоступенчатый характер перегиба. Никакие признаки такого характера перегиба не замечаются и на изображениях оригиналов Г. Вудса.

Приведенные выше соображения позволяют, как полагает автор, считать выделение нового вида в достаточной степени обоснованным.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 26 VI 1952

ЛИТЕРАТУРА

1. Ренгартен В. В. Фауна меловых отложений Ассинско-Кимбелевского района на Кавказе. Труды Геол. Ком. Н. сер., в 147, 1926.
2. Mantell G. The fossils of the South Downs or illustrations of the Geology of Sussex. 1822.
3. Woods H. A. Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, 1904.

Վ. Ա. Եղոյան

Inoceramus gradatus sp. nov. ՎԵՂԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱՋԱՆԻ ԱՅՐԻՋԱՅԻ ՀՈՐԻՋՈՆԻՑ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ)

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Կարմրադույն և գեղնավուն պեկտամորֆ կրաքարերից և մերգելներից կազմված Այրիջայի հորիզոնը, որն իրենից ներկայացնում է վերին կալվճի կարրոնտային հաստվածքի ստորին մասը, լայն տարածում ունի Հայկական ՍՍՌ հարավ-արևմտյան մասում: Այդ հորիզոնը բնութագրվում է

¹ Курсив мой, В. Е.

է րազմաթիվ ինոցերամներով, որոնցից արժանի է հիշատակման կոնյակի հասակի *Inoceramus involutus* sow., *In. crassus* Petr, *In. wandereri* Andet., *In. cf. websteri* Mantell. Նույնպես հաճախ հանդիպում են ողնիկներ և հազվադեպ՝ ուղիղստներ:

Ղարաբաղյար գյուղի շրջակայքում, Այրիջայի հորիզոնի կրաքարերից և մերգելներից նշված է վերին առերոնի *Inoceramus lamarki* Park (?): Այդ փաստը լուրջ կասկածներ է առաջացնում Ղարաբաղյարի կարվածքի կրաքարերի և մերգելների սարատիադրաֆիական դիրքի մասին:

Սույն աշխատությունը տպագրության պատրաստելուց հետո պարզվեց, որ ավյալ ձևը իրականում հանդիսանում է կոնյակի հասակի *Inoceramus seltzi* Andert նոր փոփոխակը:

Հագրվածում նկարագրված *Inoceramus gradatus* sp. nov. տեսակը իր ձախ փեղկի կառուցվածքով խիստ կերպով տարբերվում է *Inoceramus inconstans* Woods խմբի ալլ ներկայացուցիչներից: Հիմնական տարբերությունը հանդիսանում է ալլ փեղկերի խիստ արտահայտված աստիճանայնությունը:

Տեսակի որոշումը, եկցին խոշոր է, խիստ ուսուցիկ, աստիճանաձև է և անհամաստրակողմ: Աստիճանների ուրվագծերը ձվաձև են, թիկունքային ծալքումատում մի քիչ թեքված: Համակենտրոն ծալքերը համեմատաբար փոքր են, կլորացված, գաղաթային աստիճանի վրա ցայտուն են: Երկրորդ, և համանամանդ երրորդ աստիճանի վրա ուրվագծերը ավելի նոսր են, խոշոր և կոպիտ: Հոլտիսը գտնվում է Հայկական ՍՍՌ ԳԱ Գեոլոգիական գիտությունների ինստիտուտի թանգարանում:

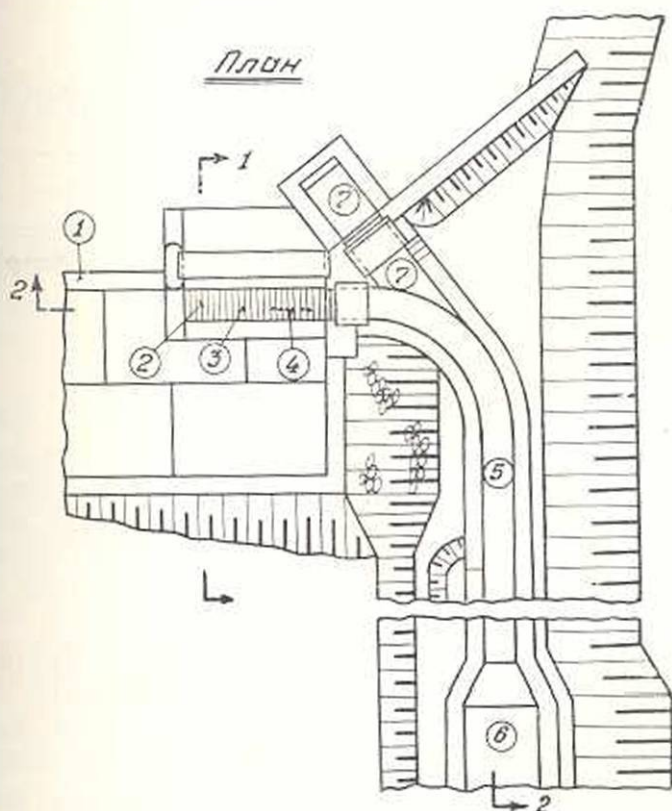
Սարատիգրաֆիական դիրքը և գտնված տեղը: Գտնված է Հայկական ՍՍՌ Վեդու շրջանում՝ Ղարաբաղյար և Գանձաս գյուղերի միջև, Այրիջայի հորիզոնի կարմիր և դեղին կրաքարերի քարափում: Հատակը՝ վերին կոնյակ:

ГИДРАВЛИКА

Х. А. Навоян

Пропускная способность донной решетки горного водозабора

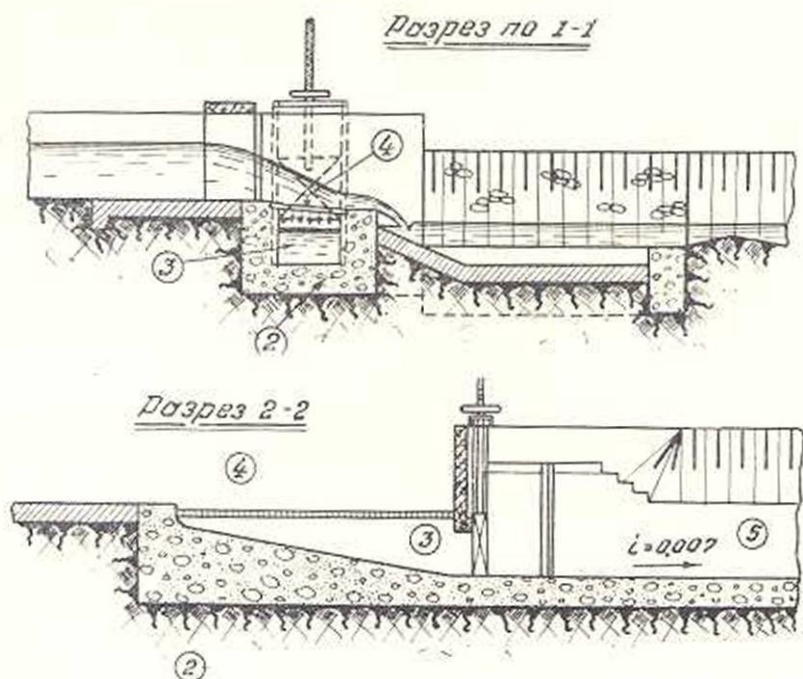
Горный водозабор с донной решеткой (фиг. 1 и 2) состоит из своеобразной плотины в виде донного порога, не создающего препятствия стоку воды и проходу наносов вниз по реке. Порог этот



Фиг. 1.

