GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 35

ÚSTREDNÝ ÚSTAV GEOLOGICKÝ, REDAKCIA BRATISLAVA

PRÁCE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA

Vedecký redaktor pg. Ondrej Samuel, C. Sc.

Redakčná rada

pg. Anton Biely, predseda redakčnej rady, dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav Kuthan, inž. Eugen Kullman, inž. Ján Slávik.

1319 d

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica
v Bratislave

18-Ku

372/1965

© Ústredný ústav geologický 1965

OBSAH

1. Žukov F. I.: Paleografičeskije osobenosti razvitija Spišsko-gemerskogo rudogoria v verchnepermskij period *(tab. I)* 5
2. Drnzík E.: K vzájomným vzťahom osobitných typov zrudnení v perme severnej časti gemeríd *(tab. V—VI)* 23
3. Vozár J.: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd 33
4. Jaroš J.: Tektonický charakter krížňanské jednotky v okolí Banské Bystrice . . 41
5. Lešku B. — Porubský A.: Ku geológii vrtu B-2 v Oravskej Polhore . . 53
6. Srnánek J. — Salaj J.: Poznámky ku geológii pieninského úseku bradlového pásma v širšom okolí Starej Ľubovne *(tab. II—IV)* 61
7. Ivan Ľ.: Poznámky k bentonitickým horninám v oblasti Michaľany—Veľká Tŕňa . 73
8. Ciesarik M. — Planderová E.: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička 87
9. Karolusová E.: Pyroklastiká Kováčovských kopcov a ich korelácia so susedným vulkanickým terénom 99
10. Fiala F.: Natavení rhyolitových tufů na kontaktech žil andesitoidních čedičů u Bartošovy Lehotky *(anglicky; tab. VII—X)* 105
11. Minaříková D.: Mineralogický výzkum eolických písků Záhorské nížiny s použitím matematické statistiky *(tab. XII—XVI)* 119
12. Marková M.: Príspevok k štúdiu riečnych štrkov *(tab. XI)* 139
13. Klír S.: Thermální vody středoslovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje 145
14. Pospíšil P.: Hydrogeologické pomery okolia Michaloviec 157
15. Michalíček M.: Příspěvek k hydrogeochemii a hydrogeologii hlubinných vod Trebišovské nížiny 167

Zprávy, recenzie 187

INHALT

1. Žukov F. I.: Paläogeographische Besonderheiten des Zips-Gömörer Erzgebirges während des Oberperm *(Taf. I)* 5
2. Drnzík E.: Über besondere Erzvorkommen im Perm des nördlichen Teiles der Gemeriden *(Taf. V—VI)* 23
3. Vozár J.: Metamorphiertes Mesozoikum im westlichen Teile der Veporiden . . 33
4. Jaroš J.: Über den tektonischen Charakter der Krížna-Einheit in der Umgebung von Banská Bystrica 41
5. Leško B. — Porubský A.: Zur Geologie der Bohrung B-2 bei Oravská Polhora (Nordwestslowakei) 53
6. Srnánek J. — Salaj J.: Remarks to the Geology of the Pieniny part of Klippen Belt in the vider vicinity of Stará Ľubovňa *(Pl. II—IV)* 61
7. Ivan Ľ.: Bemerkungen zu den benthonischen Gesteinen bei Michaľany—Veľká Tŕňa (Ostslowakei) 73
8. Ciesarik M. — Planderová E.: Une position géologique et stratigraphique des limnoquarzites dans le gisement Stará Kremnička 87
9. Karolusová E.: Pyroklastische Gesteine von Kováčovské kopce und deren Korrelation mit den anliegenden vulkanischen Gebilden 99
10. Fiala F.: Welding of Rhyolite Tuffs at the Contacts of Andesitoid Basalt Dykes near Bartošová Lehôtka *(English; Pl. VII—X)* 105
11. Minaříková D.: Mineralogische Untersuchung der eolischen Sande von Záhorská nížina (Westslowakei) mit Hilfe der matematisch-statistischen Methoden *(Taf. XII—XVI)* 119
12. Marková M.: Beitrag zum Studium der Alluvialschotter *(Taf. XI)* 139
13. Klír S.: Thermalwässer in den mittelslowakischen neovulkanischen Komplexen und am deren neogenen Rande 145
14. Pospíšil P.: Hydrogeologische Verhältnisse in der Umgebung von Michalovce (Ostslowakei) 157
15. Michalíček M.: Zur Hydrogeochemie und Hydrogeologie der Tiefenwässer in der Trebišov-Niederung (Ostslowakei) 167

Geologické práce, Zprávy 35. Bratislava 1965

Ф. И. ЖУКОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРЬЯ В ВЕРХНЕПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Впервые проблема палеогеографических исследований перми на территории СГР начала обсуждаться в литературе примерно с 1957 года. М. Машка (1957), разрешая перспективы кварц-сидеритового оруденения на юге СГР, попытался доказать присутствие здесь морских пермских отложений, основываясь на том, что трансгрессия береговой линии пермского моря по времени должна была быть почти одновременной как для северной так и для южной части гемерид. Краткие упоминания об общих чертах эволюции региона встречаются в обзорных докладах В. Зоубека, М. Магела и О. Фусана, сделанных ими на заседаниях Карпатской ассоциации.

В период с 1959 по 1962 год автор несколько детальней занялся вопросами истории геологического развития региона в пермский период. Кроме научного интереса разработка этой темы вызывалась сугубо производственными задачами. Было выяснено, что экзогенные рудопроявления в пермских отложениях связаны пространственно и, вероятно, генетически с комплексом эффузивно-осадочных образований.

Этот вывод базируется на ряде наблюдений и специальных исследований, выводы из которых приводим ниже:

1. Рудные тела приурочены к двум стратиграфическим интервалам внутри эффузивно-осадочной свиты (P_2^2) — нижней эффузивно-осадочной пачке P_2^{2a} и верхней P — и залегают в кровле кварцевых порфиров.

2. Минеральный состав руд: а) нижнего эффузивно-осадочного горизонта (P_2^{2a}) — молибденит, халькопирит, пирит, тетроэдрит, сфалерит, галенит и некоторые другие.

б) (Верхнего — (P_2^{2c}) — теннанит, борнит, халькопирит, кобальтин, арсенопирит.

3. В породах нижнего рудоносного горизонта встречены первично рудные обломки кварцевых порфиров и песчаников.

4. Возраст руд определен по α свинцовому методу как пермский.

5. В песчаниках виден четкий контакт рудных тел с подстилающими безрудными породами, совпадающий с плоскостью напластования.

6. В период альпийского орогенеза: а) рудные минералы в цементе пород были подвержены дроблению и развальцеванию в процессе складкообразования: б) Рудные тела разбиты на ряд блоков разрывными нарушениями всех трех основных систем; в) Комплексные медно-молибденовые руды пересечены кварц-сидеритовыми жилами альпийского возраста.

7. Замечено влияние пликативных структур на концентрацию оруденения. Благоприятными являются замковые части антиклинальных складок и верхние части крыльев синклиналей.

8. До настоящего времени не удалось установить влияние разрывной тектоники на характер рудораспределения.

9. Установлено, что наибольшая концентрация рудных компонентов отмечается в породах эффузивно-осадочного комплекса, накопившихся в прибрежно-континентальных условиях.

На данной стадии изученности, по нашему мнению, генезис руд можно объяснить процессами инфильтрационного метасоматоза, происходившего во время фумарольно-гидротермальной деятельности, как заключительного этапа активного вулканического цикла в верхнепермский период. Таким образом, направления перспективно-поисковых работ в значительной степени зависят от знания палеогеографических условий, царивших в перми.

В своих предыдущих работах по этому вопросу мы разбирали проблемы стратиграфии и главнейших этапов развития региона в этот период (Жуков 1962 а, б).

Были выделены три этапа:

I. *Доэффузивный цикл* — характеризуется грубообломочным материалом базальной части перми — начало трансгрессии береговой линии моря.

II. *Цикл активной вулканической деятельности* — вулканогенным комплексом пород, накопившихся как в континентальных, так и в морских условиях.

III. *Постэффузивный цикл, отличающийся:* а) накоплением часто чередующихся маломощных литолого-фациальных разностей, резко замещающих друг друга в горизонтальном и вертикальном направлении; б) присутствием гипсоносных образований в верхней части свиты. Конец трансгрессии и начало регрессии морского бассейна.

Такие циклы выделяются в любой части СГР, где встречен более или менее полный разрез пермских отложений. На основании этого была предложена стратиграфическая схема расчленения перми на территории региона на три свиты: P_2^1 — базальная; P_2^2 — эффузивно-осадочная; P_2^3 — свита „переслаивания".

На рис. 1 представлена схема сопоставления литолого-фациальных элементов перми для целого ряда участков, иллюстрирующая общность эволюции региона по циклам.

Настоящая работа является первой попыткой воссоздания истории геологического развития СГР в пермский период. Поэтому некоторые вопросы

не могут еще быть освещены в такой степени, как этого требуют задачи полного палеогеографического анализа.

В первую очередь мы хотели бы дать общую палеогеографическую характеристику региона в верхнепермскую эпоху, акцентируя внимание на главнейших этапах его развития, восстановить особенности режима осадконакопления и вулканизма, учитывая возможную их взаимосвязь в процессе рудообразования.

Доэффузивный цикл

Начало пермской трансгрессии отчетливо зафиксировано отложениями базальной свиты P_2^1, которая прослеживается вдоль окраинных частей Спишско-Гемерского антиклинория. К началу трансгрессии регион представлял собой восточную окраину Гемерско-Веporидной „глыбы", окончательно сформировавшейся к концу астурийской фазы варисского орогенеза. Собственно Спишско-Гемерский палеоконтинент представлял собой, по всей вероятности, узкий полуостров, вытянутый в субширотном направлении. На востоке он примыкал к Веporидному продолжению восточнее линии Гнуштя—Елшава—Добшина. На западе — оканчивался небольшими ответвлениями в районе массивов Браниско и Черна Гора. Сложен он был метаморфизованными породами кембрия, ордовика, девона, карбона и протерозоя (?) (мигматитами, гранитоидами и ортогнейсами).

Береговая линия моря в западной части северной окраины СГР протягивалась в направлении с запада на восток южнее города Спишска Нова Вес примерно в 10 км. от него, севернее поселка Налепково, образуя в окрестностях с. Кромпахи узкий, около 5 км. шириной, палеозалив, отделяющий собственно Спишско-гемерский палеополуостров от его Бранискового ответвления, которое в этом районе было наиболее северным форпостом палеоконтинента. Окаймляя полуостров Браниско, в направлении к юго-востоку, линия моря проходила на палеополуострове „Черна Гора", южнее Прешова в 9—10 км, спускаясь, очевидно, к Кошицам. На северозапад от Кошиц к Комицким Гамрам можно выделить „Кошицкий" палеозалив шириной в среднем до 3 км. Предполагаемая ширина палеозаливов, как „Кромпахского, так и „Кошицкого" сугубо ориентировочна. Базальные конгломераты дают возможность обозначить их берега, однако мощные альпийские дислокации (предполагаемые надвиги) заставляют осторожно относиться к определению параметров заливов без предварительного серьезного изучения амплитуды тектонических подвижек.

На юге СГР береговая линия моря протягивалась от „Кошицкого" залива к Руднику, Нижнему Медзеву и Рожняве. От Рожнявы на северо-запад к Добшине в тело Спишско-Гемерского полуострова глубоко внедрился „Добшинский" палеозалив субмеридионального направления. По линии Елшава—

Гнуштя пермское море трансгрессировало на контактную зону Вепорид с Гомеридами. Несколько южнее пос. Рыбник в пермском периоде существовал, по всей вероятности, небольшой (до 2,5 км. в диаметре) островок, сложенный породами нижнего палеозоя и среднего карбона.

Режим осадконакопления, несмотря на кажущуюся плавность береговой линии, был, по всей вероятности, различен для отдельных участков района в зависимости от характера рельефа земной поверхности и морского дна.

В северо-западной части, в окрестностях Нововеской Гуты, на метаморфизованных породах девона и, в меньшей степени, карбона залегает пачка базальных конгломератов.

Кратко охарактеризуем эти конгломераты:

1. Состав гальки: преимущественно обломки жильного кварца; филлит-диабазовой серии (девон) — диабазов и их туфов, серицито-кварцевых, серицито-хлоритовых и серицито-графитовых филлитов; среднего карбона — слюдистых песчаников графитовых филлитов и углисто-кремнистых сланцев. Очень мало валунов кварцевых порфиров нижнего палеозоя.

2. Размер гальки колеблется от 10 см. в нижней части пачки до 2—3 см. и изредка 5 см. в верхней части. Обломки кварца по размеру больше, чем осадочных пород.

3. Валуны слабо окатаны. Встречаются совершенно необработанные, остроганные разности. Отмечают увеличение степени обработанности валунов в верхней части разреза и одинаковую степень — по линии простирания пород (1).

4. Качественный состав P_2^{la} неоднороден; в нижней части обломочный материал составляет 70 % горной породы, в верхней части превалирует цемент, а количество обломочного материала уменьшается до 40 %.

5. Цемент по составу глинистый и песчано-глинистый. Цвет фиолетово-красный за счет тонкораспыленного гематита.

6. Мощность конгломератов непостоянна и колеблется в пределах 250—400 м. По направлению падения конгломератовая пачка выклинивается через 2—3 км, фациально переходя в алевролиты и мелкозернистые песчаники.

Накопление валунного материала происходило, по всей вероятности, в основном за счет привноса аллювия, переотложенного и частично переработанного впоследствии действиями волн в прибрежной части бассейна. При этом не исключенно, что небольшая часть галек образовалась в результате прибойной деятельности моря. Подчиненная роль прибойной деятельности в образовании галечного материала объясняется:

а) отсутствием валунов больших размеров (результатом обрушения прибрежных скал);

б) выдержанностью конгломератов по простиранию (в отличие от конгломератов и брекчий прибойного генезиса, когда их площади развития как правило невелики и к тому же отделены друг от друга значительными перерывами);

в) в составе конгломератов найдены обломки кварцевых порфиров силура или кембро-ордовика, выходы которых не зафиксированы в зоне воздействия прибрежных волн.

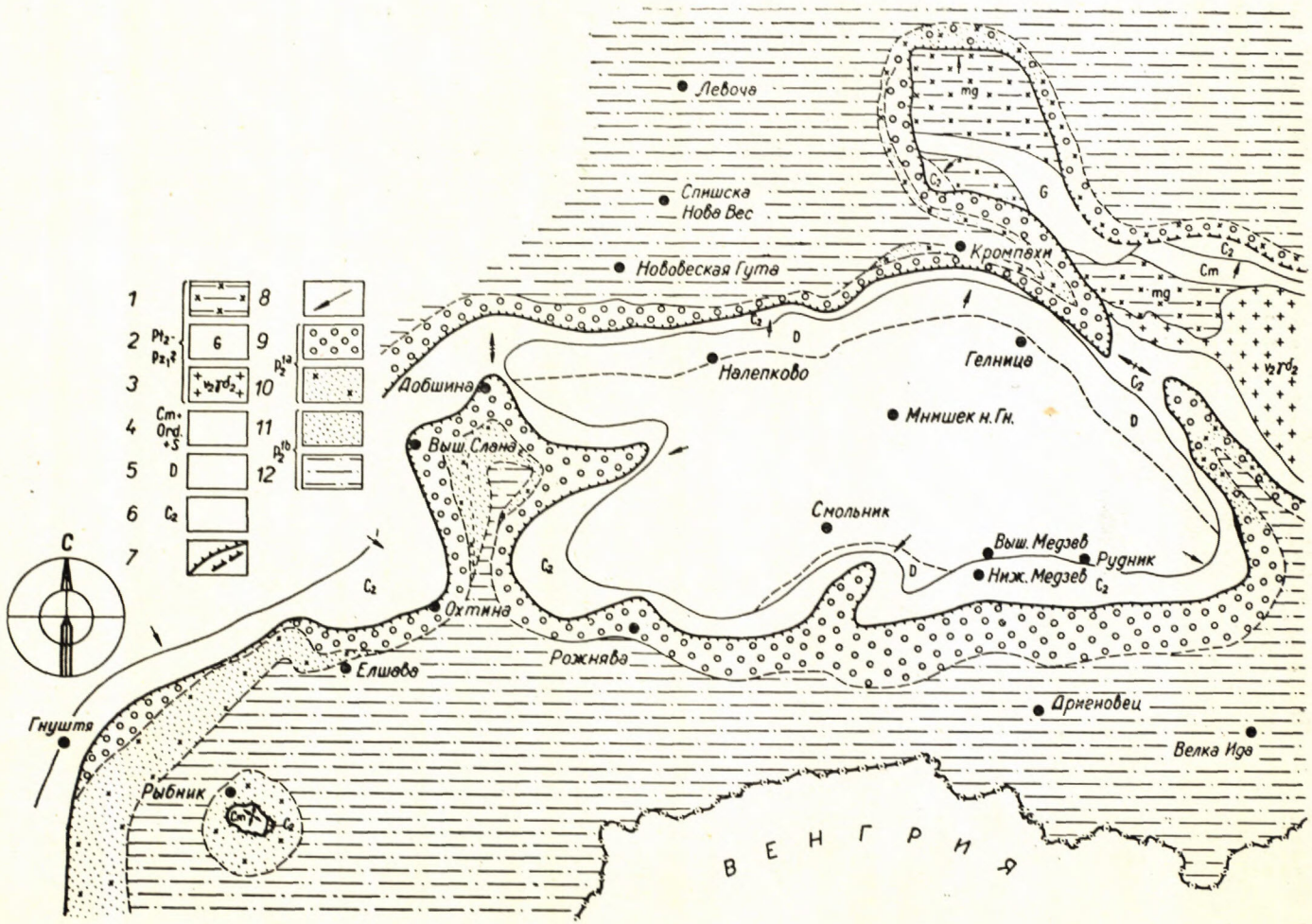
Реки по своим размерам были, вероятно, небольшие, но скорость течения в них приближала их к горным. Действительно, . . . „в мощных больших горных реках переносится не только галька, но и крупные валуны, а иногда и большие глыбы. Отложения таких рек будут иметь вид брекчий и конгломератов с большими валунами и полуокатанными глыбами. Наоборот, в руслах медлительных больших равнинных рек, в особенности в их нижнем течении, галечники почти совершенно отсутствуют, крупнозернистые пески редки и преобладают тонкозернистые пески, алевролиты и глины.“ (6).

В нашем случае максимальные размеры галек достигают всего лишь 10 см. в основании

конгломератов, что в основном связано просто с пониженным базисом эрозии в начале трансгрессивного цикла. В этот период происходит быстрое нагромождение грубообломочного материала при сравнительно малом количестве (около 30 % цемента) глинисто-песчанистого материала. Повышение базиса эрозии вызвало некоторое замедление скорости течения палеопотоков (уменьщение размера обломков до 2—3 см. и увеличение вдвое количества глинисто-песчанистого материала). Однако скорость движения терригенного материала оставалась высокой (количество грубообломочной фракции достигало 40 % при весьма слабой ее обработанности). Правда, здесь сыграла свою роль, очевидно, дальность транспортировки материала, другими словами — длина палеопотоков. Даже если предположить, что основной водораздел проходил в субширотном направлении в центральной части палеополуострова, то его удаленность от береговой линии не превышала 15—20 км. В этом районе максимальное развитие получили эффузивные образования силура и кемброордовика. Но именно обломков кварцевых порфиров нижнего палеозоя находим здесь самое незначительное количество. Вероятно, длина палеопотоков была еще меньшая, а валуны кварцевых порфиров были принесены из района южнее Палепково, т. е. область размыва была удалена от берегов данного участка бассейна осадконакопления всего на 7—10 км.

Можно сделать некоторые предположения и относительно формы палеорельефа рассматриваемого участка Спишско-Гемерского палеополуострова. В начале пермской трансгрессии он представлял собой быстроразрушающийся континент с причудливо изломанной формой береговой линии и значительными превышениями отдельных горных сооружений. О форме линии берега говорят сохранившиеся резкие фациальные переходы а о скорости разрушения и превышениях рельефа — сравнительно большая мощность базальной пачки конгломератов не менее 250—400 м. Рельеф морского дна, его переход в полосу пляжа и, наконец, к континентальному склону был очевидно крутой, т. к. накопление крупнообломочного материала происходило в зоне шириной не более 2—3 км. (2). Ниже по склону грубокластический материал замещается песчано-алевролитовыми породами, накоплявшимися, видимо, в мелководноморской обстановке. Отложения этой трансгрессивной фации были названы нами P_2^{1b}.

К западу от района Нововеская Гута в полосе Цырячка—Велка Кнола—Мурань Ш. Байяник (1961) проводил специальные наблюдения в базальных конгломератах. Им замечено, что в самом основании конгломератов валунный материал частично состоит из обломков непосредственно подстилающих пород. Так в западной части района, где пермь залегает на отложениях карбона, около 20 % всех валунов представлены остроугранными, в отдельных случаях слабоокатанными обломками карбонских песчаников и темных сланцев. Несколько восточнее у поселка Ланыиго Гута, где основание представлено породами девона, среди валунов нижней части конгломератов находим остроугранные обломки зеленого диабаза и гороховозеленого туфа диабаза. Выше по разрезу валуны основания удается наблюдать в исключительно редких случаях. Основную массу валунного материала составляют кварциты, кварц и филитовые сланцы.


Левоча
Спишска Нова Вес
Нововеская Гута
Кромпахи
Гелнице
Налепково
Добшина
Мнишек н.Гн.
Выш. Слана
Смольник
Выш. Медзев
Рудник
Нижн. Медзев
Охтина
Рожнява
Елшова
Гнуштя
Рыбник
Дриновец
Велка Ида
ВЕНГРИЯ
С

Процесс осадконакопления проходил, вероятно, аналогичным образом, как и в районе Нововесской Гуты. Основной материал конгломератовой пачки был привнесен, как и в предыдущем случае, горными реками средней мощности и небольшой протяженности, на что указывает размер и форма валунного материала. Прибрежно-волновая деятельность имела явно подчиненное значение уже в начальном цикле осадконакопления пачки P_2^{1a}. Впоследствии ее роль была сведена к сортировке и переотложению аллювиального материала.

В „Кромпахском" палеозаливе нижняя пачка базальных отложений представлена конгломератами, „дробами" и аркозами.

Конгломераты по своему составу и степени обработанности аналогичны конгломератам района Нововесская Гута. Отличие состоит в том, что размер валунного материала в среднем намного меньше (преимущественно от 2 до 6 мм.). Встречаются часто обломки величиной до 1 см. и очень редко — размером 2—10 см.

Как отмечалось выше, по мере удаления от основного палеоконтинента конгломераты замещаются аркозами и „дробами" и, наконец, с глубиной — сланцево-песчанистой пачкой пород. Накопление мелкогалечного материала конгломератов, очевидно, происходило в условиях подобных западной части района. Однако скорость потоков была несколько слабее, чем в предыдущем случае, на что указывает малый размер обломков, (2—6 мм.), а следовательно и рельеф должен был быть намного положе, без сколько-нибудь значительных превышений. Накопление базальных отложений происходило в обстановке трансгрессирующего влияния береговой линии бассейна, захоронившей под сланцами пачки P_2^{1b} аркозы и „дробы" — продукт быстрого разрушения метаморфического и магматического комплексов палеоконтинента. Таким образом в районе Кромпах режим осадконакопления был несколько стабильнее, что привело к образованию трех фаций в момент трансгрессии береговой линии моря: фации прибрежно-морских мелкогалечных конгломератов, фации аркозов и дроб, переходящих с глубиной в фацию глинисто-песчанистых пород.

◁

СПИШСКО-ГЕМЕРСКОЕ РУДОГОРЬЕ — ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РАЙОНА В ВЕРХНЕПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

(I. доэффузивный цикл)

Составил Ф. И. Жуков

Условные обозначения:

Область сноса: 1. мигматиты, 2. ортогнейсы, 3. гранодиориты, 4. терригенные и карбонатные отложения — эффузивы и их пирокласты, 5. филиты — диабазы и их туфы, 6. конгломераты: глинисто-песчанистые отложения, известняки, диабазы и их туфы, 7. береговая линия: установленная, предполагаемая, 8. главные направления сноса — *Область осадконакопления:* Прибрежно-морские фации: 9. базальные конгломераты, 10. аркозовые песчаники. — Морские фации: 11. кварцевые песчаники, 12. глинисто-песчанистые отложения часто с прослоями конгломератов.

Подобный процесс проходил в „Кошицком" палеозаливе, где Я. Илавский (1958) подчеркивает постепенный фациальный переход брекчиевидных базальных конгломератов в „дробы", кварциты и, наконец, в сланцевые отложения.

Судя по сохранившимся реликтам пермских пород, на южной окраине СГР в начале пермской трансгрессии процесс осадконакопления был аналогичен с северной частью региона. Форма гальки в конгломератах слабо окатанная, часто угловатая наблюдается в полосе от Кошиц до Рожнявы. Кое-где прослеживаются фациальные переходы в аркозовые песчаники. К северо-востоку от Рожнявы береговая линия моря уходит к северу, образуя так называемый „Добшинский" залив. Фациальный состав базальных отложений говорит о том, что сравнительно узкий (максимально 10 км.) палеозалив был относительно глубоким, а следовательно при небольшой ширине имел круто погружающиеся берега. Это подтверждается также буровыми работами, по которым как будто бы выделяются узкие полосы (менее 500 м.) фаций конгломератов, аркоз, кварцитов и филлитов (сообщение М. Машки).

На склонах в прибрежно-континентальных условиях происходило накопление брекчиевидных конгломератов и аркозовых песчаников. В прибрежной части залива, в зоне прибоя существовала, по всей вероятности, полоска пляжевых песков, представленная в настоящее время кварцитами. В средней, наиболее глубокой части палеозалива, накапливались глинистые породы, превратившиеся в филлитоподобные породы в процессе альпийском.

В юго-восточной части района между Елшавой и Гнуштой фация аркозовых песчаников преобладает над фацией конгломератов. Можно предположить, что в этом районе континентальный склон был относительно пологий, а глубина бассейна осадконакопления незначительная.

Впоследствии грубообломочную фракцию пачки P_2^{1a} трансгрессивно перекрыли отложения P_2^{1b}, представленные алевролито-песчанистыми породами. В период накопления этих осадков трансгрессия береговой линии достигла, вероятно, своего максимума за весь пермский период. Однако ее положение в поступательном движении не изменилось на сколько-нибудь заметное расстояние в сторону континента, т. к. полного перекрытия базальных конгломератов не было отмечено. Можно предположить, что изменение режима осадконакопления происходило за счет прогибания и углубления дна морского бассейна в его шельфовой части. Изменение режима подчеркивается довольно мощной (в среднем 300 метровой) монотонной пачкой алевролито-песчанистых пород, которые прекрасно прослеживаются в геологических разрезах пермских отложений на отдельных участках СГР. Судя по превалирующему составу пород: тонко и мелкозернистые песчаники, алевролиты и только в исключительных случаях маломощные конгломераты, режим осадконакопления был стабильно морским.

Проанализировав величины мощностей пачки P_2^{1b} в отдельных частях Спишско-Гемерского Рудогорья, можно убедиться, что прогибание морского дна происходило неравномерно (рис. 1).

В северо-западной части СГР, в районе Стратены, где нижний палеозой гемерид контактирует с протерозоем вепорид, образуя „У" образный залив, глубина водоема не была значительной, так как мощность осадков P_2^{1b} не превышает 100 м. В отложениях преобладают грубопесчанистые сланцы и полимиктные песчаники („дробы").

В направлении на восток мощность пород увеличивается. В районе Нововеской Гуты она составляет уже величину не менее 300 м. В составе пород начинают превалировать алевролиты и мелкозернистые песчаники. В мае 1962 г. геолог П. Адамек при детальном картировании горных выработок на месторождении „Гута" обнаружил в верхней части пачки P_2^{1b} прослой известковистых мелкозернистых песчаников мощностью менее 0,5 м.

В окрестностях Клукнявы – Кромпахи мощность пачки P_2^{1b} колеблется в пределах 500 м. при аналогичном составе пород. Остается невыясненным вопрос о мощности и составе осадков между районами Нововеская Гута и Клукнява – Кромпахи севернее линии Рудняны – Порач. Альпийские дислокации северо-восточного и меридионального направления привели к образованию глубокой грабеновой структуры. Породы верхнего палеозоя оказались глубоко под образованиями триаса и наблюдению недоступны. Учитывая тот факт, что дизъюнктивные тектонические элементы в Карпатской системе большей частью были заложены еще во время каледонского орогенеза и систематически обновлялись в последующие фазы, можно предположить, что севернее Руднян и Порича глубина бассейна была несколько большая, чем в районах Кромпахи – Нововеская Гута, а следовательно и мощность и состав осадков соответственно должны быть отличными от соседних районов:

Массив Черна Гора в начальный период накопления пород P_2^{1b} трансгрессии не подвергался.

В Кошицкий залив пермское море в этот период проникло лишь в виде небольшого языка.

На южной окраине региона, к сожалению, ввиду слабой изученности нижней части пермского разреза трудно судить о палеорежиме осадконакопления. По всей вероятности, поступательное движение береговой линии сохранило и здесь свою силу. На это указывает ряд косвенных факторов. В районе Нижнего Медзева вулканогенные образования залегают на филлитоподобных сланцах, которые перекрывают породы кембросилура и могут быть ориентировочно отнесены к верхней части пачки P_2^{1b}. Подобное же положение наблюдается и в так называемом „Добшинском" заливе.

Перекрытия базальных конгломератов тонкозернистыми отложениями пачки P_2^1 на южной окраине не было замечено. Вероятно, углубление бассейна

проходило как и на севере за счет прогибания морского дна по линии субширотного направления в месте перехода Спишско-Гемерского нижнепалеозойского антиклинория в краевой прогиб.

Цикл активной вулканической деятельности

Таким образом к началу проявления вулканической деятельности район продолжал представлять собой узкий полуостров, вытянутый в субширотном направлении и окруженный с севера, востока и юга морем (рис 3). Непрерывное прогибание морского дна вызвало, наконец, реакцию, сказавшуюся в обновлении древних каледонских субширотных разломов в переходной зоне центральное поднятие — краевой прогиб. Эти глубоко заложенные тектонические зоны явились основными подводящими каналами для пермских вулканов. Их региональный характер обусловил образование вулканов трещинного типа, окаймлявших весь Спишско-Гемерский полуостров. Излияние вулканов в начальном этапе их развития проходило исключительно в субмаринной обстановке, однако в дальнейшем развитие отдельных областей начинало приобретать своеобразные черты.

В северо-западной части СГР (район Стратена—Нововеска Гута) вулканическая деятельность началась в обстановке мелководного бассейна, на чем акцентировалось внимание выше при рассмотрении условий накопления пачки P_z^{1b}. Имеющийся фактический материал констатирует, что из общей мощности эффузивно-осадочной свиты более 400 метров на собственно вулканогенные образования приходится всего 60—80 м. пород нижней эффузивно-осадочной пачки P_2^{2a} и около 50 м. отложений верхней эффузивно-осадочной пачки P_2^{2c}.

Об'яснить столь незначительные мощности продуктов извержения можно двумя путями. Первый вариант — незначительная интенсивность вулканической деятельности. Второй — некоторая удаленность эпицентра извержения от известных в настоящее время выходов эффузивных образований.

В пользу второго варианта свидетельствуют дополнительно еще несколько фактов, в то время как слабая интенсивность извержения об'ясняется всего лишь незначительной мощностью пород.

Прежде всего в подошве эффузивных кварцевых порфиров на месторождении „Мурань“ были обнаружены туффитовые песчаники мощностью около 10 м. Обычно принято считать, что небольшие мощности туффитовых пород при хорошей отсортированности осадочного материала и отсутствии туфового материала характерны для наиболее удаленной от центра извержений зоны седиментации.

Нам удалось проследить непосредственный контакт эффузивов и осадочных пород. На серо-зеленых тонкозернистых песчаниках согласно залегают кварцевые порфиры. Из зоны контакта был отобран образец. На полированной

поверхности образца хорошо видны полоски, отвечающие разной степени обжига подстилающих песчаников вулканической лавой. Участок „I" — кварцевый порфир темносерого цвета. В полоске IIа отчетливо видна флюйдальная структура (следы движения лавового потока). Порода в основном состоит из ороговикованного и карбонатизированного тонкозернистого песчаника зеленовато-серого цвета. Выделяются тонкие (до 2 мм) прослойки светлозеленого цвета с порфировыми выделениями кварца.

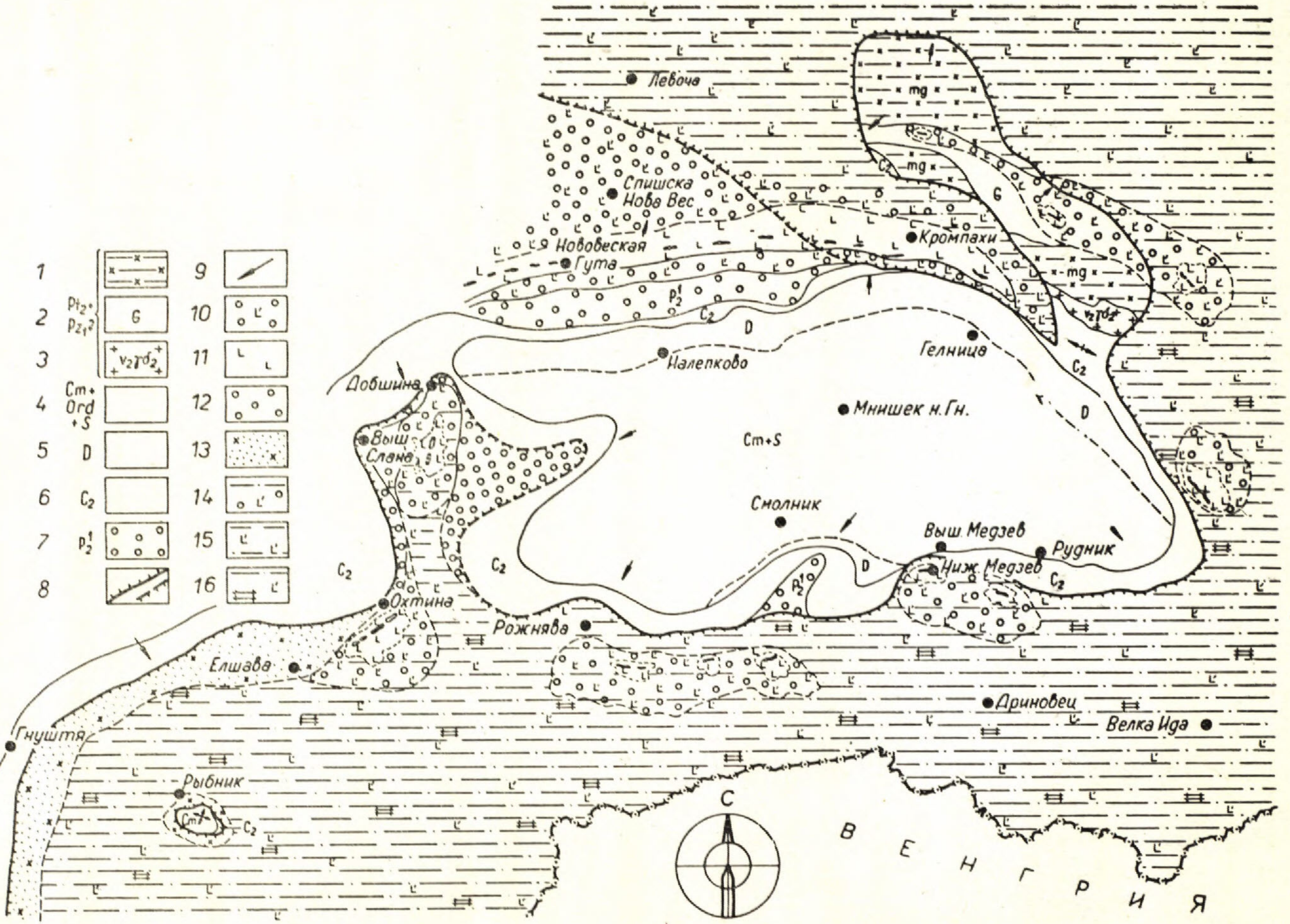
Возможно это реликты кварцево — порфирового потока, двигавшегося по поверхности песчаника. Эти прослойки и ороговикованные участки породы подчеркивают структуру течения. Участок IIв — непосредственный контакт тонкозернистого песчаника с лавой. В результате контактного метаморфизма порода интенсивно ороговикована и карбонатизирована. На фотографии хорошо видны черные прослойки роговика и коричневатые (на фотографии темносерые) — карбоната, подчеркнувшие нормальную горизонтальную слоистость песчаника. Участок III — непосредственному обжигу, свойственному участку II, не подвергался. Однако, действие высокой температуры во время движения и остывания лавы сказывалось и на нем. На фоне светлозеленой породы хорошо видны карбонатизированные прослойки. Значительно меньшая степень ороговикования.

Выше кварцевых порфиров залегают туфобрекчии, представленные пепловым материалом с обломками кварцевых порфиров размером от 0,5 до 10 см. Мощность излившихся порфиров не превышала 10 м.

Об интенсивности вулканического извержения свидетельствует и состав осадочных пород, залегающих непосредственно над пирокластическими образованиями. Большей частью это брекчиевидные конгломераты с размером обломков достигающим иногда 10 см, с небольшими прослоями алевролито-песчанистых пород. В составе конгломератов преобладают обломки кварцевого порфира, меньше валунов кварцита, кварца и серого песчаника.

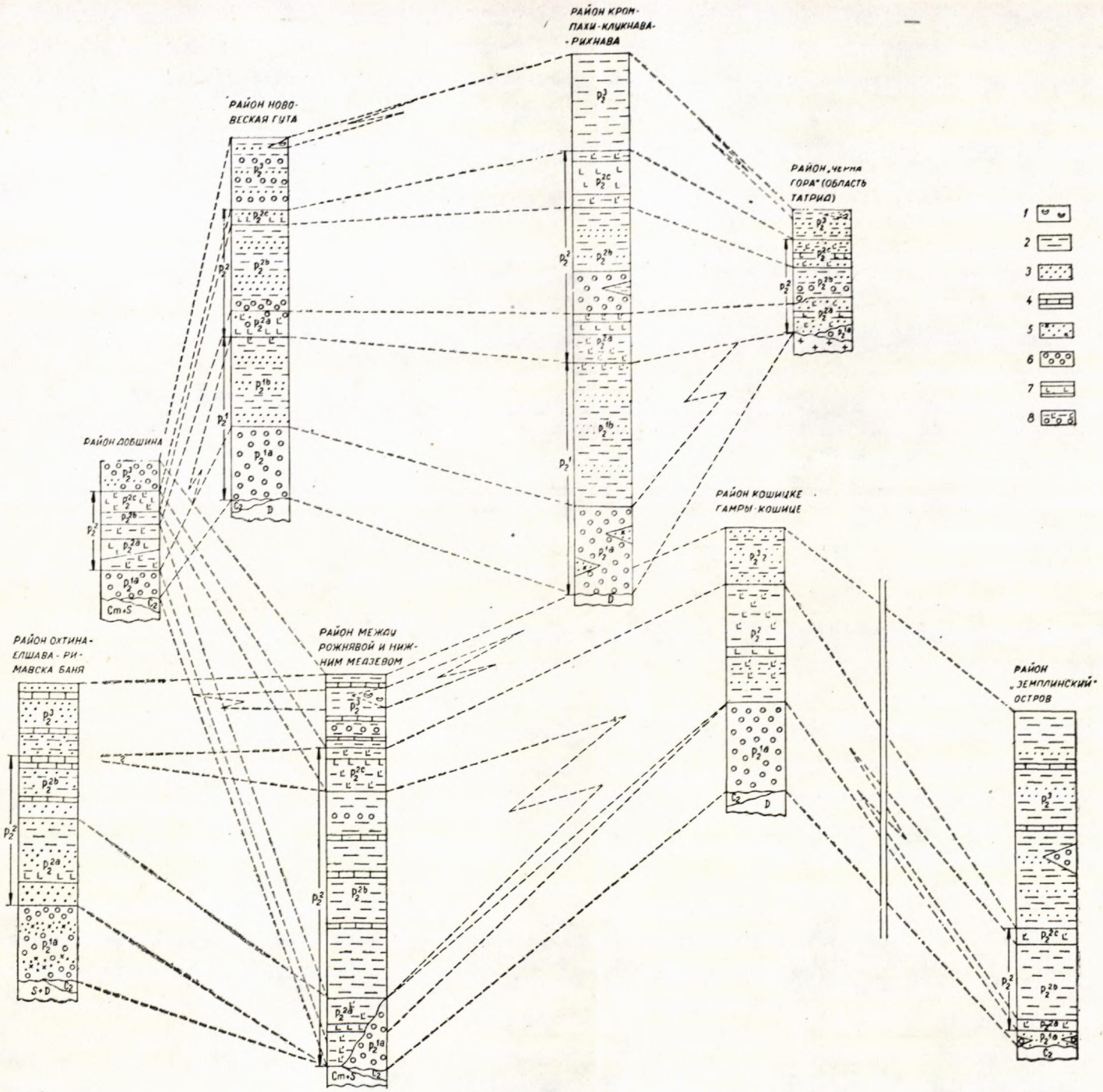
Вероятно схему развития северо-западной части СГР в период вулканической деятельности можно представить себе следующим образом.

Эпицентр вулканизма располагался в некотором удалении от береговой линии моря непосредственно в шельфовой части. Первые вспышки вулканической деятельности наблюдаем в доступных местах в виде туффитового материала, насытившего морские отложения. Основной пирокластический материал сосредотачивался непосредственно в зоне эпицентра. Постепенно интенсивность вулканизма нарастала, продукты извержения вулканов образовали огромные скопления пирокластического материала; постепенно образовавшие острова суши в мелководном бассейне. Именно в этот период в прибрежную часть бассейна стали проникать отдельные маломощные лавовые „языки". Основная масса продуктов эффузий сползала, вероятно, в сторону пониженной открытой части моря. Ближе к прибрежной части бассейна


Левоча
Спишска Нова Вес
Нововеская Гута
Кромпахи
Гелница
Налепково
Мнишек н. Гн.
Добшина
Выш. Слана
Cm+S
Смолник
Выш. Медзев
Рудник
Ниж. Медзев
Охтина
Рожнява
Елшава
Гнуштя
Рыбник
Дриновец
Велка Ида
С
ВЕНГРИЯ
mg
G
D
C_2
p_2^1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
$Pt_2 + Pz_1?$
$v_2 \gamma d_2$
Cm + Ord + S
D
C_2
p_2^1

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФО-ФАЦИАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРЬЯ

Составил Ф. И. Жуков



Условные обозначения:

1. галоиды, 2. алевролиты и глинистые сланцы, 3. песчаники, 4. известняки, 5. аркозовые песчаники, 6. конгломераты, 7. кварцевые порфиры, 8. туфы кварцевых порфиров, туффиты.

море, очевидно, в этот период сильно обмелело, а возможно и отступило, оставив лишь небольшие изолированные друг от друга замкнутые бассейны. Обстановка в этих бассейнах имела восстановительный характер, в результате чего в песчанистых отложениях верхней части эффузивно-осадочного разреза мы встречаем большое количество желваковых стяжений пирита очевидно сингенетичных с окружающими породами.

С затуханием активной деятельности вулканов в разрезе постепенно исчезают непосредственные свидетели их извержения. Однако заключительная вулканическая фаза должна была проявиться в виде выделения водяных паров, газов или термальных растворов. Именно с этим временем мы связываем образование метасоматических комплексных руд в пирокластических образованиях.

После затухания первого этапа вулканической деятельности, приведшего к накоплению пород пачки P_2^{2a}, море в сравнительно короткий период времени снивелировало вулканические острова, и на пирокластических образованиях снова начали концентрироваться осадочные породы, представленные алевролито-песчанистыми разностями. Однако первый цикл активной вулканической деятельности оставил свой след в рельефе морской части района. В геологическом разрезе пачки P_2^{2b} часто встречаем межформационные конгломераты мощностью до 50 м, которые свидетельствуют о перерывах в процессе нормального морского осадконакопления. Береговая линия моря постепенно отступала к северо-востоку. Повторный вулканический импульс привел к накоплению пород пачки P_2^{2c}, в общем аналогичных отложениям пачки P_2^{2a}. После этого заключительного цикла вулканической деятельности район окончательно освобождается от абсолютного влияния моря, о чем свидетельствуют породы свиты P_2^3, венчающей разрез пермских отложений.

В направлении на восток (район Кромпахи, массив Черна Гора), северо-

◁

СПИШСКО-ГЕМЕРСКОЕ РУДОГОРЬЕ — ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РАЙОНА В ВЕРХНЕПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

(II. цикл активной вулканической деятельности)

Составил Ф. И. Жуков

Условные обозначения:

Область сноса: 1. мигматиты, 2. ортогнейсы, 3. гранодиориты, 4. терригенные и карбонатные отложения — эффузивы и их пирокласты, 5. филлиты: диабазы и их туфы, 6. конгломераты: глинисто-песчанистые отложения, известняки, диабазы и их туфы, 7. базальные конгломераты, 8. береговая линия: установленная, предполагаемая, 9. главные направления сноса. — *Область осадконакопления: континентально-вулканогенная фация:* 10. туфы кварцевых порфиров, туфопесчаники, туфоконгломераты, агломераты и. т. п., 11. кварцевые порфиры. *Прибрежно-морская фация:* 12. конгломераты, 13. аркозовые песчаники. *Вулканогенно-морская фация:* 14. переслаивание пирокластических производных с песчанисто-сланцевыми отложениями, 15. песчанисто-глинистые отложения с примесью туффитового материала, 16. то же с прослоями известковистых пород.