обычно состоит из двух частей: глухой 1 и водоприемной 2. В водоприемной части порога 2 устроена, поперек оси реки, открытая галерея 3, перекрытая горизонтальной или слабонаклонной в сторону нижнего бьефа решеткой 4.

Ввиду того, что берега горных рек имеют крутые склоны, устройство отстойника непосредственно на продолжении галереи невозможно, поэтому почти всегда в галерее примыкает отводящий криволинейный канал 5 небольшой длины. К отводящему каналу примыкает отстойник 6, обычно однокамерный с периодической



Фиг. 2.

промывкой, и далее—деривационный или магистральный канал. В зимнее время решетка обычно замерзает и ее пропускная способность резко падает, поэтому горный водозабор снабжается зимним водоприемником 7, через который в зимнее время расход поступает в отводящий канал, минуя решетку и водоприемную галерею.

В настоящей статье приводится расчет пропускной способности донной решетки.

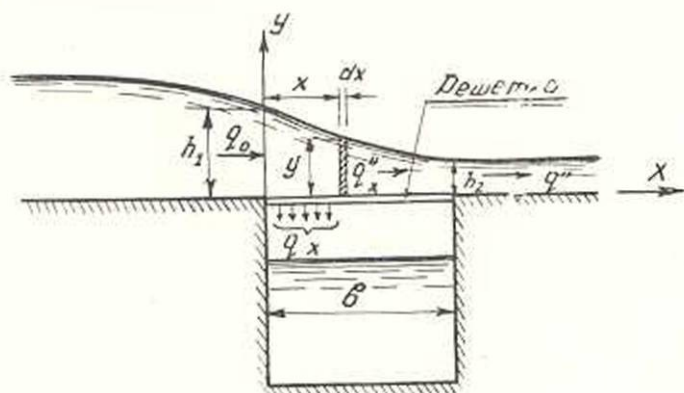
Вода, движущаяся через гребень плотины (порога), в которой устроена водозаборная галерея, частично проваливается через решетку в галерею, а частично поступает в нижний бьеф. Таким образом, для потока, движущегося поверх решеток, имеет место явление, которое соответствует движению потока с переменным расходом в направлении движения, а именно, явление отделения части потока.

Для общего расхода, поступающего на решетку, в любом сечении с абсциссой x (фиг. 3) можно написать следующую зависимость:

$$Q_0 = Q_x + Q_x'', \quad (1)$$

где Q_x — расход, поступающий в галерею от начала решеток до сечения с абсциссой x ;

Q''_x — расход потока, движущегося поверх решеток в сечении с абсциссой x .



Фиг. 3.

Для единичных расходов будем иметь:

$$q_0 = q_x + q''_x, \quad (2)$$

откуда

$$q_x = q_0 - q''_x. \quad (3)$$

Таким образом легко вычислить q_x , имея значение q''_x , к вычислению которого и переходим.

Имеем:

$$\omega''_x = y; \quad v''_x = \frac{q''_x}{y} \quad \text{и} \quad dv''_x = \frac{y dq''_x - q''_x dy}{y^2}, \quad (4)$$

где ω''_x — площадь живого сечения потока, движущегося поверх решеток, на один погонный метр ширины потока;

v''_x — средняя скорость потока;

y — ордината свободной поверхности потока.

Общее уравнение установившегося движения жидкости с переменным расходом вдоль пути, впервые предложенное В. М. Маккавеевым¹, имеет следующий вид:

$$\frac{dy}{dx} + \frac{v''_x}{g} \frac{dv''_x}{dx} + \frac{v''_x (v''_x - v_1)}{g Q''_x} \frac{dQ''_x}{dx} + K v''_x{}^3 = 0, \quad (5)$$

где v_1 — проекция скорости отделившейся жидкости на направление движения основного потока. В рассматриваемом случае, очевидно, $v_1 = 0$.

$K v''_x{}^3$ — член, учитывающий потери на трение о стены и дно водотока.

¹ В. М. Маккавеев. Теория гидродинамических процессов с большим гашением энергии. Труды Второго всесоюзного гидрологического съезда, ч. III, стр. 53. Ленинград, 1930.

Для коротких участков и при интенсивном изменении расхода этим членом можно пренебречь.

При указанных условиях, принимая во внимание (4), уравнение (5), после преобразований, можно представить в таком виде:

$$\frac{1}{g} \frac{q_x''}{y} \left(\frac{y dq_x'' - q_x'' dy}{y^2} \right) + \frac{1}{g} \frac{q_x''}{y^2} dq_x'' + dy = 0, \quad (6)$$

или

$$2yq_x'' dq_x'' - q_x''^2 dy + gy^2 dy = 0. \quad (7)$$

Нетрудно убедиться, что (7) — однородное дифференциальное уравнение первого порядка. Для решения его подставим

$$q_x'' = y \cdot u; \quad 2q_x'' dq_x'' = ydu + udy, \quad (8)$$

где u — новая переменная.

После несложных преобразований будем иметь:

$$du = -gy dy. \quad (9)$$

После интегрирования находим:

$$u = -\frac{gy^2}{2} + C. \quad (10)$$

Или, имея в виду соотношения (8)

$$\frac{q_x''^2}{y} = -\frac{gy^2}{2} + C, \quad (11)$$

откуда

$$q_x'' = \sqrt{y \left(C - \frac{gy^2}{2} \right)}. \quad (12)$$

Произвольную постоянную интегрирования находим из (12), имея в виду начальные условия (см. фиг. 3): при $y = h_1$, $q_x'' = q_0$.

Имеем:

$$C = \frac{q_0^2}{h_1} + \frac{gh_1^2}{2}. \quad (13)$$

По данным опытов

$$h_1 = 0,8 \sqrt[3]{\frac{q_0^2}{g}}, \quad (14)$$

или

$$q_0 = 1,4 h_1 \sqrt{gh_1}. \quad (15)$$

Подставляя это значение q_0 в (13), находим

$$C = 2,45 gh_1^2, \quad (16)$$

и, следовательно,

$$q_x'' = \sqrt{y (2,45 gh_1^2 - 0,5 gy^2)}. \quad (17)$$

Имея в виду соотношение (3), можно написать:

$$q_x = q_0 - \sqrt{y(2.45gh_1^2 - 0.5gy^2)}. \quad (18)$$

Полный расход, поступающий в галерею, найдем из (18), приняв $y = h_2$, где h_2 — глубина потока в конце решетки:

$$q = q_0 - \sqrt{h_2(2.45gh_1^2 - 0.5gh_2^2)}, \quad (19)$$

или, имея в виду соотношение (15),

$$q = q_0 \left(1 - \sqrt{0.256 \frac{h_2}{h_1} \left(4.91 - \frac{h_2^2}{h_1^2} \right)} \right). \quad (20)$$

Обозначая

$$\sigma = 1 - \sqrt{0.256 \frac{h_2}{h_1} \left(4.91 - \frac{h_2^2}{h_1^2} \right)}, \quad (21)$$

окончательно будем иметь

$$q = \sigma \cdot q_0. \quad (22)$$

Таким образом, если будет известна h_2 (или отношение $\frac{h_2}{h_1}$), то легко вычислить, по зависимости (22), расход поступающий в галерею.

Переходим к выводу уравнения свободной поверхности потока над решеткой.

Дифференцирование уравнения (12) дает

$$dq_x = \frac{C - \frac{3}{2}gy^2}{2 \sqrt{y \left(C - \frac{gy^2}{2} \right)}} dy, \quad (23)$$

Обращаясь к фиг. 3, можно написать

$$q_x = \int_0^x \mu K_p \sqrt{2gy} \, dx,$$

или

$$dq_x = \mu K_p \sqrt{2gy} \, dx, \quad (24)$$

где μ — коэффициент расхода решетки. Решетку можно рассматривать, как ряд донных горизонтальных щелей, истечение через которые аналогично истечению из донных отверстий. Для решетки из прутьев прямоугольного поперечного сечения можно принять $\mu = 0.85$; до накопления соответствующего опытного материала для других решеток также можно принять $\mu = 0.85$.

Здесь обозначено

$$K_p = \frac{s}{s+d},$$

где s — расстояние между двумя прутьями решетки,
 d — толщина прута.

Дифференцирование уравнений (3) дает

$$dq_x'' = -dq_x,$$

или, имея в виду (24),

$$dq_x'' = -\mu K_p \sqrt{2gy} \, dx. \quad (25)$$

Сопоставляя (23) и (25), находим:

$$-\mu K_p \sqrt{2gy} \, dx = \frac{C - \frac{3}{2} gy^2}{2 \sqrt{y \left(C - \frac{gy^2}{2} \right)}} \, dy. \quad (26)$$

Для решения этого дифференциального уравнения перепишем его в следующем виде:

$$2\mu K_p \sqrt{2g} \, dx = \frac{\frac{3}{2} gy^2 - C}{\sqrt{C - \frac{gy^2}{2}}} \cdot \frac{y \, dy}{y^2}, \quad (27)$$

и обозначим

$$t = \sqrt{C - \frac{gy^2}{2}}, \quad (28)$$

где t — новая переменная.

Имеем:

$$y^2 = (C - t^2) \frac{2}{g}, \quad (29)$$

или

$$y \, dy = -\frac{2t}{g} \, dt. \quad (30)$$

Подставляя соответствующие значения из (28), (29) и (30) в (27), после преобразований находим:

$$2\mu K_p \sqrt{2g} \, dx = -\frac{2C - 3t^2}{C - t^2} \, dt. \quad (31)$$

Интегрирование последнего уравнения не представляет никаких трудностей; опуская процесс интегрирования, приводим результат:

$$x = \frac{\sqrt{C}}{4\sqrt{2g}\mu K_p} \ln \frac{(\sqrt{C} - t_0)(\sqrt{C} + t)}{(\sqrt{C} + t_0)(\sqrt{C} - t)} - \frac{3(t - t_0)}{2\sqrt{2g}\mu K_p}, \quad (32)$$

или, имея в виду (28), можно написать

$$x = i(y). \quad (33)$$

Это и есть уравнение свободной поверхности потока над решеткой.

В уравнении (32) t_0 — постоянная интегрирования

$$t_0 = \frac{q_0}{V h_1} \quad (34)$$

Имея в виду (15), находим:

$$t_0 = 1,4 g h_1 \quad (35)$$

При $x = b$ и $y = h_2$: $t = t_0$. Имея это в виду, напомним (28) и (32) в следующем виде:

$$t_0 = \sqrt{C - \frac{g h_2^2}{2}} \quad (36)$$

$$b = \frac{\sqrt{C}}{4 \sqrt{2g \mu K_p}} \ln \frac{(\sqrt{C} - t_0)(\sqrt{C} + t_0)}{(\sqrt{C} + t_0)(\sqrt{C} - t_0)} - \frac{3(t_0 - t_0)}{2 \sqrt{2g \mu K_p}} \quad (37)$$

Имея в виду, что $\ln N = 2,3 \lg N$, подстановкой соответствующих значений из (16), (35) и (36) в (37), после преобразований получим:

$$b = \frac{h_1}{\mu K_p} \left\{ 1,275 \lg \frac{2,22 + \sqrt{4,91 - \frac{h_2^2}{h_1^2}}}{4,2 \frac{h_2}{h_1}} - \frac{0,75 \left[1 - \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^2 \right]}{1,98 + \sqrt{4,91 - \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^2}} \right\} \quad (38)$$

Выражение в больших скобках является функцией только отношения глубин. Обозначим его через A :

$$A = 1,275 \lg \frac{2,22 + \sqrt{4,91 - \frac{h_2^2}{h_1^2}}}{4,2 \frac{h_2}{h_1}} - \frac{0,75 \left[1 - \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^2 \right]}{1,98 + \sqrt{4,91 - \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^2}} \quad (39)$$

Тогда зависимость (38) примет следующий вид:

$$b = \frac{h_1}{\mu K_p} A \quad (40)$$

В случае наклонной решетки в зависимость (40) следует ввести поправочный коэффициент K_i , зависящий от наклона решетки i , и определяемый из экспериментальной зависимости

$$K_i = 1 - 0,21 i \quad (41)$$

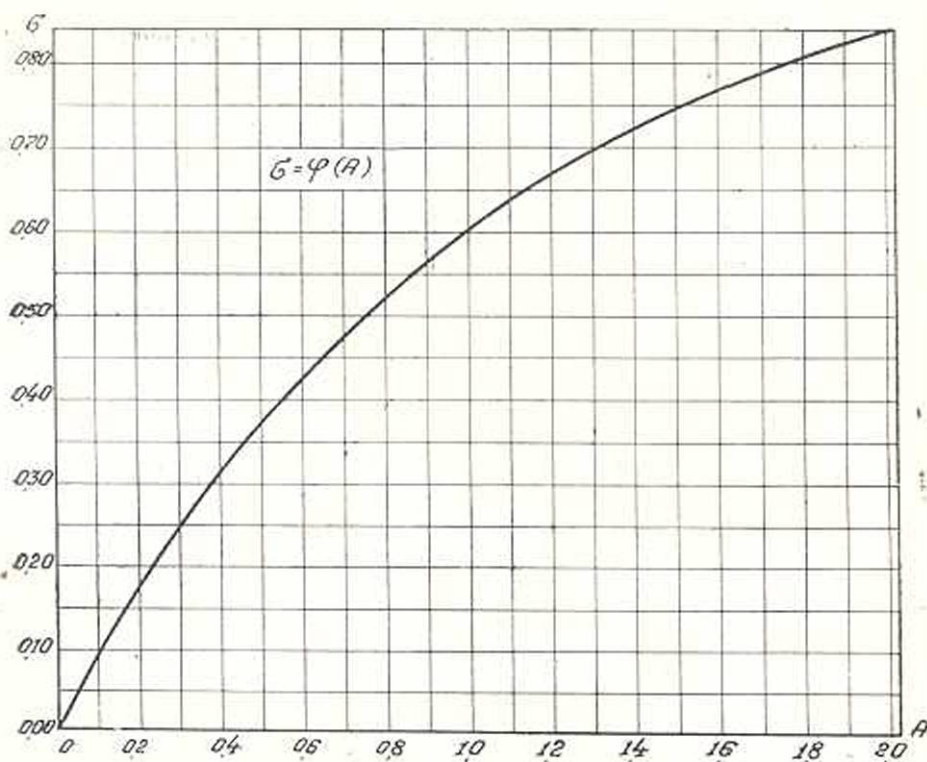
Тогда зависимость (40) можно написать в следующем, более общем виде:

$$b = \frac{h_1}{\mu K_p K_i} A \quad (42)$$

Сопоставление выражений (21) и (39) напоминает параметрическое задание функции, где параметром является отношение глубин $\frac{h_2}{h_1}$, а переменными — A и σ . Следовательно, можно написать

$$\sigma = \varphi(A). \quad (43)$$

Кривая, приведенная на фиг. 4, и представляет функциональную зависимость (43). Отметим, что при $A = 2,02$ следует принять $q = q_0$.