восток (массив Браниско) и юго-восток (Кошицке Гамры—Кошице) ситуация некоторым образом меняется. Как показано на рис. *1* перед начальным циклом вулканизма район Кромпахского палеозалива испытывал значительно большее понижение базиса эрозии, чем район Нововеской Гуты. Это сказалось как в увеличении мощности пачки P_{2z}^{1b}, так и на ее литологическом составе (преимущественно глинисто-сланцевые отложения).

В нижней части пачки P_2^v в этом районе мы находим значительные по мощности литокластические туфы кварцевых порфиров в чередовании со сланцевыми породами. Можно предположить, что и здесь извержения вулканов и условия, в которых они происходили, были аналогичны району юго-запада, тем более, что на туфовом материале подобным же образом лежат эффузивные тела кварцевых порфиров.

Как и в предыдущем случае, вулканическая деятельность привела к местному значительному перерыву в процессе осадконакопления и образованию мощной более 100 м пачки внутриформационных конгломератов. Внутриформационный конгломерат фиолетового цвета содержит валунный материал размером от 0,5 до 5—7 см, причем размер валунов не зависит от состава обломков. Хорошо видны неокатанные обломки жильного кварца размером всего до 1,5 см, и остроугольные обломки пермских сланцев величиной до 5—6 см; еще большие по размеру обломки туфа кварцевого порфира (6—7 см) часто прямоугольной формы. Наряду с обломками подстилающих пород в конгломерате обнаружены валуны хлоритизированных темнозеленых сланцев метаморфизованного нижнего палеозоя. Очевидно скорость накопления конгломератов и близкая транспортировка в какой то мере могли обусловить столь пестрый состав. Следует предполагать, что размеры и превышения, возникших в результате вулканической деятельности островов над поверхностью моря были небольшие. Об этом прежде всего говорит локальность распространения конгломератов, их резкий фациальный переход в сланцевые отложения и наличие нижнепалеозойских валунов, принесенных в этот период с континента. В глинистых сланцах, залегающих непосредственно выше пирокластических образований, нам удалось обнаружить следы плохо сохранившейся фауны. Иногда видны радиальные отпечатки, напоминающие скульптуру створок раковин, но, к сожалению, не поддающихся определению в связи с плохой сохранностью. Проведя целую серию химических анализов пород на содержание CaO и SiO_2 мы убедились, что трудно ожидать сохранения известковистых реликтов фауны в породах свиты P_2^2. Вероятно в морском бассейне в этот период чувствовался недостаток солей кальция, что и привело к растворению в морской воде известковистых остатков.

Угасание первого вулканического цикла совпало с новой трансгрессией моря, которая оставила после себя сланцевые отложения пачки P_2^{2b}. Второй цикл извержения происходил непосредственно в морской обстановке. Так как

при этом мы не находим следов перерыва в осадконакоплении, а над вулканогенными породами пачки P_2^{2c} залегают морские отложения свиты P, то можно предположить, что в это время район испытывал непрерывное опускание.

Восточнее Кромпах, в районе массива Черна Гора перед началом вулканической деятельности береговая линия моря перемещалась в направлении с востока на запад. Под водой оказалась почти вся восточная часть полуострова, обнаженного в начальный период развития трансгрессивного цикла. Судя по небольшой мощности песчано-глинистых отложений, трансгрессия активно развивалась лишь в конечный период накопления пачки P_2^{1b}. В 1 км севернее вершины Черной Горы мы описали фиолетовый мелкозернистый песчаник. В нем хорошо видна горизонтальная слоистость, подчеркнутая чередованием мм прослойков различного оттенка фиолетового цвета. Скорость накопления породы была, вероятно, значительная, так как в песчанике встречаются плохо окатанные обломки полевого шпата и кварца размером до 1,5 мм с беспорядочной ориентировкой зерен. Эти же признаки могут говорить о коротком расстоянии транспортирования осадочного материала.

Как и в предыдущих случаях начальная фаза вулканизма связана с интенсивностью прогибания краевых частей района. Северо-восточнее деревни Костоляны в долине реки Грубша нами описано обнажение, свидетельствующее о субмаринном накоплении пирокластического материала. В обнажении размером около 3 м высоты и 2,5 м ширины выходят подстилающие разнозернистые туфопесчаники фиолетового цвета видимой мощностью около 70 см; на них лежит туф кварцевого порфира мощностью около 1 м серовато-зеленого цвета с фиолетовым оттенком; перекрывают его туфы, туфопесчаники аналогичные подстилающим породам.

Выше по ручью в 500 м от этого обнажения расположен еще более характерный выход. В нижней части обнажения туфы кварцевых порфиров чередуются с прослойками туфопесчаников. Выше — частое переслаивание туфов кварцевых порфиров, туфопесчаников и филлитов.

Ф. Русинг (1947) отмечает интересное явление, которое свидетельствует о том, что и в этом районе при вулканической деятельности произошел местный перерыв в осадконакоплении.

В некоторых местах на Черной Горе им отмечены участки, где эффузивно-осадочные породы светлозеленого цвета в кровле представлены ржаво-коричневыми разностями, отвечающими древней коре выветривания и залегающими над ней межформационными конгломератами — результатом палеоразмыва.

Массив Браниско в этот период продолжал оставаться полуостровом, где заметно превалируют породы континентального режима. В окрестностях Березовой Горы на юге массива в основании разреза видны аркозовые песчаники

с прослоями сланцев красно-фиолетового цвета; кварцевые порфиры и их туфы и перекрывающие их конгло-брекчиевые породы. В составе конгло-брекчий преобладают обломки кварцевых порфиров и их туфов и только в самых верхних частях появляются единичные валуны гранитов и гнейсов древнего основания.

„Кошицкий" палеозалив при трансгрессии береговой линии моря на массив „Черная Гора", очевидно, прекратил свое существование, соединившись на востоке с основным бассейном. Первая фаза вулканизма проявилась здесь местами еще до момента отложения пород пачки P_2^{1b}. Я. Илавский (1958) описал присутствие вулканогенных фаций прямо на базальных конгломератах (г. Едлинка) и на сланцевых отложениях каменноугольного возраста. Быстрое углубление водоема в краевой его части привело к тому, что в верхней части эффузивно-осадочной свиты вулканогенные образования присутствуют среди морских отложений. На горе Диели видны мощные зеленые сланцы и песчаники с прослоями туфов кварцевых порфиров, а у Кошицких Гамров пирокластические породы залегают среди известковистых песчаников.

Вдоль южной окраины Спишско-Гемерского Рудогорья вулканическая деятельность протекала в условиях в общем сходных с северо-гемеридной полосой. В восточной части южной полосы извержение вулканов происходило в субмаринной обстановке (залегание вулканогенного комплекса на филлитоподобных породах в районе Нижнего Медзева). Подобная же ситуация сохраняется и далее на запад в районе Задельской долины и Дрнавы. Если в начальный период извержения, соответствующий времени накопления пачки P_2^{2a}, можно предполагать режим неглубокого бассейна (чередование конгломератов, песчаников и сланцев), то в интервале $P_2^{2b} - P_2^{2c}$ происходит прогибание морского дна и накопление мелкозернистых, часто известковистых песчаников, известняков и доломитов с примесью туффитового материала. Цвет пород зеленовато-серый и светлосерый говорит о преобладании восстановительных условий в этой более глубокой части морского бассейна, в отличие от окислительной среды северо-гемеридной синклинали, приведшей к накоплению пород преимущественно красно-фиолетового цвета. „Пестрая окраска отложений самой верхней части разреза свиты P_2^2 говорит о том, что с заключительным этапом вулканической деятельности связано обмеление бассейна. На западном продолжении южной полосы в окрестностях Елшавы и Охтины условия осадконакопления были аналогичны восточным районам (зеленовато-серые песчаники с прослоями глинисто-песчанистых сланцев). Прослои эффузивных образований, залегающие среди них без следов несогласия, свидетельствуют о субморском вулканизме.

В „Добшинском" палеозаливе в этот период не происходило сколько-нибудь значительных отклонений от режима, характерного для южной

окраины СГР, что касается начального цикла вулканизма. Излияния кварцевых порфиров происходили здесь в морской обстановке. Однако глубина залива, что касается его северной части, была относительно меньшая, так как слагающие свиту P_2^2 породы имеют „пеструю" окраску, характерную для зоны окисления.

Ширина залива достигала в этот период 5—6 км. Это предположение базируется на фактическом материале, подробно описанном выше. В скважине Г-12 (краевая часть залива) вулканогенные породы залегают прямо на базальных конгломератах. В осевой части залива между базальными конгломератами и порфироидами лежат „пестрые" сланцы. Расстояние между этими точками не превышает 3 км.

В конце цикла активной вулканической деятельности регрессия морского бассейна привела к полному его обмелению и накоплению грубокластических фаций.

На юго западной окраине региона по линии Елшава—Гнуштя активных пермских очагов вулканизма не выявлено.

Постэффузивный цикл

Времени существования этого цикла соответствуют отложения свиты P_2^3. В составе слагающих ее пород в прибрежной части бассейна намечается заметное чередование маломощных прослоев алевролитов, песчаников и конгломератов не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Во многих случаях получили развитие залежи галоидных соединений. По всей вероятности, к концу верхнепермского периода морской бассейн испытывал явную тенденцию к регрессии.

Относительно верхней границы свиты P_2^3 с перекрывающими ее отложениями нижнего триаса существуют еще и до настоящего времени различные мнения. Поэтому в данной статье мы ограничились лишь общим замечанием о режиме осадконакопления. Впоследствии эта тема приобретет самостоятельное значение и, очевидно, будет подробно разработана.

Lektoroval dr. O. Fusán

ЛИТЕРАТУРА

[1] Bajaník Št., 1961: Ročná zpráva o geologickom mapovaní a valúnovej analýze permských psefitov na liste Hranovnica. Rukopis; Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [2] Drnzík E., 1959: Zpráva o vyhodnotení rajónu Novoveskej Huty na základe odkrytej i predbežnej geologickej mapy, archívnych údajov a výpočet geologických zásob. Rukopis; Archív Geol. prieskumu, n. p., Turč. Teplice. — [3] Ilavský J., 1958: Štruktúrno-geologická analýza a metalogenetický výskum v Spišsko-Gemerskom rudohorí. Rukopis; Geofond ÚÚG, Praha. — [4] Maška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (I. Perm). Zpráva

o geologických výzkumech v r. 1956, Praha. — [5] *Materialy Karpatsko-Balkanskoj asociacii. Izd. Akad. nauk Ukr. SSR, Kijev.* — [6] Nalivkin D. V., 1956: Učenije o facijach. Tom I., II. Izd. AN SSSR. — [7] Rösing F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 99, Stuttgart. — [8] Žukov F. I., 1962: Perspektivy vyhledávání vzácných kovů v efusivně-sedimentárních komplexech permu ve Slovenském Rudohoří na základě paleogeografického rozboru. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava. — [9] Žukov F. I., 1963: Jedna z možných variant rozčlenění permských sedimentů v Spišsko-Gemerském Rudohoří. Geol. práce, Zprávy 30, Bratislava.

Табл. I

Фото 1. Верхняя часть пачки P_{2i}^{1b}; туффитовый песчаник с тонкозернистым пигментом (черное). Увеличение 62^x. Николи II. — Фото 2. Переход пород пачки P_2^{2a} в P_2^{2b}; тонкозернистый песчаник с желваковыми стяжениями пирита (черное). Увеличение 62^x. Николи II. — Фото 3. Непосредственный контакт кварцевых порфиров с подстилающими тонкозернистыми песчаниками, I. кварцевый порфир; II. зона контакта: а) полоска течения, б) полоска обжига; III. тонкозернистый песчаник.

EDUARD DRNZÍK

K VZÁJOMNÝM VZŤAHOM OSOBITNÝCH TYPOV ZRUDNENÍ V PERME SEVERNEJ ČASTI GEMERÍD

Územie na severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria bolo od dávna predmetom intenzívneho dobývania hlavne Fe a Cu rúd. Vyhľadávacím prieskumom sa v posledných rokoch zistili okrem známych sideritových a medených žíl i osobitné typy zrudnení, priestorove viazané na horniny permu. Ide o indície medňatých pieskovcov, kremité porfýry s primárnou impregnáciou chalkopyritu a U-Mo zrudnenia.

V priebehu prieskumných prác (hlavne banských a vrtných) spresnili sa predstavy o geotektonickom vývoji oblasti, vytvorili sa určité predstavy o paleogeografii permu a o perspektívach vyhľadávania vzácnych kovov v efuzívno-sedimentárnych komplexoch permu v Spišsko-gemerskom rudohorí (Drnzík 1959; Žukov 1963). Ďalej sa spresnili poznatky o štruktúrnej stavbe územia i rudného poľa (Drnzík 1958, 1960) i stratigrafia permu, resp. hranica medzi permom a werfenom (Pecho 1963; Žukov 1963; Drnzík 1963). Autor minerograficky študoval kremité porfýry, medňaté pieskovce a kremeň-ankerit-chalkopyritové žily. Na základe poznatkov o podmienkach vzniku a vzájomnej súvislosti týchto typov zrudnení, opierajúc sa aj o spomenuté práce, možno podať náčrt geotektonického vývoja oblasti vo vzťahu k zrudneniu, ktorý sa čiastočne líši, alebo dopĺňa práce Andrusova (1950), Bieleho (1958), Maheľa (1956), Kamenického J. (1956) a Kantora (1959). Metalogenetické problémy boli riešené v zmysle predstáv o metalogenéze Západných Karpát s aplikáciou na SGR podľa Ilavského – Čillíka (1959) a tieto plne podporujú.

Lokalizácia osobitných i bežných typov zrudnenia má priamu súvislosť s geotektonickým vývinom oblasti; spomeniem preto krátko hlavné momenty v časovom rozpätí perm až prvá polovica spodného triasu. Zo značného rozšírenia permských

sedimentov a ich litologickej povahy je známe, že v období permu celé územie bolo nehlbokou priehlbinou, v ktorej prebiehala sedimentácia suchozemská až lagunárna. Výlevy kremitých porfýrov permského vulkanizmu a pohyby s ním súvisiace narušili priebeh sedimentácie a tým spôsobili vznik efuzívno-sedimentárneho súvrstvia permu.

Kremité porfýry, ku ktorým v nadloží sa pridružuje pyroklastický a tufitický materiál, tvoria viac polôh. V stratigraficky nižších polohách koncentruje sa U+Mo+Cu zrudnenie, v najvrchnejšej prevláda Cu nad „U" mineralizáciou (medňaté pieskovce). Na základe primárnej impregnácie U-Mo-Cu minerálov v kremitých porfýroch sa predpokladá, že k primárnemu zrudneniu došlo už v procese magmatickej diferenciácie vo vulkanickom krbe. Vulkanické exhaláty viedli ku koncentrácii týchto elementov v efuzívno-sedimentárnom súvrství za vhodných redukčných podmienok.

Pri lokalizácii žilných typov Fe a Cu rúd, najvýznamnejšiu úlohu zohralo popermské vrásnenie. Popermská fáza vrásnenia spôsobila lokálnu diskordanciu medzi permom a werfenom. Tektonické pohyby viedli ku vzniku štruktúr generálne SV—JZ smeru, s úklonom na JV pod uhlom 45—60°, pozdĺž ktorých boli prešmyknuté južnejšie bloky hornín na severnejšie. Tektonické pohyby postihli staršie štruktúry už vyhojené rudným materiálom a vytvárali nové, čím celé územie bolo štruktúrne vhodne pripravené k procesom popermského zrudnenia žilného typu. Mineralizácia prebiehala až do konca prvej polovice spodného triasu. Svedčia o tom mineralogické štúdiá a textúry medených a sideritových žíl, vyznievanie žíl v spodnowerfenskom súvrství, hematity i hematitizované polohy na rozhraní spodného a vrchného werfenu (I l a v s k ý 1958).

Predpokladá sa, že už počas regionálnej epimetamorfózy za popermského vrásnenia a mineralizácie došlo k čiastočnej migrácii a lokálnej koncentrácii U, Mo a Cu komponentov v efuzívno-sedimentárnych polohách. Kremité porfýry i zrudnenie v efuzívno-sedimentárnych vrstvách je popretkávané a poprerážané kremeň-ankerit-chalkopyritovými žilkami i mocnejšími žilami. Žilky v medňatých pieskovcoch sú sekrečného pôvodu. Proces migrácie a koncentrácie U-Mo-Cu komponentov v efuzívno-sedimentárnom súvrství prebiehal asi hlavne počas neskorších fáz vrásnenia, intruzívneho magmatizmu a regionálneho metamorfizmu alpského orogénu. Preto sa dá hovoriť o týchto typoch zrudnenia ako o efuzívno-sedimentárno metamorfogénnych. K a n t o r (1959) určil (metódou Pb) vek U zrudnenia ako permský.

Predbežné výsledky mineralogického štúdia kremitých porfýrov

Mikroskopickým štúdiom sa v kremitých porfýroch zistili tieto rudné minerály: pyrit, chalkopyrit, bismutín, sfalerit, tetraedrit, galenit, U-minerály, chalkozín a kovelín. Najhojnejšie sú pyrit a chalkopyrit.

Pyrit sa vyskytuje v niekoľkých typoch. Pyrit I predstavuje idiomorfné kryštály, pyrit II tzv. zrudnené „baktérie", pyrit III má kolomorfnú štruktúru. Idiomorfný pyrit je zväčša vrastený v chalkopyrite, sfalerite i tetraedrite. Kolomorfné a radiálne paprašlekovité tzv. zrudnené baktérie sú rozšírené hlavne v kremeni, ale najmä v bezprostrednej blízkosti U-minerálov v chalkopyritových zrnách. Vytvárajú po ich okrajoch lem, ba vystupujú aj v ich strede.

Chalkopyrit vytvára nepravidelné zrná v kremitom porfýre. Jeho vzťahy k horninotvorným minerálom (kremeňu a živcom) budia dojem, že chalkopyrit sa vytvoril v procese kryštalizácie magmy. Po okrajoch chalkopyritu sa vyskytuje tetraedrit spoločne s Bi-minerálom; chalkopyrit sa niekedy nachádza v Bi-minerále.

Sfalerit tvorí mikroskopické vtrúseniny v chalkopyrite i v základnej mase kremitého porfýru.

Bi-minerál tvorí nepravidelné ihličky, ktoré koroduje chlorit. Niekedy v ihličkách pozoruje sa chalkopyrit i bornit (tab. V, obr. 2).

Chalkozín, kovelín a limonit vytvárajú sieť žiliek v chalkopyrite a sú hypergénneho pôvodu.

Minerály U nachádzajú sa dosť často v kremitých porfýroch v troch formách: prvý typ predstavuje minerál tmavošedej farby s nízkou odrazivosťou, formou pripomínajúcou päťuholník. Tieto zrná v miestach silne zbrúsených pri pozorovaní v olejovej imerzii vyvolávajú nepatrné červenohnedé vnútorné reflexy. Na vyleštenej ploche nábrusu sú tmavošedej až šedočiernej farby, nepriezračné, s matným leskom. Obmedzenie voči základnej hmote kremitého porfýru je nepravidelné. Po okrajoch zŕn koncentrujú sa vtrúseniny pyritu i kolomorfného pyritu. Tento minerál má zhodné optické vlastnosti s niektorými bezvodými kysličníkmi U najmä aldanitom (Th, $U^{4+}/_{1-x}$ Ux^{6+}/O_{2+x}.

Tento minerál vo forme päťuholníkového tvaru vystupuje striedavo s iným U-minerálom, ktorý má silné fialové vnútorné reflexy, a preto sa zdá, že má vyššiu odrazovú mohutnosť ako predchádzajúci. Pre silné reflexy nemožno bezpečne určiť jeho farbu, relatívnu odrazovú mohutnosť voči iným minerálom a iné optické vlastnosti. Vzájomné vzťahy dvoch minerálov presvedčujú o tom, že druhý minerál je produkt zastupovania prvotného minerálu. Ide pravdepodobne o hydrokysličník U — janit ($2UO_2 . 7H_2O$?).

Tretí typ predstavuje minerál prizmaticky nepravidelného tvaru, ktorý sa vyskytuje v blízkosti jantinitu (?). Je šedočiernej farby, s odrazovou mohutnosťou o niečo väčšou ako u kremeňa. Jeho vnútorné reflexy sú belasej farby. Ide pravdepodobne o uranomolybdenát. Označíme ho zatiaľ ako uranomolybdit ($UO_2 . 2MoO_4$).

Prítomnosť Mo minerálov sa potvrdzuje i spektrálnou analýzou čerstvého úlomku kremitého porfýru.

nad 1 %	pod 1 %	pod 0,01 %	problemat.
Al, Cu, Fe, Mg, Mo, Na, Si, V	As, Co, Mn, Pb, Ti	Ag, Ba, Ni, Zn, B, U	Hg, Sb

Z tohto úlomku kremitého porfýru sa chemickou analýzou zistilo Cu 0,45 %.

Kantor (1959) zistil v kremitých porfýroch *smolinec* vo forme drobných zŕn, vyznačujúcich sa kolomorfnou štruktúrou, v sprievode sulfidov.

Mineralógia meďnatých pieskovcov a ich pozícia

V priebehu geologického mapovania sme odobrali vzorky meďnatých pieskovcov z háld na severných a východných svahoch Strážanského kopca, ďalej z Trubačovca a z južného svahu Haniskovej. Ide o piesčitú horninu impregnovanú tenantitom i bornitom, a popretkávanú drobnými žilôčkami kremeňa so sulfidmi.

Pri mikroskopickom štúdiu boli v medňatých pieskovcoch určené nasledovné minerály: 1. primárne: a) hlavné — tenantit, bornit; b) vedľajšie — chalkopyrit, kobaltín, minerály uránu; 2. sekundárne: a) hlavné — chalkozín, kovelín, malachit, azurit; b) vedľajšie — limonit, zo žilných nerudných minerálov kremeň.

Tenantit je najhojnejší a spolu s bornitom vytvára impregnácie medzi zrnami kremeňa i nepravidelné zhluky po vrstevnatosti, ale aj v kremenných žilkách. Agregáty bornitu I v tenantite obsahujú chalkopyrit I, ktorý je produktom rozpadu pevného roztoku. Pomerne často nechádzame idiomorfné zrná kobaltínu.

Tenantit a bornit koroduje kobaltín, čo svedčí o tom, že kobaltín je starší. Tenantit býva presekávaný a korodovaný chalkopyritom III a zatlačujú ho bornit II, chalkozín a kovelín, ktoré v ňom vytvárajú drobnú sieť žiliek. Okrem toho je zatláčaný malachitom v podobe kolomorfných štruktúr i v podobe žiliek podobných svojou vnútornou stavbou kolomorfným štruktúram.

Bornit tvoria dve generácie: bornit I sa vylučoval spolu s tenantitom v podobe nepravidelných zŕn. Obyčajne tvorí vtrúseniny v tenantite, obdobne ako kobaltín. Je v ňom zastúpený i chalkopyrit I, ktorý je produktom rozpadu pevného roztoku. Pritom vytvára mriežkovú štruktúru rôznych foriem (tab. II, obr. 2). Bornit II sa vylučoval až po tenantite; obyčajne vytvára okolo neho lem. Pod mikroskopom vidieť, ako jeho žilôčky presekávajú tenantit a sám býva prenikaný kremeňom. Oba bornity sú zatlačované chalkozínom, kovelínom i limonitom. Chalkozín a kovelín vytvárajú sieť žiliek, ktoré často úplne zastupujú bornit. Limonit vytvára po okrajoch bornitu lem, pripomínajúci kolomorfnú štruktúru. Analogické štruktúry v ňom vytvára aj malachit.

Chalkopyrit tvorí 2 variety: chalkopyrit I je produktom rozpadu pevného roztoku; chalkopyrit II sa vylučoval po bornite II a v podobe žiliek presekáva bornit I, II i tenantit; hromadí sa prevažne po okrajoch bornitu i tenantitu.

Kobaltín sa okrem tenantitu a bornitu najhojnejšie nachádza v kremenných žilkách. Kremeň atakuje kobaltín.

Chalkozín i kovelín sú produkty Cu minerálov v supergénnej zóne; vytvárajú sieť žiliek v pieskovcoch.

Malachit pozoruje sa v troch formách: a) kolomorfný; b) ako žilky v tenantite i bornite; c) ako žilky v pieskovcoch.

Vzorky medňatých pieskovcov sú aktívne. Boli zistené mokraskopicky druhotné minerály U. Postavenie primárnych minerálov mikroskopicky nebolo zistené.

Postupnosť kryštalizácie primárnych sulfidov v tmele pieskovcov bola mikroskopicky určená nasledovne: kobaltín, bornit I, chalkopyrit I, tenantit, bornit II a chalkopyrit II.

V kremenných žilkách je asociácia minerálov zhodná.

Polohy medňatých pieskovcov ležia v súvrství, kde sa často striedajú litologicky rôznorodé horniny permu (Drnzík — Hudáček 1963), na horninách efuzívno-sedimentárneho pôvodu (II. efuzívno-sedimentárny horizont v zmysle Žukova 1963). Genézu medňatých pieskovcov možno načrtnúť asi takto: Poloha „terajších" medňatých pieskovcov bola primárne obohatená hlavne o Cu, U a Co počas sedimentácie. Za droj týchto prvkov považujeme efuzívnu činnosť a výlevné kremité porfýry. V štádiu diagenézy vznikli v redukčných podmienkach sulfidy: kobaltín, bornit I, tenantit. V neskorších štádiách regionálnej metamorfózy došlo k prekryštalizácii sulfidov a k vzniku laterálne sekrečných žiliek alpínskeho typu. Vznikli: bornit II, chalkopyrit II a sekrečný kremeň.

Štruktúry zrudnenia žilného typu

Žilné ložisko Cu rúd v Novoveskej Hute má pomerne jednoduchú štruktúru, zhodnú, alebo veľmi podobnú iným žilným ložiskám na severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria. Tektonicky sa viaže na II. tektonicko-ložiskový pruh (novoveskо-krompašský; I l a v s k ý 1956). Rudné telesá Cu ložiska predstavujú sériu paralelných žíl, ktoré majú zhodné alebo nepatrne odlišné znaky, určujúce ich polohu v priestore. Ich generálny smer je SV—JZ, úklon na J pod uhlom 40—50°. Sú to veľmi nepravidelné, kulisovito usporiadané žily rozličnej mocnosti. Za hlavné štruktúrne línie sa považujú dve žily, ktoré boli predmetom dobývania v minulosti. Tieto žily boli rozfárané banskými prácami v smernej dĺžke 3 km. Najnižšie dobývky sú na úrovni 420 m n. m. (priemerne od 170 do 250 m od povrchu); kolmá vzdialenosť medzi žilami činí 40—45 m. Okolné horniny sú tvorené permským súvrstvím.

Analýzou starých banských máp a štúdiom nových banských diel sa ľahko zistili úložné pomery hlavných tektonických štruktúr, na ktoré sa viaže zrudnenie. Množstvo menších porúch a puklín rôznej priestorovej orientácie sťažovalo určiť dominujúcu orientáciu štruktúr iných genetických typov, predpokladaných na základe analógie z iných ložísk, alebo už známej tektonickej stavby širšieho okolia Novoveskej Huty. Za tým účelom sa uskutočnilo 240 meraní porúch a puklín a vyhotovil diagram siete rovnoplochej projekcie (obr. 1).

Výsledky meraní zdôraznili tri maximá: *Prvé maximum* predstavujú priestorové elementy 48° (smer) JV (smer sklonu) 45° (uhol sklonu), čo vlastne odpovedá hlavným tektonickým štruktúram prešmykového charakteru, na ktoré sa viaže zrudnenie;

druhé maximum určujú priestorové elementy 46°—48°, S—Z, 45°—65°. Smerove s uhlom sklonu je totožné s hlavnými rudnými štruktúrami, lenže smer sklonu je diametrálne odlišný; *tretie maximum*, i keď nie dosť výrazné, určujú priestorové elementy 308°, JZ 36°.

Drobnoštruktúrne štúdium potvrdilo klasifikáciu genetických typov spomínaných regionálnych štruktúrnych línií.

Podrobné štúdium morfológie rudných žíl, ich textúr a štruktúr, ako aj charakteru rudnej výplne nás utvrdzuje v tom, že v procese formovania štruktúry rudného poľa Cu ložiska Novoveská Huta, prevládali pohyby prešmykového charakteru, počas ktorých okrem hlavných štruktúr vznikali sprievodné trhliny, poruchy a pukliny.

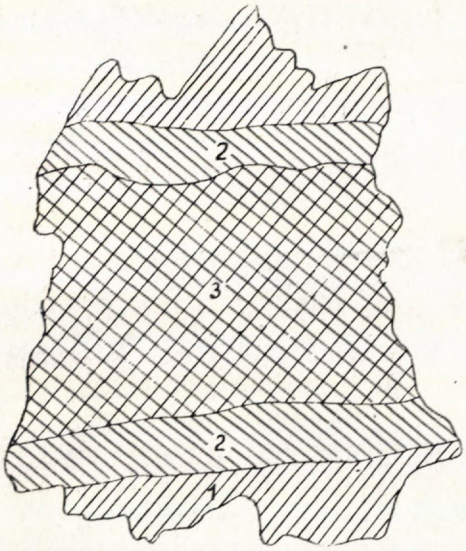
Hlavné štruktúrne línie prešmykového charakteru sú žily, dobývané starcami. Pretože ide o staré banské práce nateraz neprístupné, dáta o ložiskových pomeroch, kvalite i rozmiestnení rudného materiálu a charakteru rudnej výplne možno čerpať len zo starých banských máp a z archívnej zprávy L á z a r a (1958). Podľa týchto prameňov rudné telesá tvoria dve žily: podložnú a nadložnú.

V niektorých sprístupnených starých banských dielach textúra žíl je pruhovaná i brekciovitá, doprevádzaná mohutnou (do 10 m) mylonitovou zónou. Sprievodné trhliny predstavujú zväčša sériu podložných žíl. Tieto upadajú o niečo strmšie, sú veľmi nepravidelné, smerne a hĺbkove rýchlo vykliňujú. Kontakt s okolnými horninami je veľmi nepravidelný.

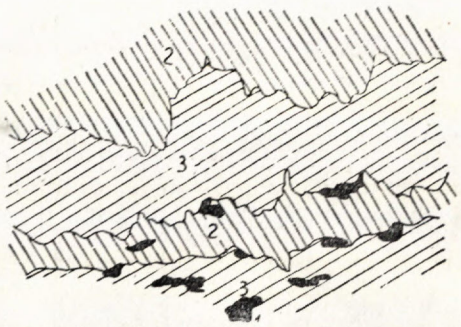
Textúry týchto žíl nesvedčia o tom, žeby pozdĺž ich plôch dochádzalo k opakujúcim sa pohybom. Textúra žíl je rovnomerne symetrická, bez náznakov posuvných pohybov v procese mineralizácie. Žily nesú znaky vyplnenia statických puklín. Od žíl tohto typu vychádzajú drobné žilky, ktoré sledujú mikrovrásy, alebo bridličnatosť okolných hornín. Rozmiestnenie rudných minerálov, hlavne chalkopyritu, je veľmi nepravidelné (od zhlukov a hustej impregnácie do úplného vymiznutia). Bol pozorovaný nepriamy súvis obsahu sulfidov s mocnosťou žily. Obsahy Cu sa menia od 0,01 % do 5 % ; kvalita a pretiahnutý tvar sekundárnych žíl sa zväčšuje u žíl, ktoré sú bližšie k hlavným žilám. Trhavé pukliny prebiehajú skoro vodorovne so žilami mocnosti do 5—10 cm; sú zväčša bezrudné, vyplnené

Obr. 1. Diagram tektonických porúch (zamerané v banských dielach; počet meraní 240); I. maximum: 48° JV 45°; II. maximum: 46—48° SZ 48—65°; III. maximum: 308° JZ 36°.

len žilnými minerálmi, ako je kremeň a ankerit. Majú tiež symetrickú textúru; kontakty s okolnými horninami sú nerovné, často sa v nich pozorujú útržky týchto hornín, skoro vôbec nepostihnuté hydrotermálnou premenou.



Obr. 2. Textúra žily: 1 — okolitá hornina, 2 — kremeň, 3 — ankerit (asi $^2/_3$ skut. veľkosti).



Obr. 3. Plocha nábrusu (asi $^2/_3$ skut. veľkosti) — koncentrácia chalkopyritu (1) pozdĺž žiliek kremeňa (2) v ankerite (3).

Štruktúry rudného poľa boli pripravené popermským vrásnením. Procesy vypĺňovania tektonických štruktúr tohto rajónu časove prebiehali medzi založením hlavných štruktúr prešmykového charakteru až do polovice spodného triasu (koniec seisu). Už v procese hydrotermálnej činnosti dochádzalo k pohybom pozdĺž plôch hlavných rudných štruktúr.

Nerovnomernosť otvárania spôsobila, že v podloží hlavných rudných žíl sú žily, v ktorých sa nerovnako odrazili jednotlivé štádiá mineralizácie a tým aj nerovnomerné rozloženie sulfidického zrudnenia v rovine žíl. Tým sa objasňuje, že vrty značnej hustoty prefárali buď kremenné alebo ankeritové žily, prípadne kremeň-ankerit-chalkopyritové žily s rôznym množstvom sulfidov, ba často i sideritové žily malých mocností.

Textúry žíl a vzájomné vzťahy minerálov v rudnej výplni hovoria o tom, že sulfidické zrudnenie, reprezentované hlavne chalkopyritom, bolo naložené na ankerit-sideritové štádium mineralizácie.

Mineralogické zloženie kremeň-ankerit-chalkopyritových žíl

Mineralógiu kremeň-ankerit-chalkopyritových žíl ložiska Novoveská Huta sme študovali z nábrusov, zo vzoriek haldového materiálu, z jadra vrtov i z banských prác na podložných žilách. Boli určené tieto minerály:

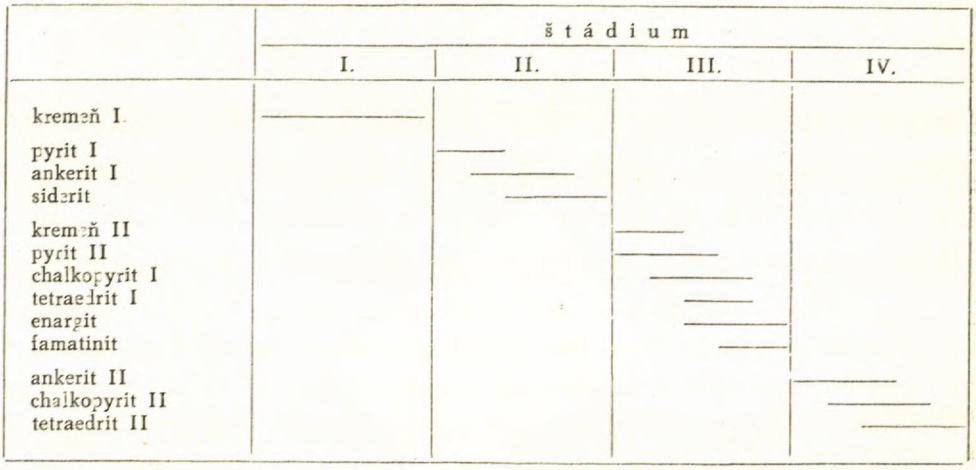
Kremeň v žilnej výplni tvorí 2 generácie: kremeň I nachádza sa po okrajoch žily. Stred žily je vyplnený ankeritom I, ktorý je popretkávaný sieťou nepravi-

delných žiliek mladšieho kremeňa II. Kontakt ankeritu I s kremeňom II je nepravidelný a dá sa v nábrusoch pozorovať voľným okom. V mikroskope vidieť ako kremeň II pri vzájomnom prerastaní naviac koroduje ankerit I pozdĺž štiepnych trhliniek. Pozdĺž ich styku v strede žily koncentrujú sa agregáty chalkopyritu I.

Chalkopyrit I ako hlavný rudný minerál vytvára aj nepravidelné zhluky, agregáty i vtrúseniny v *ankerite* I. Miestami sa ankerit I s chalkopyritom I vzájomne prerastá, alebo chalkopyrit I vypĺňa interstície v ankerite. Pozorovali sme, že chalkopyrit I cementuje čiastočne rozdrvený ankerit I a presekáva ho drobnými žilkami. V chalkopyrite I podobne ako v kremeni II nachádzajú sa klence ankeritu.

Pyrit I vypadáva z hydrotermálnych roztokov spolu s ankeritom I, v ktorom tvorí idiomorfné zrnká i celistvé masy, kocky i pentagonálne dodekaedre. Pyrit I koreduje s chalkopyritom I, famatinitom i tetraedritom I ako sieť drobných žiliek. Miestami chalkopyrit I a tetraedrit I cementujú pyrit I. Pyrit II vypadával z hydrotermálnych roztokov spolu s kremeňom II a chalkopyritom I; ide zväčša o drobné vtrúseniny, pôsobiace dojmom šmúh na vyleštenej ploche nábrusu. Vyskytujú sa zväčša v centrálnych častiach zŕn chalkopyritu I, ale aj na kontakte chalkopyritu I s ankeritom I. Pyrit II i I je korodovaný chalkopyritom I a tetraedritom I. Pyrit II kryštalizoval o niečo skôr ako chalkopyrit I i tetraedrit I.

Postupnosť vyde'ovania sa minerálov je ukázaná nižšie:



Mikroskopicky boli určené dve generácie *tetraedritu;* tetraedrit I vypadával z hydrotermálnych roztokov spolu s prevládajúcimi sulfidmi, t. j. s chalkopyritom I, enargitom i famatinitom. Vo väčšine prípadov sa tetraedrit I koncentruje po okrajoch chalkopyritu I. Niekedy sa zistili drobné zrniečka tetraedritu I v ankerite I. Tetraedrit cementuje i presekáva v podobe žiliek pyrit I; často zastupuje po okrajoch chalkopyrit II.

		Primárne	Sekundárne
Rudné	hlavné	chalkopyrit pyrit tetraedrit	chalkozín limonit lepidokrokit a goetit kovelín malachit azurit
	vedľajšie	enargit famatinit hematit chalkozín	
Žilné		ankerit kremeň siderit kalcit	

Tetraedrit I, famatinit a enargit sa vzájomne prerastajú a líšia sa od seba len odtieňmi. Tetraedrit má zelenkastomodré odtiene, famatinit ružovočervenkastý a enargit ružovofialový odtieň; enargit i famatinit má slabý dvojodraz, pozorovateľný len s imerziou. Posledné sú silne anizotrópne. Anizotrópia je doprevádzaná farebným efektom. Tetraedrit II je viazaný na ankerit II, ktorý pod mikroskopom vytvára drobné žilky, presekávajúce všetky prv vykryštalizované minerály. Mikroskopicky i makroskopicky boli určené nasledovné štádiá mineralizácie: 1. kremenné (bezrudné); 2. ankerit-sideritové; 3. kremeň-sulfidické; 4. ankerit-sulfidické.

Lektoroval dr. J. Ilavský.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej prikrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia s ohľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Rukopis; archív GP, Žilina. — [2] Andrusov D., 1958: Geológia Československých Karpát. SAV, Bratislava. — [3] Andrusov D. — Maheľ M., 1948: O sádrovci pri Spišskej Novej Vsi. Rukopis; archív GP, Spišská Nová Ves. — [4] Biely A., 1958: Geologické pomery územia južne od Spišskej Novej Vsi. Geologické práce, Zprávy 13, Bratislava. — [5] Drnzík E., 1958: Zpráva o vyhodnotení rajónu Novoveskej Huty Cu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Drnzík E., 1959: Diskusný príspevok z celoštátnej konferencie o prieskume farebných kovov v Liberci (23—4. 11. 59). Rukopis; archív GP, Spišská Nová Ves. — [7] Drnzík E., 1960: Projekt šachty č. 3. Rukopis; JD—GP Sp. Nová Ves. — [8] Drnzík E. — Hudáček J., 1953: Niekoľko poznámok k členeniu permu a verfénu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [9] Gerejeva V. R. — Savelieva K. T., 1956: Rukovodstvo po opredeleniju uranovych mineralov. Gostechizdat, Moskva. — [10] Ilavský J., 1955: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; archív GP, Spiš. Nová Ves. — [11] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [12] Ilavský J., 1958: O vzťahoch niektorých hematitových ložísk k hydrotermálnemu sideritovému zrudneniu Spišsko-gemerského rudohoria. Geo-

logický sborník IX/1, Bratislava. — [13] Ilavský J., 1957: Niektoré problémy metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae N. 2, Bratislava. — [14] Ilavský J. — Čilík J., 1959: Náčrt metalogenézy západných Karpát. Geologické práce, Zošit 55, Bratislava. — [15] Kantor J., 1957: $A^{40}K^{40}$ metóda určovania absolútneho veku hornín, a jej aplikácia na betliarský gemeridný granit. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [16] Kantor J., 1959: Niekoľko poznámok k uranovému zrudneniu v perme severogemeridnej synklinály. Acta geol. et. geogr. UK, N. 2, Bratislava. — [7] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [18] Lazar J. 1960: Zpráva o archívnom výskume Cu Novoveská Huta. Rukopis; archív GP Spišská Nová Ves. — [19] Maheľ M., 1955: Zpráva o geologickom mapovaní Stratenskej hornatiny 1954—55. Rukopis; archív GP, Spiš. Nová Ves. — [20] Maheľ M., 1956: K stratigrafii Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [21] Pecho J., 1963: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále. Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava. — [22] Volinskij I. S., 1956: Opredelenije rudnych mineralov v otraženom svete. Gostechizdat, Moskva. — [23] Žukov F., 1963: Perspektívy vyhľadávania vzácnych kovov v efuzívno-sedimentárnych komplexoch permu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [24] Žukov F., 1963: Jedna z variant rozdělení svrchnepermských sedimentů Spišsko-gemerského rudohoří. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava.

EDUARD DRNZIK

ÜBER EIN BESONDERES ERZVORKOMMEN IM PERM DES NÖRDLICHEN TEILES DER GEMERIDEN

In der letzten Zeit wurden am nördlichen Rande des Slowakischen Erzgebirges ausser den bekannten Siderit- und Kupfererzgängen auch einige besondere Vererzungstypen gefunden, so z. B. Indikationen von Kupfererz im Sandstein, Quarzporphyre mit primärer Imprägnation von Chalkopyrit, sowie von U+Mo in effusiven sedimentären Schichten. Sämtliche angeführten Erzvorkommen hängen geologisch und räumlich mit effusiven sedimentären Schichten des Perms zusammen. Im vorliegenden Artikel wird die geotektonische Entwicklung dieses Gebietes, im Bezug auf die Vererzung, die Strukturklassifikation, sowie Ergebnisse des vorläufigen mineralogischen Studiums behandelt. Der Arbeit ist eine Situationskizze beigefügt.

Die Ergüsse des Quarzporphyres im primären Stadium des vulkanischen Perms und die damit zusammenhängenden Bewegungen haben spezifische Bedingungen zur Entstehung der effusiv-sedimentären Schichten und für die Methasomatose geschaffen. Die Quarzgänge jüngeren Alters durchbrechen sowohl das Liegende als auch das Hangende der effusiv-sedimentaren Schichten und ermöglichten dadurch U+Mo Vererzung. Vom engeren genetischen Zusammenhang der Quarzporphyrgänge zur Erzbildung zeugen die primären Imprägnationen des Chalkopyrit und der U+Mo-Minerale im Quarzporphyr. Nach der Permzeit entstanden tektonische Spalten, in denen sich Chalkopyrit und Ankerit ausgelöst hatte. Die Ausfüllung der Spalten erfolgte in folgender Sukzession der Vererzung: a) Quarzstadium, b) Ankerit-Sideritstadium, c) Quarz-Chalkopyritstadium, d) Ankerit-Chalkopyritstadium. Quarzporphyre und der U+Mo Erzkörper sind durch Quarz-Ankerit-Chalkopyritgänge durchbrochen, welche relativ jünger sind als U+Mo-Vorkommen. Die Vererzung der Cu-Sandsteine ist als Ergebnis der lokalen U-Vererzung, nach der später die sulfidische Vererzung aus den vorhandenen Quarz-Ankerit-Chalkopyritgängen folgte. Das absolute Alter des U-Erzvorkommens hat J. Kantor (1959) als Perm bestimmt. Das U+Mo Erzvorkommen ist in enger Verbindung mit der Fe+Cu-Erzbildung und ist dadurch bewiesen, dass in den Gemeriden bereits aus der Zeit vor dem alpinen Orogen hydrothermale Erzvorkommen bekannt sind.

JOZEF VOZÁR

METAMORFOVANÉ MEZOZOIKUM V ZÁPADNEJ ČASTI VEPORÍD

Epizonálnej metamorfóze mezozoických sedimentov v Západných Karpatoch sa v minulosti venovala (až na Föderata sériu) malá pozornosť. Autori sa zväčša zaoberali stratigrafiou a tektonickým zaradením epimetamorfovaných komplexov, iba sčasti sa venovali ich petrografii. Temer vôbec nesledovali podmienky a stupeň metamorfózy.

Alpínska metamorfóza sa zvlášť intenzívne prejavila na mezozoických sedimentoch v oblasti veporíd. V predloženej práci podávam výsledky štúdia metamorfovaného mezozoika ľubietovského a krakľovského pásma medzi Podbrezovou, Brusnom a Osrblím, ktoré študoval hlavne V. Zoubek (1930, 1931, 1935, 1956, 1957, 1961). Vo svojich prácach riešil hlavne stavbu a petrografiu sedimentárnych a vulkanických členov ľubietovského permu, litológiu a tektonické vzťahy obalového a subtatranského mezozoika. Stavbou priľahlého územia Z od Brusna sa zaoberal J. Jaroš (1960, 1962) a územím ľubietovského pásma V. Ďurovič (1961), J. Kamenický (1961) a J. Vozár (1962).

JZ časť vymedzeného územia buduje prevažne kyštalinikum ľubietovského pásma, kým SZ časť patrí mladšiemu paleozoiku, obalovému a subtatranskému mezozoiku. Ľubietovské kryštalinikum predstavuje mohutnú antiklinoriálnu klenbu SV—JZ smeru, prevrátenú k SZ. V oblasti Podbrezovej SV časť klenby klesá do axiálnej depresie a kryštalinikum sa ponára pod mezozoikum pohronského synklinória (Zoubek 1961). Obmedzenie ľubietovského pásma v protiľahlej časti územia je podmienené mladou tektonikou SZ—JV smeru pri Ľubietovej (Jaroš 1960). Od JV a V leží na kryštaliniku subautochtónne mezozoikum synklinály Troch Vôd, Osrblia a Chvatimechu, zaškrtené v tektonickej línii smeru SV—JZ medzi krakľovským a ľubietovským pásmom. V minulosti sa toto mezozoikum spolu so zavrásnenými šošovkami kremencov uprostred kryštalinika krakľovského

pásma považovalo za koreňové synklinály krížňaského príkrovu (Zoubek 1931). Dôkazom jeho subautochtónnej pozície je redukcia spodnotriasových kremencov pri severnom krídle synklinálnej štruktúry, jadro ktorej tvoria prevažne dolomity a dolomitické vápence stredného triasu. Na stavbe jadra synklinálnej štruktúry Chvatimechu sa podieľa aj súvrstvie keupra. Pri JV ohraničení štruktúry je vyvinutý mohutný pruh spodnotriasových kremencov, kým pri SZ okraji je tento člen úplne redukovaný, až na malé výskyty vyvalcovaných šošoviek pri Podbrezovej a južne v oblasti Ľubietovského Vepora (Vozár 1962).

Metamorfným charakterom mezozoikum pri Osrblí pripomína Föderata sériu (J. Kamenický 1961) a je intenzívnejšie premenené než jeho ekvivalent v SZ časti územia medzi Podbrezovou a Ľubietovou. Bazálnu časť triasových kremencov tvoria kremité fylity s drobnovráskovanou textúrou. Plošne došlo u týchto hornín k maximálnej koncentrácii sericitu, chloritu a mastenca (?). V pomerne silne metamorfovaných bazálnych partiách bola pozorovaná lineácia. Štruktúrne prvky v okrajových partiách priľahlej časti kryštalinika krakľovského pásma a v bazálnej časti súvrstvia triasových kremencov JV od Osrblia javia určitú zhodu (J. Kamenický 1961). Intenzita metamorfózy mezozoických sedimentov smerom od podložia k nadloží slabne. Maximálne sú postihnuté bazálne partie súvrstvia kremencov, metamorfované až na úroveň kremitých fylitov. Vyššie súvrstvie je postihnuté slabšou metamorfózou, ktorej produkty patria sericitickým epikvarcitom. Strednotriasové dolomity a dolomitické vápence v bezprostrednom nadloží kremencov sú iba lokálne premenené. Hlavne ich priamy tektonický styk s kryštalinikom ľubietovského pásma je lemovaný zónou rauwakov. Nesúvislé, tektonicky drvené partie boli pozorované i v ostatných častiach územia, budovaného stredným triasom.

V línii, pozdĺž ktorej bolo krakľovské pásmo sunuté k SZ, došlo k *zaškrteniu obalového mezozoika tejto časti veporíd.* Zachované mezozoikum má synklinálnu stavbu pri Troch Vodách, Osrblí a Chvatimechu, pričom synklinála pri Osrblí je *metamorfne najintenzívnejšie postihnutá.*

Pri SZ je kryštalinikum ľubietovského pásma nasunuté na perm, ktorý leží v jeho tektonickom podloží a líniu nasunutia lemuje výrazná zóna mylonitov (J. Kamenický 1961). Výsledkom tohto nasunutia je aj redukcia mohutného súvrstvia permských arkóz v oblasti Lopejského Čelna (Vozár 1962). Perm znamená povariskú kontinentálnu denudáciu, doprevádzanú sedimentáciou arkózovitého súvrstvia a porfýrovým vulkanizmom. Vyššiu časť permu buduje petrograficky pestré súvrstvie drôb, konglomerátov, brekcií a bridlíc. Sedimentácia tohto pestrého permského súvrstvia spadá do obdobia medzi saalskou a pfalcskou fázou; obe sú charakterizované skrytou diskordanciou. Ľubietovský perm je zvrásnený spolu s mezozoikom obalovej série, uprostred ktorej sa vynára v doline Bystrô J od Zámostia vo forme antiklinálnej štruktúry.

Mezozoikum obalovej série je vyvinuté po celej dĺžke permu medzi Podbrezovou

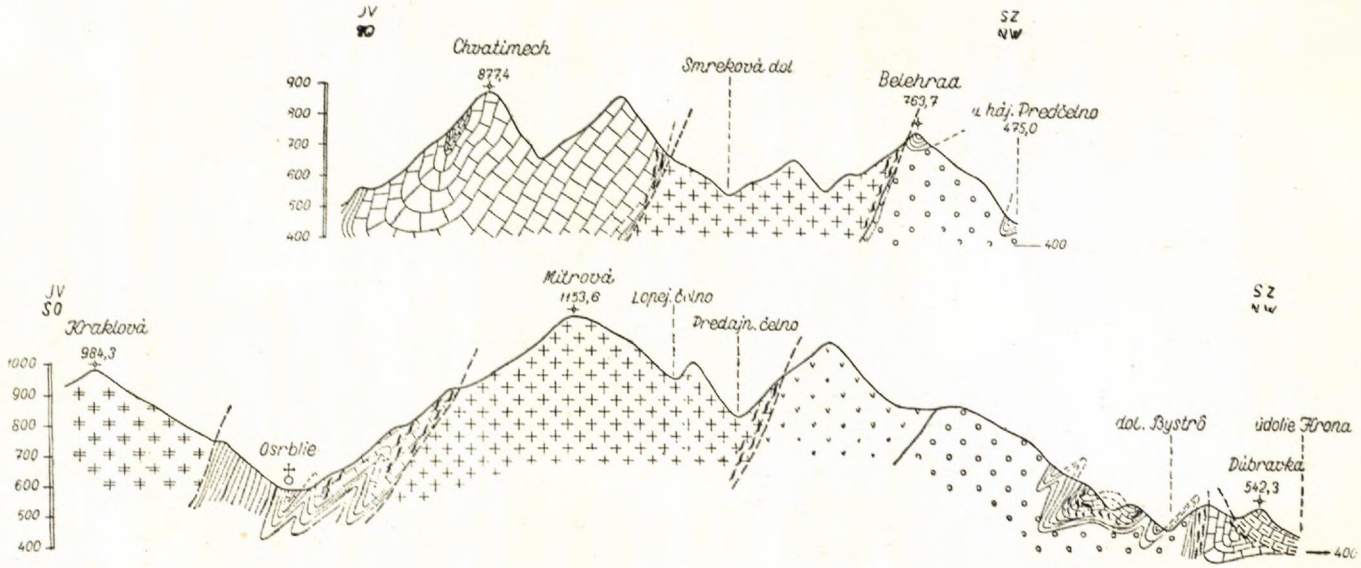
a Ľubietovou. Začína mohutnou transgresívnou sedimentáciou seiských kremencov plážového charakteru. Bazálna časť súvrstvia kremencov je konglomerátovej povahy. Tento typ budujú morfologicky výrazné bralá a je poznačený selektívnym vyvetrávaním. Smerom do nadložia sa klastiká zjemňujú až na strednozrnné kremence; sú lavicovité (lavice 40—80 cm), krížovo zvrstvené v celom pruhu kremencov. Uhol krížového zvrstvenia sa pohybuje od 15°—60°. Analýza meraní krížového zvrstvenia poukazuje na *prínos materiálu z juhu, t. j. z oblasti dnešného veporského antiklinória.* Južne od Lopeja pri ústí doliny Predajnianské Čelno boli na kremencoch pozorované zjavy pripomínajúce morské čeriny. Farba kremencov je žltkavá až popolovobiela, miestami ružovkastá. V najbazálnejšej časti kremencov konglomerátového charakteru boli pozorované útržky z permského bridličnatého súvrstvia (veľkosti 5—15 cm). Kremenné valúny v bazálnej časti súvrstvia sú až 6 × 3 × 2 cm veľké. Valúny sú zväčša orientované do smeru bridličnatosti, ktorá lokálne prekrýva pôvodnú vrstevnatosť. Pri rovnakej orientácii plôch vrstevnatosti a bridličnatosti došlo k ich sprehýbaniu, najmä v SV časti územia (v zárezе štátnej cesty pri Podbrezovej). V profiloch odkryvov pozorovať striedavo pasáže silnejšie a slabšie metamorfované i nemetamorfované polohy kremencov. Partie postihnuté intenzívnejšou metamorfózou sú relatívne jemnejšieho zrna, bridličnaté, povahy epikvarcitov. Charakter vnútornej stavby kremencov je priamo úmerný intenzite ich metamorfózy. Štruktúra prevažnej časti kremencov je rovnomerne zrnitá, blastopsamitická, zúbkovitá, resp. dlaždicovitá. V bazálnej časti súvrstvia kremencov prevláda konglomerátová štruktúra. Zrná kremeňa sú prevažne ostrohranné, izometrické. Lokálne sú zachované relikty valúnov (V o z á r 1962).

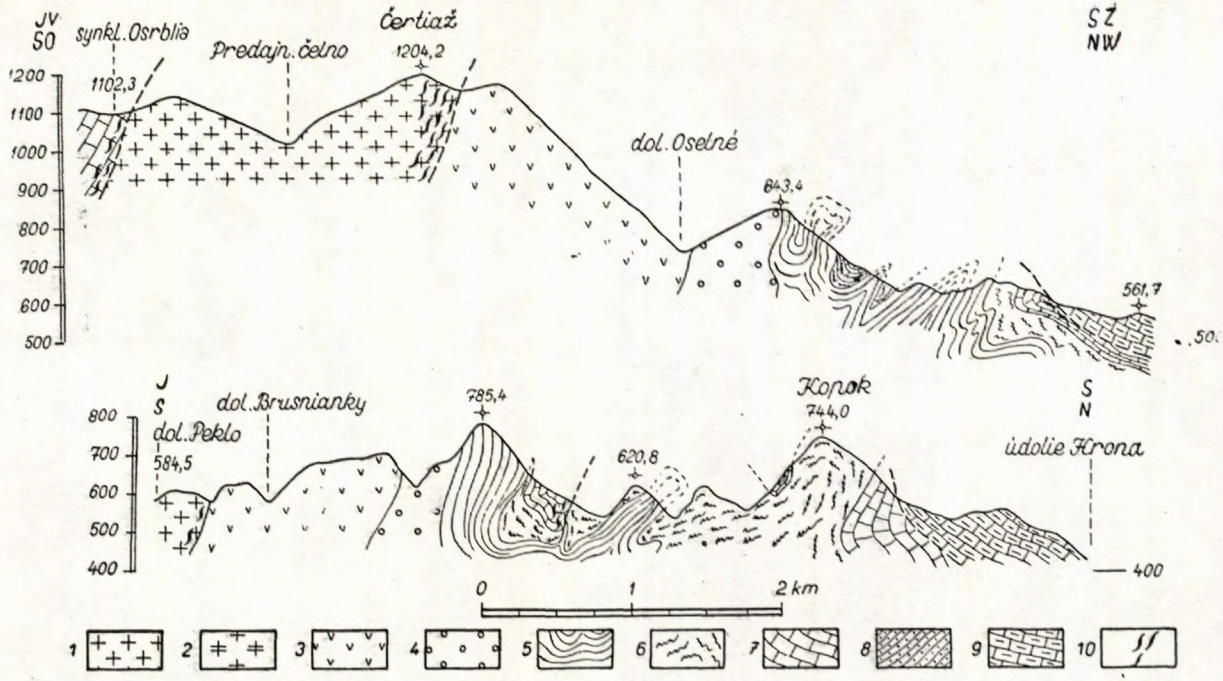
Metamorfne postihnuté partie kremencov sú charakterizované undulózne zhášajúcim kremeňom, rekryštalizáciou a mladšou kataklázou zŕn. Vo zvlášť namáhaných partiách bola pozorovaná intenzívna granulácia. Druhoradé postavenie zaujíma sericit, tvoriaci drobnolištové agregáty; vznikol rekryštalizáciou z ílovitej substancie, čoho dôkazom je jeho vystupovanie v intergranulárnych priestoroch. Šupinky sericitu často sledujú zúbkovité obmedzenie zŕn. Koncentrácie chloritu treba dať do súvisu s vyššie uvedenou rekryštalizáciou. Rekryštalizácia sa výrazne prejavuje reakčným lemom na styku zŕn s tmelom. Tmel kremencov je kremitosericitický a dokonale polarizuje. Miestami býva znečistený limonitovou prímesou a vtedy býva ružovohnedý. Z iných minerálov klastického pôvodu je zastúpený biotit a zirkón.

Konkordantne s bridličnatosťou sú vyvinuté prešmykové línie, doprevádzané zónou drvenia, mocnou max. 80 cm. Na týchto bol pozorovaný tektonický íl. Zóny drvenia sú obmedzené mierne zvlnenými plochami povahy „tektonického zrkadla", poznačenými silnou koncentráciou mastenca (?), chloritu a sericitu.

Popisované súvrstvie nie je jediným výskytom spodnotriasových kremencov medzi Podbrezovou a Ľubietovou. Na S sa zistil ešte jeden, miestami až dva

Geologické profily územím najzápadnejšej časti veporíd.





1. Kryštalinikum Iubietovského pásma vcelku, 2. kryštalinikum kraklovského pásma vcelku, *perm;* 3. arkozovité súvrstvie vcelku, vrátane kremitých porfýrov; 4. petrograficky pestré súvrstvie (droby, konglomeráty, brekcie, bridlice), *mezozoikum obalovej série;* 5. kremencové súvrstvie spodného triasu-seis; 6. pestré piesčité bridlice až bridličnaté pieskovce spodného triasu-kampil; 7. dolomity a dolomitické vápence stredného triasu; 8. pestré pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie vrchného triasu-keuper, *mezozoikum subtatranské;* 9. mezozoikum chočskej jednotky vcelku; 10. zóny tektonického drvenia (rauwaky, mylonity).

nesúvislé pruhy kremencov, ktoré Zoubek (1931) zaraďuje do spodného triasu krížňanského príkrovu. Petrografické štúdiá nepotvrdzujú názor Zoubka (1956) o rozdielnej petrografickej povahe bazálnych kremencov ľubietovských a „krížňanských"; severné výskyty spodnotriasových kremencov možno skôr považovať za *faciálne vyššie pokračovanie bazálnych ľubietovských kremencov* (Vozár 1962). Z hľadiska litofaciálneho a metamorfného bola v profiloch pozorovaná úplná zhoda vyššej časti bazálnych kremencov s kremencami „krížňanskými". Na základe toho *mezozoikum krížňanskej jednotky považujem za súčasť obalovej série ľubietovského pásma.* Stavbu obalovej série treba chápať ako zvrásnené južné rameno synklinály, ktorej jadro a severné rameno predstavuje podložie mezozoika chočskej jednotky v údolí Hrona.

Stratigraficky vyšším členom sú pestrofarebné piesčité bridlice až bridličnaté pieskovce kampilu v bezprostrednom nadloží spodnotriasových kremencov. Sú nestálej mocnosti a ich časté až nápadné vykliňovanie a nasadzovanie potvrdzuje predpokladané smerné dislokácie vo zvrásnenom južnom krídle synklinály. Pri totálnej redukcii kampilských bridlíc vystupujú v bezprostrednom styku bazálne kremence so strednotriasovými dolomitmi. Kampilské piesčité bridlice až bridličnaté pieskovce sú prevažne červenej farby a majú nerovnomerne zrnitú blastopsamitickú štruktúru. Sú tvorené mineralogicky pestrým materiálom klastického a metamorfného pôvodu (kremeň, sericit, muskovit, zirkón, pyrit, limonit). Toto bridličnaté súvrstvie je detailne silne zvrásnené. Smer *b*-osí u všetkých meraných štruktúr sa stotožňuje s generálnym smerom v tomto území (SV—JZ), s nepatrným sklonom k SV. Všetky výskyty kampilských šošoviek sú petrograficky podobné, čo tiež podporuje interpretáciu o priradení „krížňanského" mezozoika k obalovej sérii.

Jadro interpretovanej synklinály tvoria v študovanom území strednotriasové dolomity a dolomitické vápence, intenzívne metamorfované pozdĺž predpokladaných smerných línií, na ktorých bola pozorovaná častá redukcia spodnotriasových sedimentov. Stredný trias je zvlášť silne metamorfovaný v doline Bystrô, J od Dubovej, kde postihnutá hornina má už vzhľad fylitov. Tieto sú šedavé a červené, jemne bridličnaté, s koncentráciou sericitu na bridličnatých plochách. Detailné zvrásnenie má zhruba rovnaké hodnoty, ako spodnotriasové sedimenty. Ako najvyšší zachovaný člen obalovej série v novom poňatí prichádzajú najčastejšie do styku s nasunutým mezozoikom chočského príkrovu.

Z hľadiska regionálneho možno hovoriť o dvoch oblastiach, charakterizovaných rôznou intenzitou metamorfózy; v SZ a S časti územia medzi Podbrezovou a Ľubietovou, vystupuje obalová séria ľubietovského pásma. V zmysle nových poznatkov považujem „krížňanské" mezozoikum za súčasť obalovej série. Táto predstavuje intenzívne zvrásnenú synklinálnu štruktúru, ktorá sa severne ponára pod mezozoikum chočského príkrovu (Vozár 1962). Intenzita metamorfózy obalovej série stúpa SV smerom. V oblasti doliny Bystrô a pri Podbrezovej prejavuje sa meta-

morfóza výraznejšie ako v tých istých sedimentoch pri Brusne a Ľubietovej, t. j. v JZ časti územia. V priečnych rezoch série je možné pozorovať *variabilnú intenzitu metamorfných prejavov*, čo úzko súvisí so zvrásnením komplexu sedimentov. Intenzitou a charakterom metamorfózy obalová séria ľubietovského pásma pripomína sériu Veľkého Boku (A. Biely 1961). Relatívne silnejšie bolo metamorfované i synklinálne mezozoikum pri Osrblí, ktoré spolu so svojím ekvivalentom v SZ časti ľubietovského pásma je *súčasťou obalovej série* tejto časti veporíd.

V priebehu štúdia sme sledovali aj štruktúrne i metamorfné vzťahy kryštalinika voči jeho obalovej sérii. Veporidné kryštalinikum zohralo prvoradú úlohu v alpínskom orogéne a svojej obalovej sérii doslova vnútilo svoj tektonický charakter.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval pg. S. Vrána.

LITERATÚRA

[1] Biely A., 1961: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Referát na XII. sjazde Čsl. spol. pre miner. a geológiu, Bratislava. — [2] Ďurovič V., 1961: Geologicko-petrografické pomery medzi Povrazníkom a Lopejom. Diplom. práca; Geofond Bratislava. — [3] Jaroš J., 1950: Geologická stavba území záp. od Ľubietové. Acta Univ. Carolinae, Geologica No 2, Praha. — [4] Jaroš J., 1952: Geologická stavba území mezi Ľubietovou, Medzibrodem a Brusnem ve středním Slovensku (příspěvek k problému tekton. zařazení ľubiet. zóny) Acta Univ. Carolinae, Geol. No 3, Praha. — [5] Kamenický J. (in B. Cambel — J. Kamenický — E. Krist), 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považ. Inovca, Tribča a záp. časti Vepora. Sjazdový sprievodca pre XII. sjazd Čsl. spol. pre miner. a geológiu, Bratislava. — [6] Kossovskaja A. G. — Šutov V. D., 1963: Facii regionalnovo epigeneza i metageneza. Izvestija Akad. nauk SSSR, seria geologičeskaja No 7, Moskva. — [7] Vozár J., 1962: Geologicko-petrografické pomery územia na juhozápad od Podbrezovej. Dipl. práca; Geofond, Bratislava. — [8] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních, jižně Podbrezové. Věst. SGÚ VI, Praha. — [9] Zoubek V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna n/Hr. Věst. SGÚ VII, Praha. — [10] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věst. SGÚ XI, Praha. — [11] Zoubek V., 1957a: Zprávy o geologických výzkumech v pohoří Veporu, v okolí Brusna. Zprávy o geol. výzk. v roce 1956, Praha. — [12] Zoubek V., 1957b: Přehledná geol. mapa ČSR 1:200 000 a geol. varšavská konferencia, Věst. ÚÚG XXXII/4, Praha. — [13] Zoubek V. (in Máška — Matějka — Zoubek), 1961: Tektonický vývin Československa. ČSAV, Praha.

JOZEF VOZÁR

METAMORPHIERTES MESOZOIKUM IM WESTLICHEN TEILE DER VEPORIDEN

Der epizonalen Metamorphose der mesozoischen Sedimente in den Westkarpaten wurde in Vergangenheit nur wenig Aufmerksamkeit gewidmet. Die Geologen befassten sich meistens mit der Stratigraphie und der tektonischen Eingliederung der epimetamorphen Komplexe und widmeten sich nur teilweise ihrer Petrographie. Das alpine Orogen äusserte sich durch Metamorphose an den mesozoischen Sedimenten besonders im Gebiete der Veporiden.

Vom regionalen Standpunkte kann man über zwei Gebiete mit verschiedener Intensität der Metamorphose sprechen. Im nördlichen und nordwestlichen Teile des Gebietes, zwischen Podbrezová und Ľubietová tritt die Hüllenserie der Ľubietová-Zone auf. Im Sinne der neuen Erkenntnisse betrachtet der Verfasser das „Križná"-Mesozoikum als Bestandteil der Hüllenserie. Diese stellt eine intensiv gefaltete Synklinalstruktur vor, welche nördlich unter das Mesozoikum der Choč-Decke taucht.

Die Intensität der Metamorphose der Hüllenserie steigt in NO Richtung. Das Mesozoikum der Osrblie-Linie und sein Äquivalent im NW-Teile der Ľubietová-Zone bildet einen Bestandteil der Hüllenserie dieses Teiles der Veporiden. Im Laufe der Untersuchung wurden die strukturellen und metamorphen Beziehungen des Krystallins zu seiner Hüllenserie beobachtet. Das veporide Krystallin spielte die primäre Aufgabe im alpinen Orogen und beeinflusste den tektonischen Charakter seiner Hüllenserie.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

JOSEF JAROŠ

TEKTONICKÝ CHARAKTER KRIŽŇANSKÉ JEDNOTKY V OKOLÍ BANSKÉ BYSTRICE

V profilové linii vedené od minerálních pramenů S od Čerína přes Banskou Bystrici k Harmanecké papierni vystupuje mesozoikum križňanské série ve třech dílčích jednotkách druhého řádu, od J k S přes sebe nasunutých. Jeho stratigrafickým podložím je krystalinikum a verrukáno západní části starohorského okna na S a ľubietovské zóny na J. První je v okolí Blážů a Bul (na povrchu) nasunuto na krystalinikum (bez verrukána) nízkotatranského jádra a jeho obalovou sérii, zastoupenou pouze werfenskými bazálními křemenci s podřadnými polohami písčitých jílovců. Obalová série je však dále na S úplněji vyvinuta v okolí Donoval a na S svazích Nízkých Tater — série Červené Magury (Kcutek 1931, 1937, 1961; Záruba — Andrusov 1937 aj.). Nasunutí u Blážů bylo orientačními tůrami v r. 1963 potvrzeno a lze je v jihozápadní části starohorského okna předpokládat v hloubce.

Na verrukánu západní části starohorského okna spočívá při jeho JZ závěru souvrství werfenských křemenců a písčitých jílovců, vystupujících na povrchu v oblasti riečské příčné elevace. Leží na svém podloží autochtonně až téměř autochtonně, bylo však zónou intensivních diferenciálních tektonických pohybů, při nichž došlo především k odloučení a samostatným deformacím vyššího, převážně karbonátového mesozoika (anis-neokom) križňanské série. Obdobnou situaci můžeme pozorovat i při severním okraji ľubietovské zóny.

Vyšší mesozoikum križňanské série má vcelku šupinovitou stavbu. Jednotlivé její dílčí tektonické jednotky se vzájemně liší též litologickým vývojem v kritickém souvrství keuper-lias. Na šupinovité stavbě vyššího mesozoika križňanské série spočívá se zřetelnou násuvnou plochou mesozoikum chočské série, ve zmíněné linii postupně na všech třech dílčích tektonických jednotkách križňanské série. Příkrovová stavba mesozoika a jeho podloží je dále komplikována terciérní radiální tektonikou.

Krystalinikum západní části starohorského okna vystupuje u Harmanecké papierny z podloží verrukána v menší popaleogenní hrásti, omezené a rozčleněné poklesovými dislokacemi SSV—JJZ směru. Je representováno parasérií svorů, svorových rul a dvojslídných rul s podřadnými vložkami kvarcitů a krystalických vápenců. Série vznikla metamorfózou jílovito-písčitého souvrství s vložkami křemenců až drobnozrnných křemenných slepenců (porfyroklasty křemene mají až 1 cm průměru) a vápenců. Byla do různého stupně injikována ortorulovým materiálem, patrně za současného vzniku živcových porfyroblastů, takže horniny mají charakter *páskovaných a okatých migmatitů*, při alpinských tektonických pohybech dodatečně místy silněji diaftorisovaných. Tektonická stavba krystalinika v malé hrásti u Harmanecké papierny je vcelku monoklinální při převládajícím směru vrstevní břidličnatosti SV—JZ a jejím většinou prudkém úklonu k SZ. Krystalinikum ľubietovské zóny nevystupuje v S okolí Čerína na povrch, zjistil ho východněji odtud L o s e r t (1962, 1963) v širším okolí Ponik.

Verrukáno západní části starohorského okna je vlastním stratigrafickým podložím mesozoika križňanské jednotky; u Harmanecké papierny spočívá jeho komplex na krystaliniku se zřetelnou angulární diskordancí. Začíná slepenci na bázi. Diskordance je výrazem předsvrchnopermských tektonometamorfních pochodů, jež zformovaly krystalinikum, i tektonických pohybů sálských, které silně morfologicky rozčlenily variské pohoří a vymezili sedimentační prostory variské molasy v intermontanních depresích. Kontinentální sedimenty verrukána, nořící se pod mesozoické série při JZ zářezu starohorského okna J od Harmanecké papierny a Uľanky, se znovu objevují v podloží bazálních kvarcitů werfenu v údolí „Pod Košiarom" (u velkého lomu) a dále na J v okolí Skubínskeho mlýna.

Litostratigrafie verrukána JZ závěru starohorského okna je komplikována celkovým monotonním vývojem souvrství a rychlými faciálními přechody ve vertikálním i horizontálním směru (zbarvení sedimentů a velikost klastického materiálu silně kolísá). Spodní stratigrafická hranice verrukána je zřetelná (transgrese na krystalinikum u Harmanecké papierny), svrchní je n těžko sledovatelná, protože nadložní werfenské souvrství je na verrukánu uloženo s angulární diskordancí.

Zdá se však, že verrukáno JZ závěru starohorského okna má litostratigrafický vývoj sedimentů obdobný jako v jiných částech okna (K o u t e k 1931, 1937, 1951) a v oblasti ľubietovské zóny (Z o u b e k 1957 aj.); ve spodní části převládají zelenošedé brekcie, slepence a arkózy a ve svrchní části hnědavé, červenavě až fialově hnědé pískovce a písčité jílovce, většinou slídnaté. Toto rozdělení však platí pro studovanou oblast jen jako hrubé schema.

V brekciích a slepencích se kromě křemene a živců vyskytují úlomky a valouny různých hornin krystalinika (injikované parasérie a granitoidů). Odnosovou oblastí v době sedimentace verrukána bylo asi krystalinikum nízkotatranského jádra, které také nemá vyvinut sedimentární obal verrukána.

Angulární diskordance mezi verrukánem a werfenem je odrazem falckých tektonických pohybů. Sedimenty verrukána však byly, podobně jako podložní krystalinikum, deformovány též společně s mesozoikem v době vzniku příkrovové stavby a při tom slabě dynamicky metamorfovány. Podle průběhu vrstevní břidličnatosti

lze soudit, že sedimenty verrukána mají vrásovou a šupinovitou stavbu, zhruba V—Z směru, v níž však není snadné rozpoznat prvky starší falcké a mladší alpinské tektoniky. Také verrukáno v obalu krystalinika ľubietovské zóny nevychází v severním okolí Čerína na povrch. Východně odtud má však obdobný litologický vývoj sedimentů jako v západní části starohorského okna a je obohaceno o porfyroidovou sérii (viz Zoubek 1957; Jaroš 1960, 1962; Losert 1962, 1963). V podloží (od krystalinika) i v nadloží (od werfenu) je rovněž odděleno plochami úhlových diskordancí.

Werfenské sedimenty vystupují pouze při okrajích pohronské deprese, lemujíce verrukáno západní části starohorského okna a ľubietovské zóny v okolí Harmanecké papierny a Uľanky; pak vybíhá širokým pruhem k jihu do údolí „Pod Košiarom", přes hřeben do kotliny v okolí Riečky a odtud až do údolí Kordického potoka a Tajovky (v úseku mezi Z okolím Tajova a Laskomerským), a to jednak depresí mezi kopci Ždiary a Sokolie, jednak údolím Riečky až ke Skubínskému mlýnu.

Tento zhruba S—J pruh werfenu je odkryt v jádře příčné elevace S—J směru s osou zhruba v linii Košiar—Riečka—Tajov. Střídají se zde polohy šedavých, narůžovělých až světle červenohnědých, středně až hrubě zrnitých pískovců a křemenců, často arkózových a polohy převážně tmavě červenohnědých písčitých jílovců, prachovců a jemnozrnných jílovitých pískovců. Ve vyšší části souvrství se objevují polohy jílovitých hornin pestřejí zbarvených a mírně vápnitých (JZ od Riečky v úvozové cestě). Vcelku však je werfen celý vyvinut v seisské facii.

V kotlině u Riečky, kde je werfenské souvrství nejmocnější (500—800 m), se polohy křemenců a pelitů střídají až desekrát nad sebou. K S se mocnost werfenu zmenšuje, v údolí „Pod Košiarom" přibližně na 200 m, v údolí „Cenovo" pod 100 m, J od Uľanky pod 50 m a na S svazích Košiaru je místy úplně redukován. Také na J od Riečky se mocnost zmenšuje až na asi 100 m do okolí Skubínského mlýna.

Tyto nápadné změny mocnosti jsou druhotné a vznikly tektonicky. Werfenské souvrství bylo kluzným souvrstvím mezi rigidnějšími plástvemi spodního komplexu krystalinika a verrukána a svrchního komplexu převážně karbonátových hornin vyššího mesozoika (anis-neokom) krížňanské jednotky. Kluzné pohyby se rozkládaly do pelitických poloh werfenu nerovnoměrně v jednotlivých jeho stratigrafických polohách. Výsledkem těchto kluzných pohybů je nejen lokální odlučování werfenských sedimentů od podložního komplexu verrukána, patrně jen menšího rozsahu, ale především „odlupování" nadložních karbonátových mesozoických sérií od podložního werfenu, zvýrazněné ostrou tektonicky diskordantní plochou v podloží karbonátového komplexu. Následkem kluzných pohybů je také tektonické vytažení souvrství (vedoucí ke zmenšování celkové mocnosti) a patrně též zešupinatění (vedoucí k zvětšování celkové mocnosti). Plochy zešupinatění však nebyly přímo vymapovány a lze je vést jenom hypoteticky uvnitř pelitických souvrství téměř konformně s celkovým uložením werfenu.

Skutečné (tektonické) změny mocnosti je však nutno odlišit od změn zdánlivých, vyvolaných tektonickým stykem karbonátového komplexu a podložního werfenu; na mnoha místech v údolí „Pod Košiarom" v kotlině Riečky můžeme pozorovat „zabíhání" střídajících se pruhů werfenských křemenců a pelitů pod bazi karbonátového komplexu, tvořenou nejčastěji dolimitovými tektonity, čímž se mocnost werfenského souvrství zdánlivě zmenšuje a zvětšuje. (Totéž platí i pro podložní verrukáno, na němž werfen spočívá rovněž s úhlovou diskordancí.)

Také uvnitř werfenu v obalu ľubietovské zóny došlo k diferenciálním pohybům v pelitických souvrstvích, zvláště mezi werfenem a karbonátovým komplexem, zastoupeným na bazi nebo i ve větších mocnostech silně drcenými tektonity, sledovatelnými až k Brusnu (J a r o š 1962).

Z uvedeného vyplývá, že uvnitř križňanské tektonické jednotky nastalo při vzniku příkrovové stavby mesozoika a jeho podloží rozdělení jednotky na dvě části: na *spodní komplex* krystalinika, verrukána a bazálních klastik werfenu a na *svrchní komplex* vyššího mesozoika v převážně karbonátovém vývoji (anis-neokom), oddělený diferenciálními („odlučnými") tektonickými pohyby v pelitických polohách, hlavně nejvyšší části werfenu. Obě jednotky vykonávaly samostatné pohyby a odlišně se deformovaly. Spodní komplex se choval jako paraautochton, byl zešupinatěn a místy i izoklinálně zvrásněn (především v ľubietovské zóně; L o s e r t 1963). Svrchní komplex má strukturní vývoj charakteristický pro stavbu příkrovů (vznik dílčích vrásových a kerných příkrovů, digitací, tektonická redukce mechanicky méně odolných členů ap.). Přitom můžeme pozorovat také odlišný tektonický styl samotného werfenského souvrství, vyvolaný „kluznými" pohyby v intenzivně tektonicky postižených partiích. Pro werfen je charakteristické většinou monoklinální uložení, zešupinatění a intensivní redukce mocnosti vrstev.

V ľubietovské zóně směrem k V pravděpodobně přibývá jihovergentních (zpětných) struktur, vzniklých patrně později a postihujících jak spodní, tak svrchní komplex (viz výše). K těmto strukturám může patřit též snad jihovergentní vrásový přesmyk werfenu a jeho podloží v jižním okolí Ponik (L o s e r t 1962, 1963).

Vyšší mesozoikum križňanského vývoje (anis-neokom). Vyšší mesozoikum, odloučené diferenciálními pohyby od svého stratigrafického podloží, vytváří v rámci križňanské jednotky v okolí Banské Bystrice *tři dílčí tektonické jednotky: Severní dílčí jednotka* lemuje JZ závěr starohorského okna, střední dílčí jednotka vyplňuje depresi mezi starohorským oknem a ľubietovskou zónou; *jižní dílčí jednotka* lemuje S okraj ľubietovské zóny nořící se k JZ, pod terciérní sedimenty a pyroklastika. Jednotlivé dílčí jednotky križňanské série mají odlišný litofaciální vývoj zvláště v kritickém souvrství keuper-lias incl., vznikajícího v období oživených tektonických pohybů (starokimmerských s. l.) zhruba na rozhraní triasu a jury.

Jižní — svrchní — dílčí jednotka vystupuje v JV okolí Banské Bystrice. Střední dílčí jednotka zasahuje k J na Urpín, do J okolí Šalkové a S okolí Prostredné

Môlče. V linii zhruba J okraj Králové—Prostredná Môlča je na střední dílčí jednotku nasunuta vyšší dílčí jednotka. Linie násunu se často ponořuje pod nasunuté masy spodní a svrchní dílčí jednotky chočského příkrovu.

Tyto tři dílčí jednotky vyššího mesozoika (od anisu výše) krížňanského vývoje jsou od J k S přes sebe přesunuté a mají odchylný litofaciální vývoj především v časovém úseku norik-lias (incl.), t. j. v období nejvýraznější členitosti sedimentačního prostoru série. Rozdíly v litofaciálním vývoji anis-karn se omezují pouze na mocnost karbonátového komplexu (jež může být ovlivněna druhotně tektonickou redukcí), kvantitativní zastoupení vápenců a dolomitů (zjev diagenetický, jehož závislost na hloubce sedimentačního prostoru není zatím dostatečně vyjasněna) a na přítomnosti lunzských vrstev (jež bývají velmi často tektonicky redukovány). Také rozdíly ve vývoji dogger-neokomu se omezují převážně jen na zachované mocnosti souvrství. Snad jen v malmu můžeme pozorovat křemitější vývoj ve střední dílčí jednotce. V případě příslušnosti organodetritických vápenců u Kostiviarské ke střední křídě (? apt) by pak ve střední dílčí jednotce pokračovala sedimentace déle než v dílčích jednotkách okrajních.

Po detailním výzkumu biostratigrafického rozsahu jednotlivých litofacií mesozoika krížňanského vývoje bude možno zpřesnit a poopravit obraz vývoje sedimentačního prostoru, který lze načrtnout zatím alespoň v hrubých rysech. Přiložená litofaciální tabulka dílčích jednotek krížňanského mesozoika pro úsek norik-lias platí tedy pouze pro JV a SZ okolí Banské Bystrice a je schematická. Proto také závěry o situování a vývoji sedimentačního prostoru mesozoika krížňanské série je nutno považovat za předběžné.

Sedimentační prostor krížňanské série banskobystrického okolí se pravděpodobně nacházel v oblasti mezi elevačními pásmy veporidními *(zóny Kraklovská až Kohúta) na J a nízkotatranským na S.* (V době sedimentace byl prostor samozřejmě daleko širší, rozkládal se dále k jihu, protože zbližení obou elevačních pásem je mladšího data.) Zdají se tomu nasvědčovat dvě skutečnosti: a) *autochtonní nebo téměř autochtonní uložení* bazálních členů mesozoika krížňanského vývoje (werfenských křemenců) na verrukánu a krystaliniku západní části starohorského okna na S a ľubietovské zóny na J (citováno výše);

b) *zonální vývoj* mesozoika především v období starokimmerských tektonických pohybů s. l. (tj. v časovém rozmezí norik-lias incl.). Severní a zvláště jižní dílčí jednotka vznikaly v mělčí části sedimentačního prostoru přilehlého k S a J elevacím, střední dílčí jednotka vznikala v hlubší centrální části prostoru (viz výše).

Existují však i jiné možné výklady:

1. Protože krížňanské mesozoikum spočívá na komplexu verrukána a krystalinika svými bazálními členy autochtonně, mohlo být od J i se svým podložím tektonicky transportováno do okolí Banské Bystrice. Pak by hlavní násuvná plocha ležela pod krystalinikem ľubietovské zóny západní části starohorského okna. Protože se krystalinikum ľubietovské zóny jeví jako organická součást krystalinických sérií veporského pásma a nízkotatranského jádra, nepokládám toto řešení za pravděpodobné. Násuvnou plochu v podloží krystalinika západní části starohorského okna lze

interpretovat jako počínající příkrovové nasunutí križňanské série směrem k S na rozhraní deprese sedimentačního prostoru križňanských sérií a severní elevace nízkotatranské a lubochňanské.

Dále k severu pak „putovalo" již jen vyšší mesozoikum (anisneokom) križňanské série, spočívající např. ve Velké Fatře na obalové sérii lubochňanského masivu (Bystrický 1956) a na S svazích Nízkých Tater na obalových sériích čelních digitací nízkotatranského jádra (Koutek, 1930).

2. Protože existuje násuvná plocha mezi werfenem lubietovské zóny a záp. části starohorského okna a vyš. mesozoikem, bylo by možno interpretovat tuto plochu jako příkrovové nasunutí vyššího mesozoika (anis-neokom) križňanského vývoje od J přes veporskou elevaci, [jež má podle Bieleho (1961) vlastní obalové série odlišné od križňanského vývoje a nemohla být tedy sedimentačním prostorem subtatranských sérií] do okolí Banské Bystrice. Proti tomuto řešení svědčí skutečnost, že nebyly nikde mezi werfenem, jež by byl spodní částí obalové série lubietovské zóny a západní části starohorského okna, nalezeny stratigrafické členy vyššího mesozoika obalového vývoje. Zdá se nejpravděpodobnější interpretovat tuto násuvnou plochu jako zónu diferenciálních pohybů na rozhraní dvou komplexů různých mechanických vlastností a tedy různé vrásnitelnosti a „proklouzáváním" uvnitř werfenského souvrství v pásmech pelitických hornin, což je ostatně známý zjev i v jiných oblastech západních Karpat.

Směrem dále k S přechází zřejmě zóna diferenciálních pohybů do násuvné plochy križňanského vyššího mesozoika (anis-neokom) na obalové série elevačního pásma (nedostatek spodního triasu odpovídá Heimovu zákonu).

Naproti tomu jsou dále na severu mezi werfenem obalových sérií elevačních oblastí a križňanským vyšším mesozoikem (anis-neokom) zachovány vyšší členy mesozoika obalových sérií (Matějka 1927; Andrusov—Matějka 1931; Koutek 1930; Bystrický 1955) v obalu lubochňanského masivu a na S svazích V části Nízkých Tater u Donoval, Sliačan, v sérii Červené Magury aj. Samozřejmě, že komplikace s umístěním sedimentačního prostoru vyššího mesozoika na jih od veporského elevačního pásma není o sobě důkazem proti tomuto řešení.

Bude nutné uvažovat i o možnosti, zda v oblasti západní části starohorského okna, majícího charakter příčné deprese ve východním pokračování nízkotatranské elevace (nejen ve svrchním permu, ale patrně i během sedimentace mesozoika), nevybíhal sedimentační prostor križňanské série poněkud více k severu. V této souvislosti by bylo třeba blíže objasnit i povahu starohorsko-revúckého dislokačního pásma zřejmě starého založení, jež může mít velmi důležitou úlohu ve stavbě této části západních Karpat.

Na jihu sousedil sedimentační prostor mesozoika križňanské série patrně s elevačním pásmem veporským, v jehož obalové sérii kraklovské zóny (série Velkého Boku) se ve vrstevním sledu obdobném mělkovodnímu vývoji križňanské série objevuje v rétu hiát, zatímco v přilehlé križňanské sérii je toto období zastoupeno silně mělkovodními faciemi. Bude tedy nutné znovu přezkoumat vztah mezi križňanskými sériemi v Pohroní a sérií Velkého Boku. V križňanské jednotce přibývá v Pohroní směrem k V dynamometamorfních účinků (Jaroš 1962), čímž se přibližuje charakteru série Velkého Boku. Nejdůležitějším problémem ovšem bude sledování litofaciálního vývoje križňanské série v severnějších oblastech (S od starohorského okna) a porovnat její vývoj s vývojem dílčích jednotek v Pohroní.

Faciálním vývojem mesozoické série križňanské jednotky v okolí Banské Bystrice se zabýval M. Maheľ (1955, 1959a, 1959b, 1961a, 1961b aj.), který řešil vztahy tzv. zliechovské (hlubokovodnější) a západokarpatské (mělkovodnější) série v této

oblasti (podle tohoto dělení by odpovídal vývoj střední dílčí jednotky križňanské série u Banské Bystrice sérii zliechovské a vývoj spodní a svrchní dílčí jednotky sérii přechodního rázu, místy se velmi blížící sérii západokarpatské).

POROVNACÍ STRATIGRAFICKÁ TABULKA

		spodní	střední	svrchní
lias	svrchní	adnétské vápence	skvrnité slíny	adnétské vápence
	střední	organodetritické vápence	vápence	organodetritické vápence
	spodní		adnétské vápence	písčité vápence s rohovci
rét	svrchní	misty grestenské vrstvy (?) písčité vápence	organodetritické vápence a oolitické vápence	grestenské vrstvy
	spodní	tmavě šedé vápence organodetritické	tmavě šedé kalové vápence	tmavě šedé vápence organodetritické
		světle šedé vápence bez fauny		světle šedé vápence bez fauny, často písčité
		písčité vápence		
keuper		dolomitické jílovce s mocnými polohami dolomitů a křemence	dolomitické jílovce s podřadnými polohami dolomitů	dolomity s podřad. polohami dolomitických jílovců

Příkrovová stavba križňanské tektonické jednotky v okolí Banské Bystrice

V oblasti sedimentačního prostoru mesozoika križňanského vývoje okolí Banské Bystrice (ať už byl sedimentační prostor situován kdekoliv) byla synsedimentární subsidence geosynklinálního dna přerušována tzv. *fázemi „vysokého dna"* (K o u t e k, 1930): ve spodním karnu (lunzský vývoj) jako odraz labinských tektonických pohybů a v noriku až liasu incl. (keuperský vývoj, mělkovodní vývoj rétu a liasu při okrajích pánve) jako odraz starokimmerských pohybů s. l. (jež by při detailnějším studiu bylo možno rozdělit v několik podfází). Alpinotypní tektonická stavba mesozoika a jeho podloží je výsledkem subhercynských (turonsko-koniackých; A n d r u s o v — B y s t r i c k ý 1959) tektonických pohybů. Stáří těchto pohybů není asi v celém areálu západních Centrálních Karpat stejné. Po dalších studiích bude možno rozlišit několik fází, z nichž se tyto pohyby skládaly.