Фиг. 4.

т. е. в этом случае весь расход, поступающий на решетку, проваливается через нее в галерею. Обработка результатов экспериментальных исследований показывает, что в зависимость (22) следует ввести эмпирический коэффициент, равный 1,19; в силу этого зависимость (22) примет следующий вид:

$$q = 1,19 \sigma q_0. \quad (44)$$

Решим два числовых примера. Для удобства перепишем здесь расчетные формулы

$$h_1 = 0,8 \sqrt[3]{\frac{q_0^2}{g}}. \quad (45)$$

$$K_1 = 1 - 0,21 i, \quad (46)$$

$$b = \frac{h_1}{\mu K_p K_i} A, \quad (42)$$

$$\sigma = \varphi(A), \quad (43)$$

$$q = 1,19 \sigma q_0. \quad (44)$$

Пример 1. Данные: $q_0 = 1,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ на пог. м, $i = 0,20$, $K_p = 0,333$, $\mu = 0,85$, $b = 1,00 \text{ м.}$

По (14) находим

$$h_1 = 0,8 \sqrt[3]{\frac{q_0^2}{g}} = 0,8 \sqrt[3]{\frac{1,5^2}{9,81}} = 0,49 \text{ м.}$$

По (41)

$$K_i = 1 - 0,21 i = 1 - 0,21 \cdot 0,2 = 0,958.$$

По (42)

$$A = \frac{b K_i K_p \mu}{h_1} = \frac{1,0 \cdot 0,958 \cdot 0,85 \cdot 0,333}{0,49} = 0,544.$$

По (43), при $A = 0,544$, находим (см. фиг. 4)

$$\sigma = 0,395.$$

По (44)

$$q = 1,19 \sigma q_0 = 1,19 \cdot 0,395 \cdot 1,5 = 0,70 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Пример 2. Данные: $q_0 = 0,3 \text{ м}^3/\text{сек.}$, $b = 1,5 \text{ м.}$, $i = 0$, остальные данные — как в предыдущем примере.

По (14) находим:

$$h_1 = 0,8 \sqrt[3]{\frac{q_0^2}{g}} = 0,8 \sqrt[3]{\frac{0,3^2}{9,81}} = 0,167 \text{ м.}$$

Из (42)

$$A = \frac{b K_i \mu K_p}{h_1} = \frac{1,5 \cdot 1,0 \cdot 0,85 \cdot 0,333}{0,167} = 2,54 > 2,02.$$

Следовательно, весь расход поступает в галерею, т.е.

$$q = q_0 = 0,3 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Армянский сельскохозяйственный
институт

Խ. Ա. Նավոյան

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԶՐԸՆԴՈՒՆԻՉԻ ՀԱՏԱԿԱՑԱՆՑԻ ԹՈՂՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հաղվածում տրվում է (հիմնված փոփոխական մասսայի տեսության վրա) լեռնային ջրընդունիչի հատակացանցի թողունակության հաշվարկը: Պատված են հեռակալ հաշվարկային բանաձևերը:

$$h_i = 0,8 \sqrt[3]{\frac{q_0^2}{g}}, \quad (14)$$

$$K_i = 1 - 0,21 i, \quad (41)$$

$$b = \frac{h_i}{K_i \mu K_p} A, \quad (42)$$

$$\sigma = \varphi(A), \quad (43)$$

$$q = 1,19 \sigma q_0, \quad (44)$$

որ՝

h_i — ջրի խորությունն է ցանցի սկզբում (նկ. 3),

q_0 — գետի տեսակարար հոսքն է,

g — ծանրության ուժի արագացումն է,

K_i — գործակից է, կախված ցանցի թեքությունից,

i — ցանցի թեքությունն է,

b — ստորանցքի լայնքն է,

μ — հոսքի գործակիցն է,

$K_p = \frac{s}{s+d}$ — ցանցի գործակիցն է,

s — ցանցի երկու ձողերի հեռավորությունն է,

d — մեկ ձողի հաստությունն է,

A և σ — հաշվարկային մեծություններ են, կախված հոսքի խորություններից՝ ցանցի սկզբում և վերջում (այդ կապը տրվում է գրաֆիկորեն),

* q — ստորանցք մանող տեսակարար հոսքն է:

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

К. С. Карапетян

О ползучести туфобетона

Многочисленными опытами [2, 4, 6, 7, 8, 9] установлено, что при загрузке бетона в нем длительное время развиваются деформации ползучести. Известно также, что ползучесть имеет место даже при незначительных по величине напряжениях. Ползучесть в бетоне возникает под действием длительного напряженного состояния, вызванного не только внешней нагрузкой, но также напряженным состоянием, связанным с изменением температуры, усадки, набухания бетона. В зависимости от ряда факторов, как, например, возраста бетона к моменту нагружения, длительности нагружения, напряжения, деформации ползучести иногда в несколько раз превосходят соответствующие упруго-мгновенные деформации.

В настоящее время ведется ряд исследований по теории ползучести бетона. В этом направлении наиболее обобщенные исследования выполнены Н. Х. Арутюняном [1].

Наряду с теоретическими исследованиями необходимо усилить экспериментальные исследования по изучению свойств бетона с целью уточнения предпосылок, положенных в основу теории, а также получения необходимых физико-технических констант для уточнения расчета конструкций. Насколько нам известно, ползучесть легких бетонов на естественных пористых заполнителях не исследовалась. Между тем в некоторых районах СССР, в том числе Армянской ССР, имеются возможности широкого применения естественных пористых материалов в качестве заполнителя для легкого бетона. В связи с этим становится актуальным вопрос исследования ползучести легких бетонов на естественных пористых заполнителях, так как ряд специфических особенностей легкого бетона вызывает большую ползучесть бетона по сравнению с тяжелым.

Ниже приведены опытные данные по ползучести туфобетона при сжатии. Марка исследуемого туфобетона была принята „110“, как наиболее применяемая в легкобетонных и легкожелезобетонных сооружениях. При назначении марки тяжелого бетона для эталонных образцов мы исходили из одинакового расхода цемента на 1 м³ бетона, принятого для туфобетона, а также одинаковой консистенции. Характеристика исследуемых бетонов приведена в таблице 1.

Таблица 1

Вид бетона	Расход материалов на 1 м ³ бетона в кг				Объемный вес свеже-уложенного бетона в т/м ³	Осадка кубов в см	Кубиковая прочность на сжатие в кг/см ²	Модуль упругости в возрасте 28 дней при $\sigma = 0,5 R_n$
	це-мент	пе-сок	ще-бень	вода				
Туфобетон	260	458	720	423	1,86	8	116	55000
Тяжелый бетон	262	739	1280	274	2,55	8	136	13500

Туф для изготовления заполнителей был взят из Аринджского карьера (Ереван). Испытание кубиков показало, что предел прочности этого туфа на сжатие колеблется в пределах от 60 до 80 кг/см². В качестве крупного заполнителя для тяжелого бетона был применен базальтовый щебень, при прочности базальта 1200–1400 кг/см², а мелкого заполнителя—кварцевый песок Арташатского карьера—объемным весом 1,63 т/м³.