Tak v okolí Banské Bystrice je možné, že sedimentace v okrajových partiích sedimentačního prostoru mesozoika krížňanského vývoje skončila již závěrem neokomu a v centrálních částech pokračovala až do spodní křídy (problém aptu v Kostiviarské). To by znamenalo, že již ve střední křídě nastoupily tektonické pohyby, které se vlnovitě šířily centrálními Karpaty generelně od J k S v několika impulsech (fázích) za sebou. Chočská série totiž v okolí Banské Bystrice spočívá zřetelnou násuvnou plochou na všech třech dílčích tektonických jednotkách krížňanské série. Nepřikláním se k názoru, že by větší dílčí násuny krížňanské série vyvolal nasunující se příkrov chočský. V možnostech nasunujícího se příkrovu bylo patrně jen strhávání menších ker tektonického podloží a jejich vlečení. Tento zjev můžeme např. pozorovat v okolí Horní Mičiny a Prostredné Môlče. Zdá se pravděpodobnější ten výklad, že deformace mesozoika a jeho podloží probíhaly *v několika deformačních aktech následujících časově po sobě* a mezi nimiž lze předběžně vyčlenit:

1. hlavní deformaci krížňanské série a jejího podloží, vznik příkrového charakteru krížňanské jednotky a jejich dílčích jednotek;
2. násun chočského příkrovu na v podstatě již hotovou stavbu krížňanské jednotky;
3. vznik zpětných vergencí krížňanské i chočské série a „diapirové stavby" — viz níže;
4. deformace do velkoamplitudních struktur, jimiž vznikly poměrně příkré úklony nasunových ploch ap. (tento proces může spadat částečně i do období staroterciérních tektonických pohybů).

Jasno do časových poměrů a vzájemného vztahu deformačních aktů může vnést jedině detailní strukturní analýsa velkých regionů.

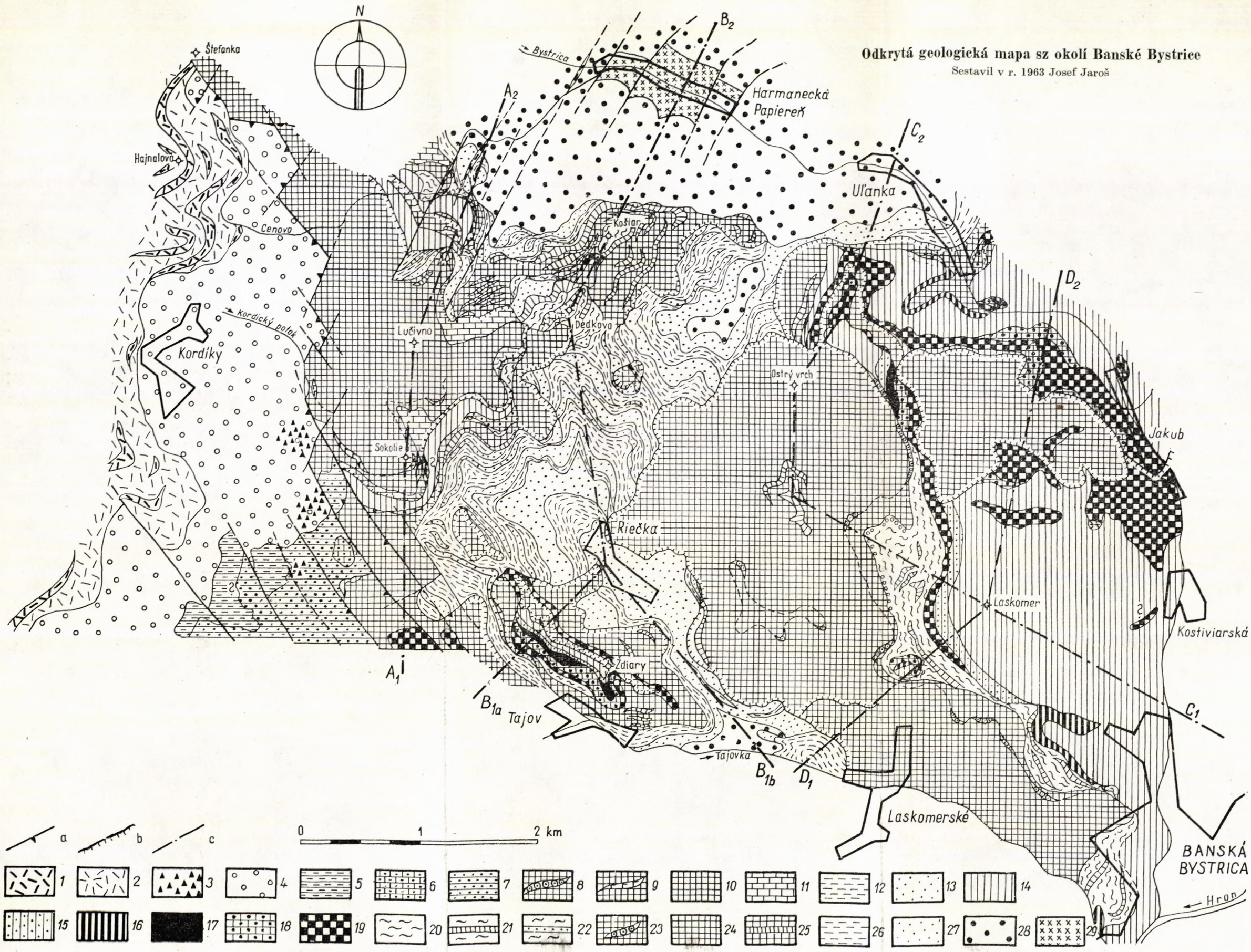
Při stlačení sedimentačního prostoru krížňanské série došlo k jeho značné šířkové redukci, k „odlučným" pohybům ve werfenském souvrství a tím k oddělení vyššího mesozoika od bazálních členů (werfenských křemenců), které zůstaly ve více méně autochtonní posici na podložním verrukánu a krystaliniku, a k deformacím „odloučeného" karbonátového mesozoika, tj. *ke vzniku tří dílčích kerných příkrovů od J k S přes sebe přesunutých.* Spodní jednotka je při jihozápadním závěru starohorského okna nejintensivněji tektonicky deformovaná, zatímco střední a vyšší jednotka spočívají na svém tektonickém podloží jako jednotné desky pouze s různě intensivní tektonickou redukcí mocnosti vrstev v jednotlivých stratigrafických úrovních.

Spodní dílčí jednotka je v údolích Cenovo a zvláště pak na SV svazích Kotelnice u Harmance zdvojena a má stavbu *dílčího vrásového přesmyku s lokálně zachovaným středním ramenem s obráceným vrstevním sledem* (Jaroš — Losert 1957). Obdobnou situaci lze pak východněji sledovat i jižně od Ulanky a SV od Jakuba, kde je však zešupinatění jednotky ještě intensivnější, nad sebou tam leží asi pět šupin (originální mapa L. Horáka a P. Čepka).

Pro tektonický styl spodní dílčí jednotky jsou charakteristické *intensivní tektonické redukce* mezi dolomitovým komplexem a souvrstvím neokomu, takže se např. čočky jednotlivých facií rétoliasu dostávají ze vzájomné vertikální pozice do laterální pozice vedle sebe. V západním okolí Jakuba se na šupinovité stavbě podstatně podílejí masivní vápence rétoliasu. V této oblasti je pro spodní tektonickou jednotku charakteristický *„diapirový" styl* tektonické stavby. Kry světle šedých masivních vápenců spodní části rétu prorážejí na způsob „diapir" vrstevnatější tmavě šedé organodetritické vápence vyšší části rétu (příp. i spodního liasu). Tyto zjevy jsou velmi dobře zřetelné ve velkých kamenolomech ve svahu Z od Jakuba. V jižním z obou lomů můžeme pozorovat tři „bradla" či „diapiry" masivních vápenců prorážející vápence vrstevnaté, a jsou tam odkryty dislokační brekcie a ohlazové plochy. V severnějším z obou lomů je názorně vidět dislokační plocha na styku „bradel" a „bradlového obalu", protože masivní vápence byly většinou

Odkrytá geologická mapa sz okolí Banské Bystrice

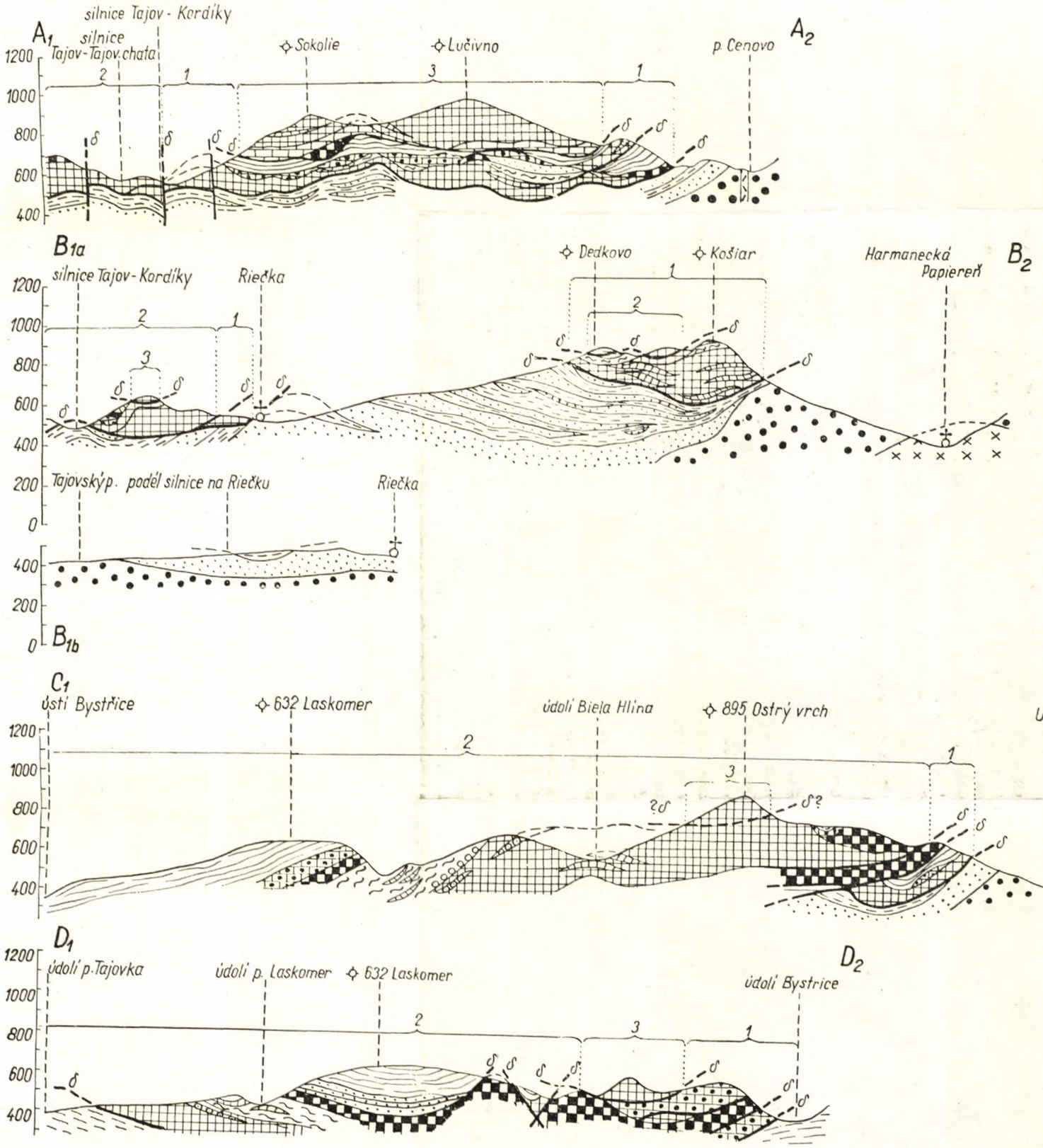
Sestavil v r. 1963 Josef Jaroš



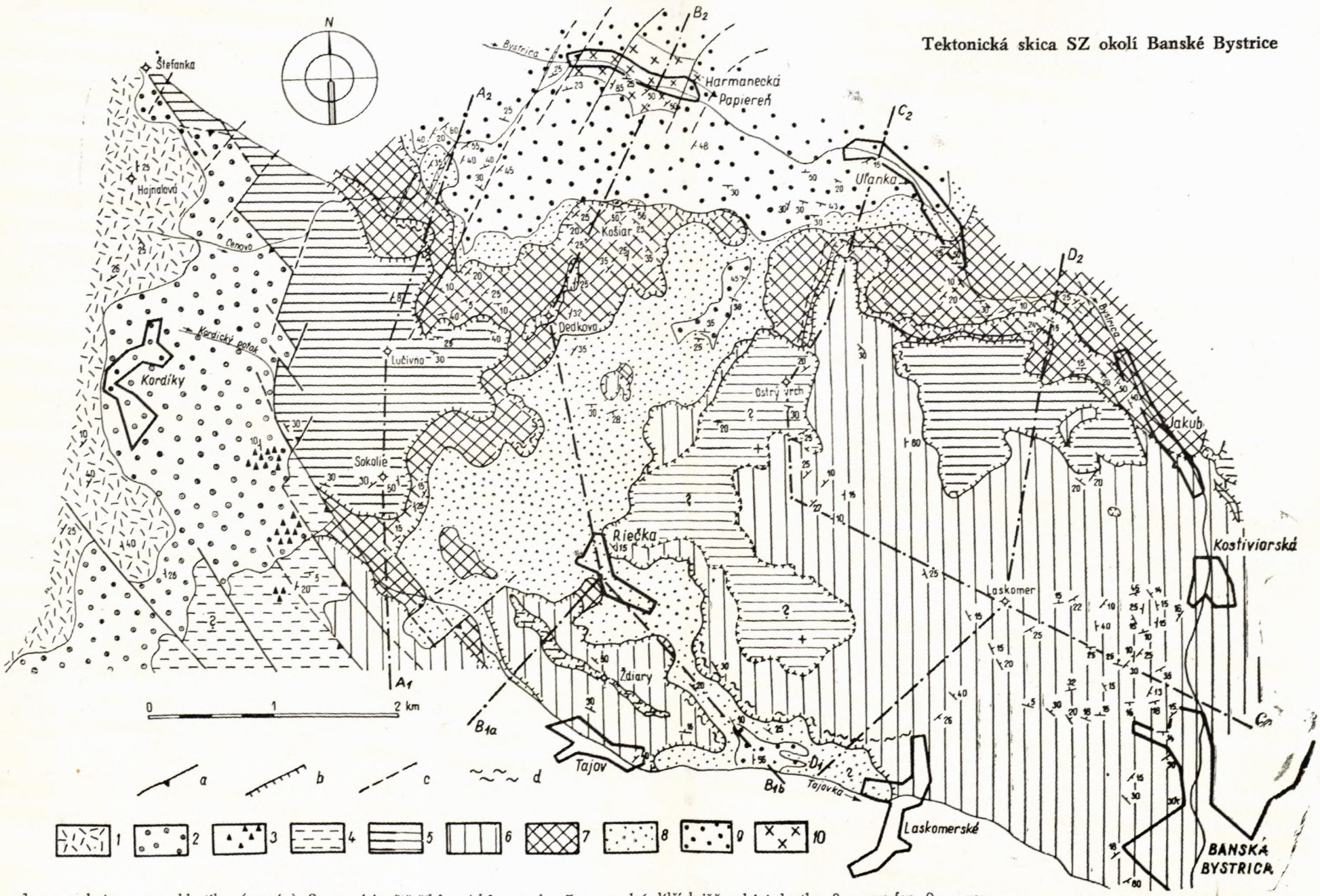
Vysvětlivky: (1—4 neogén), 1 — andesity, 2 — andesitová pyroklastika, 3 — blokové štěrky tzv. kordické formace, 4 — série štěrčíků, písků a jílů, (5—7 paleogén), 5 — jílovité břidlice, 6 — nummulitové vápence, 7 — vápnité pískovce, (8—13 mesozoikum chočské série), 8 — lunzské vrstvy, 9 — reiflingské vápence, 10 — dolomity, 11 — guttensteinské vápence, 12 — werfenské břidlice, 13 — werfenské křemence, (14—27 mesozoikum križňanské série), 14 — neokomské vápence, 15 — calpionellové vápence titón-berriasu, 16 — mahlmské vápence, 17 — doggerské vápence, 18 — liasové vápence, 19 — rétske vápence, 20 — keuperské dolomitové jílovce, 21 — keuperské dolomity, 22 — keuperské křemence a slepence, 23 — lunzské vrstvy, 24 — dolomity, 25 — vápence guttensteinského typu, 26 — werfenské břidlice, 27 — werfenské křemence, 28 — verrukáno, 29 — krystalinikum starohorského okna; a — radiální dislokace, b — násuvné plochy, c — linie profilů.

Geologické profily SZ okolím Banské Bystrice

Vysvětlivky viz geol. mapa



Tektonická skica SZ okolí Banské Bystrice



1 — anderity a pyroklastika (neogén) 2 — série štěrčíků, písků a jílů (? neogén), 3 — balvanové štěrky tzv. kordické formace, 4 — paleogén, 5 — chočská jednotka, 6 — střední dílčí križňanská jednotka, 7 — spodní dílčí križňanská jednotka, 8 — werfen, 9 — verrukáno, 10 — krystalinikum starohorského okna; a — radiální dislokace, b — násuvné plochy, c — předpokládaný průběh zlomů.

vytěženy až ke styčné ploše s vápenci vrstevnatými. Na ohlazové ploše poruchového pásma lze pozorovat téměř vertikální rýhování.

Střední dílčí jednotka je uložena relativně klidně. Charakteristické pro ni jsou jednak mocné *tektonické brekcie* na styku dolomitového komplexu s werfenem, jednak *miniaturní brachysynklinální struktury*, v nichž je na dolomitovém podloží zachován sice v malých mocnostech, ale přesto poměrně úplný vrstevní sled od keuperu do neokomu. Jsou vyvinuty např. v SV od Laskomerského (Podlavic) (této struktury si všiml již D. Štúr, 1868). V od Ostrého vrchu (protažená), na J od Laskomerského, při J okraji Tajova (originální mapa Vl. Náprstka) a S od Tajova v J svahu kóty Ždiary. Jednou větší strukturou tohoto typu je i oblast Urpína. Mocný dolomitový komplex střední dílčí jednotky je v místech *příčné elevace* werfenu u Riečky zachován jen jako menší denudační zbytky spočívající zčásti na mesozoiku spodní jednotky, zčásti přímo na werfenu (problematické zařazení!). Na východních svazích riečské příčné elevace dolomitový komplex nadouruje a v údolí Laskomeru se uklání k východu (viz styčná plocha dolomitů s keuperským vývojem noriku). Přechází tak do *příčné deprese* v severním okolí Banské Bystrice, v níž jsou na povrchu značně rozšířeny neokomské vápence (východní svahy kóty Laskomer). Neokomské vápence a místy i nadložní, zřejmě chočské dolomity, jsou několikrát proráženy tmavě šedými rétskými vápenci střední dílčí jednotky. Na styku rétských vápenců můžeme pozorovat silné dynamické zastižení neokomských vápenců či dolomitů (brekcie). (Proto lze do určité míry podezřívat i kru organodetritických vápenců Z od Kostiviarské z tektonické pozice v neokomu, i když situace v odkryvu se tomu nezdá nasvědčovat.)

Svrchní dílčí jednotka je uložena celkově velmi ploše, i když v detailu je místy dosti provrásněna (totéž platí i pro střední jednotku, zvláště pro oblast neokomu Z od Kostiviarské). Jak stoupá výšková úroveň povrchu od Dolní k Horní Mičině, přecházíme generelně do mladších členů jednotky. V okolí Horní Mičiné je pak vyvinuta elevace, v jejímž jádře na povrchu vystupuje keuper, u Prostredné Môlče deprese, jejíž střed je vyplněn neokomem a malmské vápence severního křídla této deprese jsou pak přesunuty přes neokom střední dílčí jednotky. Série svrchní jednotky vystupuje v JV okolí Banské Bystrice na povrch pouze v morfologické depresi údolí mezi Dolní a Horní Mičinou a Prostrednou Môlčou a podél Hronu mezi Královou a Vlkanovou. Jinak je zakryta chočskými sériemi nebo terciérními horninami.

V oblasti SZ od Banské Bystrice (přiložená mapa, tektonická skica a profily) spočívá na spodní a střední dílčí jednotce krížňanské série chočský příkrov, k němuž lze bezpečně přiřadit pouze komplex kót Sokolie a Lučivnô a s největší pravděpodobností i dolomitové trosky na kótě Ždiary S od Tajova a dolomity západního okolí Jakuba. (Velmi problematická je přítomnost chočských dolomitů v masivu Ostrého vrchu, kde nebyla nalezena kritéria k jeho případnému vyčlenění.)

V oblasti Sokolie—Lučivnô má chočská série tento vývoj: na bazi na severních svazích Lučivna werfenské souvrství střídajících se červenohnědých i pestře zbarvených písčitých jílovců a jemnozrnných jílovitých pískovců, slídnatých a poloh narůžovělých a hnědavých jemnozrnných křemenců. Nadložní karbonátový komplex (anis až karn) je tvořen poměrně mocnými guttensteinskými vápenci (v nich D. Štúrova lokalita „Na bánočke" — auropigmentový důl — „muschelkalku" s nálezy bohaté fauny), ve svrchní části světlejšími, výše pak dolomity, v nichž lze rozlišit zhruba ladinský (chočský) a karnský (hlavní) dolomit pouze na základě průběhu drobných čoček netypických reiflingských vápenců (patrně svrchní ladin), protože lunzské vrstvy nebyly zjištěny. Ostatní výskyty chočské série se skládají pouze z dolomitů.

Shrnutí

Tektonická stavba krížňanské jednotky v okolí Banské Bystrice (v profilové linii minerální prameny S od Čerína—B. Bystrica—Harmanecká Papiereň) je velmi komplikovaná. Stratigraficky zahrnuje krystalinikum a verrukáno ľubietovské zóny a západní části starohorského okna a mesozoikum od werfenu do neokomu (lokálně až aptu?). Diferenciálními („odlučnými") pohyby hlavně ve svrchní části werfenu a v podloží vyššího karbonátového souvrství mesozoika je krížňanská tektonická jednotka rozdělena na dva komplexy: spodní komplex krystalinika, verrukána a bazálních křemenců werfenu a svrchní komplex karbonátového mesozoika (anis—neokom), přičemž každý komplex reagoval odlišně na tektonické pohyby. Spodní komplex zůstal na jihu zřejmě ve zcela autochtonní pozici, severně u Blážů a Bul (K o u t e k 1931) se však počíná „odlupovat" a nasunovat na nízkotatranské krystalinikum (bez verrukána) a jeho obalovou sérii. Svrchní komplex vytváří v okolí Banské Bystrice tři dílčí příkrovy od J k S přes sebe přesunuté. Vývoj dílčích jednotek v keuperu až liasu ukazuje, že v období starokimmerských tektonických pohybů byl sedimentační prostor krížňanské série rozčleněn na mělkovodní zónu na severu a jihu a na hlubokovodnější zónu v centru. Autochtonní uložení bazálního werfenu na podloží a zonálnost vývoje kritické části mesozoika vedou k představě, že sedimentační prostor mesozoika krížňanské série se rozkládal mezi veporskou elevací na jihu (B i e l y 1961) a nízkotatranskou elevací na severu. Při stlačení prostoru bylo krížňanské mesozoikum v nadloží werfenu vytlačováno k severu a nasunováno na obalové série nízkotatranského jádra (K o u t e k 1930) a ľubochňanského masivu (B y s t r i c k ý 1956).

Závěrem děkuji za podnětné připomínky k práci akademiku R. Kettnerovi a akademiku J. Koutkovi.

Lektoroval dr. J. B y s t r i c k ý.

LITERATURA

[1] A n d r u s o v D., 1958—1959: Geológia československých Karpát I—II, Bratislava. — [2] A n d r u s o v D. — B y s t r i c k ý J., 1959: Über die Bedeutung der subhercynischen Faltungsphase im Gebiete der West-Karpaten. Geol. sbor. 10 (2), Bratislava. — [3] B i e l y A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" vo Veporidoch. Geol. práce, Zprávy 21. — [4] B y s t r i c k ý J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry. Geol. práce, Zprávy 8. — [5] D o v o l i l M. — J a r o š J., 1957: Geologické poměry území mezi Riečkou, Podlavicemi a Svatým Jakubem SZ od Banské Bystrice. Geol. práce, Zprávy 11. — [6] J a r o š J., 1960: Geologická stavba území západně od Ľubietové. Acta Univ. Carolinae, Geologica 2. — [7] J a r o š J., 1962: Geologická stavba území mezi Ľubietovou, Medzibrodem a Brusnem. Acta Univ. Carolinae, Geologica 3. — [8] J a r o š J. — L o s e r t J., 1957: Geologické poměry území mezi Harmancem a Tajovem SZ od Banské Bystrice. Geol. práce, Zprávy 10. — [9] K e t t n e r R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízké Tatry (Niedere Tatra). Geologie 7. — [10] K o u t e k J.,

1930: Geologické studie na SZ Nízkých Tater. Sborník SGÚ 9. — [11] Koutek J., 1930: Originální defilé u ž. st. Špania Dolina. Rukopis; Geofond, Praha. — [12] Koutek J., 1931: La Fenêtre de Staré Hory. Knihovna SGÚ, 13. — [13] Koutek J., 1937: O tektonickém okně starohorském u Banské Bystrice. Sbor. štát. ban. múz. Dionýza Štúra v Banskej Štiavnici. — [14] Koutek J., 1961: O krystaliniku a verrukánu v okolí Starých Hor na JZ Nízkých Tater. Čas. spol. min. geol., 6. — [15] Losert J., 1962: Geologická stavba a rudní ložiska západní části Ľubietovského pásma a přilehlého subtatrika — Geol. práce, Zošit 62. — [16] Losert J., 1963: Geologie a Petrografie záp. časti Ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpravy ČSAV, řada mat. a přírod. věd 73, 12. — [17] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 3. — [18] Maheľ M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zošit 55. — [19] Maheľ M., 1959b: Nová jednotka v západných Karpatoch. Geol. práce, Zošit 51. — [20] Maheľ M., 1961a: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zprávy 21. — [21] Maheľ M., 1961b: Tentonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Zošit 60. — [22] Matějka A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník SGÚ, 7. — [23] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la Géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna SGÚ, 13. — [24] Mayer P., 1959: Geologické poměry území mezi Šalkovou, Čerínem a Hronsekem JV od Banské Bystrice. Dipl. práce PFKU, Praha. — [25] Náprstek V., 1963: Geologické poměry západně od Banské Bystrice. Kand. disertační práce PFKU, Praha. — [26] Prokop R., 1958: Geologický výzkum území jižně od Banské Bystrice. Diplomová práce PFKU, Praha. — [27] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 28 — [28] Záruba Q. — Andrusov D., 1937: Geologické poměry území projektované dráhy Banská Bystrica—Diviaky. Zprávy želez. inž. čs., 14. — [29] Zoubek Vl., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Brusna. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1956.

JOZEF JAROŠ

ÜBER DEN TEKTONISCHEN CHARAKTER DER KRÍŽNA-EINHEIT IN DER UMGEBUNG VON BANSKÁ BYSTRICA

Der tektonische Bau der Krížna-Einheit in der Umgebung von Banská Bystrica (an der Profillinie: Mineralquellen N von Čerín—Banská Bystrica—Harmanecká Papierňa; Mittelslowakei) ist sehr kompliziert. Stratigraphisch handelt es sich um Kristallin und Verrucano der Ľubietová-Zone und des westlichen Teiles des tektonischen Fensters von Staré Hory, wie auch um mesozoische Schichten (Werfen bis Neocom, örtlich vielleicht auch bis Apt). Durch differenzierte Bewegungen, besonders im höheren Werfen und im Liegenden der höheren mesozoischen Karbonat-Schichtfolge ist die Krížna-Einheit in zwei Komplexe geteilt worden: *der tiefere Komplex* des Kristallin, Verrucano und der basalen Werfener Quarzite, und der *obere mesozoische Komplex* (Anis — Neocom), wobei jeder von diesen Komplexen sich während der tektonischen Bewegungen anders verhielt. Der untere Komplex blieb in Süden anstehen (in der autochthonen Lage); nördlich von Bláže und Buly (J. Koutek 1931) fängt er an sich abzutrennen und auf das Kristallin der Niederen Tatra (ohne Verrucano) und auf seine Hüllenserie zu überschieben. Der obere Komplex bildet in der Umgebung von Banská Bystrica drei Teildecken, die von Süden nach Norden übereinander überschoben wurden. Die Entwicklung der Teildecken im Keuper bis Lias zeigt, dass während der altkimmerischen tektonischen Bewegungen der Sedimentationsraum der Krížna-Einheit in eine Seichtwasser-Zone in Norden und Süden

und eine mehr Tiefwasser-Zone im Zentrum geteilt wurde. Die in situ (anstehende) Lagerung der basalen Werfener Schichten auf ihrem Untergrund und die zonale Entwicklung im kritischen Teil des Mesozoikum deuten keinenfalls darauf, dass sich der mesozoische Sedimentationsraum der Krížna-Serie etwa zwischen der Vepor-Elevation in Süden (Biely 1961) und der niedertatrischen Elevation in Norden befinden könnte. Beim Zusammendrücken des Raumes wurde das Mesozoikum der Krížna-Einheit oberhalb des Werfen nach Norden verdrängt und auf die Hüllenserien des niedertatrischen Kernes (Koutek 1930) und des Massivs von Ľubochňa (J. Bystrický 1956) überschoben.

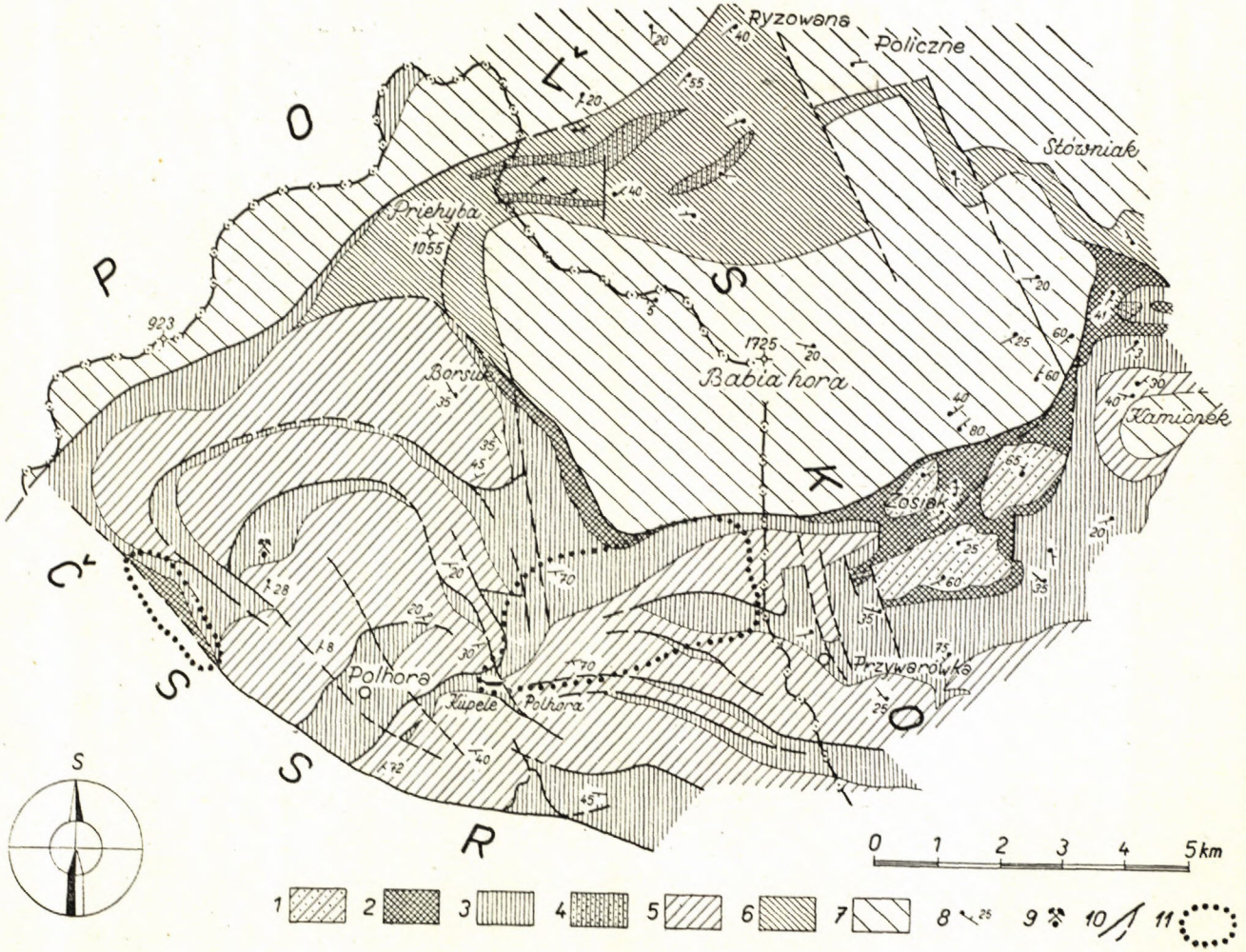
BARTOLOMEJ LEŠKO—ANTON PORUBSKÝ

KU GEOLÓGII VRTU B-2 V ORAVSKEJ POLHORE

Za účelom objasnenia geologických pomerov a výskytu slaných, jód-brómových vôd na okolí Oravskej Polhory lokalizoval v areáli polhoranskej píly Fr. Chmelík (1958) vrt B-2 do hĺbky 800 m v antiklinálnom pásme Kohútového potoka, ktoré podľa autora pokračuje SV smerom do antiklinálneho pásma Babej hory (= synklinála Babej hory; Książkiewicz 1963). Vrt B-2 dosiahol v dĺžke 665 m hĺbky asi 600 m, pretože sa od svislice SV smerom odchýlil až o 60° až 70°. Geologický prierez vrtnou trasou je orientovaný vo vertikálnej a horizontálnej rovine súbežne s ohybom, teda tvorí vždy viac-menej bočný pohľad na smer úklonu vrstiev. V predloženej práci rozoberáme závery, ktoré nám umožnila úhybová trasa vrtu.

Stratigraficko-litologický ráz vrstiev

Pod dvojmetrovou aluviálnou prikrývkou Polhoranky a Kohútového potoka prerazil vrt B-2 až do hĺbky 265 m flyšové súvrstvie, ktoré sa vyznačuje jednotným psamiticko-pelitickým vývojom. Základnou zložkou flyša sú ílovce, celkom podradne pieskovce. Ílovce sú prevažne vápnité, sivohnedé a sivozelené, s prúžkami (1—3 cm) zelených, zelenomodrých ílovcov, rôzne piesčité, sľudnaté a doštičkovitého až šupinkovitého rozpadu. U pieskovcov rozoznať niekoľko typov; prevláda tmavosivý, silne vápnitý, jemnozrnný, v laviciach 2—8 cm, zriedkavo 8 až 15 cm hrubých. Pieskovec je jemne lupenito, niekedy krivolupenito zvrstvený, v laminách (0,5—1 cm), s jemným muskovitom a rastlinnou sečkou na odlučných ploškách. Pieskovce na spodnej strane majú hieroglyfy organického pôvodu, obdobné formy ako uvádza Książkiewicz (1963) z belovežských vrstiev poľského územia: *Ceratophycus, Helmintoida crassa, Beloraphe, Helicolithus* a iné. Ďalší typ pieskovca je stredno až jemnozrnný, kremito-vápnitý, sklovitý, tmavo-


Ryzowana
Policzne
Stówniak
Priehyba
1055
923
Borsuk
1725
Babia hora
Kamionek
Zosiak
Przywarówka
Polhora
Kupele
Polhora
P O L Ť S K O
Č S S R
S
0 1 2 3 4 5 km
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

sivý až sivomodrý, s glaukonitom, bez výrazného zvrstvenia. Pieskovec vystupuje v laviciach (10—15 cm), bez výrazných hieroglyfov na spodnej strane.

V prevažne ílovcovom prostredí sa pieskovce obyčajne opakujú na vzdialenosť 50—200 cm. Do nadložia sa zrno pieskovca pozvoľna zjemňuje, až prechádza do jemnozrnného siltovca a jemnopiesčitého ílovca. V súvrství do hĺbky 265 m sme pozorovali dve vložky (5—8 cm) do svetlohneda zvetrávajúcich pelokarbonátov a niekoľko polôh (80—120 cm) do sivomodra navetrávajúcich vápnitých ílovcov, slieňovcov lackého typu. Súvrstvie sa najviac podobá belovežským vrstvám (spodný eocén-spodný lutét) K s i ą ż k i e w i c z a (1963) zo susedného poľského územia, alebo vrchným belovežským vrstvám v zmysle Z. R o t h a (1963).

Od 265 m do 440 m pozorujeme nápadnú zmenu vo vývoji flyšových vrstiev. Ílovce sú tu prevažne tvrdé, vápnité, tmavohnedé, tmavosivé až čierne, črepovitého rozpadu a silne vápnité, sivomodré, sivohnedé ílovce lastúrnatého rozpadu. Úplne tu chýbajú zelené a zelankavomodré, pomerne mäkké, prúžkovane zvrstvené ílovce belovežského typu. Pieskovce (lavice 10—200 cm hrubé) sú stredno až jemnozrnné, glaukonitické, sklovitého lomu, svetlosivomodré až zelenavomodré, veľmi kompaktné, k vrchnej strane laminovane zvrstvené. Tvoria bázu flyšových rytmov a smerom do nadložia pozvoľne prechádzajú cez siltovcovú vložku do tmavosivých až čiernych tvrdých ílovcov. V ílovcových polohách, niekoľko m hrubých, sme pozorovali tiež tvrdé, prekremenené, tmavohnedé až čierne ílovce — rohovce (10—15 cm) a niekoľko vložiek (3—5 cm) hnedých pelokarbonátov. Pomer ílovcov a pieskovcov v súvrství je 5:1 až 10:1.

Litologicky súvrstvie odpovedá lackým vrstvám — slieňom (lutét) K s i ą ż k i e w i c z a (1963), alebo spodnej časti bystrických zlínskych vrstiev v zmysle M a t ě j k u — R o t h a (1956). V oravskej oblasti však v nadloží hieroglyfových vrstiev s vložkami lackých slieňov (lutét) je vyvinutý mohutný komplex magurských (babiagorských) pieskovcov (vrchný lutét-priabon), ktoré z faciálno-stratigrafického hľadiska sotva môžeme považovať za zlínske vrstvy v zmysle spomínaných autorov.

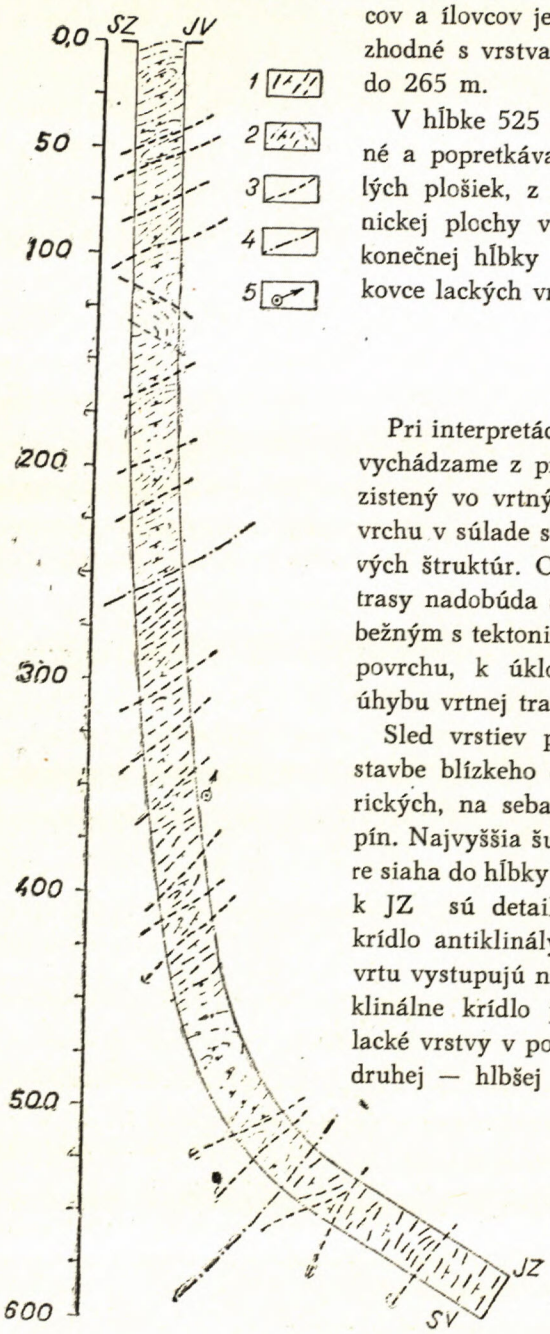
V hĺbke od 440 do 535 m sa opäť mení litologický charakter flyšových vrstiev. Smerom do podložia miznú glaukonitické kremito-vápnité pieskovce a lacké ílovce a slieňovce, a objavujú sa — až nakoniec úplne prevládajú — sivozelené, sivo-

◁

Tektonická skica okolia Babej hory — zostavil B. Leško na základe map, podkladov M. Książkiewicza (1963) a Z. Rotha (1963): 1. vrstvy vrchnej kriedy (inoceramové vrstvy a muskovitické pieskovce); 2. pestré ílovce (paleocén — spodný eocén); 3. belovežské vrstvy (spodný — stredný eocén); 4. pasierbecké pieskovce (spodný lutét); 5. lacké vrstvy (lutét); 6. hieroglyfové vrstvy (lutét); 7. magurské pieskovce (vrchný lutét — vrchný eocén) (1.—7. stratigraficko-faciálne členenie prevzaté od M. Książkiewicza 1963); 8. smer a úklon vrstiev s postavením hieroglyfov; 9. lokalizácia vrtu B-2; 10. tektonické línie rôzneho charakteru; 11. nádejná oblasť pre výskyt minerálnych, slaných, jód-brómových vôd.

hnedé, zelenkavo prúžkované vápnité, pomerne mäkké ílovce s vložkami tvamosivých vápnitých, jemne laminovaných jemnozrnných pieskovcov. Pomer pieskovcov a ílovcov je 1 : 10. Toto súvrstvie je litologicky zhodné s vrstvami, ktoré vrt prezaril v hĺbke od 2 do 265 m.

V hĺbke 525 až 535 m sú vrtné jadrá silne drvené a popretkávané sieťou kalcitových žiliek a lesklých plošiek, z čoho usudzujeme na priebeh tektonickej plochy v týchto hĺbkach; od 535 m až do konečnej hĺbky vrtná trasa prerazila ílovce a pieskovce lackých vrstiev.



Geologický prierez vrtom B-2 v Oravskej Polhore. 1. lacké vrstvy, 2. belovežské vrstvy, 3. čiastkové tektonické poruchy, 4. tektonické línie medzi jednotlivými štruktúrami, 5. výron minerálnej vody a metanu.

Tektonika

Pri interpretácii tektoniky blízkeho okolia vrtu B-2 vychádzame z predpokladu, že smer úklonu vrstiev, zistený vo vrtných jadrách je v hĺbkach blízko povrchu v súlade s celkovým úklonom vrstiev povrchových štruktúr. Od hĺbky 420 m, keď azimut vrtnej trasy nadobúda smer SV—JZ (45°) a stáva sa súbežným s tektonickými štruktúrami pozorovanými na povrchu, k úklonu vrstvy pripočítávame hodnotu úhybu vrtnej trasy.

Sled vrstiev podľa vrtných jadier svedčí, že na stavbe blízkeho okolia sa podieľa niekoľko asymetrických, na seba prešmyknutých antiklinálnych šupín. Najvyššia šupina s belovežskými vrstvami v jadre siaha do hĺbky 265 m. Belovežské vrstvy s úklonom k JZ sú detailne prevrásnené. Ich nadložie, JV krídlo antiklinály, tvoria lacké vrstvy, ktoré JV od vrtu vystupujú na povrch v širokom pruhu. SZ antiklinálne krídlo je tektonicky vyvalcované, pretože lacké vrstvy v podloží belovežských vrstiev patria už druhej — hlbšej antiklinálnej šupine.

Hlbšia antiklinálna šupina je vyvinutá v hĺbke 265 až 535 m a, podobne ako vyššia antiklinálna šupina, je asymetrická, s tektonicky redukovaným SV až východným krídlom. Ohyb vrtnej trasy, predovšetkým nápadný od hĺbky 400 m, nasvedčuje, že belovežské vrstvy sa v jadre stáčajú zo SV—JZ do S—J až SZ—JV smeru. Lacké a belovežské vrstvy sú v hĺbke 360—450 m intenzívne prevrásnené; na toto poruchové pásmo a sieť puklín sa viaže výver slanej, jód-brómovej vody a výron metanových plynov.