Как для туфобетона, так и для тяжелого бетона в качестве вяжущего был использован портландцемент активностью „400“, Ара-ратского цементного завода им. С. Орджоникидзе. Исследование усадки и ползучести бетона производилось на цилиндрических образцах диаметром 14 см и высотой 60 см. Образцы туфобетона были изготовлены из четырех замесов бетона. При испытании контрольных кубиков, взятых из замесов 1, 2 и 4 в месячном и трехмесячном возрасте, разница между прочностями на сжатие в соответствующих возрастах не превышала 5%. Образцы из тяжелого бетона были приготовлены из одного замеса. Бетонирование цилиндрических образцов, а также кубиков 20×20×20 см производилось в металлических формах. Образцы освобождались от форм на третий день. Приготовление бетона производилось вручную, укладка—штыкованием. Образцы с момента освобождения от форм и в период последующего испытания хранились в одном и том же помещении, где температура воздуха колебалась в пределах от 13 до 27°C, а влажность—от 40 до 65%. В период длительного испытания в отдельные месяцы максимальное колебание температуры не превышало 8°C, а влажности—11%. Для исследования ползучести бетона под длительной нагрузкой были изготовлены специальные рамы, которыми с помощью тарированных стальных пружин создавалась постоянная сжимающая нагрузка в 3–3,5 т (фиг. 1). Тарировка пружин показала, что потеря напряжения, благодаря усадке и ползучести бетона во времени, незначительна (0,3 кг/см²) и, что пружины под действием длительной постоянной нагрузки не теряют свои упругие свойства.

¹ Высота конуса для туфобетона составляла 40 см [1], для тяжелого бетона—30 см.

Загрузка образцов производилась с помощью специального рычажного приспособления (фиг. 2). Деформации загруженных и незагруженных образцов измерялись стационарными деформометрами. При измерении деформации стационарными деформометрами получаются более надежные результаты, чем при измерении переносными деформометрами, так как стационарные деформометры с момента на-

чала опытов устанавливаются на испытуемых образцах на весь период длительного испытания. В описанных опытах каждый образец был снабжен двумя деформометрами (фиг. 3). Измерение осадочных деформаций было начато через 24 часа после заполнения форм бетоном. Для исследования ползучести бетона образцы из туфобетона нагружались в возрасте 7, 14, 28, 90 и 220 дней, а эталонные образцы из тяжелого бетона — в возрасте 7 и 28 дней. В каждом возрасте под длительную нагрузку устанавливались по два образца под одинаковой нагрузкой, за исключением образцов из туфобетона в возрасте 28 дней, где было установлено 4 образца. В результате полуторогодичного наблюдения за деформациями образцов построены кривые ползучести туфобетона. На фиг. 4 нанесены кривые деформации ползучести туфобетона, соответствующие различным возрастам бе-

тона к моменту нагружения (7, 14, 28, 90 и 220 дней) при напряжении в бетоне 20 кг/см^2 . Аналогичные кривые ползучести тяжелого бетона для возрастов 7 и 28 дней при напряжении 20 кг/см^2 приведены на фиг. 5. Рассматривая кривые ползучести туфобетона и тяжелого бетона, можно отметить, что деформации ползучести существенно зависят от возраста бетона к моменту нагружения. С увеличением возраста бетона ползучесть уменьшается. По фиг. 4 нетрудно заметить, что после определенного промежутка времени (примерно 220 дней), кривые ползучести туфобетона, соответствующие различным возрастам загрузки, параллельны друг другу. Это обстоятельство указывает на то, что скорость нарастания деформаций ползучести после указанного периода почти не зависит от возраста бетона к моменту приложения нагрузки. Эта закономерность,

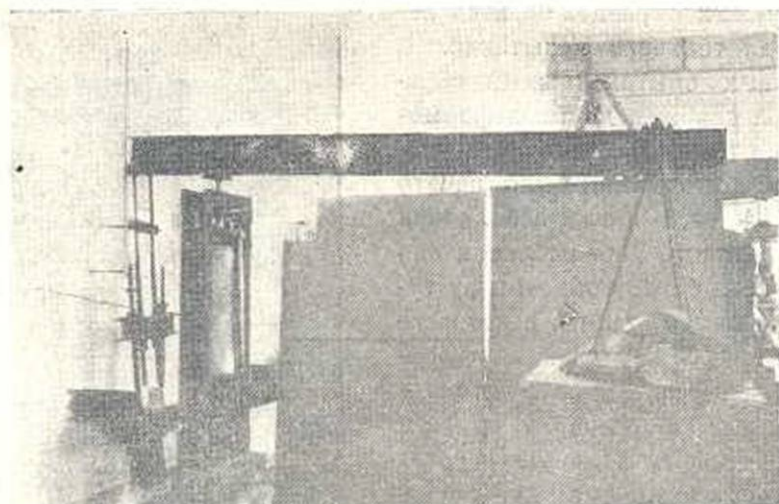


Фиг. 1.

установленная различными исследователями при ползучести тяжелого бетона [8], подтверждается и для туфобетона.

Следуя Н. Х. Арутюняну [1], на основании произведенных опытов для деформации ползучести будем иметь следующее выражение

$$\varepsilon_n = \left(0,26 + \frac{2200 - 10\tau}{\tau^2 + 2100} \right) \left[1 - e^{-0,01(t-\tau)} \right], \quad (1)$$



Фиг. 2.

где τ — возраст бетона к моменту нагружения,

$t - \tau$ — время, в течение которого бетон находился под нагрузкой.

Приведенная зависимость дает наиболее близкое совпадение с экспериментальными кривыми ползучести. Как видно из фиг. 4, экспериментальные точки имеют небольшие отклонения от кривых ползучести, построенных по формуле (1). В (1) t и τ выражены в днях, при этом деформации ползучести получаются в мм на 1 м.

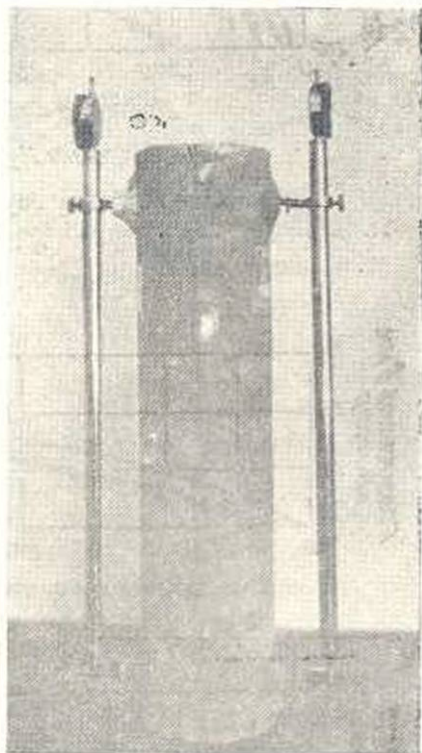
Возвращаясь к рассмотрению кривых ползучести, приведенных на фиг. 4 и 5, замечаем, что деформации ползучести туфобетона загруженного в различных возрастах, достигает 50% от предельного значения при длительности загрузки 2—2,5 месяцев, 80% — при длительности загрузки 5—6 месяцев и 90% — при длительности загрузки примерно 7,5—9 месяцев. Для тяжелого бетона соответственно: 50% — при длительности загрузки 3—4 месяца, 80% — при длительности загрузки 8—9 месяцев и 90% — при длительности загрузки 1 год. Отсюда следует, что деформации ползучести туфобетона развиваются более интенсивно чем это имеет место в тяжелом бетоне.

Сравнение полученных данных по ползучести тяжелого бетона с аналогичными данными, полученными другими исследователями [10], показывает, что полученные нами результаты по деформации

ции ползучести туфобетона, также сопоставимы с данными этих исследований по тяжелому бетону.

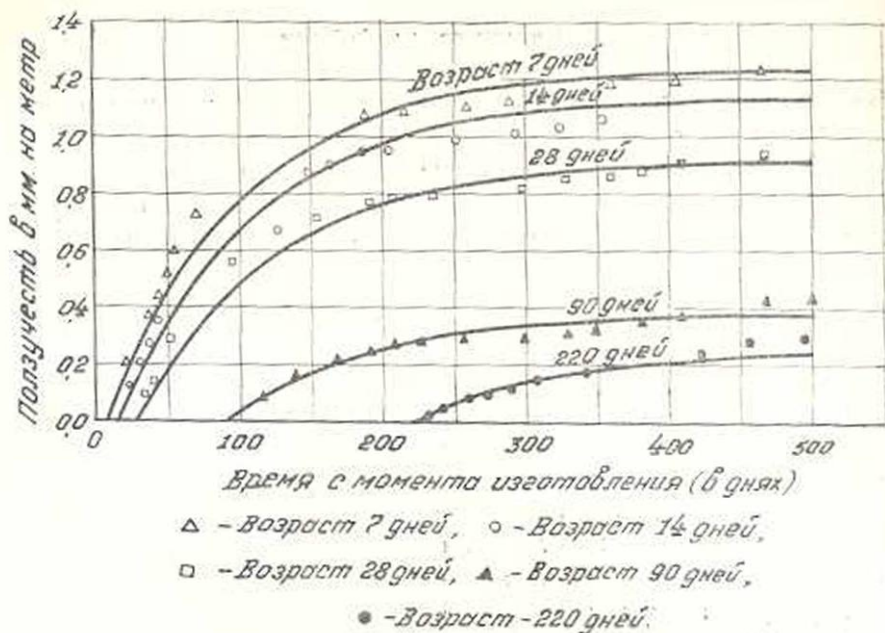
На фиг. 6, по результатам наших опытов, приведены кривые ползучести туфобетона и тяжелого бетона, соответствующие возрастам загрузки 7 и 28 дней. Из фиг. 6 видно, что деформации ползучести туфобетона, загруженного в возрасте 7 дней, 2,7 раза, а загруженного в возрасте 28 дней—2,5 раза больше деформации ползучести тяжелого бетона, загруженного в тех же возрастах. Большую ползучесть туфобетона по сравнению с ползучестью тяжелого бетона следует объяснить тем,

что как прочность, так и модуль упругости туфового заполнителя на много меньше прочности и модуля упругости заполнителя из базальта. Опытами установлено, что чем выше модуль упругости заполнителя, тем меньше ползучесть бетона [3, 8, 10]. Дело в том, что в бетоне, находящемся в длительном напряженном состоянии, происходит перераспределение напряжения между вяжущим и заполнителем. Интенсивность этого перераспределения в большой степени зависит от модуля упругости заполнителя [10, 12]. Относительно большую ползучесть туфобетона по сравнению с тяжелым бетоном следует объяснить так же и тем, что при приготовлении бетона на пористом заполнителе, в частности на ту-

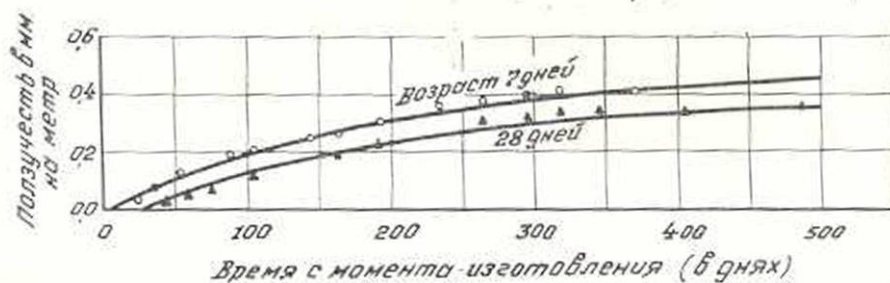


Фиг. 3.

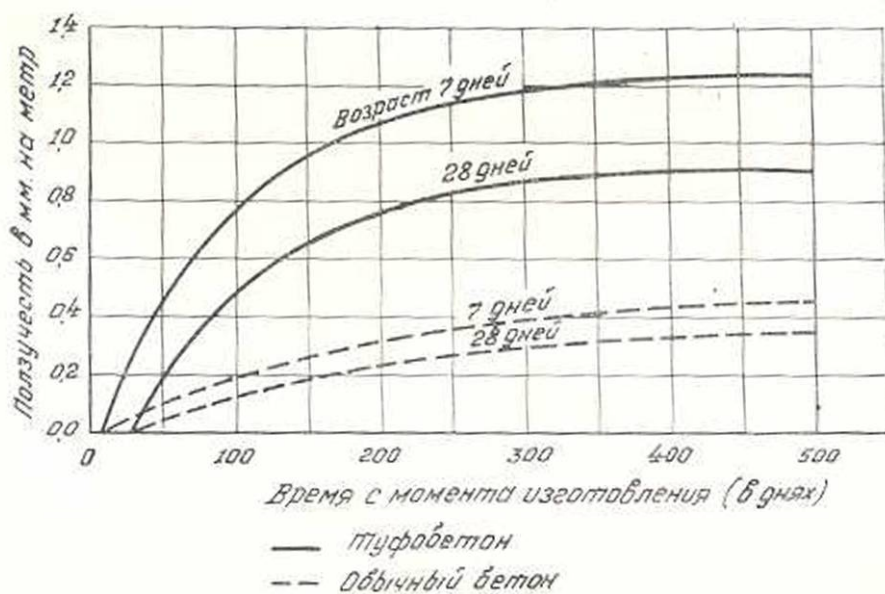
фе, последний интенсивно впитывает в себя влагу, которая вызывает вначале разбухание и в последующем, по мере высыхания, — усадку пористого заполнителя [5, 12]. Это обстоятельство приводит к тому, что благодаря собственной усадке пористый заполнитель оказывает меньшее препятствие ползучести цементного камня и тем самым увеличивает ползучесть бетона. В тяжелом бетоне этот фактор сказывается в гораздо меньшей мере благодаря незначительным объемным изменениям заполнителя из базальта. Кроме этого, при твердении туфобетона, вода из заполнителя постепенно поступает в цементный камень, часть которой способствует твердению цементного камня, а часть испаряется. Капиллярные явления при испарении влаги из пористого заполнителя также способствуют интенсификации



Фиг. 4.



Фиг. 5.



Фиг. 6.

ползучести туфобетона. При этом поступлению влаги из заполнителя в цементный камень, в некоторой степени, несомненно, должна способствовать действующая на бетон внешняя нагрузка.

В заключение автор статьи считает своим долгом выразить глубокую благодарность В. В. Пинаджяну за руководство по проведению исследования.