Lacké vrstvy od 535 m hlbšie, ako ukazuje sedimentácia a pozícia hieroglyfov, sú v tektonickom styku s nadložnými belovežskými vrstvami druhej antiklinálnej šupiny. Patria teda už najspodnejšej štruktúre okolia vrtu B-2, azda už synklinálnemu pásmu Ostrého vrchu (v zmysle Matějku — Rotha — Hanzlíkovej 1958), ktoré vystupuje na povrch severnejšie od Oravskej Polhory.

Vrtná trasa od 400 m hlbšie sa zatočila do SV smeru, ktorý v tejto časti Karpát reprezentuje smer karpatský. Napriek tomu však trasa prerazila takmer kolmo úklon i smer vrstiev (75°—85°). Preto zistené úklony vrstiev od 400 m hlbšie považujeme za jeden z dôkazov flexúrovitého ohybu vrstiev z pôvodného JZ—SV do SZ—JV alebo S—J smeru. Lacké a belovežské vrstvy v týchto hĺbkach sa teda zúčastňujú na stavbe polhoranskej priečnej poruchy.

Hydrogeologické pomery

V hĺbke asi 360 m sme zistili výron metanu a výver slanej, jód-brómovej vody. Pri 7 dňových čerpacích pokusoch bola počiatočná výdatnosť 0,52 l/sek., teplota 6,9 °C a obsah chloridov 2.480 mg/lit.; počas 5 dní výdatnosť poklesla na 0,088 l/sek. a teplota stúpla na 9,7 °C pri obsahu chloridov 2.660 mg/lit. V posledný deň bola výdatnosť 0,083 l/sek. pri teplote 9,7 °C a obsahu chloridov 2.940 mg/lit. Nízka teplota vody (úmerná teplote prvej polovici apríla), vyššia výdatnosť a menší obsah chloridov v prvých dňoch pokusu svedčí o vplyve výplachovej vody. Až v posledných dňoch pokusu v hĺbkach 360 m sa prejavili skutočné hydrologické pomery vrtu B-2.

Ďalšie čerpacie pokusy v hlbších zónach vrtu potvrdili prítomnosť prostých podzemných vôd, z čoho usudzujeme, že minerálne slané jód-brómové vody sa viažu len na určitý puklinový systém, a to na bázu lackých vrstiev druhej antiklinálnej šupiny. V puklinách oboch šupín cirkulujú prosté podzemné vody.

Dávno známe sú minerálne slané, jód-brómové vody v Polhoranských kúpeľoch z vrtu „Arta", ktorý donedávna slúžil ako zberná studňa minerálnych vôd. Chemizmus vody je tento: $Na^{'}$ 15.439,14; $Ca^{''}$ 602,80; $Mg^{''}$ 131,33; $Fe^{'''}$ 0,81; $Cl^{'}$ 24 800,0; $Br^{'}$ 30,0; $J^{'}$ 10; SO_4 54,32; HCO_3 701,71 mg/l, sušený odparok pri 105 °C je nad 50.000 mg/l, žíhaný pri 600 °C je nad 40.000 mg/l, tvrdosť sa pohybuje okolo 114,63°nem.

Pôvod slanej, jód-brómovej vody, zachytenej vrtom B-2 v hĺbke 360 m a vy-

vierajúcej v kúpeľoch v Oravskej Polhore, je odrazom vzťahu litologických a tektonických pomerov širšieho územia. Značný obsah jódu (až 20 mg/lit.) a prítomnosť metanu poukazuje na živičný pôvod minerálnej vody, ktorá sa viaže na litologickú, alebo tektonickú štruktúru. Treba poznamenať, že výver minerálnej vody v kúpeľoch „Slaná voda" i vo vrte B-2 má pomerne malú výdatnosť. Ak uvážime túto skutočnosť i litologické prostredie výskytu, dochádzame k záveru, že minerálna voda sa tu viaže len na vymedzené tektonické pásmo a jeho puklinový systém. Priaznivý ohyb vrtnej trasy smerom na SV poukázal na existenciu priečnej karpatskej poruchy flexúrovitého charakteru, ktorá vychyľuje lacké a belovežské vrstvy zo SV—JZ do SZ—JV smeru. Tento priečny ohyb vrstiev je badateľný vo vyšších i v hlbších vrásových štruktúrach vrtu B-2 a potvrdzuje interpretáciu povrchovej geologickej mapy Z. Rotha z r. 1963. Ohyb smeruje od čsl.-poľskej hranice v širokom pruhu na JV k Rabčici a nazývame ho *polhoranskou priečnou flexúrou.*

Tektonické opakovanie lackých a belovežských vrstiev, zistené úhybom vrtnej trasy smerom na SV, svedčí o šupinovitej stavbe a o depresnom charaktere polhoranskej flexúry. Za relatívne najväčší elevačný úsek flexúry môžeme považovať pruh pestrých ílovcov (paleocén) pri južnom a JZ okraji (úpätí) masívu Babej hory. Pieskovce Babej hory sú v tektonickom styku s pestrými ílovcami, teda sú najvyšším paleogénnym členom vrstevného sledu. V elevačnej časti širšieho územia tvoria synklinálne pásmo (K s i ą ż k i e w i c z 1963).

Ďalšia priečna flexúra podľa K s i ą ż k i e w i c z a (1963) je vyvinutá na poľskom území v okolí Malej Lipnice a priečne utína synklinálne pásmo Babej hory a antiklinálne pásmo Zosiaka a Kičery-Gubernasówky. V antiklinálnych pásmach sú vyvinuté vrstvy vrchnej kriedy a spodného paleocénu, zastúpené masívnymi muskovitickými pieskovcami a inocerámovými vrstvami. Na priečnej flexúre tieto vrstvy JZ smerom v hĺbkach zanikajú a, ako to vyplýva z prehľadnej mapy Z. R o t h a (1963), kriedové vrstvy sa na našom území už na povrchu neobjavujú. To znamená, že úsek Babej hory a územie J od nej sa vyznačuje nápadnou priečnou elevá ciou. Len JZ a západné predĺženie pestrých paleocénnych ílovcov a belovežských vrstiev svedčí o prenikaní antiklinálneho pásma Zosiaka a Kičery-Gubernasówky na naše územie. Územie Polhoranských kúpeľov sa teda nachádza práve na JZ až západnom predĺžení antiklinály Kičery-Gubernasówky.

Ak berieme do úvahy, že toto antiklinálne pásmo na poľskom území budujú kriedové a paleocénne pieskovcové vrstvy, môžu tieto vrstvy — ako litologický kolektor vo vhodných tektonických tvaroch, obalené pestrými ílovcami a belovežskými vrstvami — slúžiť za ložiská živičných, jódobrómových, slaných vôd. Z toho dôvodu si táto časť nášho štátneho územia vyžaduje ďalší balneologicko-štruktúrny výskum ako nádejná oblasť.

Geologický prieskum, n. p.,
Bratislava

Lektoroval akademik D. A n d r u s o v.

LITERATÚRA

[1] Bieda Fr. — Książkiewicz M., 1958: W sprawie wieku piaskowca Babiej Góry. Kwart. Geol. Tow., Tom 2. Warszawa. — [2] Dovolil M., 1960: Hydrogeologický posudok o vrte B-2 v Oravskej Polhore. Rukopis; Archív ÚÚG, Praha. — [3] Chmelík F., 1958: Geologický výzkum Polhoranských koupelí na Oravě. Rukopis; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [4] Chmelík Fr., 1958: Předběžná zpráva o geologických výzkumech Oravské Polhory se zřetelem na výskyt minerální slané vody. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Książkiewicz M., 1963: Zarys geologii Babiej Góry. Babiagórski Park Narodowy, Kraków. — [6] Roth Z. — Matějka A. — Hanzlíková E., 1954: Zpráva o přehledném výzkumu magurské jednotky západ. Čsl. vnějších Karpat v povodí Oravy za r. 1954. Rukopis; Archív GÚDŠ., Bratislava. — [7] Roth Z., 1953: Vysvelivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 (M-34-XX) list Trstená.

BARTOLOMEJ LEŠKO — ANTON PORUBSKÝ

SUR LA GÉOLOGIE DU FORAGE B-2 Á ORAVSKÁ POLHORA

La séquence des couches mise en évidence par les carottes de sondage jusqu' â 600 m de profondeur prouve que plusieurs écailles anticlinales asymétriques, poussées les unes sur les autres, prennent part à la structure des environs immédiats du sondage. L'écaille supérieure avec couches de Beloveža dans le noyau a été constatée jusqu' à 265 m de profondeur. Les couches de Lacko constituent le toit des couches de Beloveža de l'aile sud-est de l'anticlinal. L'aile anticlinale nord-est est étirée tectoniquement.

Une écaille anticlinale inférieure a été constatée à une profondeur allant de 265 à 535 m. Comme la supérieure elle est asymétrique et son aile nord-est est réduite tectoniquement. L'inflexion que subit le forage, particulièrement bien prononcée à partir de 400 m de profondeur, prouve que les couches de Beloveža du noyau de l'anticlinal changent leur direction NE—SW en direction N—S et même NW—SE. Les assises de Lacko et de Beloveža sont fortement plissées à une profondeur de 360—450 m. Un écoulement d'eau salée iodo-bromée et un dégagement de méthane sont liés à cette zone disloquée et au réseau de fissures.

A une profondeur supérieure à 400 m le forage dévia vers le NE; direction qui dans cette partie est karpatique. Malgré cela, le forage perça les couches presque perpendiculairement à leur inclinaison et leur direction (75—85°). A notre avis, ces valeurs de l'inclinaison des couches constatées à plus de 400 m de profondeur constituent une des preuves de l'existence d'une flexure des couches — leur direction originelle SW—NE change en direction NW—SE ou N—S.

Le teneur élevée en iode (jusqu' à 20 mg/lit.) et la présence de méthane prouvent que par son origine l'eau minérale est liée aux bitumes. Nous avons constaté que l'eau minérale n'est liée qu' à la zone tectonique mentionée et et à son système de fissures. L'inflexion du forage dans la direction NE a mis en évidence l'existence d'une large dislocation karpatique transversale ayant l'allure de flexure qui s'étend de la frontière tchécoslovaco-polonaise dans la direction SE vers Rabčice.

La répétition tectonique des couches de Lacko et de Beloveža dans cette flexure montre qu'on à la une structure en écailles ayant l'allure d'une dépression. On peut considérer la bande d'argillites bigarrées (Paléocène) développée au pied sud-est et sud-ouest du massif de la Babia hora comme secteur relativement le plus élevé de ladite flexure.

Une autre flexure transversale développée, selon M. Książkiewicz (1963), dans les environs de Malá Lipnica tronque la zone synclinale de le Babia hora ainsi que les assises

crétacées supérieures et paléocènes inférieures de la zone Zosiak et Kičera-Gubernasówka. Seule la continuation des argillites bigarrées paléocènes et des couches de Beloveža vers le SW et l'W prouve que ladite zone anticlinale passe sur le territoire tchécoslovaque à l'endroit où sont situés les Bains de Polhora.

Si nous prenons en considération qu'en Polo ne la zone anticlinale, dont on a parlé, est constituée d'assises gréseuses d'âge crétacé et paléocène nous pouvons admettre que ces mêmes couches, eveloppées d'argillites bigarrées et de couches de Beloveža, pourraient être chez nous, dans des structures tectoniques favorables, des collecteurs litholo iques et donner des gisements d'eaux bitumineuses iodo-bromées et salées.

JÁN SRNÁNEK—JOZEF SALAJ

POZNÁMKY KU GEOLÓGII PIENINSKÉHO ÚSEKU BRADLOVÉHO PÁSMA V ŠIRŠOM OKOLÍ STAREJ ĽUBOVNE

Detailnejší geologický výskum pieninského úseku bradlového pásma Slovenska sa začal iba v nedávnej dobe. Nové poznatky z poľskej i z našej časti Pienin publikoval K. Birkenmajer (1960), preto sa nimi bližšie nezaoberáme. Okolie St. Ľubovne mapoval už v r. 1954—56, 1957, 1958 a 1959 J. Srnánek, a to najvýchodnejšiu časť pieninského úseku bradlového pásma (Jarabina, Stará Ľubovňa, Chmelnica, Hajtovka, Údol). Výskum západnej časti vykonávali hlavne A. Matějka, E. Hanzlíková, Fr. Chmelík, M. Lukniš a Fr. Pícha (1960). Na území sú početné výskyty s bohatou faunou, ktorá prispela k spresneniu stratigrafie jury. Aptychy zo študovaného územia spracoval St. Gąsiorowski (1956), brachiopódy M. Maheľ (1956), amonity A. Began (1956—1959). Mikrofaunu kriedových vzoriek študovala už v r. 1954—56 V. Kantorová, o ktorej výsledky sa opierame. V sporných prípadoch za účelom doplnenia biostratigrafie sa uskutočňovali doplnkové zbery, ktoré prispeli k spresneniu stratigrafie a paleogeografie kriedy.

Predmetné územie, tektonicky značne porušené, tvoria nasledovné série: pieninská, braniská, niedzická a czorsztýnska. Okrem nich v Pieninách na našom území vystupuje haligovská séria, kým czertezická séria, známa v poľských Pieninách, vystupuje hlavne pri Litmanovej, kde ju v poslednej dobe zistil A. Matějka. Haligovskú sériu (stredný trias-spodný koniak) k pieninským sériám iba nedávno zaradil K. Birkenmajer (1959). Táto séria predstavuje teda prechod medzi vlastnou vysokotatranskou a pieninskou sériou.

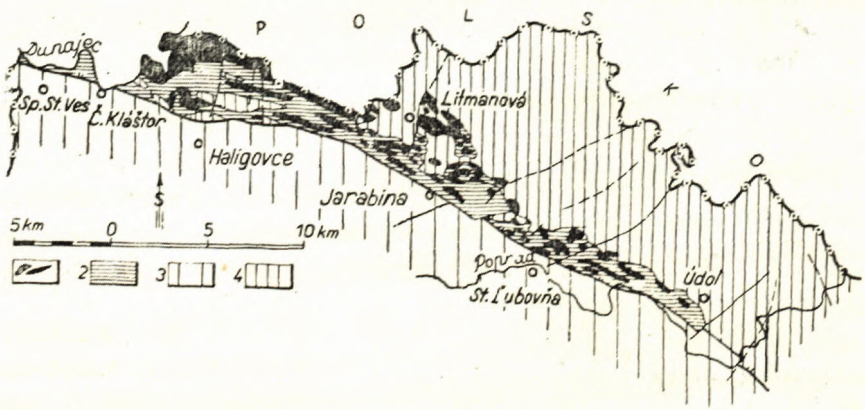
Pieninská séria v študovanom území odpovedá typickej pienidnej sérii, vymedzenej D. Andrusovom na Orave. Najstarším súvrstvím sú nadposidoniové vrstvy; sú to hrubo, resp. strednolavicovité slienité vápence, šedej až modrastej farby, s tmavými škvrnami. Obsahujú vložky pevných slieňovcov, často i nahromadeniny ihlíc húb, ktoré spôsobujú vo vyšších častiach ich prekremenenie. Makroskopicky sú podobné opalinovým vrstvám, od ktorých sa líšia hrubšími

lavicami vápencov a výraznejšími škvrnami. V nadposidoniových vrstvách nepodarilo sa nám nájsť faunu. K. Birkenmajer uvádza časť fauny, zaradenú L. Horwitzom (1937) do posidoniových vrstiev: *Sonninia cycloides* (Orb.) a *Stephanoceras* sp. Ich vek sa udáva na bajós-bat a celková mocnosť je okolo 50 m.

Radiolárioové vápence a radiolarity ležia nad nadposidoniovými vrstvami. Na báze sú to mangánové radiolarity šedozelenej farby, s tmavošedým až čiernym náletom od Mn. Lavice radiolaritov (5—10 cm) striedajú sa s tmavými polohami ílovitých kremitých bridlíc. Súvrstvie mangánových radiolaritov dosahuje až 10 m hrúbky. Nad nimi obyčajne vystupujú zelené radiolárioové vápence a radiolarity (10—20 m) v druhom väčšom bradle v doline S od Podsádku. Vo vyšších častiach majú červené nepravidelné fľaky, len niekedy pretiahnuté pozdĺž lavíc a vytvárajúce akési pásy. Vlastné červené radiolarity sa v pieninskej sérii nevyskytujú. Podľa Andrusova radiolaritový komplex patrí do kalov-kimeridžu.

Vyššie sa vyskytujú svetlé kalpionelové vápence (biancone), tenkolavicovité; obsahujú rohovce modrej, tmavošedej, resp. červenej farby. Vápence v spodných polohách sú zelenkavé alebo biele, vo vrchných polohách šedé. Obsahujú hlavne *Calpionella alpina* Lor., *Calpionella elliptica* Cad., *Calpionella undelloides* Colom, *Calpionella darderi* Colom, *Tintinopsella carpathica* Murg. & Filip, *Globochaete alpina* Lomb. Nad nimi sú šedé rohovcové vápence neokomu, s kalpionelami iba v najspodnejších polohách. Vo vyššej časti súvrstvia sú vápence tmavšie a smerom do nadložia pribúdajú slieňovcové polohy. Vápence neokomu tvoria 5—15 cm mocné lavice. Rohovce sú obyčajne uprostred lavíc pretiahnuté. Mocnosť celého súvrstvia sa pohybuje okolo 100—150 m.

Branisku sériu môžeme študovať na troch miestach: v zárezе potoka Bartosanka, S od Podsádku a S od Chmelnice. V študovanej oblasti sme našli



Orientačná skica pieninského úseku bradlového pásma (upravená podľa tektonickej mapy čs. Karpát). 1 — radiolaritovo-slieňovcovo-krinoidovo-vápencová formácia bradlového pásma T_{3r}-K_{2e}; 2 — flyšovo-slieňovcová formácia K_{2e}-K_3 bradlové pásmo; 3 — formácia centrálnokarpatského flyša Pe^1-O^1; 4 — flyšová formácia magurskej zóny.

aj tzv. flyšový doger, ktorý pravdepodobne patrí k tejto sérii; ide asi o jej najstaršie súvrstvie. V tmavošedých slienitých bridliciach, silne sľudnatých, sú až 5—20 cm hrubé lavice pieskovcov, laminované; na povrchu vrstvičiek je množstvo lupienkov muskovitu, takže majú striebristý vzhľad. Pieskovce sú jemnozrnné, bez polôh zlepencov, svetlejšie ako bridlice. Na povrchu niektorých lavíc pieskovcov nachádzame zuhoľnatené zbytky flóry. V najspodnejších polohách flyšové súvrstvie obsahuje vložky šedých strednozrnitých krinoidových vápencov. Ich vek určujú druhy *Posidonia alpina* a *Leioceras opalinum* na aalen. L. Horwitz z nich však uvádza aj faunu, poukazujúcu ešte aj na bajós a bat.

Z ďalších vrstiev sú tu nadposidoniové vrstvy, podobné ako v pieninskej sérii. Nad nimi sú radiolarity, na báze opäť mangánové, vyššie zelené a najvyššie zreteľne červené. Na povrchu lavíc radiolaritov (až 10 cm), zvlášť u červených, môžeme pozorovať nerovnosti — „hieroglyfy". Radiolarity obsahujú množstvo aptychov a *Rhyncholites* sp. Zo zelených a červených radiolaritov pochádzajú aptychy: *Lamellaptychus beyrichi* (O p p.) *L.* cf. *retrocostatus* (P e t.), *Laevaptychus latissimus* (T r a u t h.), *Laevilamellaptychus* sp., *Laevaptychus* cf. *meneghini* (Z i g n o), *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t.); patria kalov-kimeridžu.

Nad radiolaritmi je malá poloha svetlošedých, nezreteľne hľuznatých vápencov (pseudohľuznaté). Hľuzy sú obyčajne malé, sploštené, nie tak výrazné ako v czorsztýnskom vápenci. Na povrchu lavíc sú hojné aptychy. Mocnosť vápencov je max. 4 m, niekedy však vôbec chýbajú. Kalpionely sa v tomto vápenci nenašli, zrejme však patria ešte kimeridžu. Nad nimi sú kalpionelové vápence a svetlošedé rohovcové vápence, podobné vápencom pieninskej série. Vekove mladšie súvrstvia v súvislom profile spolu s podložím sme zatiaľ nikde nezistili.

N i e d z i c k á s é r i a je svojím vývojom blízka sérii czorsztýnskej. Doteraz nebola z pieninského úseku bradlového pásma na Slovensku popísaná. Zistili sme ju pri Litmanovej; ďalej na východ nepokračuje. Pri Litmanovej sa nachádzajú sférosideritové bridlice s veľkými konkréciami sférosideritov (15—20 cm). Tieto bridlice (murchisoniové vrstvy) zaraďujú starší autori do vrchného aalenu. Nad nimi je vyvinutá tenká poloha šedých krinoidových vápencov.

Niedzická séria je charakteristická dvoma polohami hľuznatého vápenca, oddelenými radiolaritmi. Nad šedým krinoidovým vápencom leží spodný hľuznatý vápenec, ktorého fauna poukazuje na bat-kalov (K. B i r k e n m a j e r & J. Z n o s k o 1955). V tejto polohe sme našli *Parkinsonia parkinsoni* S o w. Radiolarity na báze sú červené, v strede zelené a vo vrchnej časti opäť červené, tenkolavicovité, s „hieroglyfmi" na povrchu lavíc. Hrúbka radiolaritového súvrstvia je cca 8 m. Na základe superpozície patria asi do kalov-kimeridžu. Nad radiolaritmi je vrchný hľuznatý vápenec, ktorý K. B i r k e n m a j e r (1957) zaraďuje do kimeridžu a čiastočne titónu, pretože vo vrchnej časti sa našli kalpionely. Najvyššiu časť bradla tvorí svetlošedý, čiastočne zelenkavý vápenec, ktorý odpovedá pravdepodobne titónu. Vyššie členy tejto série sme pri Litmanovej nepozorovali.

Czertezickú sériu na našom území zistil iba v poslednej dobe A. Matějka (1960), v Poľsku K. Birkenmajer (1959). Bradlá czertezickej série vystupujú v okolí Litmanovej. Najstarším súvrstvím sú opalinové sliene, prechádzajúce do murchisoniových. Podľa E. Scheibnera (1962) predstavujú tri najvyššie subzóny aalenu (s *Ludwiga murchisonae*, s *Brasilia bradfordensis* a s *Graphoceras concavum*) a najspodnejšiu subzónu bajósu (*Hyperlioceras discites*). Bajós a bat tvoria svetlé, miestami ružovkasté krinoidové vápence. Nadložné šedé, zelené a červené radiolarity patria kalov-lusitanu. V hľuznatých czorsztýnskych vápencoch (kimeridž, miestami až spodný titón) sú niekedy vtrúsené krinoidové vápence (Matějka 1960). Titón zastupujú kalpionelové, svetlé až ružové vápence. Neokom sa zistil iba lokálne.

Czorsztýnska séria je charakteristická: a) veľkou hrúbkou krinoidového vápenca v dogeri; b) prítomnosťou hľuznatého vápenca kalov-kimeridžu bez radiolaritov; c) rozmanitým vývinom vápencov v titóne. Oproti ostatným sériám obsahuje množstvo skamenelín. Faunu sme našli hlavne v krinoidových vápencoch dogeru, v hľuznatých a titónskych vápencoch. Pri stratigrafickom zaraďovaní hornín sa opierame o faunu, nájdenú staršími autormi.

Svetlý, krinoidový vápenec je najspodnejším členom czorsztýnskej série v študovanom území. Je masívny, resp. hrubolavicovitý, hrubo až strednozrnný, svetlošedý, bieložltý, alebo svetloružový. V mikroskope možno pozorovať okrem krinoidov aj zrná kremeňa a žlté škvrny po zvetraných dolomitoch, ktoré vidno aj makroskopicky. Žlté škvrny sú charakteristické a podľa nich sa dajú v teréne ľahko odlíšiť krinoidové dogerské vápence od podobných vápencov titónu-valanžu. Svetlé krinoidové vápence tvoria samostatné bradlá a spolu s hľuznatými vápencami aj menšie bradlá po celom bradlovom úseku. Na mnohých miestach sme našli brachiopódy, zriedkavo aj amonity, najmä v bradle pri ceste Litmanová—Jarabina, v skupine Homolovačko SV od Jarabiny i vo veľkom bradle V od Hajtovky a „Stolová skalka" pri Údole. Svetlý krinoidový vápenec dosahuje hrúbku až 100—150 m. Už starší autori na základe fauny: *Terebratula ventricosa* Hartm., *Terebratula marmorea* Oppel, *Rhynchonella* cf. *plicatella* Orb., *Rhynchonella spinosa* Schloth., *Ostrea* sp., *Cadomites* sp. a *Stephanoceras umbilicum* Quenst. ho zaraďujú do bajósu.

Červený krinoidový vápenec býva stredno až tenkolavicovitý, zriedkavo až bridličnatý, stredno-, resp. jemnozrnný, tmavočervený, zriedka ružový. Mikroskopicky základnú hmotu tvorí jemnozrnný kalcit, ktorý obsahuje hojné množstvo hematitového, príp. limonitového pigmentu, čo dodáva vápencu červenú farbu. Obsahuje obvykle väčšie množstvo zrniek kremeňa a zvetraných zŕn dolomitu. Červený krinoidový vápenec sa vyskytuje po celom bradlovom úseku. Na viacerých miestach sa našli hlavne brachiopódy. Z oblasti medzi Jarabinou a Hajtovskou už Uhlig uvádza faunu: *Harpoceras* cf. *pingue* Röm., *Haploceras psilodiscus* Schloemb., *Oppelia fusca* Opp., *Stephanoceras* Ymir Opp., *Terebratula*

curviconcha Opp., *Terebratula perovalis* Sow., *Terebratula emarginata* Sow. Vek červeného vápenca je stanovený na bat. Jeho mocnosť nepresahuje 10 m (najčastejšie 3—4 m); niekedy vôbec chýba a hľuznatý vápenec leží priamo na svetlom krinoidovom vápenci; ohraničenie svetlého krinoidového vápenca od červeného je niekedy ťažké pre nevýrazné sfarbenie, prípadne pre nepatrnú mocnosť.

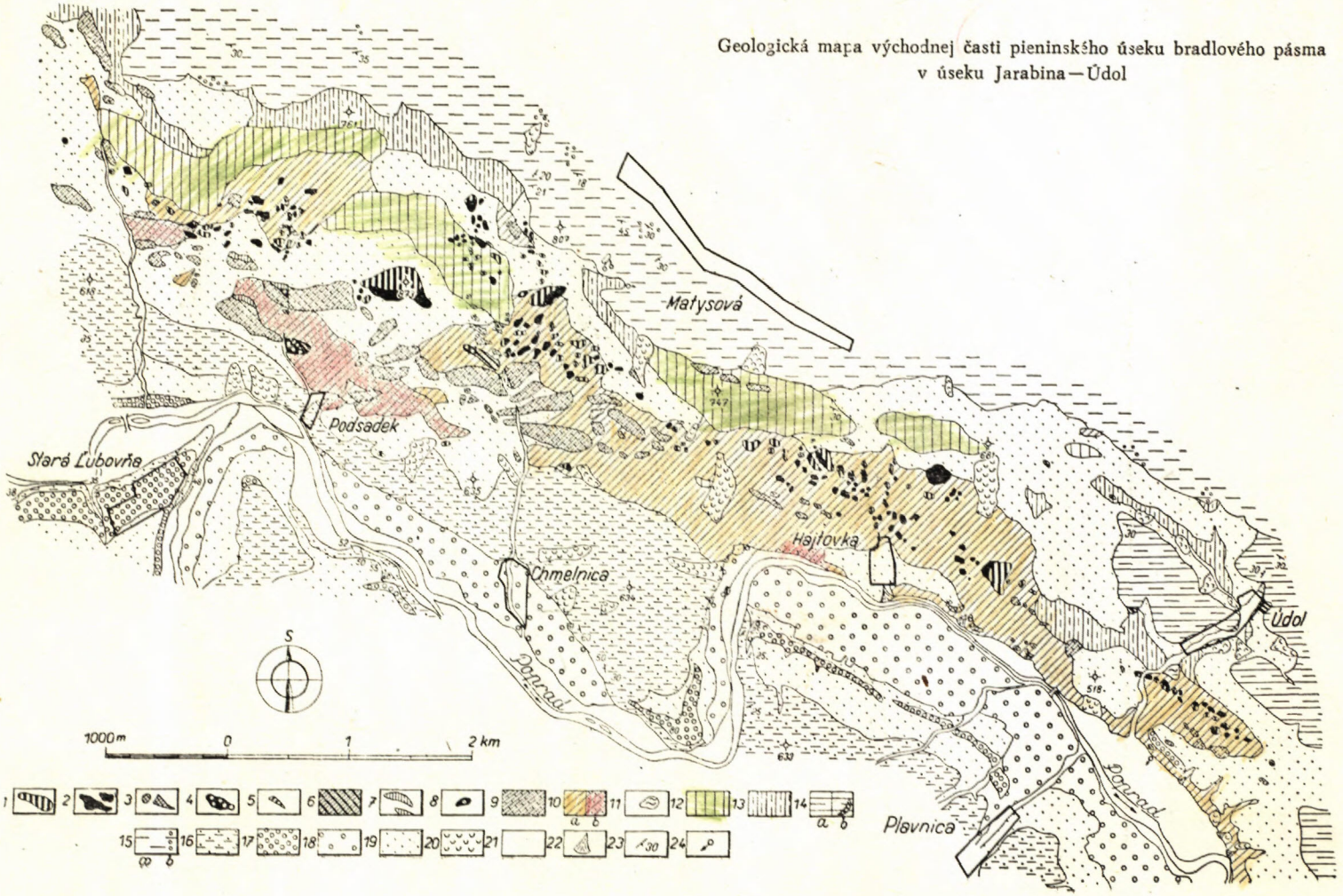
Czorsztýnsky vápenec je charakteristický pre celú sériu; býva hľuznatý, často lavicovitý, tmavočervený, zriedka ružový, resp. žltočervený, celistvý alebo subkryštalický, miestami i jemnozrnný. Medzi hľuzami nachádzame často slienitoílovité preplástky. Vápenec je bohatý na zbytky rôznych organizmov, predovšetkým na úlomky krinoidov, aptychov, belemnitov a hlavne amonitov. Podľa fauny patrí do kalov-kimeridžu. Bohatú faunu, hlavne amonity sme našli pri Údole, Hajtovke, ďalej v bradle „Marmon", Homolovačko a v bradle pri ceste Jarabina—Litmanová. Charakteristickým znakom tohto vápenca je neprítomnosť klastického materiálu. Býva 10—15 m, častejšie len 5—6 m mocný. Vo vyššej časti býva lavicovitý, svetlejší a pozvoľne stráca hľuznatosť. Tým prechádza do celistvých titónskych vápencov s *Globochaete alpina* Lomb., *Calpionella alpina* Lor. a *Pygope diphya* Gol.

Titón zastupujú rôzne druhy vápencov, napr. masívne, resp. lavicovité hladké vápence farby ružovej, bielej, jasnožltej, zelenkavej so stylolitmi. V mikroskope sú subkryštalické s bohatou faunou kalpionel: *Calpionella alpina* Lor., *Calpionella elliptica* Cad., *Globochaete alpina* Lomb. Vyššie nasledujú organogénne krinoidové vápence s bohatou faunou brachiopódov (krinoidovo-brachiopódové vápence), najčastejšie jasne ružové. Vyskytujú sa v niektorých bradlách pri Údole a v skupine bradiel Homolovačko. Túto fáciu vápencov v czorsztýnskej sérii poľských Pienin na základe fauny zaradili K. Birkenmajer a S. M. Gąsiorowski (1961) do beriasu a valanžu.

Na výskyt vyšších stratigrafických členov a problém plynulej sedimentácie v czorsztýnskej sérii sú dva protichodné názory. Podľa K. Birkenmajera (1960) ide o plynulú sedimentáciu až do spodného koniaku. Tento názor je litologicky aj biostratigraficky doložený. Naproti tomu Andrusov, Scheibner, Scheibnerová a Zelman (1959) spomínajú v tejto sérii (bradlo S od Jarabiny) hiát a transgresiu albu na titón. V našom prípade však nevylučujeme možnosť tektonického styku. Matějka (1960) i my sme zistili miestami aj neokom v czorsztýnskej sérii (bradlo S od Litmanovej, vyvýšenina medzi potokom Litmanová a Malým Lipníkom). Hoci sa jednoznačne o prerušení sedimentácie v tejto sérii hovoriť nedá, treba pripustiť aj to, že nedostatok neokomu a vyšších stratigrafických členov mohol byť zapríčinený aj tektonicky. Tento zjav pozorujeme aj v ostatných pieninských sériách.

Napokon pri sledovaní priestorového rozmiestnenia bradiel czorsztýnskej série vidíme, že tieto nesledujú iba severný pruh bradlového pásma, ale že sú rozmiestnené nepravidelne v jeho rôznych častiach.

Geologická mapa východnej časti pieninského úseku bradlového pásma v úseku Jarabina—Údol



Stredná a vrchná krieda bradlového pásma

Pre silné stlačenie bradlového pásma, porušenosť vrstevného sledu kriedových sedimentov a zväčša aj pre stratigrafickú nesúslednosť vápencov jednotlivých bradiel so slieňmi, nemôžeme vždy jednoznačne povedať, ku ktorej sérii jednotlivé členy strednej a vrchnej kriedy patria. Preto kriedové sedimenty, začínajúc albom preberáme spoločne pre všetky pienidné série. Staršie sedimenty ako alb sme mikrofaunisticky (apt a vyšší neokom) nezistili, i keď o ich výskyte niet pochýb. Alb je vo fácii sivozelených škvrnitých slieňovcov a slieňov. Spodný alb charakterizuje hlavne druh *Hedbergella roberti* (Gandolfi), kým druhy *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (Gandolfi) charakterizujú vrchný alb. Súvrstvie albu vidno v zárezе cesty S od Ľubovne.

V cenomane sú vyvinuté prevažne pestré sliene, v spodnom zelené, vo vrchnom prevažne červené. Zaujímavý je v strednom a vrchnom cenomane výskyt flyšového súvrstvia, ktorého existenciu v bradlovom pásme mikrobiostratigraficky dokázala V. Kantorová (in J. Srnánek 1956, dokumentácia) a neskôr E. Hanzlíková (1961). V spodnocenomanských, prevažne zelených slieňoch sa zistili hlavne druhy: *Thalmanninella brotzeni* Sigal a *Thalmanninella appenninica* (Renz). Spodnocenomanské sliene sú vyvinuté v okolí Hajtovky a S od St. Ľubovne (zárez cesty a potôčika) a S od bradiel Homolovačko—SV od Jarabiny.

Stredný cenoman vo fácii pestrých slieňov i flyšovej, charakterizujú druhy: *Thalmanninella appenninica* (Renz), *Thalmanninella reicheli* (Mornod) a *Rotalipora montsalvensis* (Mornod). Mikrofaunu stred. cenomanu sme získali zo slieňov zo zárezu rieky Popradu asi 1 km Z od Hajtovky a skupiny bradiel Homolovačko. Vrchný cenoman a najspodnejší turón, ktorý je tiež zastúpený obidvoma fáciami, reprezentujú hlavne druhy: *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Thalmanninella reicheli* (Mornod) a *Rotalipora cushmani* (Morrow).

◁

Vysvetlivky: 1—9: *Jura — spodná krieda bradlového pásma:* 1—2: czorsztynská séria *1* — bajós — bat: svetlé a červené krinoidové vápence; 2 — kalov-kimeridž: hľuznaté a titonské vápence; 3—6: braniská séria: 3 — flyšový aalen; 4 — kalov-kimeridž: radiolarity; 5 — kimeridž: pseudohľuznaté vápence; 6 — titon-neokom: vápence; 7—9: pieninská séria: 7 — bajós-bat: nadposidoniové vrstvy; 8 — kalov-kimeridž: radiolarity a radiolaritové vápence; 9 — titón-neokom: rohovcové vápence s kalpionelami a bez kalpionel; 10—12: *stredná — vrchná krieda bradlového pásma:* 10 — a) alb — turón: pesté sliene; b) cenoman — turón: strednokriedový flyš; 11 — koniak — kampan: pestré sliene; 12 — kampan — maastricht: jarmutské vrstvy; 13—14: *paleogén bradlového pásma — údolská séria;* 13 — paleocén — stredný eocén: pestré vrstvy; 14 — a) vrchný eocén — spodný oligocén: malcovské vrstvy; b) menilitové bridlice; 15 — magurský paleogén: a) flyš magurského paleogénu vo vývoji kremňanských vrstiev (hraničný flyš s. str.) a vrstiev Orlovskej Magury; b) polohy zlepencov; 16 — centrálnokarpatský paleo én: podhalský flyš, pieskovec, bridlice, vložky zlepencov; 17—22: *štvrtohorné pokryvné útvary:* 17 — vyššia terasa; 18 — údolná terasa; 19 — svahová hlina a sutina; 20 — zasuny; 21 — údolné náplavy; 22 — náplavové kužele; 23 — smer a sklon vrstiev; 24 — pramene.

Vyšší spodný turón (zárez potoka Bartosanka asi 1 km V od Jarabiny a Hajtovka — J od kóty 671,5) je vyvinutý iba vo fácii pestrých slieňov s populáciou *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod). V strednom turóne (SZ od Hajtovky, S od km 671,5) začínajú pribúdať vložky tenkolavicovitých pieskovcov s charakteristickou mikrofaunou: *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana sigali* Reichel, *Praeglobotruncana biconvexa biconvexa* (Samuel — Salaj), *Pr. oraviensis oraviensis* Scheibnerová, *Pr. oraviensis trigona* Scheibnerová.

Podľa doterajších názorov aj v pieninskom úseku bradlového pásma Slovenska sedimentácia trvala do spodného turónu (Matějka 1961), v Poľsku do spodného koniaku (Birkenmajer 1960). Novšie predpokladajú Birkenmajer — Geroch (1961) plynulú sedimentáciu v kriede, tak, ako sa to dokázalo i v iných úsekoch bradlového pásma (Leško — Samuel 1960; Salaj 1961). Stratigrafický hiát v zmysle Matějku a kol. (1960) odpovedá v podstate vrchnému turónu, lebo sedimenty koniaku sa v tejto oblasti zistili. Naproti tomu sedimenty, ktoré by svedčili pre transgresiu senónu, sa nezistili. Určité nezrovnalosti v stratigrafii kriedy vyplývajú hlavne z porušenosti týchto súvrství a z nedostatku súvislých profilov. Napriek tomu sa však prikláňame k názoru o plynulej sedimenácii i v tomto úseku bradlového pásma.

Flyšové súvrstvie, ktoré sa pozvoľne vyvíja zo strednoturónskych slieňov, zastupuje asi iba vrchný turón — spodný koniak a (750 m V od Hajtovky—roklina, SV od Jarabiny) vekove je obdobné poľským sromowieckim vrstvám. Mikrofaunu zastupujú druhy: *Globotruncana linneiana linneiana, Gl. linneiana lapparenti* (Brotzen), *Gl. linneiana coronata* Bolli a *Gl. renzi* Gandolfi.

Vekove mladší slieňový komplex patrí vrchnému koniaku — spodnému kampanu. V spodných polohách sú ešte pomerne hojné vložky pieskovcov. Toto súvrstvie možno študovať v okolí Údolu. Mikrofaunu tu reprezentujú druhy *Globotruncana linneiana linneiana* (Orbigny), *Gl. linneiana lapparenti* (Brotzen), *Gl. linneiana coronata* Bolli, *Gl. tricarinata tricarinata* (Quereau) a *Gl. concavata* Brotzen. Vo vrchnom santone pristupuje *Gl. elevata* (Brotzen) a *Gl. elevata stuartiformis* Dalbiez. Vrchnosantonské súvrstvie môžeme najlepšie študovať JZ od Údola v zárezе cesty v oblasti Skalky a v skupine bradiel Homolovačko. Pre spodný kampan (S od Jarabiny, zárez boč. potôčka S od Chmelnice —Z od kóty 646, V od Hajtovky-roklina) je charakteristická populácia druhu *Globotruncana arca* (Cushman), vzácne sa vyskytuje i *Eponides sibiricus* Neckaja.

Vrchný kampan-maastricht v študovanom území je zastúpený hlavne jarmutskými vrstvami, a to pieskovcami stredno až hrubozrnnými, frakciovane zvrstvenými. Spodnú časť lavíc tvoria hrubozrnné pieskovce až zlepence, šedozelené, s hojnými žltými bodkami po zvetraných karbonatických horninách. Hrdzavé škvrny bývajú od pyritu, resp. markazitu. Pieskovce a zlepence (s hojným exo-

tickým materiálom) majú vápnitý tmel. Jarmutské vrstvy sú zastúpené v severnej časti bradlového pásma. Mikrofauna je dosť chudobná. Vek vrstiev určujú orbitoidné foraminifery uvádzané už L. Horwitzom [*Lepidorbitoides socialis* Leym., *Siderolites vidali* Douv., *Orbitoides* cf. *media* (Archiac)].

Paleogén bradlového pásma

V poslednej dobe Matějka a kol. (1960; pozri sčasti aj Srnánek 1956, 1957) spracovali paleogén S od mezozoika bradlového pásma, a to sériu ujackú a Orlovskej Magury. Séria ujacká, ktorú premenovávame na *údolskú* (Ujak má správny názov Údol), je však stratigraficky a tektonicky spätá s kriedou bradlového pásma. Preto tento paleogén musíme považovať za súčasť bradlového pásma, i napriek jeho určitej odlišnosti od typického paleogénu bradlového pásma.

Jarmutské vrstvy prechádzajú pozvoľne do pestrých slieňov a ílov, ktoré na základe mikrofauny (Kantorová 1956) patria danu — strednému eocénu. Pestré vrstvy sú najlepšie vyvinuté pri Údole a Matysovej. Pri Údole v zárezе potoka sa vyskytujú slienité bridlice, zelenkavé, modrasté až fialovkasté s konkréciami sférosideritov. Tieto vrstvy sú nadložím pestrých vrstiev a Leško (in Srnánek 1956) ich správne porovnáva s maľcovskými vrstvami magurského flyša východného Slovenska. V týchto vrstvách sú vyvinuté menilitové bridlice, niekedy i mocnejšie polohy hrubozrnných pieskovcov. Maľcovské vrstvy patria do vrchného eocénu (hlavne vrchná časť) až spodného oligocénu (Samuel 1961). SZ od Údolu a pri Matysovej pozdĺž bradlového pásma v nadloží pestrých slieňov a slieňovcov, vyvíjajúcich sa z jarmutských vrstiev, sa vyskytuje Birkenmajerom (1954) definovaný hraničný flyš s. str. [v zmysle Matějku (1960) kremňanské vrstvy]. Podľa poľských geológov tieto vrstvy sú akýmsi ohnivkom sedimentačného prechodu z bradlovej kriedy do magurského paleogénu.

Tektonika

Z tektonického hľadiska študované územie patrí k trom jednotkám: bradlovému pásmu, magurskému a centrálnokarpatskému paleogénu. Tektonicky najkomplikovanejšie je bradlové pásmo. Nové názory na tektoniku pieninského úseku bradlového pásma prinášajú najmä poľskí autori (Birkenmajer 1960; Birkenmajer & Geroch 1961; Alexandrowicz — Birkenmajer — Geroch 1962; Swidzinski 1962). Po zistení plynulej sedimentácie v bradlovom pásme je zrejmé, že dnešná stavba bradlového pásma je hlavne výsledkom oligocenného vrásnenia. Pri tom došlo k značnej redukcii sedimentačného priestoru (bez príkrovov; Swidzinski 1962). Tieto poznatky poľských geológov platia i v nami študovanom úseku pieninskej časti bradlového pásma.

Staršie horniny bradlových sérií tvoria samotné bradlá, uložené v mladších súvrstviach strednej a vrchnej kriedy, považovaných ešte donedávna za bradlový obal. Bradlá majú svoju osobitnú tektoniku; vytvárajú obyčajne šošovky, resp.

bloky, šikmo alebo kolmo vztýčené. Takýto tvar majú hlavne bradlá s masívnymi horninami (hl. czorsztýnska séria). Plastickejšie horniny vytvárajú bradlá užšie a pretiahlejšie (obyčajne v smere Z—V), napr. z pieninského dogeru a neokómu. Krieda, ktorá tvorí „obal" (iba vo význame morfologickom, nie transgresívnom; Salaj—Began 1963), obklopuje bradlá. Obal je intenzívne zvrásnený, takže vrstvy zapadajú rôzne. Prevláda úklon k J; smer vrstiev býva najčastejšie rovnobežný so smerom bradlového pásma ako celku (teda SZ—JV). Rovnako prebiehajú aj skoro všetky dislokačné poruchové zóny.

Bradlá czorsztýnskej série nie sú viazané iba na vonkajšiu stranu bradlového pásma, ale, ako už bolo spomínané, sú rozmiestnené dosť nepravidelne. Už v pôvodnom sedimentačnom priestore mohli sedimentovať oveľa južnejšie, pretože pre vznik typických fácií czorsztýnskej série mohli byť priaznivé podmienky na rôznych miestach pieninskej geosynklinály.

Magurský flyš na styku s bradlovým pásmom je intenzívne zvrásnený, takže pozorujeme časté zmeny sklonu a smeru vrstiev; prevláda však smer SZ—JV, časté sú smery Z—V, JZ—SV. Úklon vrstiev vzhľadom na intenzívne zvrásnenie sa často mení a pohybuje sa od 15° do 60°, hlavne k J, menej k S. Výraznejšie tektonické línie sme nezistili. Nie je výrazná ani tektonická línia, oddeľujúca bradlové pásmo od magurského paleogénu.

Údolskú (ujackú) sériu považujeme za súčasť bradlového pásma, pozvoľne sa vyvíjajúcu z kriedových sedimentov. Už Matějka (1957) usudzoval, že mezozoikum bradlového pásma tvorí asi podklad údolskej série. Tento paleogén svojím vývojom (Swidzinski 1957; in Birkenmajer 1960) patrí už vnútornému (centrálno) karpatskému paleogénu. Z hľadiska paleogeografického tento vývoj, najmä pokiaľ ide o vzťah medzi krosnenským a magurským flyšom, podrobne študovali Książkiewicz—Leško (1959). Sme však toho názoru, že ide o paleogén bradlového pásma v špecifickom vývoji, aký v ostatných častiach bradlového pásma nepozorujeme. V tejto časti bradlového pásma v období paleogénu bolo značné prehĺbenie, kým v ostatných úsekoch išlo iba o plytkovodný vývoj paleogénnych sedimentov s hojnými rífovými vápencami. Paleogén bradlového pásma v poslednom čase spracovali Leško—Salaj—Samuel (1963). Centrálnokarpatský paleogén, ktorý normálne je len nepatrne zvrásnený, býva v bezprostrednom styku s bradlovým pásmom dosť intenzívne zvrásnený. Smer vrstiev je približne V—Z, so sklonom do 60°, miestami až 90°.

Lektoroval pg. A. Began.

LITERATÚRA

[1] Alexandrowicz S. W., Birkenmajer K., Geroch S., 1962: Microfauna and Age of Brick — Red Globotruncana Marls (Púchov Marls) of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Bull. de L'Acad. Polonaise des Sciences, Série Géol. et Géogr., Kraków. — [2] Andrusov D., 1929: Útesové pásmo v Pieninách. Věstník SGÚ, roč. V, č. 6, Praha. — [3] An-

drusov D., Scheibner E., Scheibnerová V., Zelman J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. Geol. sbor., X/2. Bratislava. — [4] Andrusov D., Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. sbor. XI/2. Bratislava. — [5] Birkenmajer K., 1953: Preliminary Revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III., Warszawa. — [6] Birkenmajer K., Znosko J., 1955: Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pieninskiego pasa skalkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. XXIII, Kraków. — [7] Birkenmajer K., 1959: Znaczenie skalki haligowieckej dla geologii pieninskiego pasa skalkowego. Rocz. Polsk. Tow. Geol., vol. XXIX, Kraków. — [8] Birkenmajer K., 1959: Seria czertezicka — nowa seria skalkova Pienin. Acta Geol. Polonica, vol. IX/4, Warszawa. — [9] Birkenmajer K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Geol. Jb. B. A., Band 103, Wien. — [10] Birkenmajer K., Gąsiorowski S. M., 1961: Stratigraphy of the Tithonian and Lower Neokomian of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians), based on Aptychi. Bull. de L'Acad. Pol. des Sciences, Serie geol. et geogr., vol. IX/2, Warszawa. — [11] Birkenmajer K., Geroch St., 1961: On the Age of Variegated Beds (Shales) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bull. de L'Acad. Pol. des Sciences, Serie geol. et géogr., vol. IX/4, Warszawa. — [12] Gąsiorowski St. M., 1956: O faune aptychów wapienia krinoidowego tytono-beriasu okolic Czorsztyna. Acta Geologica Polonica, vol. VI, Warszawa. — [13] Hanzlíková E., 1957: Mikrobiostratigrafický a faciálny výzkum oblasti Spišská Magura. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Horwitz L., 1937: Fauna i wiek warstw posidoniovych w Pieninskim Pasie Skalkowym. A. Czesc ogólna; B. czesc szczególowa. Spraw. Panstw. Inst. Geol., vol. VIII/4 et IX/1, Warszawa. — [15] Horwitz L., 1938: Studia nad stratigrafią oslony skalek Pieninskich. Spraw. Inst. Geol., vol. IX/2. Warszawa. — [16] Kantorová V., Began A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. práce, Zprávy 14. Bratislava. — [17] Książkiewicz & Leško B., 1959: On the Relation between the Krosno- and Magura-Flysh. Bull. de L'Acad. Polonaise des Sciences, Série géol. et géogr., vol. VII/10, Kraków. — [18] Leško B., Samuel O., 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [19] Leško B., Salaj J., Samuel O., 1964: Paleogén bradlového pásma Slovenských Karpát. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava. — [20] Matějka A., Hanzlíková E., Chmelík F., Lukniš M., Pícha Fr., 1960: Vysvětlivky k přehledné mapě ČSR 1:200 000, list Spišská Stará Ves. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [21] Matějka A., 1961: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu geologické generální mapy Spišská Stará Ves. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1959, Praha. — [22] Salaj J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 22. — [23] Salaj J., Began A., 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [24] Samuel O., 1961: Some Remarks on the Paleogéne of the Klippes zone and on the Stratigraphico — Biofacial position of the Malcov and Šariš beds in the East Slovakia. Geol. práce, Zošit 60. — [25] Samuel O., 1961 (62): Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatíny. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — [26] Srnánek J., 1956: Zpráva o geologickom výskume v pieninskom úseku bradlového pásma (úsek Jarabina—Údol). Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Srnánek J., 1957: Inžiniersko-geologické rajonovanie rieky Popradu. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Srnánek J., 1958: Zpráva o geologickom výskume pre úkol XIV/010. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava. — [29] Srnánek J., 1959: Vodné dielo Sulín 1 a Sulín 2. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava. — [30] Scheibner E., 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [31] Swidziński H., 1962: Sur la forme structurale de la Zone des Klippes Pienines des Karpates. Bull. de L'Acad. Pol., vol. X, No. 3. Kraków.

JÁN SRNÁNEK – JOZEF SALAJ

REMARKS TO THE GEOLOGY OF THE PIENINY PART OF KLIPPEN BELT IN THE VIDER VICINITY OF STARÁ ĽUBOVŇA

In the Pieniny part of the Klippen Belt in Slovakia the Haligovec, Pieniny, Branisko, Niedzica, Czertezic and Czorsztyn Series are represented. In the territory, which we have mapped (Jarabina—Údol), except the Haligovec-Series all series are present. We treat the Haligovec-Series only from paleo-eographical and tectonical aspect. It is only short time ago since the Niedzica and Czertezik-Series were stated. The Czertezik-Series was in our territory stated and treated by A. Matějka (in A. Matějka, E. Hanzlíková, Fr. Chmelík, M. Lukniš, Fr. Pícha 1950). The Niedzica-Series was ascertained in 1956 by J. Srnánek and is treated in the presented paper.

Studying the spacing of klipps of the Czorsztyn-Series we observe that these not only follow the northern strip of the Klippen-Belt but are distributed irregularly in different parts of the Klippen Belt. Likely in the primary sedimentation area of the Klippen belt individual types of rocks typical of the Czorsztyn-Series in different places of the Pieniny geosyncline could deposit as the conditions for their sedimentation could by favourable resulting from various paleogeographical and tectonical factors also in more southern extension than the primary sedimentation area of the Czorsztyn-Series.

From this standpoint apart from considerable tectonical reduction it is easier possible to understand the spacing of klipps of the Czorsztyn-Series. Otherwise we need in the sense of the zonal building of the single series to use various complicated tectonical reconstructions, that not always in unambiguous way explain the tectonical spacing of klipps as now

The Cretaceous sediments occuring in the studied territory are in tectonical contact with the klipps, so that it is in many cases because of uniform development of facies difficult to ascertain their right competence to one or another series.

For studying the sediments of Paleogene of Klippen-Belt it is necessary to notice the gradual sedimentation between Cretaceous and Paleogene in this territory. The Údol (Ujak)-Series is connected with Cretaceous of Klippen belt by gradual stratigraphical passage.

Vysvetlivky k tab. II—IV

Tab. II.

Obr. 1. *Parkinsonia parkinsoni* Sow., spodný hľuznatý vápenec niedzickej série z bradla pri Litmanovej. — Obr. 2. *Coenoceras calloviensis* (Oppel), hľuznatý vápenec czorsztýnskej série, veľké bradlo SV od Hajtovky. — Obr. 3. *Perisphinctes orbignyi* Loriol, czorsztýnske vápence z bradla „Marmon" JZ od Matysovej. — Obr. 4. *Stephanoceras umbilicus* Quenst., krinoidové vápence z bradla vedľa cesty Jarabina—Litmanová (cca 1,75 km SZ od Jarabiny).

Tab. III.

Obr. 1. „Ostrý kameň" — malé bradlo tvorené červeným krinoidovým vápencom bat czorsztýnskej série, Z od Hajtovky v údolnej nive, vypreparované a čiastočne vymodelované tokom Popradu. Obr. 2. Zvrásnené zelené a červené radiolarity braniskej série S od Podsadku.

Tab. IV.

Obr. 1. Opustená lomová stena bradla „Marmon" J od Matysovej. Ťažil sa tu czorsztýnský a titonský vápenec a používal ako dekoračný kameň (pomník v Hniezdnom, ozdobné tabule na kostole v St. Ľubovni, na ľubovnianskom hrade atď.). — Obr. 2. Centrálno-karpatský paleogén je na styku s bradlovým pásmom intenzívnejšie zvrásnený (vrstvy sú vztýčené, miestami až prevrátené), zárez budovanej železnice Podolinec—Čirč, V od Chmelnice.

ĽUDOVÍT IVAN

POZNÁMKY K BENTONITICKÝM HORNINÁM V OBLASTI MICHAĽANY—VEĽKÁ TŔŇA

Západne a severozápadne od Zemplínskych vrchov v neogéne zistil som značné polohy bentonitov a bentonitických tufitov. V tomto príspevku podávam stratigrafiu, tektoniku a genézu bentonitov a bentonitických tufitov tohto územia. Juhovýchodný okraj študovanej oblasti tvorí paleozoikum Zemplínskeho ostrova. Na juhu, resp. JZ vystupuje menšia kryha karbónu pri Kazimíre. Medzi Kazimírom a Byštou na hranici slovensko-maďarskej vynára sa kryha kryštalinika. Paleozoikum som zistil aj v podloží neogénu vrtom Tai$_1$, situovaným v trňsko-luhyňskej priekopovej prepadline. Predpokladám, že paleozoikum je vyvinuté v podloží neogénu v celej mapovanej oblasti. Kryštalinikum v podloží neogénu dá sa predpokladať Z od obce Kazimír.

Stratigrafia

Neogénnym súvrstviam SZ od Zemplínskeho ostrova pripisovali rozličnì autori rozličný vek, čo bolo zrejme ovplyvnené hlavne zlou odkrytosťou neogénnych vrstiev, prípadne nedostatkom charakteristických asociácií organizmov v prirodzených odkryvoch. Z toho vyplýva potom aj chybná korelácia jednotlivých výskytov, resp. prenesenie geologickej predstavy do máp.

Nižšie stručne uvádzam názory autorov na stratigrafiu zo závažnejších publikovaných prác z posledných desať rokov, ktoré sa dotýkajú mapovaného územia.

Švagrovský (1954) pokladá šedé slienité íly s ostreami na severnom úpätí kopca Sv. Ondrej (Luhyňa) za spodný tortón. V práci z roku 1960 túto lokalitu kladie rovnako ako územie okolo Michaľan do vrchného tortónu. Jeho mapa (Švagrovský 1960) podľa terajších vedomostí o teréne je zastaralou.

Z profilu vrtu pri železničnej stanici Michaľany uvádzajú Seneš — Švagrovský (1957 — GP 46) nasledovné: „Súvrstvie biofaciálneho pestrého tortónu bolo navŕtané pri Michaľanoch, kde v rozpätí 80 m boli prevŕtané 4 krát striedavo sedimenty brakické s kardiami

a sedimenty morské s rodmi *Schizaster, Dentalium* a *Amussium*. Celé súvrstvie ukázalo silnú tufitickú prímes." V našich vrtoch z okolia Michaľan—Luhyne a V. Tŕne tento jav (totiž striedanie brakických a morských sedimentov) nebol pozorovaný.

Bouček—Přibyl (1959) spomínajú marínne íly s ustricami a machovkami napr. na východnom úpätí luhyňského chrbta. Pravdepodobne ide o lokalitu, ktorú uvádza Švagrovský (1954, 1960) a ktorá je už dávno známa (Wolf 1869). Slávik (1952) bez dôkazov konštatuje, že v bentonitovej oblasti Kuzmice—Lastovce, „v podloží bentonitu sú tortónske a spodnosarmatské morské a brakické slienité íly".

Čechovič (1953) rozčlenil miocén na liste Trebišov (1:200 000) nasledovne: stredný miocén — (spodný a vrchný) tortón, vrchný miocén — sarmat, ktorý člení na spodný a vyšší sarmat. Seneš (1963) v tektonickej skici listu Trebišov—Čierna zakresľuje celé mnou mapované územie ako tortón, hoci sa tu okrem tortónu vyskytuje aj sarmat.

Na základe fauny a superpozície rozčlenil som neogénne súvrstvie nasledovne: a) morský tortón, b) spodný sarmat, c) vyšší sarmat.

Tortón leží na paleozoických vrstvách transgresívne a diskordantne. Vrtom Tai1 SZ od Veľkej Tŕne bola prevŕtaná jeho bazálna poloha. Nad karbónskymi šedými až šedočervenkastými sľudnatými arkózovými pieskovcami, ktoré majú preplástky šedých bridlíc, leží transgresívne šedosvetlý slieňovec v hĺbke 65,10—64,90 m. V slieňovci sú valúny podložných paleozoických hornín, až 5 cm veľké; možno ich pozorovať, ovšem sporadickejšie až do hĺbky 62,50 m. Celková mocnosť tejto transgresívnej polohy je 2,40 m. Nad ňou sú vyvinuté šedé slienité jemnopiesčité íly. V hĺbke 64,20—64,30 m je opäť slieňovec a potom monotónny vývoj šedých slienitých jemnopiesčitých ílov, prerušený dvoma tenkými polohami bentonitov a bentonitizovaných tufitov, ktoré poukazujú na erupcie kyslých vulkanických produktov v priebehu sedimentácie tortónu. V sedimentoch tortónu vo vrte Tai1 neboli zistené makrofosílie. Celková mocnosť spodného tortónu je v tomto vrte 57,50 m.

Súdim, že súvrstvie, ktorým prerazil vrt, patrí ešte k *spodnému tortónu*, pravdepodobne k jeho vyšším horizontom. Poukazujú na to mikropaleontologické rozbory Lehotayovej (1963) z vrtu Tai1, podľa ktorej „hojný výskyt foriem *Valvulineria complanata* (Orbigny) pripomína niektoré najvrchnejšie časti spodnotortónskych lagenidových zón". Poukazuje na to aj nález spodnotortónskej mikrofauny (Cicha 1962) pri Černochove, ktorá obec leží na poklesnutej kryhe v južnej časti Zemplínskych vrchov.

Výskumom nebol zistený súvislý profil tortónu. V ďalších vrtoch, ktoré prešli sedimentmi tortónu, boli prevŕtané už len morské usadeniny vrchného tortónu.

Vyššie horizonty vrchného tortónu (zóna bolivino-buliminová) zistila na základe mikropaleontologických rozborov Lehotayová (1963) vo vrtoch Zi-17, Zi-18, Zi-23, Mi-5 a v spodnej časti vrtu Mi-10. Marínna tortónska makrofauna sa našla vo vrtných jadrách Zi-23 a Mi-10. Sú tu zastúpené hlavne rody *Ostrea, Pecten, Nucula, Anadara, Chlamys* nájdené aj v prirodzených odkryvoch asi $^3/_4$ km S od obce Luhyňa. Vrty Zi-17, Zi-18, Zi-23 prerazili len do 30 m, Mi-5 do 50 m;

prešli okrem kvartéru len vrchným tortónom; Zi-17 prerazil aj tenkú polohu (do 5,30 m) vyššieho sarmatu.

Celkove tortón v študovanej oblasti zastupujú prevažne pelitické sedimenty. Aj transgresívna poloha má kľudný vývoj; nezistila sa príbojová fácia ani na styku s paleozoikom. Najhojnejšie sú šedé slienité, jemne piesčité íly, ktoré zvetrávaním získavajú pestrejšie sfarbenie (najmä hrdzavé odtiene). Nachádzajú sa v nich tenké polohy bentonitov a bentonitizovaných tufitov, spravidla sivošedej farby (iba niekoľko dm) a slieňovcov (tiež len niekoľko dm).

Seneš — Švagrovský (1957) uvádzajú aj brakické sedimenty tortónu z vrtu pri Michaľanoch, avšak v mapovanej oblasti ani vrtnými prácami prítomnosť brakického tortónu nebola potvrdená.

Spodný sarmat. Medzi Michaľanmi a V. Tŕňou bol na základe makro- i mikrofauny dokázaný brakický sarmat. Vrchný marínny tortón prechádza do brakického spodného sarmatu bez znateľnej diskordancie. Tým sa dokázalo, že brakický vrchný tortón v tejto oblasti nie je vyvinutý. Potvrdil to profil vrtu Mi-10 južne od Dvora Mária. Vývoj spodného sarmatu je podobný ako vrchného tortónu. Sú to šedé slienité jemnopiesčité íly; miestami sú tenšie polohy pieskovcov, slieňovcov a bentonitov, resp. bentonitických tufitov.

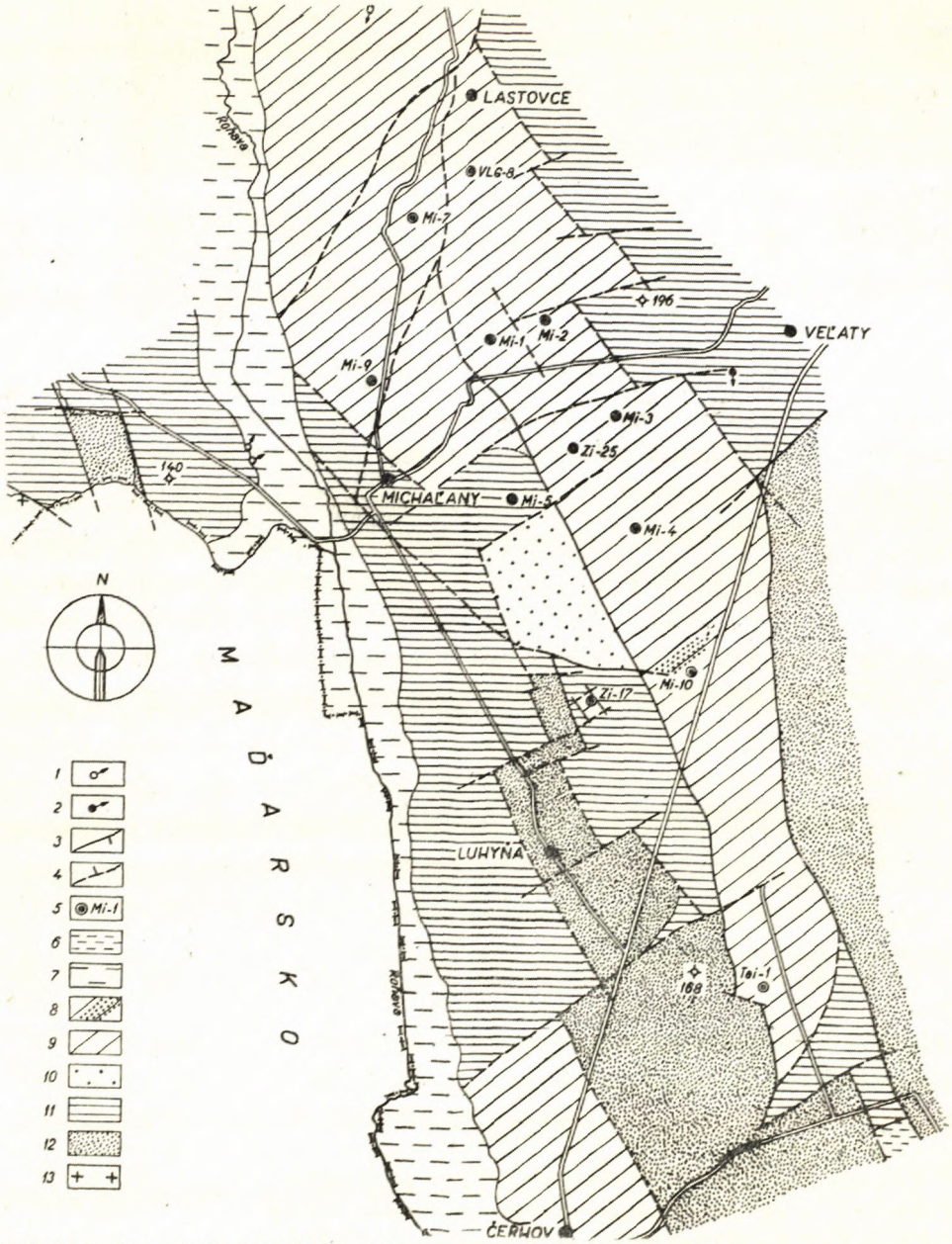
Vo vrte Mi-10 bol profil nasledujúci: do hĺbky 30,00 m sú to tufy a tufity (vyšší sarmat), ostro ohraničené od spodného sarmatu. Potom nasleduje spodný sarmat, kde v slienitých, jemnopiesčitých íloch a slieňovcoch sa vyskytujú zvyšky fauny rodov: *Ervilia, Cardium, Modiolus, Mactra, Abra, Cerithium.* Do hĺbky cca 90 m bola zistená aj spodnosarmatská mikrofauna (50 až 52 m, 75,90—77 m. 86—87 m), a to zóna veľkých elfídií (Lehotayová 1963).

V hĺbkach 103—104 m, 118—119 m a 145—150 m zistila Lehotayová morský tortón (zóna bolivino-buliminová). Medzi vrchným marínnym tortónom a brakickým sarmatom nepozorovať litologickú zmenu; možno ich však odlíšiť podľa makro- a mikrofauny.

V podloží vyššieho sarmatu brakický spodný sarmat sa zistil vo vrtoch Zi_{25} (od 18,05 m), Mi_1 (od 40,05 m), Mi_2 (od 90,70 m), Mi_3 (od 20,50 m), Mi_4 (od 36,15 m). Okrem Mi_2, ktorý prešiel do hĺbky 101,30 m, ostatné vrty nepresiahli hĺbku 50 m. Aj vrt Zi_{24} prešiel v celom profile do hĺbky 35,80 m len brakickým súvrstvím sarmatu.

V posledných 10 rokoch sa takmer všeobecne prijímal názor o existencii brakického vrchného tortónu vo východoslovenskom neogéne. O brakickom a sladkovodnom vrchnom tortóne z východoslovenskej neogénnej panvy písali hlavne J. Seneš, J. Švagrovský a J. Janáček. Napr. Janáček (1959) uvádza hlavne z oblasti Sečovce—Michalovce brakický vrchný tortón o mocnosti viac ako 1600 m, ktorý transgreduje na morský vrchný tortón.

Moje výsledky, najmä o vývoji morského tortónu a brakického spodného sarmatu, možno dobre korelovať so susedným maďarským územím (Schréter 1942; Majzon 1945). Aj závery Kowalevského (1958) z poľského vrchného tortónu a spodného brakického sarmatu (resp. hranica tortón-sarmat)



Geologická skica okolia Michaľany—Luhyňa. 1 — pramene; 2 — minerálne pramene; 3 — zlomy zistené; 4 — zlomy predpokladané; 5 — vrty; 6 — hliny, sutiny; 7 — fluviálne sedimenty Roňavy; 8 — hydrokvarcity; 9 — tufiticko-bentonitické súvrstvie — vyšší sarmat; 10 — piesky, piesčité íly — spodný sarmat; 11 — piesčité íly — tortón; 12 — pieskovce, bridlice, zlepence — karbón; 13 — biotiticko-muskovitické svory, svorové ruly, miestami s polohami kvarcitov — kryštalinikum.

sa dajú aplikovať na naše územie. Oproti Zakarpatskej Ukrajine vynárajú sa rozdiely, lebo vrchný tortón podľa Vjalova, Pišvanovej, Petraškovica a Griškieviča (1962) obsahuje súvrstvie morské, brakické i sladkovodné. Tieto názory odpovedajú Janáčkovým (1959) uzáverom z východoslovenského neogénu. Príčiny týchto rozdielov sú rozličné. Možno uvažovať aj o relatívnej stabilite oblasti Zemplínskych vrchov, resp. o mobilite iných oblastí, teda pripustiť mohutnú tektonickú aktivitu neogénnej panvy, resp. jej podložia. Muselo by sa uvažovať o bariére medzi tortónom z oblasti Michaľan a tortónom, ktorý opisuje Janáček (Sečovce—Michalovce), prípadne o veľtoku, ktorý ústil do Janáčkovho brakického tortónu. Treba mať na zreteli aj to, že bulimino-bolivinová zóna je ekvivalentom rotaliovej zóny vo vrchnom tortóne. I keď asociácie rotálií signalizujú zbrakičtenie, nevylučuje to ešte existenciu vrchnotortónskeho marínneho prostredia. Nemožno vylúčiť ani resedimentáciu najmä mikrofauny zo starších súvrství. Východoslovenský neogén nie je predsa tak rozsiahlym územím, kde by sa mohlo uvažovať o značných paleogeografických a klimatických zmenách v období sedimentácie vrchného tortónu. Nie je ani vylúčené, že v lokálnych podmienkach je aj vývoj sedimentov odlišný: ťažko si však predstaviť, že v tej istej neogénnej panve v jednej oblasti (Michaľany) niet vývoja brakického tortónu a v ďalšej oblasti (Sečovce—Michalovce) má mocnosť až 1600 m. Tento závažný problém akiste bližšie objasnia ďalšie podrobné paleontologické a tektonické štúdiá.

Vyšší sarmat má tufiticko-bentonitický vývoj. Keďže sa v tomto súvrství nachádzajú aj polohy lignitov, môžeme ho paralelizovať s Janáčkovou (1957, 1959) tufiticko-lignitickou sériou. Treba však spomenúť, že v mapovanom teréne je tufiticko-bentonitické súvrstvie ostro ohraničené oproti podložiu a leží na spodnom brakickom sarmate. Vo vrte Zi_{17} Luhyňa, v izolovanej malej kryhe leží toto súvrstvie na morskom vrchnom tortóne.

V bazálnej polohe sa zistili bentonity rozličných farieb, v ktorých sú spravidla drobné úlomky sopečných skiel a ryolitu, prevažne ostrohranné, sporadicky aj úlomky paleozoických a mezozoických hornín a andezitov (až 4 cm veľké). Bazálna poloha s úlomkami dosahuje až cez 1 m Tmeliacou hmotou úlomkov je bentonit. Nad bazálnou polohou sú bentonity spravidla svetlej svetlosivej a nahnedlej farby. Potom sa striedajú polohy svetlých ryolitových tufitov, tufov, značne bentonitizovaných, s polohami ílovcov, ílov, slieňovcov, pieskovcov a bentonitov. Pod kvartérnou pokrývkou sú bentonity a ryolitové tufity svetlej farby, značne bentonitizované. V polohách, kde je menej zastúpená vulkanická prímes, možno pozorovať zvyšky zuhoľnatených rastlín a uhoľný pigment. Uhoľná sedimentácia miestami má značnú mocnosť. Napr. vo vrte Mi-9 pri Michaľanoch pri cintoríne, boli prerazené uhoľné íly s lignitom v súvislej polohe takmer 3 m mohutnej, čo poukazuje na sladkovodné prostredie. Celkove smerom od Zemplínskych vrchov, teda do panvy, tufiticko-bentonitické súvrstvie nadobúda na mocnosti. Napr. vrty Mi-7 (hĺbka 137,50) a Mi-9 (hĺbka 100,00) prešli len týmto súvrstvím; naproti tomu vo vrte Mi-10 blízko Zemplínskych vrchov bolo toto súvrstvie len 30,00 m mocné.

Sporadicky sa v tufitoch nachádzajú vyššie modifikácie kremeňa nepravidelných tvarov, menších rozmerov a rozličných farebných odtieňov. Pravdepodobne vznikli ako dôsledok zvetrávania v tufitoch.

Južne od Dvora Mária vystupujú na povrch silicifikované tufity, hydrokvarcity až opály, s ojedinelými silicifikovanými zvyškami rastlín skupiny *Monocotyledones*. Vylúčeniny kremeňa mávajú rozličné farebné odtiene. Silicifikované polohy sa nachádzajú v tufiticko-bentonitickej sérii. Silicifikované javy poukazujú na postvulkanickú činnosť, spojenú s výronmi kyseliny kremičitej (obsah SiO_2 93,98 %; J. Forgáč). Niektoré polohy tufitov majú ráz hornín diatomických.

Sedimentácia tufiticko-bentonitickej série prebiehala počas ryolitových erupcií. Sedimentácia je rýchla, často bez vytriedenia. Len postupne smerom do panvy pozorovať znaky lepšieho vytriedenia. V týchto horninách sa zatiaľ nezistila charakteristická fauna. Podľa Lehotayovej (1962) našli sa len úlomky ihlíc, silicispongií a raxy, vo vrtných jadrách Mi-7 úlomky ostrakódov. Zatiaľ sedimentáciu tohto súvrstvia na základe analógie kladiem do vyššieho sarmatu. Tufiticko-bentonitická séria je najvyšším horizontom neogénu v študovanej oblasti. Kvartérna pokrývka nemáva veľkú mocnosť; len v aluviálnej nive Roňavy fluviatilné sedimenty pri ceste Lastovce—Kazimír sú okolo 10 m mocné.

Z oblasti Dvora Márie opísal charakteristický odkryv tufiticko-bentonitického súvrstvia Dorničom (1960); podľa Březinu (in Dorničom 1960) časť základnej hmoty tufu tvorí kaolinit a montmorilonit. Z vrtných jadier a zo šachtičiek, hĺbaných v tufiticko-bentonitickom súvrství zistil Čičel (1963) ílový minerál montmorilonit. Prirodzený odkryv bentonitu podarilo sa mi zistiť iba v izolovanej malej kryhe na marínnom tortóne v Luhyni V od k. 210,2, Sv. Ondrej, kde vystupujú bentonity (tufiticko-bentonitické súvrstvie) na ploche cca 6 m^2. Bentonit je tu svetlej farby s tufitickou prímesou; sporadicky pozorovať znaky vytriedenia. Podľa uloženia tufitického materiálu možno sledovať náznaky vrstevnatosti. Nachádzajú sa aj štruktúry po tufoch, pripomínajúce miestami premenené pemzy. Sporadicky pozorovať piesčité, sľudnaté substancie po rozložených paleozoických horninách. Menej premenené úlomky paleozoických hornín sú až 7 cm veľké.

Prehľad tektoniky a vývoja územia

Tektonické pomery územia úzko súvisia s pomernou stabilitou Zemplínskeho ostrova v priebehu tortónu a spodného sarmatu a s mobilitou okolných miocénnych depresií. V neogéne boli zistené dva systémy zlomov; jeden z nich má karpatský smer (JV—SZ) a druhý prebieha priečne na predošlý. Jeden z hlavných zlomov obmedzuje Zemplínsky ostrov od neogénu a v smere JV—SZ tiahne sa od obce Veľká Tŕňa, V od kameňolomov na tufy vo Veľkej Tŕni a na SZ k obci Vaľaty, kde pokračuje pravdepodobne ďalej; k JV prebieha cez Malú Tŕňu smerom k Borši. Keďže prechádza obcami Veľká a Malá Tŕňa, môžeme ho nazvať *tŕnskym zlomom*. Paralelne s ním sú zlomy, ktoré dali základ tŕnsko-luhynskej priekopovej prepadline, kde sú poklesnuté vrstvy paleozoika, tortónu a sarmatu. Na JZ až Z je táto prepadlina vymedzená karbónskymi kryhami Vyšné Breziny

(k. 167,00), Hečka (k. 168,7), Sula (k. bez označenia), Luhyňa (k. 185,7) a Sv. Ondrej (k. 210,2).

Systém *roňavských zlomov,* ktoré prechádzajú údolím riečky Roňavy, dal základ ďalšej priekopovej prepadline, ktorú nazývam *roňavská priekopová prepadlina,* resp. *roňavský prelom.* Jej západné obmedzenie naznačuje kryha karbónu (k. 191,6) J od Malého Kazimíru a kryha kryštalinika Lysá hora (k. 292,4) a Veľká hora (k. 332,2). V roňavskej priekopovej prepadline predpokladám poklesnuté kryhy karbónu, tortónu, spodného sarmatu i tufiticko-bentonitického súvrstvia. Východným obmedzením roňavského prelomu sú už spomínané karbónske kryhy Sula—Sv. Ondrej, ktoré tvoria hrasť medzi oboma prepadlinami. SZ—JV smer má aj systém zlomov, ktoré obmedzujú poklesnutú kryhu tufiticko-bentonitického súvrstvia.

Jeden z priečnych zlomov obmedzuje karbónsku kryhu Čierna hora (k. 239,3), teda trnsko-luhynskú tektonickú prepadlinu na juhu, resp. JV. Zhruba paralelné s týmto zlomom sú ďalšie zlomy, ktorých priebehy umožňujú predpokladať rozlične vystúpené kryhy karbónu; najvýznamnejší z nich uzatvára trnsko-luhynskú tektonickú priekopovú prepadlinu na SZ úpätí kryhy Sv. Ondrej (k. 210,2). Ďalej predpokladám existenciu niekoľkých zlomov priečnych, prechádzajúcich medzi trnsko-luhynskou priekopovou prepadlinou a údolím Roňavy pri Lastovciach. Minerálne pramene vo Veľatoch a z vrtu pri Michaľanoch vyvierajú pravdepodobne tiež po tektonickej poruche.

Vo východoslovenskej panve bola konštatovaná mobilita počas miocénu, ktorá sa prejavovala synsedimentárnymi poklesmi (Janáček 1959). Synsedimentárny nekľud dá sa predpokladať vo vrchnom tortóne, ak porovnáme územie Sečovce—Michalovce (vrchný tortón brakický až 1600 m) a mapované územie Michaľany—V. Tŕňa, kde súvrstvie brakického tortónu nebolo zistené. Pre zistenie synsedimentárnych zlomov v tortóne a v sp. sarmate mapované územie je pomerne malé a technické práce neprechádzali v značnejších profiloch tortónom a sp. sarmatom. Synsedimentárne pohyby predpokladám koncom vrchného tortónu a začiatkom sarmatu. Na takéto pohyby vo vyššom sarmate poukazuje narastanie mocnosti vrstiev sarmatu v poklesnutých kryhách a menšia mocnosť na vyzdvihnutých kryhách.

Najvýraznejšie sa v mapovanom území prejavuje postsedimentárna tektonika, ku ktorej došlo po uložení tufiticko-bentonitického súvrstvia. Jej prejavy v podobe zlomov som už spomínal.

Skoky zlomov do stredu panvy sa všeobecne zvyšujú. Tak napr. v profile vrtov Mi-5, Zi-25, Mi-3, je cca 20 m, pri vrte M-2 už 90 m a ďalej od Zemplínskych vrchov podložie nebolo zachytené ani vrtom Mi-7 (136,50 m). Z toho teda vidíme, že výška skoku predpokladaného zlomu, ktorý prechádza zhruba Lastoveckým potokom, je značná.

Jestovanie starších neogénnych vrstiev v mapovanej oblasti ani v širšom okolí

nebolo potvrdené; preto môžeme študované územie pred tortónom považovať za súš. Ako už bolo spomenuté, záplava mora s normálnou salinitou sa predpokladá vo vyšších horizontoch spodného tortónu. Podľa Čechoviča a Fusána (1963) v spodnom tortóne trangresie boli podmienené orogentickými pohybmi a pozdĺž veľkých zlomov prenikla transgresia tortónskeho mora.

V našej oblasti tortón priamo transgreduje na paleozoikum Zemplínskych vrchov. Vrtom Tai-1 bola preukázaná diskordancia a transgresia. Mocnosť transgresívnych sedimentov je pomerne malá. Marínna morská sedimentácia je litologicky jednotvárna; sú to pelitické sedimenty slienitých piesčitých ílov. Na synsedimentárny vulkanizmus poukazujú tenké polohy bentonitov a bentonitizovaných tufitov. Medzi morským tortónom a brakickým sarmatom nebolo zistené prerušenie sedimentácie. V našej oblasti začiatok spodného sarmatu súvisí so zaplavením brakických vôd a so zmenami paleoekologickými, ktoré sú odrazom tektoniky. Immigrovaná fauna má ráz typickej brakickej fauny spodného sarmatu. Aj tenké polohy bentonitov a bentonitizovaných tufitov poukazujú na vulkanickú činnosť v spodnom sarmate. Morská sedimentácia tortónu a spodného sarmatu súvisí s celkovým poklesom panvy Potiskej nížiny. Potom nasledovalo celkové vyzdvihnutie a denudácia. Opätovný pokles viedol k novej záplave a sedimentácii tufiticko-bentonitického súvrstvia. Sedimentácia prebiehala rýchlo a panvu zanášali vulkanické kyslé pyroklastiká, ktoré svedčia o najintenzívnejšej vulkanickej činnosti. Pyroklastiká v našom teréne dávam do súvisu s ryolitmi, ktoré budujú masív v južnej časti Zemplínskych vrchov medzi obcami Malá Bara—Viničky—Borša. Počas vulkanickej činnosti hlavná časť Zemplínskych vrchov bola už suchou zemou, lebo ryolity, resp. perlity v okolí Malej Bary ležia priamo na paleozoiku, ako to potvrdzuje vrtný profil Bai-1. Aj priamy styk ryolitov s paleozoikom a mezozoikom dá sa sledovať V a JV od Malej Bary. Predpokladám, že Zemplínsky ostrov sa vynoril medzi spodným sarmatom a usadením tufiticko-bentonitického súvrstvia a že počas tortónu a spodného sarmatu bola táto oblasť zaplavená.

Bazálna poloha tortónu bola zistená aj v černochovskej priekopovej prepadline a južne od Kašova (Ivan 1962). Tieto bazálne polohy majú podobný vývoj ako vo vrte Tai-1. Fragmenty z transgresívnej polohy poukazujú na paleozoicko-mezozoické brehy, resp. vysoké morské chrbty. Nemáme však priame dôkazy o tom, že brehy miocénneho mora sa stotožňujú s terajšími svahmi Zemplínskych vrchov. Keďže som nezistil v oblasti styku miocénu a Zemplínskeho pohoria žiadne náznaky pobrežia, predpokladám, že aj územie Zemplínskych vrchov bolo v tortóne a spodnom sarmate zaplavené. Poukazuje na to aj vyrovnaná transgresívna báza, ktorá lemuje Zemplínske pohorie. Aj dnešné geografické rozloženie priekopových prepadlín vedie k úvahám o zaplavení pohoria, keďže hlboko vnikajú do pohoria a ich výplň je miocénna.

Medzi spodným sarmatom a tufiticko-bentonitickým súvrstvím sa zistil stratigrafický hiát. Rozličné mocnosti vyššieho sarmatu poukazujú sčasti na depresie

pôvodného reliéfu, avšak mohlo ísť aj o synsedimentárne poklesy. V miestach, kde boli kryhy vyzdvihnuté, dochádzalo k deštrukciám.

Uložením tufiticko-bentonitickej série končí sedimentačný cyklus neogénu v našej oblasti. Po jej uložení došlo k poklesom.

Základné faktory, ktoré určovali geotektonický vývoj mapovaného územia, úzko súvisia s geotektonickým vývojom východoslovenského neogénu, resp. Potiskej nížiny. V posledných rokoch podáva svoje úvahy o tektogenéze neogénnej východoslovenskej panvy B u d a y (1961, 1962).

K otázke genézy bentonitov

So zistením ložísk bentonitov v neogéne východného Slovenska vynorila sa aj otázka ich vzniku (J a n á č e k 1959; R a d z o 1954, 1959; S l á v i k 1962).

J a n á č e k (1959, str. 164) opisuje vznik bentonitu takto: „Vznik bentonitu a bentonitických jílů je tu vázán na hydrothermální přemenu jemného tufitického materiálu z erupce kyselých láv a podmíněn chemickým vyzrážením koloidného roztoku". Napr. vznik ložiska bentonitov hydrotermálnymi premenami v Michaľanoch nedá sa akceptovať; ani na iných známych bentonitických ložiskách tento jav nie je známy. Ak by sme pripustili hydrotermálne procesy, potom by sa tieto mali prejaviť aj na okolitých nebentonických súvrstviach, čo som nepozoroval. Konečne je známe, že montmorilonity, resp. bentonity môžu vznikať v normálnom termodynamickom prostredí (S e d l i c k i j 1945).

Najnovšie vysvetľuje vznik bentonitov S l á v i k (1962) hlavne cestou halmyrolýzy. Napr. vznik bentonitov v oblasti Kuzmic—Lastoviec popisuje takto: „Výrazná bentonitizácia ryolitových tufitov mala teda halmyrolitický charakter. Vznik čistých bentonitov sa dá však ľahšie vysvetliť tým, že ide o materiál, ktorý bol do vodného prostredia transportovaný, pričom bentonit mohol vzniknúť rozkladom tufitov v kontinentálnom prostredí. Nevylučujeme však ani možnosť, že počas transportu a usadenia bola iba pôvodná pemza mechanicky rozdrobená na pelitické zrnká a bentonit z nej vznikol tiež halmyrolitickým rozkladom ako v predošlom prípade."

Názory J. Slávika považujem za nesprávne, a preto sa o nich stručne zmienim.

1. Resedimentáciu bentonitov z kontinentálneho prostredia si ťažko predstaviť. Úložné pomery bentonitov v oblasti Kuzmice—Lastovce na to nepoukazujú. Keďže tu ide o plynulé prechody z tufitov do bentonitov, k bentonitizácii došlo až po uložení tufitov.

2. Procesy, ktoré spadajú pod pojem halmyrolýza, kladú sa do hlbokomorského prostredia (K u k a l 1960) a bentonity v oblasti Kuzmice—Lastovce sa uložili v plytkovodnom prostredí. Svedčia o tom aj polohy lignitov v tufiticko-bentonitickej sérii. Pôvodná salinita vodných bazénov nemá podstatný vplyv na genézu bentonitov, lebo tieto sa v neogéne východného Slovenska vyskytujú v morských, v brakických i sladkovodných sedimentoch.

Správnejší je názor R a d z u (1959), podľa ktorého vznik bentonitu pri Finticiach sa viaže na zvetrávanie sopečných produktov ryolitových vulkanických hornín.

V r. 1960—1962 študoval som bentonitické horniny v tufoch a v tufitoch tortónu a sarmatu v JZ časti Potiskej nížiny a v priľahlých oblastiach. Zameral som sa hlavne na ložisko Michaľany. Profily vrtov i prirodzených a umelých

odkryvov vedú ma k názoru, že k bentonitizácii došlo inými procesmi, nie halmyrolýzou (I v a n 1962). Pozoroval som, že od tufitu k bentonitu je celý rad postupných premien, ktoré môžeme pozorovať makroskopicky i laboratórnymi metódami.

Najkvalitnejšie bentonity na ložisku Michaľany sú nad nepriepustným podložím tortónu a spodného sarmatu, teda na báze tufiticko-bentonitického súvrstvia. Tu sú zastúpené prevažne drobné valúniky a úlomky prevažne vulkanických hornín, sporadicky aj valúniky a úlomky permokarbónskych a mezozoických hornín. Tento, pôvodne klastický materiál je tmelený kvalitným bentonitom. Aj vo vyšších polohách vrtov sú miestami tenšie, zväčša nepravidelné pruhy valúnikov a úlomkov takmer vulkanických hornín, tmelené bentonitmi (profily vrtov Zi-25, Mi-1, Mi-2, Mi-3, Mi-4, Mi-10, ktoré prerazili až do podložia, do nepriepustných vrstiev sarmatu alebo morského vrchného tortónu). Transgresívnymi vrstvami mohli podzemné vody cirkulovať a ovplyvňovať aj bezprostredné nadložie. Nazdávam sa, že kvalitné bentonity sú v transgresívnej polohe a jej priamom nadloží preto, lebo cirkulujúca voda mala vplyv na bentonitizáciu tufitov. Tenšie polohy bentonitu sa vytvorili aj v polohách medzi ílovcami, resp. ílmi, ktoré sa rytmicky striedajú v spomínanom súvrství, teda nad nepriepustným podložím. Domnievam sa, že k bentonitizácii dochádza aj v recente, lebo spravidla pod kvartérnou skrývkou bývajú tufity viac bentonitizované ako v nižších polohách. Daždové (povrchové) vody zrejme prenikajú do tufitov a tu vytvárajú podmienky, v ktorých vznikajú ílové minerály typu montmorilonit. Vznik bentonitov v širšom slova zmysle možno spojovať s hypergénnymi pochodmi v zmysle S a u k o v a (1950).

Spomínané javy vedú ma k názoru, že hlavný proces bentonitizácie je postvulkanický, postsedimentárny, a teda hlavný podiel na bentonitizácii treba pripísať podpovrchovým vodám, ktoré prenikali a prenikajú tufmi a tufitmi; bentonitizácia teda úzko súvisí s hydrogeologickými pomermi. O možnom vplyve podzemných vôd na bentonitizáciu svedčí aj to, že na miestach, kde sa narazí na výdatné zásoby podpovrchových vôd, sú aj kvalitné bentonity.

Spravidla u pemzí dochádza najrýchlejšie k premenám smerom k montmorilonitu. Už som spomenul, že k bentonitizácii dochádza viac tam, kde medzi tufmi a tufitmi je úlomkový materiál. Jemné pelitické tufity, ktorými voda ťažko preniká, nebývajú dostatočne bentonitizované (tufity z vrtu Mi-1 a Mi-2). Vyzdvihnuté kryhy tufiticko-bentonitického súvrstvia (napr. tufy a tufity z lomu Veľká Tŕňa) bývajú len menej, poklesnuté kryhy (časti ložiska Michaľany v priestore vrtov Zi-25 a Mi-3) značne bentonitizované (napr. zaklesnutá kryha bentonitov a bentonitizovaných tufitov v Luhyni). Zvodnené partie sopečných produktov pyroklastík mohli vytvoriť vhodné alkalické prostredie pre kryštlizáciu ílových minerálov-montmorilonitov, ktoré sú podstatnou súčasťou bentonitov.

Podľa mojich pozorovaní pri genéze bentonitov je potrebné brať do úvahy

Technologické vyhodnotenie bentonitu z profilu vrtu Mi-3 pre zlievárenstvo.

por. čís.	označenie vz. metráž	vlhkosť % H_2O	priedušnosť za sur. j	pevnosť v tl. za sur.	vým. kat v mil. kv 100 g	sitové rozbory				
						sito	0,20	0,10	0,06	pod 0,06
1.	Mi — 3, 1 2,2—4,3 m	3,5	469,5	608,0	32,83	za sucha	5,0	21,6	28,5	71,5
						za mokra	6,3	7,4	7,44	
2.	Mi — 3, 2 5,8—7,6 m	3,5	423,8	666,0	38,52	za sucha	3,4	16,2	31,6	68,4
						za mokra	0,8	0,85	0,90	
3.	Mi — 3, 3 7,6—9,3 m	3,34	397,7	397,7	33,44	za sucha	13,6	34,2	43,6	56,4
						za mokra	7,12	9,52	11,14	
4.	Mi — 3, 4 9,3—10,8 m	3,2	410,2	473,0	25,29	za sucha	4,4	16,2	29,4	70,6
						za mokra	3,52	9,47	12,67	
5.	Mi — 3, 5 10,8—13,0 m	3,2	424,5	424,5	42,1	za sucha	9,0	21,6	29,4	70,6
						za mokra	13,5	17,42	38,52	
6.	Mi — 3, 6 13,0—14,8 m	3,2	424,5	424,5	30,33	za sucha	7,72	22,9	31,4	68,6
						za mokra	35,2	6,67	8 87	
7.	Mi — 3, 7 14,8—16,8 m	3,26	428,8	428,8	36,5	za sucha	5,0	16,4	25,2	74,8
						za mokra	2 0	2,9	3,5	
8.	Mi — 3, 8 16,8—18,8 m	3,5	397,7	397,7	41,62	za sucha	8,32	25,7	41,5	59,5
						za mokra	2,9	5,0	5,8	

Vyhotovilo Laboratórium Keramických závodov
v Michalovciach.

niekoľko geologických faktorov, najmä: a) mineralogické a petrografické zloženie hornín; b) hydrogeologické pomery — charakter roztokov; c) tektonické pomery. Na potvrdenie správnosti týchto názorov by bolo potrebné spomenuté procesy pokusne overiť.

Pre ilustráciu názorov na bentonitizáciu a vývoj tufiticko-bentonitického súvrstvia pripojujem z profilu vrtu Mi-3 výsledky technologických rozborov, ktoré vyhodnotili Keramické závody, n. p., Košice (vzorky boli odobraté selektívne), ako aj sedimentárno-petrografický rozbor a geologickú skicu mapovaného územia.

Sedimentárno-petrografický rozbor z vrtu Mi-2 z bazálnej polohy (89,50—90,70 m) podľa E. Karolusovej (1953): biela rozpráškovaná hornina; veľmi drobnozrnné konkrécie pyritu, len ojedinele zirkón (v celom preparáte asi 7 ks); 2—0,25 zrná kremeňa, zrná živcov, nádherné idiomorfné β-kremene, konkrécie pyritu, ojedinele granát, šedé zrná kremeňa, zrná z metamorfovaných hornín (bridlice). 0,25—0,05 drobné zrná kremeňa, živcov, limonitizované zrná, pyritové konkrécie.

Aj z orientačných sedimentárno-petrografických rozborov vyplýva, že bentonity vznikajú premenami z ryolitového pyroklastika. Dokazujú to aj minerály β-kremeňa a biotit, zastúpené v oboch horninách. V bentonite sa nachádzajú najmä v bazálnej polohe aj minerály hornín paleozoika, ako napr.: turmalín, staurolit, granát, distén, šedé kremene, tiež charakteristické pre metamorfované horniny podložia. Najmä v bazálnej polohe miestami pozorovať pyrit. Rozložením biotitu uvoľňuje sa Fe, z ktorého postupne vzniká pyrit, prítomnosť ktorého svedčí o redukčnom prostredí.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval dr. T. Buday.

LITERATÚRA

[1] Alexandrowicz S., 1958: Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu slasko-krakowskiego. Kwartalnik geologiczny, Warszawa. — [2] Bouček B. — Přibyl A., 1959: O geologických poměrech Zemplínského pohoří na východním Slovensku. Geologické práce, Zoš. 52, Bratislava. — [3] Buday T., 1962: Tektogenéza neogenních pánví Západních Karpat a jejích vývoj. Geologické práce, Zoš. 63, Bratislava. — [4] Bystrická H., 1958: Mikrofauna sarmatu východného Slovenska. Acta geol. et geograf. univers. Comenianae, Geologica No. 1, Bratislava. — [5] Cicha I., 1959: Několik poznámek k problematice vztahů předkarpatského, zakarpatského a československého miocénu z hlediska mikrofauny. Věst. ÚÚG, Praha. — [6] Cicha I., 1960: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech na listu gen. mapy Trebišov. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1959, Praha. — [7] Csepreghyné Meznerics I., 1950: Die tortonische Fauna von Hidas (Kom. Barany, Ungarn). JUGA, vol. XXXIX/2, Budapest. — [8] Dorničˇ J., 1960: Zpráva o přehledném geologickém výzkumu neogénu východně od Slánského pohoří. Zprávy o geol. výzkumech za rok 1959, Praha. — [9] Ferenczy J., 1943: Geologische Verhältnisse des Zemplener Inselgebirges. JUGA, Budapest. — [10] Forgáčˇ J., 1962: Petrografické rozbory z neovulkanického komplexu na liste Borša — Úkol 02-A-V. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [11] Gregor M. — Izáková K., 1961: Beitrag

zur semiquantitativen Bestimmung des Montmorillonits in Benthoniten. Acta Universitatis Carolinae — Geologica. — [12] Grill R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molassa — Anteilen. Oel und Kohle, Berlin. — [13] Grill R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung, Wien. — [14] Griškevič G. H., 1956: Sarmatskije otloženija Zakarpatskej oblasti USSR. Geolog. sbor. Lvov. obšč., Lvov. — [15] Ivan Ľ., 1962: Nálezová zpráva o ložisku bentonitov a bentonitizovaných tufitov v okolí Michaľan, okr. Trebišov. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [16] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu vých. Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [17] Kirchner Z., 1956: Stratygrafia miocenu przedgóra Karpat srodkowych na podstawie mikrofauny. Acta Geol. Pol., Warszawa. — [18] Korobkov J. A., 1951: Molluski strednego miocena Marmorošskej vpadiny Zakarpatia. Trudy Vses. neft. nauč. isled. geol. razv. Instituta, Leningrad—Moskva. — [19] Kowalewski K., 1958: Stratygrafia miocenu poludniowej Polski ze szczególnym zaglednieniem południowego obrzezenia Gór Swietokrzyskich. Kwartalnik geologiczny, tom 2, Warszawa. — [20] Krach W., 1954: Charakterystyka faunystyczna miocenu wsi Makoszowy na Górnym Slasku. Biul. Inst. Geológ. 71, Warszawa. — [21] Krach W., 1958: Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisly oraz jej zwiazek z obszarem wschodnim. Kwartalnik geologiczny, tom 2, Warszawa. — [22] Kudrin L. N., 1954: O konskom gorizonte miocena. Učen. zap. Lvov. univ., Lvov. — [23] Kudrin L. N., 1957: O postavlenii miocenovych otloženij Predkarpatia i centralnogo Predkavkazia. Dop. i na pov. Vyp. 7, č. 3, Lvov. — [24] Lehotayová R. H., 1953: Mikrofauna bentonitového ložiska z oblasti Michaľany. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Lešku B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [26] Liczkowska E., 1958: Mikrofauna mioceńska przegórza karpaczkiego. Kwartalnik geologiczny, tom 2, Warszawa. — [27] Majzon L., 1945: Foraminifera-vizsgálatok a mélyfúrási laboratóriumban. Évi jelentései az 1936—1938 évekről, Budapest. — [28] Mayer-Eymar Ch., 1857: Essai d'un tableau synchronistique des terrains Tertiaires d'Europe. Zürich. — [29] Mayer-Eymar K., 1857—1858: Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebirge Europas. Verhandlungen der schweiz. Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften. — [30] Papp A., 1952: Über die Verbreitung und Entwicklung von Clithon IV. pictus und einiger Arten der Gattung Pirenella im Miocän Österreichs. Sitzungsber. d. österr. Akad. d. Wiss., Wien. — [31] Seneš J., 1953: Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. Geol. sbor. IV/1, Bratislava. — [32] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na vých. úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. sbor. V/1, Bratislava. — [33] Seneš J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov vých. Slovenska na základe makrofauny. Geol. práce, Zošit 40, Bratislava. — [34] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén vých. Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [35] Schréter Z., 1942: Füzérradvány környékének hydrogeológiai viszonyai. Évi jelentései az 1936—1938 évekről, Budapest. — [36] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne vých. Slovenska. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [37] Stejskal T., 1961: Úspešný pokus s bentonitem při pěstování brambor a další perspektiva využití minerálních sorbentů v zemědělství. Socialistické zemědělství, č. 6. — [38] Suess E., 1866: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Terciärablagerungen. Sitzungsb. d. Akad. d. Wiss., Wien. — [39] Sulimski A., 1956: Miliolidea tortonsko-sarmackie z Suchowoli. Acta Palaeont. Pol. 1, Warszawa. — [40] Švagrovský J., 1953: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geologický sborník IV/1—2. — [41] Švagrovský J., 1954: Geologické pomery vých. úpätia prešovsko-tokajských hôr medzi obcami Kalša a Michaľany. Geologický sborník V/1—4. — [42] Švagrovský J., 1960: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrchného tortónu východného úpätia Slanských hôr. Geologické

práce, Zošit 6, Bratislava. — [43] Venglinskij I. V., 1958: Foraminifery miocenu Zakarpatija. Ak. nauk USSR, Inst. geol. koristnich kapalin, Kyjev. — [44] Vjalov O. S., 1957: Neogennovyje otloženija zapadnych oblastej USSR. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [45] Vjalov O. S., Pišvanova L. S., Petraškovič M. J., Krišk evič G. M., 1952: Schéma stratigrafie miocénu Zakarpatia. Bjullten M., otd. geologii, Moskva. — [46] Zapletalová I., 1959: Stratigrafie a biofaciální vývoj opěrného vrtu Sečovce 1 ve světle mikropaleontologického výzkumu. Rukopis; ČND, Hodonín.

MILAN CIESARIK—EVA PLANDEROVÁ

GEOLOGICKÁ POZÍCIA LIMNOKVARCITOV LOŽISKA STARÁ KREMNIČKA

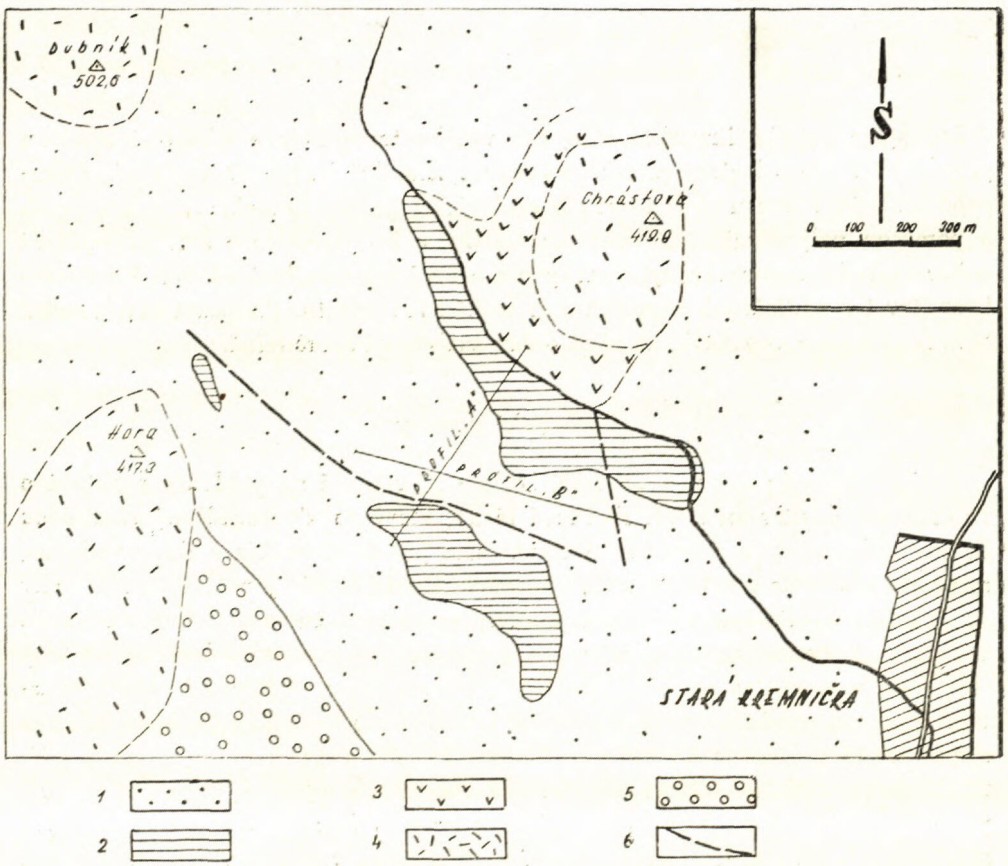
Stúpajúca potreba limnokvarcitov pre výrobu ferrosilícia a silexu si vynútila geologický i technologický prieskum ložísk v Žiarskej kotline. Na základe získaného materiálu sme urobili závery o geologickej pozícii limnokvarcitových polôh a pomocou palynologického výskumu ložiska v St. Kremničke sme sa pokúsili vekove zaradiť limnokvarcity. Vzorky pre peľové analýzy boli odobrané z limnokvarcitov i z nadložných a podložných pelitických hornín. Prevažná časť vzoriek bola bohatá na sporomorfy, ktoré sú dobre zachované a určiteľné.

Geologické pomery

Výskyty limnokvarcitov v Žiarskej kotline sú viazané na produkty ryolitového vulkanizmu (Kuthanova III. ryolitová fáza), ktorý bol doprevádzaný rozsiahlou činnosťou termálnych prameňov. Vulkanizmus prebiehal zväčša v sladkovodných, miestami snáď ešte v polobrakických jazerách. Vyvrhované pyroklastické materiály sa ukladali v blízkosti sopečných centier, alebo boli transportované na väčšie vzdialenosti. Žeravý materiál pri styku s vodným prostredím nadobúdal spenený charakter, vytvorili sa rozsiahle uloženiny pemzových a perlitických tufov. Miestami sa dostali ryolitové masy priamo do vodného prostredia, čo podmienilo vznik sklovitých fácií ryolitov. Pyroklastický materiál nebol vyvrhnutý naraz, ale v určitých, opakujúcich sa intervaloch, striedajúcich sa s výronmi termálnych vôd, presýtených kyselinou kremičitou. Súčasne prebiehala aj sedimentácia ílovitých a tufitických hornín. Celý tento proces sa odohrával v teréne veľmi nekľudnom, vodná hladina sa pod vplyvom sedimentácie vyvrhovaných a transportovaných materiálov veľmi často menila.

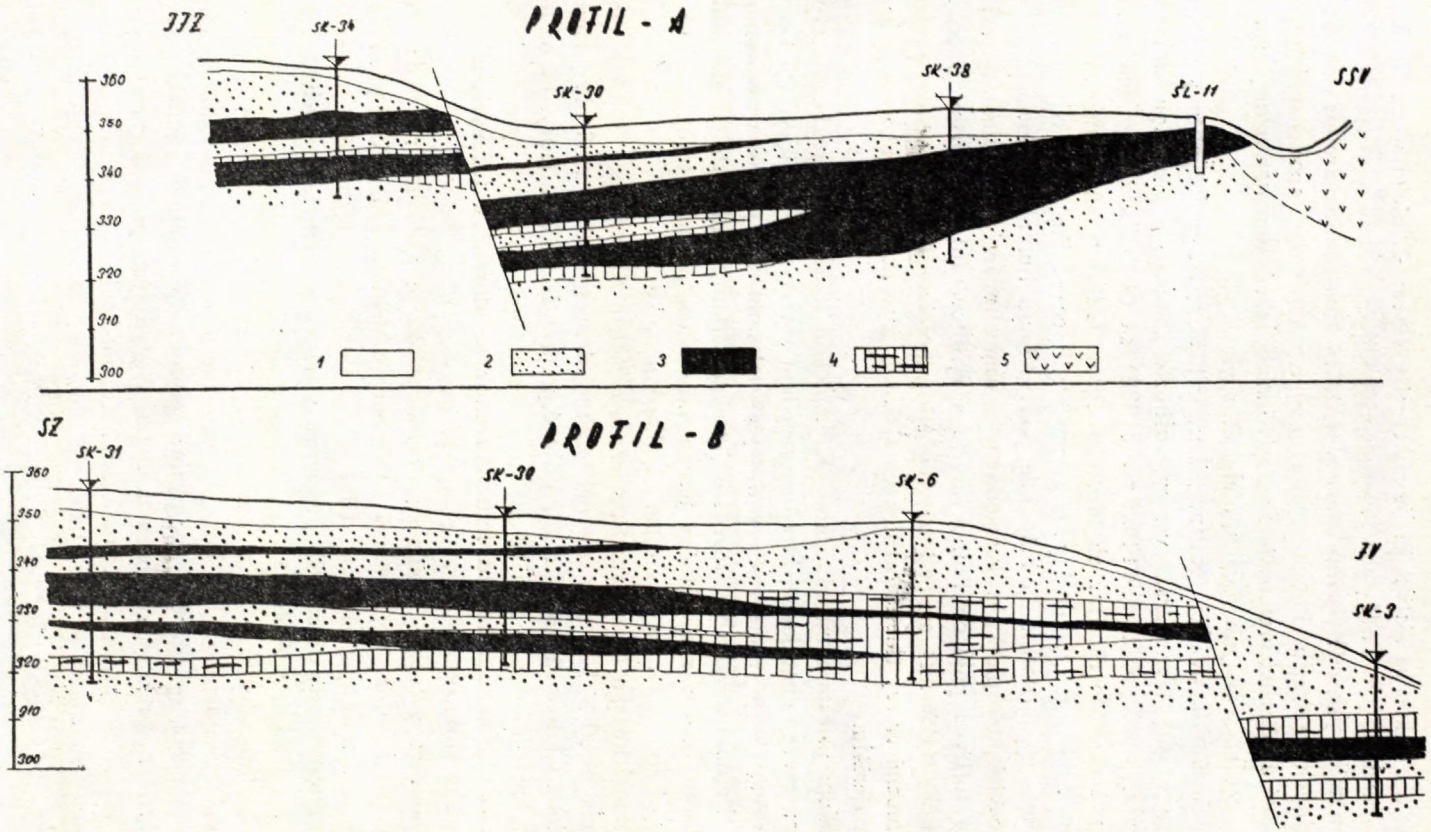
Výrony termálnych vôd nastali po vyvretí ryodacitov a pemzových ryolitov (F i a l a 1960, 61). Na niekoľkých miestach v podloží limnokvarcitov sa zistili pemzové ryolity, v jednom prípade aj mikrogranitický ryolit. Výbery trvali zrejme až do obdobia, keď vystupovali felsitické felsosférolitické ryolity (pod kótou Dolná Klapa tvorí ryolit s fluidálnou textúrou nadložie limnokvarcitovej polohy; T u r a n 1958). Podľa Fialu (1960) termálne pramene vyvierali v určitých úrovniach, podmienených pretlakom obsahu plynov a pár v hĺbke a pri poklese tlaku sťahovali sa po svahoch smerom dolu. Usadzovaný SiO_2 vytvoril vodorovné alebo málo naklonené vrstvy, väčšinou terasy a kaskády, podobné ako travertíny. Fiala pripúšťa, že len časť limnokvarcitov je produktom usadzovania kyseliny kremičitej z vody v plochých bazénoch.

Prieskumnými prácami z posledných dvoch rokov medzi Starou Kremničkou,



Geol. skica ložiska limnokvarcitov Stará Kremnička. 1 — ryolitové tufy a tufity, 2 — limnokvarcity, 3 — pemzové ryolity, 4 — felsitické ryolity, 6 — štrkopiesky, 6 — poklesy.

Geologický profil ložiskom limnokvarcitov.



1 — ílovité hliny, 2 — ryolitové tufy a tufity, 3 — limnokvarcity,4 — sivé až čierne íly, miestami prekremenené, príp. s vložkami limnokvarcitov, 5 — pemzové ryolity.

Lutilou a Slaskou sa zistilo, že limnokvarcity vytvárajú niekoľko polôh, miestami aj značne mocných. Podľa charakteru sprievodných hornín (tufity, íly s hojnými rastlinnými zvyškami) možno usudzovať, že väčšina limnokvarcitov vznikla práve vo vodných bazénoch. Poukazuje na to aj ich sfarbenie; spodné polohy bývajú čiernosivé až čierne, vrchnejšie svetlosivé až hrdzavé. Len najvrchnejšie bielosivé polohy vznikli v čistých vodách, alebo na suchu.

V literatúre sa uvádza (Kettner, Turan, Fiala), že pred ryolitovým vulkanizmom sa usadili tzv. žiarske vrstvy, tufitické zlepence s prevahou andezitového materiálu, ktoré podľa K e t t n e r a (1928) sa často faciálne menia a prechádzajú pozvoľne do ryolitových tufitov a tufov. Odkryvy sú známe SV od Žiaru pri kóte Šibenica. Obdobné polohy sme zistili cca 1 km na S od spomínaných odkryvov, pri pustatine Podháj, kde pod vrchnou limnokvarcitovou polohou sú zlepencovité štrkopiesky s kremenným a andezitovým materiálom a pod nimi piesčité tufity s polohou limnokvarcitu a ryolitové tufy. Aj vrtmi S od Starej Kremničky (Potôčik) sa pod najvrchnejšou polohou limnokvarcitov navŕtali až 10 m mocné vrstvy ílovito-tufitických štrkov s prevahou kremencového a kremenného materiálu.

V celom priestore medzi Starou Kremničkou a Slaskou prevládajú ryolitové tufy pemzového charakteru, ktoré sa striedajú s vrstvami tufitickými a ílovitými. Toto súvrstvie je prerážané ryolitovými telesami S—J smeru. Najvrchnejšie polohy limnokvarcitov boli rozrušené, zrejme najmladšími tektonickými pohybmi a vo forme blokov rozptýlené v teréne na značnej ploche. Štrkopiesky (F i a l a 1960) pri kóte Šibenica sú zrejme už pliocénneho veku.

Skúmané ložisko limnokvarcitov leží cca 500 m SZ od obce Stará Kremnička na ploche 1000 × 500 m v miernej terénnej depresii, ktorú zo S ohraničuje ryolitová kóta Chrastová, zo SZ a Z ryolitové preniky Dubníka a Hory. JV od ložiska (asi 2 km) dominujú nad okolitým terénom opäť ryolitové preniky (Skalka, Kamenica). Samotné ložisko limnokvarcitov je uložené v tufových a tufitickoílovitých produktoch.

Limnokvarcity tvoria 2 polohy; hlavná poloha je rozložená na celom ložisku, vrchná len lokálne, z prevažnej časti bola oddenudovaná. Polohy sú uložené vodorovne s miernym sklonom (4°) k JZ. Poklesovou tektonikou sú postihnuté len v okrajových častiach. Na JV okraji v dôsledku denudácie vychádza hlavná poloha k povrchu, smerom na Z pribúdajú nadložné pyroklastiká a svahové hliny. Hlbšie podložie ložiska tvoria svetlosivé ryolitové tufy a tufity, ktoré sa makroskopicky ťažko dajú odlíšiť. Tufy sú prevažne jemno až strednozrnné, s hojnými lapilkami pemz, ojedinele aj úlomkami pemzovitých ryolitov, smolkov a andezitov. Tufity majú zvýšený obsah ílovitých a piesčitých prímesí. Prítomné sú zaoblené zrnká kremeňa, andezitu a šupinky muskovitu. Tmel tufitov býva často ilitizovaný, miestami aj chloritizovaný. Pôvodne bol bohatý na sklovitú pemzu (F i a l a 1960). Tufity sú vyvinuté v blízkom podloží limnokvracitov častejšie

ako v ich nadloží. Prechody medzi tufmi a tufitmi sú dosť neostré, závislé na množstve preplavených klastických a ílovitých prímesí.

Bezprostredné podložie hlavnej limnokvarcitovej polohy tvorí spravidla (hlavne v južnej časti ložiska) niekoľkometrové súvrstvie ílov, ílovcov, tufitov, uhoľných ílov a miestami aj šošovky lignitického uhlia. Charakteristickým znakom súvrstvia je čiernosivá až čierna farba a hojné preuhoľnatené rastlinné zvyšky, lokálne aj tenké vložky tufového materiálu, resp. v íloch pozorovať riedko rozptýlené lapilky bielej pemzy. V južnej až JZ časti ložiska sú tieto ílovité sedimenty často silicifikované, alebo tenké vložky limnokvarcitu sú v opálovitých bridliciach. Na severnom okraji zasahujú pod limnokvarcity brekciovité tufy (bloky pemzového ryolitu), prechádzajúce do pemzových ryolitov, tvoriacich tu asi žilný prenik cez niečo staršie tufové produkty. V niektorých banských dielach bloky pemzového ryolitu sa vyskytujú priamo v limnokvarcitovej polohe. Ryolity sú v tejto časti často hydrotermálne premenené.

Hlavná limnokvarcitová poloha, majúca dosť pravidelnú mocnosť (15—20 m), sa nachádza v severnej až SZ časti; južným až JZ smerom sa štiepi na dve až tri lavice, oddelené 2—5 m vrstvami ílovito-tufitických sedimentov. Ďalej smerom na juh úplne vykliňuje. V polohe limnokvarcitov sú 5—10 cm preplástky čiernych ílov, v SZ časti aj dve vložky tufitického materiálu. V priamom nadloží hlavnej, ako aj v nadloží a podloží vrchnej limnokvarcitovej polohy sú jemné pelitické materiály čokoládovohnedej farby s hojným obsahom rastlinných zvyškov (lísty). Tento materiál je premenený v bentonitický mastný íl (mocnosť maximálne 1 m).

Vrchná poloha je od hlavnej oddelená ešte 2—6 m vrstvou sivých strednozrnných ryolitových tufov. Na severnom okraji sú tieto tufy opäť premenené na bentonity alebo bentonické íly. Často v nich ešte môžeme pozorovať pôvodnú tufovú štruktúru. Vrchná poloha limnokvarcitu je max. 6 m hrubá. V západnej až JZ časti sú nad ňou opäť sivé ryolitové tufy, často s vložkami žltosivých silicifikovaných popolov. Kvartér zastupujú sivé až žltosivé plastické íly, ktoré majú charakter bentonitických ílov.

Limnokvarcity sú celistvé, len zriedka porézne horniny s vysokým obsahom SiO_2 (98,5 %), sivé až čiernosivé. Spodná časť limnokvarcitu je prevažne opálovitá; vylúčeniny opálu sa vyskytujú aj vo vrchných častiach, ovšem v menšej miere. Dutinky, niekedy až 10 cm priemeru, sú vyplnené ľadvinkovitými chalcedónovými útvarmi, na ktoré potom nasadá vlastná kremenná hmota. Niektoré dutinky bývajú vyplnené bielosivou silicifikovanou popolovitou hmotou. V dutinkách sa zistili aj veľmi drobné kryštáliky bielo až modrosivého kremeňa.

Mikroskopicky majú limnokvarcity jemnozrnnú až kryptokryštalickú štruktúru. Kremenné zrnká (0,005—0,001 mm) vytvárajú spravidla zhluky alebo hniezda, v ktorých sú sústredované farbiace pigmenty (prevažne tmavý pigment, pochádzajúci z organických zvyškov). Často môžeme pozorovať vo výbrusoch bunkovitú štruktúru rastlinných zvyškov. Miestami majú limnokvarcity až brekciovitý vzhľad; makroskopicky sa dajú dobre rozlíšiť rôzne sfarbené ostrohranné úlomky silne silicifikovaných popolovitých, resp. ílovitých hmôt.

Vo vertikálnom reze cez limnokvarcity a sprievodné horniny makroskopicky pozorovať smerom

od nadložia k podložiu zmenu pigmentu. Vrchná poloha máva spravidla svetlejšie odtiene; viac prevláda sfarbenie od hydroxydov Fe. Svetlejšie odtiene má aj hlavná poloha, zvlášť v severnom okraji; tmavé sfarbenie pribúda smerom do podložia a na juh.

Ako už bolo spomenuté, sfarbenie limnokvarcitov závisí hlavne od organickej substancie, prítomnej v dobe sedimentácie ílovitých materiálov; Fe_2O_3 (do 2 %) je viazané na limonit, Al_2O_3 hlavne na ílovité komponenty, ktoré sa dostávali do limnokvarcitov pri ich sedimentácii. Zriedkavo sa v podložných čiernych íloch našli aj zhluky pyritu.

Limnokvarcity a ich sprievodné horniny sú veľmi chudobné na živočíšne zvyšky. Len asi v troch prípadoch sa v podložných horninách našli veľmi zle zachované zvyšky drobných sladkovodných mäkkýšov, ostrakódov (vrt SK-6).

Vznik limnokvarcitov na tomto ložisku možno si vysvetliť prenikaním termálnych roztokov, presýtených kyselinou kremičitou, do jestvujúceho vodného prostredia, ktoré malo močiarovitý charakter. Pravdepodobne išlo o záliv jazera, zo severu a západu ohraničený pemzovými ryolitmi a o niečo staršími tufmi. Na brehoch a v tesnej blízkosti jazera rástla hojná, prevažne vlkhomilná flóra, zvyšky ktorej boli splavované a hromadené spolu s ílovitými a tufitickými komponentmi. Úložné pomery limnokvarcitových polôh nasvedčujú tomu, že roztoky kyseliny kremičitej prichádzali od S a Z, teda od ryolitových prenikov kóty Chrastová a Hora. Smerom do stredu vodného bazénu ubúda mocnosť jednotlivých polôh a na miesto nich sedimentovali ílovité a tufitické materiály. Miestna silicifikácia týchto materiálov poukazuje na to, že produkty kyseliny kremičitej zasahovali do týchto miest len v malej miere, a jej koncentrácia bola značne slabšia ako v severnej a západnej časti ložiska. Postupné vykliňovanie a rozštepovanie hlavnej limnokvarcitovej polohy južným smerom bolo podmienené výdatnosťou vystupujúcich horúcich prameňov, ktorých vplyv sa prejavil po vyvretí pemzových ryolitov. Táto činnosť prameňov sa niekoľkokrát opakovala a striedala so sopečnou činnosťou (keď boli vyvrhované pyroklastické materiály), alebo s krátkymi časovými obdobiami kľudu (keď sa usadzovali ílovité a tufitické masy). Prenikajúce roztoky kyseliny kremičitej spočiatku silicifikovali jazerné sedimenty, postupne sa premiešali s ílovitými splavovanými súčiastkami a vrchné časti ložiska pravdepodobne vznikali už v pomerne čistom vodnom prostredí. Poukazuje na to hlavne bielosivé sfarbenie vrchnej polohy. Roztoky kyseliny kremičitej vo vodnom bazéne gelizovali a vyzrážali sa v podobe jemnozrnných až kryptokryštalických foriem.

Palynologické vyhodnotenie ložiska

V období r. 1963/64 sa spracovali vzorky ložiska limnokvarcitov z vrtov SK-3, SK-14, ŠL-29, SK-38, SK-30, SK-31, SK-6, SK-25. Zistilo sa, že palynologickú metódu možno použiť nielen v íloch, uhoľných íloch a uhlí, ktoré tvoria podložie limnokvarcitov, ale aj v samotných limnokvarcitoch. Tmavé limnokvarcity (hnedé až čierne) sú dosť bohaté na sporomorfy, kým svetlé a biele limnokvarcity obsahujú len veľmi zriedkavo organické zvyšky. Z celkového počtu 75 skúmaných

vzoriek bolo 11 úplne sterilných na sporomorfy, asi polovica ostatných síce obsahovala sporomorfy, ale nedávala možnosť ich kvantitatívneho vyhodnotenia; ostatné vzorky boli dosť bohaté. Spracovanie vzoriek spočívalo v macerácii limnokvarcitov v HF (37 %). Sporomorfy sú najhojnejšie zastúpené vo vrtoch SK-3, SK-30 a SK-6; preto vyhodotíme predovšetkým vzorky z týchto vrtov.

Vo vrte SK-3 sa robila peľová analýza z hĺbky 10—19 m. Najhojnejšie sú zastúpené v celom vrte ihličnaté, a to *Pinus* typ *Haploxylon* a *Pinus* typ *Diploxylon*, ako aj čeľaď *Taxodiaceae; Tsuga canadensis* a *Tsuga diversifolia* sú zastúpené len v najspodnejších metroch vrtu. Z listnatých je vysokým percentom zastúpený rod *Pterocarya* a *Fagus*. Vo vrchnejších metroch sa trochu mení zloženie flóry. Ubúdajú rody *Tsuga, Engelhardtia, Sabal* a *Pterocarya*, ktorých množstvo vzrastá až v najvrchnejších metroch. Nápadný je pokles čeľade *Taxodiaceae* v hĺbke 13,0 až 14,0 m, kde zas vzrástlo percento čeľade *Polypodiaceae* a *Tricolporopollenites pseudocingulum*. Petrograficky odpovedajú tieto vzorky tufitickým ílom s rastlinnými zvyškami.

Vrt SK-30 sa do určitej miery líši hlavne zastúpením rodu *Carya, Alnus, Carpinus, Salix*, ktoré vo vrte SK-3 z neznámych príčin úplne chýbajú; aj byliny *NAP* sú tu zastúpené len ojedinele. Vrt SK-30 je rodove bohatší na sporomorfy. Príčiny toho môžu byť rôzne. Napr. možno uvažovať buď o väčšej teplote vody, alebo o malých možnostiach odnosu peľov (nasvedčuje tomu najmä malé zastúpenie tráv vo vrte SK-3); alebo je možné, že koncentrácia SiO_2 bola väčšia v močiari južnejšie (SK-3), čo nedovolilo úplný rozvoj celého rastlinného spoločenstva.

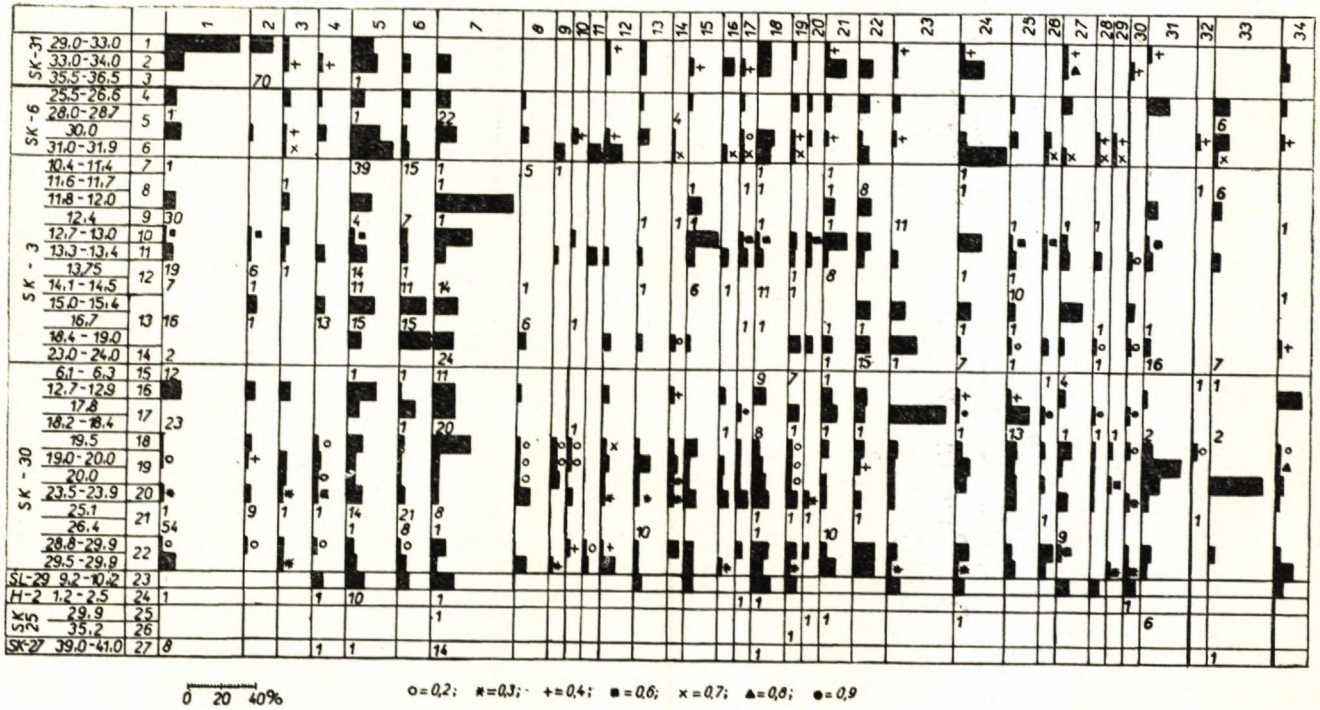
Vrt SK-6 bol tiež dosť bohatý na sporomorfy. Vysoké percento dosahujú výtrusné, najmä spóry húb a ihličnatých čeľade *Taxodiaceae*, ale aj borovice a jedľa sú pomerne hojné, z listnatých najmä *Nyssaceae, Pterocarya, Ulmus* a *Graminae*. Niektoré vzorky tohto vrtu však obsahovali početne menej sporomorf a nedali sa kvantitatívne vyhodnotiť.

Ekologické vyhodnotenie sedimentov

Z ekologického hľadiska je peľové spektrum značne ovplyvnené faciálne. Odlišné je rastlinné spoločenstvo v uhlí a limnokvarcitoch a inakšie v tufitoch. V prvých dvoch typoch je väčšinou zastúpené autochtónne rastlinstvo, v tufitoch sú bohatšie alochtónne rastlinné typy. Z hľadiska vlhkostných nárokov považujem obdobie výskytu flóry za dostatočne vlhké, čoho dôkazom sú močiarne rastliny čeľade *Nyssaceae, Taxodiaceae* a rodov *Alnus* a *Salix*. V závislosti od fácie pozorujeme aj úbytok vyslovene močiarnych typov a rozmach rastlinných druhov s menšími nárokmi na vlhkosť. Rozhodne však rastlinný obraz, ktorý sme získali nepotvrdzuje domnienku B e r g e r a (1954) o extrémne suchej klíme v sarmate.

Čo sa týka teploty, podľa rastlinného zastúpenia spadá obdobie sedimentácie limnokvarcitov do miernej subtropickej vlhkej klímy.

Percentuálne zastúpenie väčšiny sporomorf z ložiska Stará Kremnička
(menej zastúpené rody a typy neuvedené)



1 — tufity a íly; 2 — tufit; 3 — uhlie s ílom; 4 — íly; 5 — uhoľné íly; 6 — prekremenený íl; 7 — íly a uhlie; 8 — íly; 9 — limnokvarcit opálový; 10 — tufitické íly; 11 — tufity až íly; 12 — íly; 13 — čierny limnokvarcit; 14 — uhoľné íly až lignity; 15 — uhoľné íly; 16 — íly; 17 — limnokvarcit; 18 — prekremenené uhlie; 19 — tufitický íl; 20 — piesčitý íl; 21 — limnokvarcit; 22 — íly; 23 — tmavý limnokvarcit; 24 — limnokvarcit; 25 — uhoľné íly; 26 — tmavý limnokvarcit; 27 — čierny limnokvarcit.

Pri stratigrafickom zaradení nemožno mechanicky aplikovať výsledky nemeckých autorov, ktorí nemajú peľové diagramy väčšinou zostavené podľa fauny. Oproti našim podmienkam sú určité odlišnosti, ktoré môžu byť spôsobené epikontinentálnym vývojom západnej časti Európy, prípadne aj rozdielnou zemepisnou šírkou (Planderová 1961, 1962). Vplyv rozdielnej klímy v terciéri, ako sa zdá na základe porovnania s palynologickými výsledkami v Maďarsku a Poľsku, je len druhoradý. Hlavný činiteľ je vlhkosť, samozrejme pokiaľ sa to dalo zistiť porovnaním s palynologickými výsledkami v strednej Európe. Pri stratigrafickom vyhodnotení sme sa opierali najmä o peľový diagram, získaný spracovaním sedimentov stratifikovaných podľa mikrofauny, ako aj o výsledky zo susedných oblastí.

Oproti peľovým diagramom oblasti Dúbravice (Planderová — Snopková 1960) v skúmanom ložisku sme zistili odlišné rastlinstvo. Kým v dúbravickom peľovom spektre dominovali rody *Fagus* a *Quercus*, v Starej Kremničke sa rod *Fagus* objavuje len ojedinele. Podľa celkového charakteru flóry dúbravické peľové spektrum je mladšie než spektrum skúmaných sedimentov. Porovnaním s vrchnopliocénnou flórou ledenického súvrstvia (Pacltová 1963) sme zistili, že rozdiely v zastúpení flóry sa týkajú najmä rodov *Pinus silvestris* typ *Rudolph* a *Alnus*, ktoré sú v našom spektre chudobnejšie zastúpené.

Tortónska flóra oblasti Starých Gliwic v Poľsku (Oszast 1960) je dosť podobná flóre v nami skúmaných sedimentoch, až na niektoré odchýlky. U nás sa nenašli peľové zrná rodu *Myrtus* a čeľade *Oleaceae*, ale zas vyšším percentom sú zastúpené *Myricaceae* a *Engelhardtia*. Vcelku rovnako je zastúpený rod *Pinus*, čeľade *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, rody *Tsuga*, *Quercus*, *Ulmus*. Oproti vrchnému pliocénu z Mátraalja v Maďarsku (Nagy 1958) sme zistili niektoré odchýlky v zastúpení flóry. Predovšetkým *NAP* v Maďarsku dosahuje vyššie percento než u nás a rod *Engelhardtia* sa vyskytuje v maďarskom pliocéne len ojedinele. Ostatné zložky flóry, najmä zastúpenie čeľade *Taxodiaceae* a *Polypodiaceae* i iné typy vrchnomiocénnej a pliocénnej flóry sú obdobné.

◁

1 — spóry húb (ostatky húb); 2 — *Polypodiaceae*; 3 — *Rugulatisporites quintus* Pf. & Th.; 4 — *Laevigatisporites neddeni (Verrucatosporites)*; 5 — *Pinus haploxylon* typ; 6 — *Pinus diploxylon* typ; 7 — *Inaperturopollenites dubius* a *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. *(Taxodiaceae)*; 8 — *Abies*; 9 — *Picea*; 10 — *Sequoia*; 11 — *Cedrus*; 12 — *Tsuga canadensis, Tsuga diversifolia*; 13 — *Trivestibulopollenites betuloides* Pf; 14 — *Triporopollenites coryloides* Pf; 15 — *Polyvestibulopollenites verus* R. Pot.; 16 — *Polyporopollenites carpinoides* Pf.; 17 — *Multiporopollenites maculosus* R. Pot.; 18 — *Subtriporopollenites simplex* R. Pot. & Ven.; 19 — *Polyporopollenites stellatus* R. Pot. & Ven.; 20 — *Triatriopollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus* R. Pot.; 21 — *Tricolpopollenites asper* Pf. & Th.; 22 — *Tricolpopollenites cingulum* R. Pot.; 23 — *Quercus*; 24 — *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot.; 25 — *Ulmus — Zelkova*; 26 — *Fagus*; 27 — *Triatriopollenites rurensis* Pf. & Th.; 28 — *Salix*; 29 — *Liquidambar*; 30 — *Monocolpopollenites*; 31 — *NAP (Mulgedium, Chenopodiaceae)*; 32 — *Složnokveté*; 33 — *Graminae*; 34 — Typy *(Masula)*.