Институт строительных материалов
и сооружений АН Армянской ССР

Поступило 19 VII 1952

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арутюнян Н. Х. Теория упругого напряженного состояния бетона с учетом ползучести. ПММ, т. XIII, вып. 6, 1949.
2. Гвоздев А. А. Опыт теории ползучести бетона. Известия АН СССР, Отд. техн. наук, № 9—10, 1943.
3. Завериев К. С. Массивные своды из легкого бетона. Стройиздат, 1948.
4. Королев А. П. Усадка и ползучесть керамзитобетона. «Строительство железных дорог и путевое хозяйство», № 5, 1941.
5. Карапетян К. С. Экспериментальное исследование усадки туфобетона. Известия АН Армянской ССР, т. III, № 7, 1950.
6. Нилендер Ю. А. Механические свойства бетона и железобетона. Справочник проектировщика промышленных сооружений, т. IV, 1935.
7. Столярков Я. В. Введение в теорию железобетона. Стройиздат, 1941.
8. Сатакин А. В. Ползучесть бетона. Сб. Прочность, упругость и ползучесть бетона. Под ред. проф. Н. М. Беляева. Стройиздат Наркомстроя, 1941.
9. Свечин Н. В. Упруго-пластические свойства цементного камня. Сб. Исследования по технологии бетона. Под ред. канд. техн. наук Н. М. Френкеля. Стройиздат, 1950.
10. Улицкий И. И. Ползучесть бетона. Гостехиздат Украины, 1948.
11. Худавердян В. М. Метод проектирования состава туфобетона. Изд. АН Армянской ССР, 1950.
12. Цискредли Г. Д. Физико-механические и деформативные свойства легких бетонов. Сб. тр. ТБИИЖТ, в. XIV, 1947.

Կ. Ս. Կարապետյան

ՏՈՒՖԱԲԵՏՈՆԻ ՍՈՂՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հողի մեծ մասում համառոտակի բերված են առօրինակների սողքի փորձառական հետազոտության արդյունքները՝ բնութագրման մոմենտին բետոնի տարրեր հասակի համար:

Փորձերը ցույց են տվել, որ ցեմենտի միկրոսկոպիկ ծախսի և բետոնի միանման կոնսիստենցիայի ղեկավարում առօրինակների սողքը 2,5—2,7 անգամ մեծ է սովորական բետոնի սողքից:

Տափարեանի մեծ սողքը պետք է բացատրել լցիչի առաձգականության ցածր մոդուլով՝ համեմատած սովորական բետոնի լցիչի առաձգականության մոդուլի հետ, ինչպես նաև առօրինակի սեփական ավելի մեծ կրճկումով, ըստ որում առօրինակի լցիչը, սեփական մեծ կծկման հետևանքով, նվազ արգելք է հանդիսանում ցեմենտաքարի սողքին:

Р. В. Акопов

К вопросу о режущих способностях инструментальных материалов при обработке камня

Различного рода камнеобрабатывающие и камнедобывающие машины, получившие широкое распространение, требуют соответствующей оснастки их тем или иным режущим инструментом.

Режущий инструмент является самым существенным звеном во всех этих машинах и его стойкость служит основным мерилom производительности, работоспособности, энергоемкости и, в большинстве случаев, экономичности всего механизма.

Стойкость режущего инструмента зависит как от материала обрабатываемого камня и режимов обработки, так и, в первую очередь, от материала самого режущего инструмента.

Широкое применение в качестве материала режущего инструмента при обработке камней мягких пород получил металл-керамический твердый сплав ВК-8. Однако применение твердого сплава, в некоторых случаях, встречает затруднения, и в настоящее время камнедобывающие машины с цепными фрезами оснащены, в основном, режущим инструментом из углеродистой стали. К таким машинам относятся врубовые машины различных типов, а также машины по добыче ракушечника, как, например, подрезная пила Рагозинского и др.

На карьерах «Артикуфа» углеродистые резцы врубовых машин, по передней грани зубка, наплавляются порошкообразным твердым сплавом «сталинит». Однако так как износ зубка происходит по задней грани, достаточного эффекта от такой наплавки нет и в основном в работе продолжает находиться углеродистая сталь самого зубка.

Помимо существующих видов обработки камня безусловное распространение должна получить механическая обработка фасонных поверхностей. Фасонная обработка камня различного профиля требует создания режущего инструмента более сложной геометрии и конструкции. Применение твердого сплава в фасонной обработке камня встречает серьезные затруднения как в части получения сложного профиля инструмента и последующей его заточки, так и с точки зрения применения стандартных пластин твердого сплава.

При определении пригодности того или другого материала режущего инструмента в применении его для данной машины и данного вида обрабатываемого камня необходимо, прежде всего, руководствоваться режущими способностями или стойкостью данного материала.

Настоящая статья посвящена определению работоспособности некоторых инструментальных материалов при обработке арктического туфа с пределом прочности на сжатие $\sigma = 120 - 140 \text{ кг/см}^2$. В таблице 1 приведены исследованные материалы режущего инструмента.

Таблица 1

№№ п/п	Наименование материалов	Твердость по Роквеллу R_c	Твердость по Бринелю H_b
1	Углеродистая сталь ЭУ-12	59—60	—
2	Быстрорежущая сталь РФ-1	60—62	—
3	Хромомарганцовистый чугун	50—52	485
4	Порошкообразный твердый сплав «сталинит»	56—58	—
5	Металлокерамическ. тверд. сплав ВК-8	70—72	—

Работоспособность некоторых из приведенных в таблице 1 инструментальных материалов при торцевом фрезеровании была определена еще ранее [1], однако, для полного их сопоставления необходимо было исследовать все приведенные материалы в одинаковых условиях.

Изучение велось при вальцевом фрезеровании. Здесь же необходимо отметить, что характер процесса не имеет значения для поставленной цели ввиду одинаковости абразивного воздействия камня на инструмент при любом процессе резания.

Как известно, при резании камня инструментом, оснащенным металлокерамическим твердым сплавом, износ является функцией скорости резания и в оптимальных зонах скоростей имеет минимальное значение [2]. Исходя из этого, прежде чем приступить к сопоставлению отдельных материалов, необходимо было установить оптимальные зоны для каждого материала, с тем, чтобы сопоставление режущих свойств осуществлять в оптимальных условиях.

В таблице 2 приведены данные износа инструмента из углеродистой стали ЭУ-12 в зависимости от скорости резания после 1,5 погонных метров обработанной поверхности.

Как видно из таблицы 2, явно-выраженной зоны скоростей, при которой износ инструмента принимает минимальное значение, не наблюдается. Такую же картину можно наблюдать при изучении зависимости износ-скорость резания и при других исследуемых нами материалах режущего инструмента, за исключением твердого сплава ВК-8.