Podľa doterajších palynologických výsledkov ložisko Stará Kremnička spadá do obdobia stredný sarmat až spodný panón. Proti zaradeniu do spodného sarmatu hovorí nedostatok tých subtropických prvkov flóry, ktoré sa vyskytujú ešte v sedimentoch zóny veľkých elfídií *(Lygodium, Sapotaceae, Symplocaceae)*. Proti zaradeniu do panónu hovorí konštantné a pomerne hojné zastúpenie čeľade *Myricaceae* a rodu *Engelhardtia*. Preto za najpravdepobnejšie považujeme zaradenie limnokvarcitov do obdobia sarmatu (zóna hauerinová, zóna s *Nonion granosum)* prípadne až do spodnej časti spodného panónu. Presnejšie zaradenie sladkovodných sedimentov bude iste možné po dôkladnom spracovaní morských a brakických sedimentov.

Záver

Na základe prieskumu ložiska Stará Kremnička a jej širšieho okolia (Lutila, Slaská) a palynologického štúdia sme došli k nasledovným uzáverom:

Limnokvarcity sú vyvinuté v 2 polohách, pričom spodná sa ešte štiepi na 2—3 lavice. Spodná poloha je tmavosivej až čiernej farby, vrchná poloha býva sivá až bielosivá. Limnokvarcity vznikli v jazernej depresii, na brehoch s bohatou flórou autochtónneho pôvodu (močiarna flóra). V sprievodných tufitických horninách sú hojné sporomorfy preplavené. Tmavé limnokvarcity obsahujú hojné rastlinné zvyšky, hlavne sporomorfy, kým limnokvarcity bielosivej farby sú sterilné. Limnokvarcity sa vyzrážali z termálnych vôd, ktorých činnosť sa prejavila v dobe ryolitového vulkanizmu. Termálne vody presýtené SiO_2 prenikali predovšetkým do vodných bazénov, v ktorých sa za určitých fyzikálno-chemických podmienok vyzrážali.

Na základe paleofloristických výskumov limnokvarcity a sprievodné sedimenty zaraďujeme do stredného sarmatu až po spodný panón. Porovnaním peľového diagramu limnokvarcitov zo Starej Kremničky a diagramu z vrtu Trubín v západnej časti Žiarskej kotliny sme zistili, že uloženiny zastihnuté týmto vrtom sú o niečo staršie ako limnokvarcity zo Starej Kremničky a blízkeho okolia.

Z hľadiska ekologických nárokov rastlín žijúcich v období sedimentácie limnokvarcitov usudzujeme, že klíma bola v tom čase chladnejšia, subtropická, so zvyškami subtropických rastlinných prvkov *(Myricaceae, Engelhardtia)* a dostatočne vlhká (súdiac podľa výskytu močiarneho rastlinstva: *Taxodiaceae, Nyssaceae, Alnus)*.

Lektoroval inž. J. Slávik.

LITERATÚRA

[1] Berger W., 1954: Neue Ergebnisse zur Klima und Vegetationsgeschichte. Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich. — [2] Ciesarik M., 1962: Dielčia zpráva s výpočtom zásob z vyhľadávacieho prieskumu na lokalite St. Kremnička. Rukopis;

Geologický prieskum, Žilina. — [3] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [4] Čorná O., 1961: Experimentálny palynologický výskum limnokvarcitov z oblasti Slaska a Lutila v Žiarskej kotline. Geologický sborník XII/2. — [5] Fiala F., 1953: Rhyolity nejbližšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG XX, Praha. — [6] Fiala F., Krupár Z., 1957: Předběžná zpráva o výskytech hydraulicky aktivních sopečných hornin v Kremnických horách a okolí. Věstník ÚÚG XXXII, Praha. — [7] Fiala F., 1960: Roční zpráva o geologickém mapování Kremnických hor a o provedeném petrografickém výzkumu za rok 1959. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Fiala F., 1961: Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—60. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Gavora S., 1960: Záverečná zpráva o predbežnom a podrobnom prieskume s výpočtom zásob; lokalita Bartošová Lehotka. Rukopis; Geologický prieskum, Žilina. — [10] Jarkovský J., 1949—50: Geológia, chemický a mikroskopický výskum dinasových kremencov Slovenska. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Jarkovský J., 1951: Mineralogicko-röntgenografický a technologický výskum pôvodných a pálených kremencov. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Kettner R., 1928: Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svatokřížské. Rozpravy České akademie XXXVII/9, Praha. — [13] Klaus W., 1956: Mikrosporenhorizonte in Süd und Ostkärnten. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien. — [14] Krutzsch W., 1962: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Berlin. — [15] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Zošit 17, Bratislava. — [16] Kuthan M., 1958: Problémy mladotreťohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geologické práce, Zošit 49, Bratislava. — [17] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvelivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Nitra. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Leschik G., 1951: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau. Paleontographica, Stuttgart. — [19] Nagy E., 1958: A Mátraaljai felsöpannoniai kori bárnaköszén palinológiai vizsgálata. Évkönyve XLVII, Budapest. — [20] Němejc F., 1951: K vzájemnému poměru fosilních květen handlovské hnědouhelné pánve a některých uložením z oblasti ryolitových vyvřelin jižně od Kremnice na Slovensku. Sborník ÚÚG XVIII, odd. paleontolog., Praha. — [21] Němejc F., 1952: Paleobotanicko-stratigrafický výzkum třetihorních uložením středního Slovenska. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1952, Praha. — [22] Oszast J., 1960: Analiza pylkova ilow tortonskich ze Starych Gliwic. Warszawa. — [23] Pacltová B., 1963: Palynologická charakteristika ledenického souvrství v Třeboňské pánvi v jižních Čechách. SGV, řada paleontologie sv. 2, Praha. — [24] Planderová E., Snopková P., 1960: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica. Geologické práce, Zprávy 19, Bratislava. — [25] Planderová E., 1961: Príspevok k palynologickému výskumu niektorých oblastí južného Slovenska. Biologické práce VII/1, Bratislava. — [26] Planderová E., 1962: Poznámky k vývoju flóry a ku klimatickým zmenám v neogéne na Slovensku. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [27] Potonie R., 1934: Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. Arbeiten aus dem Institut für Paläobotanik und Petrographie der Brennsteine. — [28] Seneš J., 1955: Záverečná zpráva o základnom geologickom výskume stredného a južného Slovenska. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [29] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotline. Geologický sborník XI/1, Bratislava. — [30] Štúr D., 1960: Práce Dionýza Štúra, vybrané state. VSAV, Bratislava. — [31] Turan J., 1958: Zpráva o výskyte limnokvarcitov v oblasti Slaská a Lutila v Žiarskej kotline. Acta geologica et geogr. Univ. Comenianae, Geologica Nr. 1, Bratislava.

MILAN CIESARIK – EVA PLANDEROVÁ

UNE POSITION GÉOLOGIQUE ET STRATIGRAFIQUE DES LIMNOQUARTZITES DANS LE GISEMENT STARÁ KREMNIČKA

Ce travail contient les résultats de la prospection géologique et de même de l'exploration palynologique qui était effectuée dans le gisement Stará Kremnička et dans les environs des lokalites (Lutila—Slaská). Des limnoquartzites sont évolués dans quelques couches, posées dans les produits du volcanisme rhyolithique (dans les tufs et dans les argiles tufitiques).

Les couches inférieures sont gris foncées ou noires, tandis que les blanchatres couches supérieures sont grispâles ou grises. Les couches inférieures se sont formées dans le milieu des lacs et des marais, les couches plus supérieures se sont formées dans les dépressions peu profondes (ou dans les dépressions sans eaux).

Les limnoquartzites contiennent des restes de végétation, qui sont d'origine autochtone (une végétation merécageuse). Dans les roches tufutiques, qui les accompagnent, sont très fréquents les éléments végétaux amenés par l'eau (une végétation terrestre). Les limnoquartzites foncés contiennent un grand nombre de restes végétaux. Ce sont pour la plupart des sporomorphes, tandis que les limnoquartzites d'une couleur gris-blanchetre stériles.

Les limnoquartzites se sont précipités dans les eaux thermales l'activité desquelles se manifestait dans une époque du volcanisme rhyolithique. Les eaux thermales sursaturées par SiO_2 pénétraient surtout dans les bassins d'eau, dans lesquells dans certaines conditions elles ont étaient précipitées.

Sur la base des recherches paléofloristiques les limnoquartzites et de même les sédiments accompagnants, ont été rapportés au Sarmatien moyen.

En comparant le diagramme de pollen des limnoquartzites de Stará Kremnička avec le diagramme du sondage Trubín dans la partie de l'ouest de dépression de Žiar, nous avons constaté que les sédiments dans ce sondage sont un peu vieux que les limnoquartzites du gisement Stará Kremnička.

Les sporomorphes constatés dans les positions limnoquartzitiques et tufitiques dans le gisement Stará Kremnička appartiennent dans les groupes végétaux suivants: *Sphagnaceae, Polypodiaceae, Lycopodiaceae, Osmundaceae, Taxodiaceae, Abietaceae, Ginkgoaceae, Betulaceae, Tiliaceae, Araliaceae, Fagaceae, Nyssaceae, Eucomiaceae, Anacardiaceae, Eleagnaceae, Chenopodiaceae, Lamiaceae, Typhaceae* et d'autres types morphologiques des sporomorphes qui ne peuvent pas être rangés dans le système naturel. Sur la base des revendications écologiques des plantes qui vivaient à l'époque de sédimentation des limnoquartzites, nous croyons que le climat était plus froid subtropique et assez humide.

Ça preuvent les restes des éléments subtropiques végétaux *(Myriaceae, Engelhardtia)* et le gisement de la végétation marécageuse *(Taxodiaceae, Nyssaceae, Alnus).*

Geologické práce, Zprávy 35. Bratislava 1965

EVA KAROLUSOVÁ

PYROKLASTIKÁ KOVÁČOVSKÝCH KOPCOV A ICH KORELÁCIA SO SUSEDNÝM VULKANICKÝM TERÉNOM

Pyroklastický komplex v okolí Kováčovských kopcov je jedným z najzaujímavejších úsekov z hľadiska riešenia problému prvých erupcií andezitového vulkanizmu. Vrtné profily, ich stratigrafické postavenie a bezprostredná blízkosť centrálnych častí sopiek umožňujú koreláciu sopečných produktov a objasnenie paleogeografických pomerov z obdobia sedimentácie autochtónneho pyroklastika a následného obdobia kľudu, spojeného s periódami znosu materiálu z čerstvo navrstvených sopečných telies. Dôkladnejšie štúdium týchto rytmicky sa striedajúcich vulkanických sedimentov je dôležité aj pri stratifikácii pyroklastických usadenín v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti.

Táto štúdia sa opiera o sedimentárno-petrografické vyhodnotenie pyroklastík vrtu K-5 pri obci Salka. Pri korelácii vychádzame z predtým už spracovaných vrtných profilov, ktoré zachytili tufitické a tufové horizonty, a z prác o pohorí Dunazúg-Börzsöny. Prehľad sopečnej činnosti v tomto priestore podáva tabuľka č. 1, zostavená podľa údajov Seneša (1962), Lengyela (1953) a Pappa (1933). Keďže pri posudzovaní stratigrafickej pozície andezitového vulkanizmu sú medzi maďarskými a našimi autormi značné rozdiely, budem sa pridržiavať stratigrafického členenia podľa Seneša a eruptívneho sledu podľa Lengyela.

V podloží pyroklastických sedimentov (vo vrte K-5 Salka) ležia asi vrstvy akvitánu bez vulkanického materiálu, obdobne ako v podloží tufitov vo vrte K-1 pri obci Kamenica n/Hronom (Marková 1960) a NV-1 pri obci Nová Vieska (Krystek 1956). Akvitán vychádza na povrch aj na južných svahoch Kováčovských kopcov. Možno ho preto považovať za podložie vulkanickej série.

Vulkanická činnosť v oblasti pohorí Börzsöny a Dunazúg začala kyslými členmi (dacitmi). Bázicita počas erupčných cyklov narastala, takže po dacitoch nasledujú kyslejšie andezity biotitické, biotit-amfibolické, hyperstén-amfibolické, biotit-amfibol-hyperstenické, opäť amfibol-hyperstenické a nakoniec pyroxenické andezity.

Sedimentácia andezitových pyroklastík začína jemne piesčitými vrstvami bohatými na zelený amfibol, ktorý postupne nadobúda dominantné postavenie. Ďalej

je prítomný granát, rozložený biotit, glaukonit, konkrécie pyritu, mikrofauna a preplástky so zuhoľnatenými rastlinkami. Obsahuje tiež hodne zŕn z kryštalinika (turmalín, staurolit, leukoxén, muskovit, kremeň), úlomky karbonátov z mezozoika a z kryštalických bridlíc. Pravdepodobne v období tejto sedimentácie bol ešte intenzívny znos z oblasti kryštalinika. Za začiatok synvulkanickej sedimentácie môžeme považovať až vrstvy bohaté na tabuľkovitý biotit a na zelené stĺpcovité amfiboly (v Lengyelovej schéme môžu odpovedať starším amfibol-biotitickým andezitom, ktoré v pohorí Dunazúg sú v centrálnej časti, a niektorým lokalitám na báze pohoria Börzsöny). Okrem autochtónnych zŕn ešte stále obsahuje prinesené zrná z nevulkanického materiálu a odolné granáty. Za synvulkanickú sedimentáciu hovoria aj roztrúsené polohy pemz. Je to naďalej vývin piesčitý. Podľa obsahu ŤM sa zdá, že staršie, tzv. granatické biotitické andezity sa v našom profile nevyskytujú, resp. ich erupcia neovplyvnila sedimentáciu v oblasti Salky.

Za ďalšiu fázu synvulkanickej sedimentácie môžeme považovať komplex so zelenohnedými amfibolmi, biotitom, hypersténom a palagonitom. Celý komplex je vo vývine piesčitom, s častými pelitickými polohami, striedajúcimi sa s tenkými polohami aglomeratického charakteru. Objavujú sa tu rozložené pemzy a zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Ide o plytkovodnú sedimentáciu, počas ktorej masy vulkanitov rýchlo vypĺňovali sedimentačný bazén. Podľa minerálneho zastúpenia môžeme vulkanity priradiť k 2. erupčnej fáze Lengyela, k hyperstén-amfibolickým andezitom, alebo k biotit-hyperstén-amfibol-andezitu z Börzsönyu.

V nasledujúcom období eruptívneho kľudu sedimentuje hrubý štrkový materiál, ktorý pozostáva z rôznych andezitov; časté sú i valúniky kremeňa. Zaujímavé je, že sa vyskytujú aj valúny s hnedými amfibolmi, známe z pohoria Börzsöny (napr. zo svahu Papphegy, Sokolya a pod.). Hrubý konglomeratický vývin znovu vystrieda synvulkanická sedimentácia. V hĺbke 611,6 m možno pozorovať značný prínos zelených, zelenohnedých amfibolov a pemzy. Z amfibol-hyperstenických andezitov sa vyskytujú ešte fragmenty. Okrem autochtónneho materiálu z novej, tretej erupčnej fázy, trval zrejme naďalej aj znos zo starších sopečných telies. Andezity tejto mladšej fázy sú rozšírené v pohorí Dunazúg (v okolí Visegrádu) a Börzsöny. V nadložných polohách sú opäť štrky a konglomeráty z valúnov andezitov, vápencov a kremeňa. Tmel je ílovitý, s hojným zastúpením sľudy. Valúny andezitov v spodných polohách sú len málo opracované, vo vyšších sú zaoblené. Prínos cudzieho materiálu svedčí o vynorenom kryštalinickom a mezozoickom podloží, ktoré podliehalo erózii.

Vyššie členy prevŕtaného pyroklastického komplexu obsahujú materiál z predošlých andezitových fáz i zo 4. fázy — amfibol-pyroxenických andezitov. Ide o najrozšírenejší typ andezitov v pohorí Dunazúg a Börzsöny. Časté sú v nich štrkové, konglomeratické až balvanovité polohy. Výbrusový materiál svedčí o polymiktnom zložení tufitickej masy. Vyššie polohy obsahujú uhoľné zvyšky a ešte vyššie mikrofaunu a pyritové konkrécie. Zatiaľ je ťažko povedať, ktorá poloha

odpovedá synvulkanickej sedimentácii. Zloženie vrstiev v hĺbke 424—493 m by odpovedalo pyroxenickým andezitom a amfibolom 4. erupčnej fázy (podľa Lengyela). Najmladšie pyroxenické andezity (podľa Lengyelovej schémy) vystupujú v okolí obce Dömös a potoka Lepence a vo východnej časti Börzsönyu vo forme žíl. V sériách, ktoré vrt prerazil, nemáme z týchto andezitov zastúpené pyroklastiká, a preto sa domnievame, že nedoprevádzajú spravidla žilné erupcie.

Vrchné polohy andezitového pyroklastika vo vrte K-5 sa skladajú z pomerne odolných minerálov vulkanitov, z biotitu a zelených amfibolov. Obsahujú ako prímes pyrit a mikrofaunu. Tvoria jemné vrstvičky, ktoré vznikli rozrušením a preplavením okolitých tufov amfibol-biotitických andezitov. Z toho je zrejmé, že ide o sedimentáciu príbrežnú (okrajovú), závislú predovšetkým od eruptívnej činnosti blízkych sopečných pohorí.

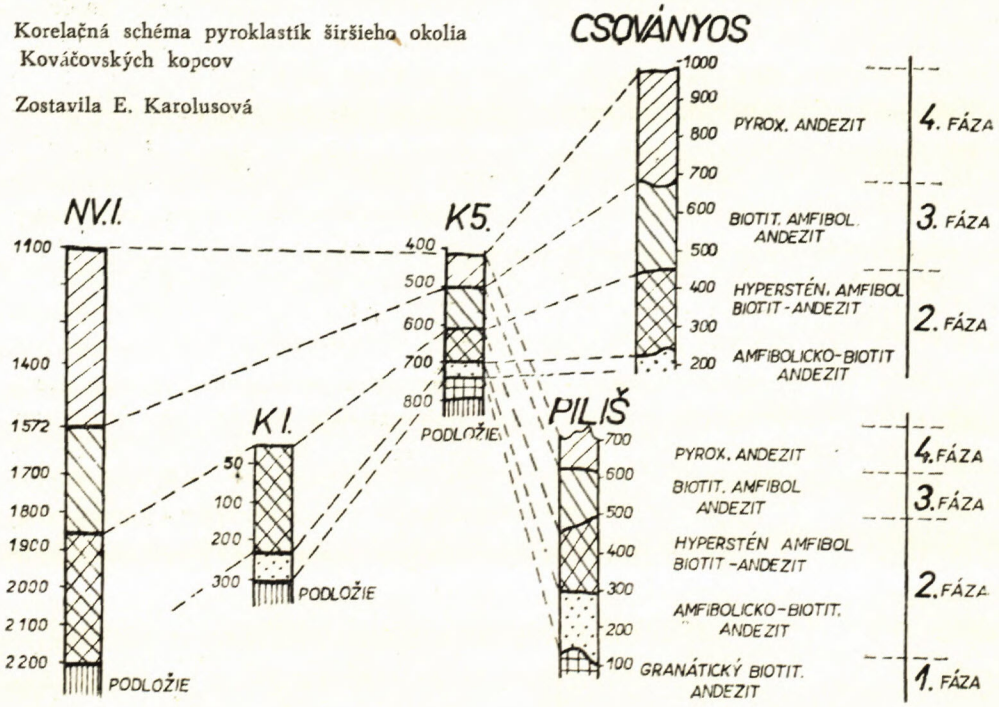
Zaujímavá je korelácia tufitického materiálu s ostatnými vrtmi v blízkom okolí. Vo vrte K-1 sedimentácia začína amfibolmi a biotitmi. Po nich nasleduje piesčitá poloha s hypersténmi, amfibolmi a biotitom. Nad nimi sa striedavo vyskytuje hyperstén, biotit, β-kremeň a amfibol, ktoré dávajú sedimentu tufitický charakter. Vo vrte NV-1 sa zistila panvová sedimentácia. Málo odolné minerály pyroklastík sa ťažko dostávali do väčších vzdialeností; transportom sa silne narúšali a rozpadli pozdĺž plôch štiepateľnosti, a preto sa v nich napr. hyperstén vyskytuje v nepatrnom množstve. Amfibol (prevládajúci minerál v andezitoch 1. a 2. erupčnej fázy) sa do vzdialenej sedimentačnej panvy dostáva iba v sporadickom množstve. Z tmavých minerálov je najodolnejší augit, preto jeho výskyt v tufitoch skresľuje pravé minerálne zloženie materského andezitu. Preto je obťažné posudzovať príslušnosť k určitému typu erupcie, resp. erupčnej fázy podľa minerálneho zastúpenia. Z andezitov prvej fázy sú v sedimentoch prítomné asi iba granáty, kým augity, amfiboly a biotity môžu reprezentovať hyperstén-amfibol-biotitické andezity druhej fázy. Polohy, v ktorých sa vyskytuje väčšinou len amfibol, môžu odpovedať mladším andezitom amfibol-biotitickým z tretej fázy. Vrstvy od 1100—1572 metrov podľa svojho zloženia môžu byť ekvivalentom pyroxenických andezitov s amfibolom. Tufitické polohy v panóne predstavujú zrejme splaveniny zvetraninového plášťa tortónskych vulkanitov.

Vrt Šurany-1 prešiel dvoma typmi andezitových pyroklastík. Spodné členy odpovedajú amfibolickým andezitom s hojným apatitom, vyššie členy andezitom hyperstenickým s diopsidom. Spodné amfibolické tufy sú konglomerátového charakteru, obsahujú značnú prímes podložného kryštalinika. V nadložnej polohe štrkov sú valúny melafýrov. Keďže ani vulkanity v pohorí Dunazúg a Börzsöny, ani pyroklastický komplex Kováčovských kopcov neobsahuje hojný apatit, ale obsahujú ho napr. niektoré stredoslovenské andezity, bude správnejšie zaradiť pyroklastiká z vrtu Šurany 1 k stredoslovenským vulkanitom. K tomuto názoru sa prikláňam aj preto, že už vo vrte NV-1 máme panvovú sedimentáciu, v ktorej vulkanogénne minerály sú iba preplavené rozrušené relikty (prevažne ako jem-

nozrnné sedimenty). Okrem toho nad konglomeratickými amfibolickými tufitmi je poloha štrkov s melafýrmi, ktoré z južných oblastí, teda z územia pohoria Dunazúg—Börzsöny nepoznáme. Sú známe z Malých Karpát, z oblasti Vtáčnika a pod. Ak odhliadneme od iných výskytov melafýrov (napr. v niektorých ponorených kryhách podložia), môžeme uvažovať o príbuznosti týchto pyroklastík skôr so stredoslovenskými vulkanitmi, a to s ich vyššími členmi (tzv. andezitmi 2. fázy; vyšší tortón) než s vulkanitmi pohoria Dunazúg a Börzsöny, ktoré sa zaraďujú k andezitom 1. fázy (spodný tortón) (Kuthan 1960; Karolus 1960).

Na priloženej schéme je vyznačené rozšírenie neovulkanických hornín a im odpovedajúce ekvivalenty v sedimentačných panvách. Pohorie Dunazúg a Börzsöny tvorí v podstate jeden komplex, rozčlenený iba tokom Dunaja. Následnosť erupcií je vyjadrená aj v slede tufov a tufitov v sedimentačných panvách. Sled je prerušený iba v profile vrtu K-1, kde chýbajú vyššie členy, patriace andezitu amfibol-biotitickému a amfibol-pyroxenickému. Je možné, že tieto členy boli po vyzdvihnutí (postvulkanickou tektonikou) oderodované.

Na základe uvedeného je veľmi pravdepodobné, že k vulkanickej činnosti došlo na okraji spodnotortónskeho (podľa Lengyela oligocénneho) mora. Počas týchto začiatočných fáz bola aj oblasť pohoria Börzsöny pod morom, ktoré sa rýchlou sedimentáciou pyroklastík delilo na tichšie zátoky, resp. ustúpilo do periférnej oblasti (napr. v období 2. erupčnej fázy). V tichých zátokách sedimentovali ande-



Korelačná schéma pyroklastík širšieho okolia Kováčovských kopcov

Zostavila E. Karolusová

zitové tufy a tufity. Miestami navŕšené sopečné telesá vyčnievali nad úroveň vodného prostredia a boli rozrušované eróziou. Takto rozrušený materiál sa premiešaval s autochtónnym pyroklastikom a bol ukladaný, resp. opäť preplavovaný smerom západným do hlbších častí sedimentačnej panvy.

V strednom tortóne (obdobie po 3. a v 4. erupčnej fáze) boli zaplavené aj centrálne časti vulkanických pohorí. Lokálne došlo k sedimentácii dobre vytriedených pyroklastických sedimentov (napr. bralá Oltárkö, Köveskút, Magasía a pod.). Pomalou regresiou od východu na západ sa postupne vynáral východný okraj pohoria Börzsöny; v západnej panvovej časti však sedimentácia trvala neprerušene od spodného tortónu až do sarmatu.

Podľa harmonizujúcich polôh tufov a tufitov v profiloch a v centrálnej časti pohoria nepredpokladám značnejšiu synvulkanickú tektoniku. K intenzívnym zásahom došlo až počas postvulkanickej tektoniky, keď komplex centrálnej časti a k nej prislúchajúca sedimentačná panva boli od seba oddelené a striedavo ponorené alebo vynorené.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan.

LITERATÚRA

[1] Karolus K., 1961: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1:25.000 a 1:50.000 spojený s edíciou máp v M = 1:50.000. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Karolus K., 1960: Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen—Nitra—Nové Zámky v r. 1959. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Karolusová E., 1963: Petrografické a sedimentárno-petrografické vyhodnotenie pyroklastického komplexu vrtu K5 Salka. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Krystek I., 1956: Závěrečná zpráva o sedimentárně-petrografickém zpracování vrtby Nová Vieska I. v Malé Dunajské Nížině. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Kuthan M. a kolektív, 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000 Nitra M-34-XXXI. Bratislava. — [6] Kuthan M. a kolektív, 1963: Vysvetlivky ku geologickej generálnej mape listu Zvolen M-34-XXXII. Bratislava. — [7] Lengyel E., 1926: Petrogenetikai megfigyelések a Pilisszentlászló környéki andezitekben. Földtani közlöny, Budapest. — [8] Lengyel E., 1953: A Dunazúghegység andezitterületének felépitése. Évi jelentés az 1951-évről, Budapest. — [9] Lengyel E., 1954: A Börzsönyhegység K-i peremének földtani és közettani ismertetése. Évi jelentés az 1953-ról, Budapest. — [10] Marková M., 1960: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume miocénu na liste Nové Zámky. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Mihaliková A., 1962: Petrografická charakteristika vulkanickej série z vrtu Š-1 Šurany. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Mihaliková A., 1962: Petrografícko-petrochemická charakteristika melafýrových hornín z Novej Lehoty v južnej časti Handlovského hnedouhoľného ložiska. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava. — [13] Papp F., 1927: Helemba — Kövesd környéki andezitek. Földtani közlöny, Budapest. — [14] Papp F., 1933: A Börzsönyi hegység eruptív közetei. Matematikai és természettudományi értesítő XLIX, Budapest. — [15] Papp F., 1934: A Börzsönyi hegység középső részének eruptív közeteiről. Földtani közlöny LXIV, Budapest. — [16] Seneš J., s kolektívem autorov; Buday T. za spolupráce M. Lukniša, 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000 Nové Zámky—Čalovo. Bratislava. — [17] Seneš J., 1963: Miocén východného okraja Podunajskej nížiny. Geologické práce, Zprávy 27,

EVA KAROLUSOVÁ

PYROKLASTISCHE GESTEINE VOM GEBIRGE KOVÁČOVSKÉ KOPCE IN DER SÜDSLOWAKEI

Im vorliegenden Bericht wird die sedimentar-petrographische Auswertung der pyroklastischen Gesteine aus der Bohrung K-5 bei der Gemeinde Salka behandelt. Die Korrelation stützt sich auf mehrere ältere Studien der Bohrprofile, in welchen Tuffe und Tuffite festgestellt wurden, und auch auf betreffende Veröffentlichungen aus dem Gebirge Dunazúg und Börzsöny (Ungarn).

Pyroklastische Gesteine aus der Bohrung K-5 vertreten die I. Phase der vulkanischen Entwicklung des Gebirges Börzsöny und Dunazúg. Oberhalb der Aquitan-Schichten setzt die Ablagerung der Feinsande ein, in welchen der Amphibol-Gehalt steigt. Die Mineralzusammensetzung deutet noch auf ziemlich intensive Materialzufuhr aus dem Kristallin-Gebiet. Als synvulkanische Ablagerungskomponenten betrachten wir nur Biotit und grünen Amphibol, der den älteren amphibolbiotitischen Andesiten von Dunazúg entspricht. Als weitere synvulkanische Sedimente kann man Schichten mit grünbraunem Amphibol, Biotit und Hypersthen bezeichnen. Es handelt sich da um Flachsee-Ablagerungen, die den hypersthen-amphibolischen Andesiten der zweiten vulkanischen Phase (Lengyel'schen) angehören. Nachfolgend kam es zur Abtragung der frisch angehäuften vulkanischen Massen und zur Ablagerung der grobkörnigen Schotter.

Die neuere synvulkanische Sedimentation ist durch pyroklastische Gesteine mit grünem und grünbraunem Amphibol und Bimstein ausgezeichnet. Da kommt auch Pyrit und verkohlte Pflanzenreste zum Vorschein. Es handelt sich um Agglomerate und Tuffe der dritten vulkanischen Phase.

Die höheren Lagen des durchbohrten pyroklastischen Komplexes enthalten einerseits das Material aus früheren andesitischen Eruptionen und aus Produkten der vierten Phase (amphibol-pyroxenische Andesite), die im Dunazúg und Börzsöny am reichsten verbreitet sind. Es handelt sich offensichtlich um Ablagerungen der Strandzone, die unter dem Einfluss der vulkanischen Tätigkeit von unweit gelegenen Eruptivzentren standen.

In der Borhung K-1 fehlen pyroklastische Gesteine des amphibol-biotitischen und amphibol-pyroxenischen Andesites. Möglicherweise wurden diese Produkte nach den postvulkanischen tektonischen Bewegungen (Hebung) abgetragen.

Eine typische Beckenablagerung vertreten die nicht mächtigen tuffitischen Lagen in der Bohrung NV — 1, wo nur widerstandsfähige vulkanische Minerale erhalten geblieben sind.

Bei der Bewertung aller dieser Tatsachen vermuten wir, dass die vulkanische Tätigkeit etwa am Rande des untertortonischen (nach Lengyel oligozänen) Meeres einsetzte. Das pyroklastische Material wurde mit marinen Schottern vermischt. In dieser Zeit befand sich auch das Börszöny-Gebiet unter dem Wasser. Da sedimentierten oft gut sortierte Andesittuffe und Tuffite. Die angesammelten Eruptiva ragten über das Wasserniveau empor und wurden dann durch Erosionen gestört. Ihr Material wurde weiter transportiert und vermischt mit autochthonen Pyroklastiken hat sich dann abgesetzt, oder wurde noch in tiefere Lagen des Sedimentationsbeckens (in westlicher Richtung) versetzt.

Im Mitteltorton (der Zeitabschnitt zwischen der III. und IV. Eruptionsphase) wurden auch Zentralgebiete der vulkanischen Gebirge überschwemmt. Da haben sich gut sortierte Pyroklastika abgesetzt. Infolge der langsam vorschreitenden Regression (von Osten her in westlicher Richtung) tauchte langsam der Ostrand des Börszöny-Gebirges auf, während im westlichen Beckenteil die Ablagerung ungestört (zwischen Untertorton bis ins Sarmat) weiterging.

Die Lagerungsverhältnisse der Tuff- und Tuffitschichten in den studierten Profilen und im Zentrum des Gebirges deuten auf keine stärkere synvulkanische Tektonik. Erst die postvulkanische Tätigkeit äussert sich da sehr stark; das Zentralmassiv und ihm anliegendes Becken wurden voneinander getrennt und später abwechselnd überflutet oder aufgetaucht (Kováčovské kopce).

FRANTIŠEK FIALA

WELDING OF RHYOLITE TUFFS AT THE CONTACTS OF ANDESITOID BASALT DYKES NEAR BARTOŠOVA LEHOTKA

Abstract: In the well-known profile of the railway cut S of the railway station Bartošova Lehotka in the Kremnické hory Mts. (Slovakia) five andesitoid basalt dykes piercing the Sarmatian rhyolite tuffs can be observed. At the contact of the basalt dykes 2—10 cm, sporadically up to 40 cm wide welding of rhyolite tuffs and the development of strongly glassy, sometimes up to homogeneous near-contact zone of pitchstone appearance can be seen. In the thin section appear relics of vitrophyric structure which gradually homogenize. A similar welding of greater volume of rhyolite tuffs can be found in an abandoned quarry N of the above-mentioned cut. In some cases relics of vitroclastic tuff structure were encountered in wide pitchstone and perlite zones rimming extrusions of felsospherulitic and felsitic rhyolites piercing the tuff complex.

Geology

Rhyodacites and rhyolites and their tuffs

The dykes of Sarmatian rhyodacites and rhyolites appearing in the Slovenské středohoří Mts. and cutting earlier andesite complexes (F. Fiala 1956) are predominantly bound to the fault zone striking NNE—SSW and extending from the eastern margin of the southern part of the Turiec basin through Kremnica, Horná and Dolná Ves, Bartošova Lehotka, Stará Kremnička and through the eastern border of the Žiar (former Svätý Kríž nad Hronom) depression into the Hron valley towards Hliník, Nová Baňa, Tekovská Breznica and from there — now without rhyolites — farther to SSW towards Komárno (F. Fiala 1933, 1953). The main mass of these acid eruptions is concentrated in the section of Horná Ves—Hliník where it is accompanied by a huge tuff development. The earlier stage of this volcanic phase represented by *rhyodacites* and chemically similar *pumice rhyolites* followed — with a certain interruption and a distinct change of chemism — after a preceding stage of biotite-amphibole andesites and

dacites. The rise of acid magmas bound to a sudden opening of fissures, the release of pressure and escape of the gaseous component was accompanied by strongly explosive activity which gave rise to powerful tuff deposits. By the washing of the tuff material into the basins of strongly dissected terrain and its mixing with the sedimentary material *tuffites* originated; at present, they are widely distributed in the lower part of the eastern slopes of the Žiar basin. The fact that the lowest part of boring K-1 (1 km N of Žiar) encountered at a depth of 848,40—1002,20 m rhyolites of extrusive type (J. Seneš 1955) furnishes evidence of the intensity of subsidence movements in the Žiar basin. As early as during the time-span of explosions the chemism of ejected tuff masses altered with a tendency towards more acid *rhyolites* (above 70 per cent SiO_2), to which the upper part of the tuff complex belongs. In the northern part of the tuff series in the area of the railway station Bartošova Lehotka *two sedimentary phases* separated by a distinct unconformity can be distinguished (fig. 2). West of the Jastrabská skála foot a strongly glassy finely porous *pumiceous rhyolite,* somewhat brecciated and fluidal, crops out. In its southern part it is overlain by heavy-bedded brecciated *pumiceous tuff* dipping 30° southwards; the exposed thickness of the tuff beds attains 3 metres. They are markedly unconformably overlain by horizontally well-bedded *rhyolite tuffs,* which are dipping farther to the south 5° N. Still farther to the south in the direction towards the railway station Stará Kremnička they form a profile of known outcrops at the railway line. They are pierced by rhyolite extrusions rimmed by pitchstone and perlite and cut by *dykes of andesitoid basalt* (R. Kettner 1928, F. Fiala — R. Kettner 1931).

Fig. 1. Situation of the area.

The *rhyolite tuffs* of this profile are heavy- to well-bedded, mostly fine-grained, sometimes with lapilli and infrequent lumps of pumice, pitchstone and felsitic rhyolites. In places they contain thick layers of agglomerate tuffs up to agglomerates, occasionally also intercalations of tuffites with pebbles of quartz, quartzite, andesite or rhyolite. Sporadic small pebbles of quartz and pyroxene andesites are also found in the tuffs. Especially the lower part of the tuff deposition in the foot part of the valley slopes of the Rudnica brook is built of tuffites.

The tuff complex is penetrated by dykes and minor elongated stocks of *felsitic and felsospherulitic rhyolites* forming morphologically marked, often very craggy

ridges, of which the Jastrabská skála is the most typical. The rhyolites belong to various types: felsitic, rhyolitic, microgranitic, finely porous, scoriaceous, glassy, in places pitchstones and perlites (F. Fiala 1956). Their fairly viscose magma penetrated only slowly and with difficulty through the fissures, and uplifted in some places the overlying and adjacent tuffs. At the contact with rhyolite tuffs — as far as they are exposed and accessible to observation — *glassy pitchstone or perlite zones*, several metres wide are developed. In these zones evidence can be furnished of a *gradual passage* of a marginal pitchstone or perlite through felsospherulitic pitchstone into vitric spherulitic rhyolite and felsospherulitic rhyolite. These glassy contacts can be interpreted in the sense of the transvaporization theory by E. Szádeczky — Kardoss (1958), i. e. they are due to soaking of moisture by the magma from the pierced tuffs and to glassy consolidation of the chilled marginal facies. Taking into account the vitrification of rhyolite tuffs in narrow zones at the contact of small dykes of andesitoid basalts cutting the complex of rhyolite tuffs — as described below — we may assume that at least in some cases the influence of heat of the penetrating intrusion upon the neighbouring tuffs played a role in the origin of pitchstone and perlite zones at the contact of rhyolites.

The rhyolite masses rimmed by pitchstone or perlite appear in the profile of rhyolite tuffs at the railway line between Bartošova Lehotka and Stará Kremnička at three places (described by R. Kettner 1928 and F. Fiala — R. Kettner 1931). NE of the northern end of the tunnel Kečka (railway km 238.516) there is a rhyolite contact striking h 6½ — 76° N accompanied by a 6 metres wide, glassy zone consisting in part of perlite. The second outcrop occurs S of the tunnel Kečka (km 237.33), where the contact of the felsospherulitic rhyolite and tuff striking h 4 (55° NNW is formed of a glassy zone about 5 metres wide. At the boundary of the tuff there is a zone of agglomeratic pumiceous breccia about 2 metres wide and near the rhyolite a zone of greyish black glass about 3 metres wide, whose southern portion nearer to the breccia has a pitchstone to perlite character; the northern portion nearer to the rhyolite consists of vitric rhyolite with felsospherulitic layers. At the third outcrop, i. e. in the area of the

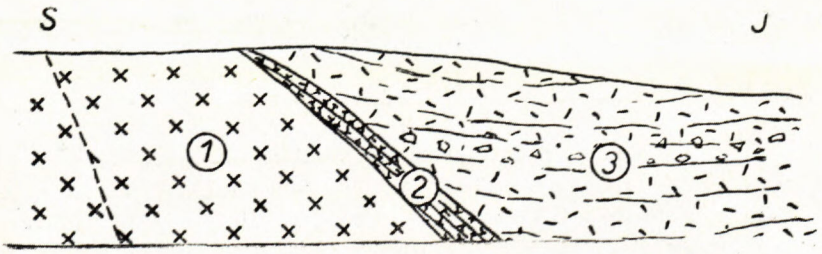


Fig. 2. Rhyolite tuffs (3) unconformably overlying earlier pumiceous (rhyodacite) tuffs (2) and pumiceous rhyolite (1) near the railway station Bartošova Lehotka.

Fig. 3. Geological map of the southern vicinity of Bartošova Lehotka (F. Fiala): Key: 1 — Rhyodacite and rhyolite tuffites; 2 — rhyodacite and rhyolite tuffs; 3 — tuffs consilidated at the contact; 4 — pumiceuos rhyolites and rhyodacites; 5 — felsitic and felsopherulitic rhyolites; 6 — andesitoid basalts; 7 — gravel and sand (at the top of claystones); 8 — loosened slide of rhyolite blocks; 9 — slope loams and debris; 10 — alluvia.

railway station Stará Kremnička (km 235.886—235.896), pinkish skincoloured *felsitic rhyolite* forming the southern continuation of the profile passes northwards into a 4 metres thick strongly fluidal *vitric rhyolite* with bands and lenses of light felsospherulites. In the direction towards the contact it is followed by a 4 metres thick band of *perlite* and a 2 metres wide stripe of fluidal *pitchstone* in some layers grading into perlite. In this pitchstone relics of tuff structure are distinctly perceptible; its origin from tuffs due to the contact effect of rhyolite is very probable. — Farther towards SE, at the eastern end of the railway tunnel S of Pitelová (Point 328), pitchstone facies is well-developed at the contact of rhyolite with tuffs. It displays a distinctly visible pyroclastic structure which has evidently been produced by homogenization of rhyolite tuff due to heat.

Andesitoid basalts

Andesitoid basalts appeared during the Pliocene in the same zone of scattering in which during the Sarmatian rhyolites had upsurged, but in minor extent. In the Kremnické hory Mts. their occurrences fall into two groups. The southern one includes the body of the elevation Šibenice E of Žiar and a minor dyke body E of this place and S of Stará Kremnička. The larger group situated farther to the N includes several occurrences between Jastrabá, Pitelová and Bartošova Lehotka (see fig. 3). Its main centre is the double cone of the Ostrá hora Mt. S above Jastrabá. S of this cone, in the direction towards Pitelová, 7 basalt dykes constitute 2 rows striking NW—SE. Towards NW, in the direction towards the railway station Bartošova Lehotka, on a levelled plateau dykes of andesitoid basalt striking NW—SE and N—S and piercing rhyolite tuffs and gravel and sand crop out; in some places they pass into small effusions. The westernmost of these dykes, SE of the railway station Bartošova Lehotka, E of the railway, strikes N—S and is 450 m long and 100 m wide. At its southern end this body projects into tuffs by a number of dykes of varying strike and thickness. These *dykes exposed by the railway cutting* between km 264,652 and 264,815 are described below. The 1—7 metres thick dykes strike (from the south) h 2, h 8½, h 11, h 7 and h 3 (see fig. 4 and pl. VII—VIII). In the vicinity of some of these dykes the cut rhyolite tuffs vitrified and became homogenized and a glassy zone of pitchstone or perlite character 2—10 cm wide, in one case up to 40 cm wide, developed. The basalt itself is fairly altered, olivine and partly also augite and plagioclases are transformed into clay minerals. The southern dyke striking h $1^2/_3$ — 73 ° W shows at its northern margin a 10 cm wide vitrified pitchstone zone. Dyke No. 2, 12 metres distant from dyke No. 1 towards the N, striking h 8½, vertical and about 1 m wide is only an apophysis of the former. It is rimmed by narrow (2 cm) vitrified zones (pl. VII/2). Dyke No. 3 running 40 metres N of dyke No. 2 represents the main termination of the whole body; it strikes h 11 — 75° W. Its southern contact of which a ramified apophysis projects

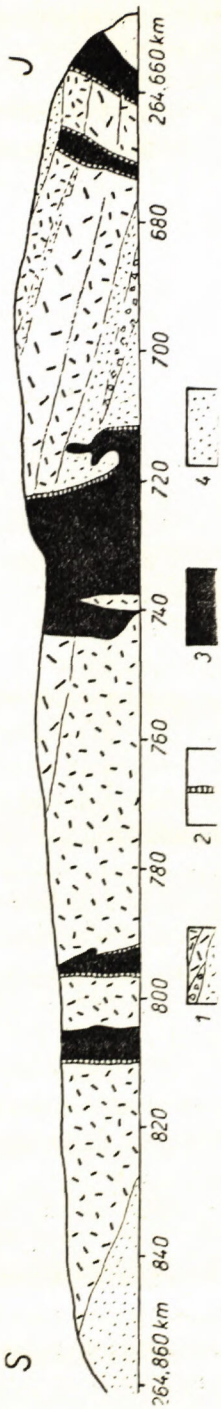


Fig. 4. Dykes of andesitoid basalt piercing through a complex of rhyolite tuffs in the railway cut S of the railway station Bartošova Lehotka. 1 — rhyolite tuffs; 2 — welded zones of the rhyolite tuffs; 3 — andesitoid basalt dykes; 4 — slope loam.

upwards into the tuffs is surrounded by a vitrified zone which is 7 cm wide (pl. VIII/1), the northern margin is not accompanied by vitrification. — Dyke No. 4 lying 48 m farther northwards, 2,5 m thick, jointed in plates strikes h 7 — 53° S. It is accompanied by vitrified zones of tuff, relatively narrow, 3 cm (southern part) and 3—5 cm (northern part) wide. Ten metres farther northwards the basaltic dyke No. 5 runs striking h 3 — 86—90° NW and showing a spheroidal jointing (pl. VII/1). The southern contact strongly crushed does not display a vitric zone; at the northern contact there is a 40 cm wide vitrified zone showing distinct transversal columnar disintegration (pl. VIII/2).

N of this place, at the northern end of the above-mentioned basalt body in an *abandoned quarry* (100 × 50 × 60 m) two layers of basalt have been encountered in rhyolite tuffs; they dip westwards and display columnar jointing. The lower of them is thinner and discontinuous, the upper is very thick and the discordant basalt dyke is directed towards this layer. The general shape accounts in this case for a *laccolithic termination* of the basalt body. In the rhyolite tuffs overlying the lower basalt layer a certain *vitrification*, although not a complete homogenization, is perceptible. In the upper portions there are consolidated tuffs with small nests of pitchstone, farther an almost continuous horizontal layer of *pitchstone glass* follows, which is overlain by white consolidated tuffs of jasper appearance and then by the main basalt mass.

Petrography

Rhyodacite and rhyolite tuffs

The rhyodacite and rhyolite tuffs show a