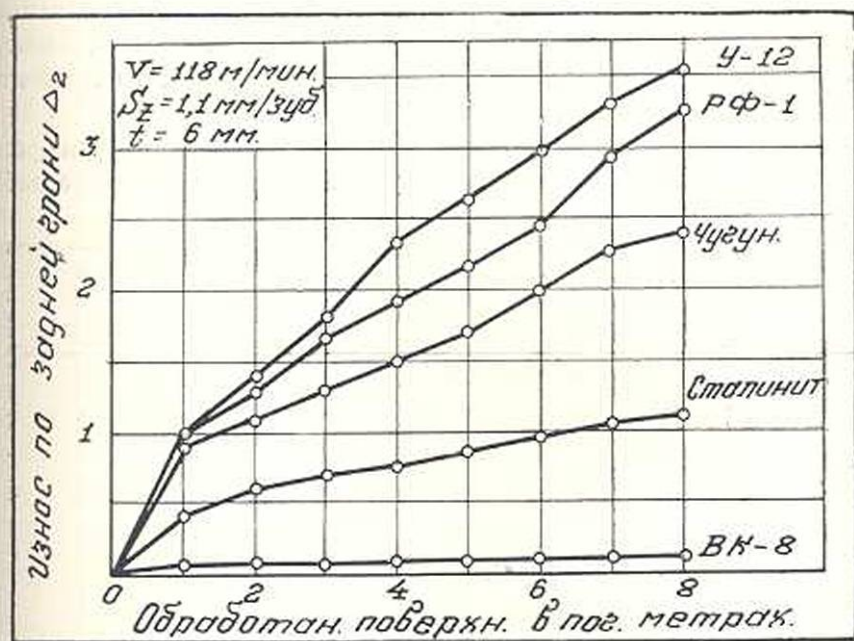
Ввиду сказанного, дальнейшие эксперименты по сравнительному изучению работоспособности различных материалов велись с постоянными режимами резания: $v = 118 \text{ м/мин}$, $s_x = 1,1 \text{ мм/зуб}$.

Резец имел следующую геометрию: $\gamma = 0^\circ$, $\alpha = 13^\circ$.

На фиг. 1 приведена динамика износа различных режущих материалов при обработке арктического туфа. Износ фиксировался по полученной на задней грани резца фаске, так как при обработке туфа вальцевым

Таблица 2

№№ п/п	Скорость резания м/мин.	Износ реза по задней гранн	Постоянные условия экспериментов
1	36	0,99	$s_z = 1,0 \text{ мм/зуб}$ $t = 6 \text{ мм}, \gamma = 0^\circ, \alpha = 10^\circ$
2	45	1,0	
3	56	1,18	
4	70	1,2	
5	87	1,27	
6	110	1,20	
7	137	1,20	
8	174	1,37	
9	220	1,34	
10	275	1,29	



Фиг. 1.

фрезерованием, основным и единственным элементом режущего инструмента, подвергающимся износу, является его задняя грань.

Исследования были ограничены 8 погонными метрами обработанной поверхности ввиду значительных износов, достигающих 2,5–3,5 мм на некоторых резах.

Сопоставим износы по задней грани исследованных нами инструментальных материалов. Приняв износ по задней грани твердого сплава ВК-8 при 8 погонных метрах обработанной поверхности за единицу, износы различных материалов при тех же 8 метрах обработанной поверхности выразятся в следующих цифрах:

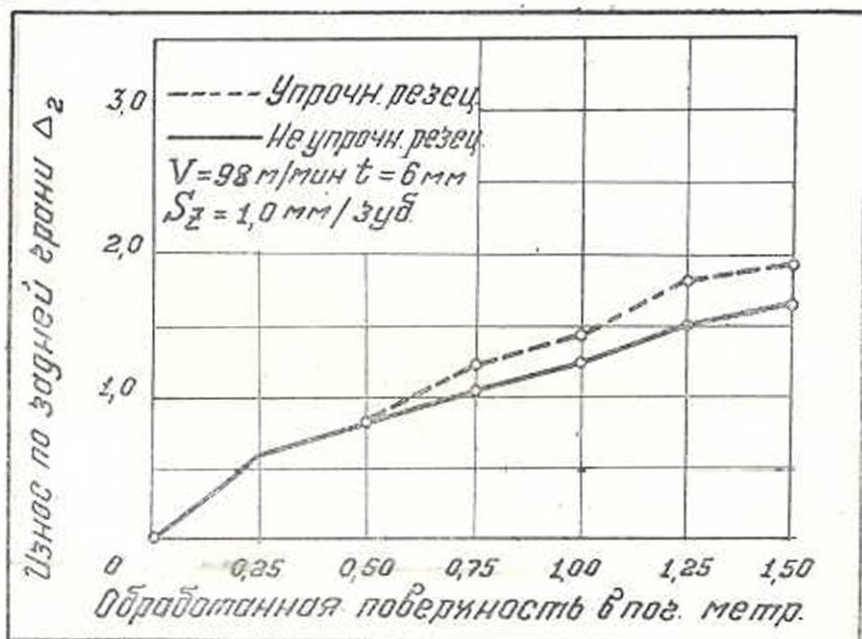
ВК-8—1
 Сталинит—11
 Хромомарганцевистый чугун—24
 Быстрорежущая сталь РФ-1—32
 Углеродистая сталь ЭУ-12—35

Если сопоставление проводить в зоне оптимальных для ВК-8 скоростях, получим следующую картину:

ВК-8—1
 Сталинит—22
 Хромомарганцевистый чугун—48
 Быстрорежущая сталь РФ-1—64
 Углеродистая сталь ЭУ-12—70

В последнее время в машиностроении получил некоторое развитие новый способ упрочнения инструмента методом электродуговой наплавки твердым сплавом. Для проверки эффективности указанного метода при обработке камня была поставлена специальная серия экспериментов с углеродистой сталью У-7.

На фиг. 2 приведены данные динамики износа по задней грани резца из У-7 и резца из того же материала, упрочненного твердым сплавом ВК-8.



Фиг. 2

Как видно из графика, упрочнение не дало эффекта: резец после упрочнения изнашивался даже больше, чем до упрочнения. Такое явление объясняется тем, что при нанесении твердого сплава методом электро-

искровой наплавки слой твердого сплава весьма тонок (порядка 0,1 мм и менее), а сама углеродистая сталь под действием местного температурного воздействия при нанесении этого слоя претерпевает некоторый отпуск.

Полученные экспериментальные данные по определению работоспособности отдельных материалов режущего инструмента дают возможность сделать следующие выводы:

1. Износостойкость исследованных марок инструментальных материалов, за исключением твердого сплава ВК-8, весьма мала. Поэтому в настоящее время следует рекомендовать применение твердого сплава на вольфрамокарбидной основе для всех механизмов по добыче и обработке камня, работающих по принципу резания и отказаться от применения других инструментальных материалов.

2. Другие материалы режущего инструмента могут быть применены лишь в тех случаях, когда при небольшой партии обрабатываемых камней, изготовление и эксплуатация специального сложнопрофильного инструмента, армированного твердым сплавом, не экономично.

Институт строительных материалов
и сооружений АН Армянской ССР

Поступило 13 V 1952

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Касьян М. В. и Акопов А. А. К вопросу о резании туфа. Известия АН Армянской ССР (физ.-мат., естеств. и техн. науки), т. I, № 6, 1948.
2. Касьян М. В., Акопов А. А., Тер-Аздрев И. А. Характеристика износа режущего инструмента при обработке туфа, базальта и гранита. Известия АН Армянской ССР (физ.-мат., естеств. и техн. науки), т. III, № 4, 1950.

Ռ. Վ. ԱԿՈՊՈՎ

ՔԱՐ ՄՇԱԿԵԼԻՍ ԳՈՐԾԻՔԱՅԻՆ ՆՅՈՒԹԵՐԻ ԿՏՐՈՂ ՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա. Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոդվածը նվիրված է զանազան նյութերից պատրաստված գործիքների կարող հատկությունների ուսումնասիրության արթիկության մշակման մասնակցի:

Հոդվածում բերված են մաշման համեմատական ավյալները՝ տրապանտ РФ-1 (быстрорез) և անիանային ЭУ-12 պողպատներից, քրոմ-մանգանային թուջից, աստալինիտ փռենման միանալույթից և ВК-8 կարծր միանալույթից պատրաստված կարող գործիքների համար: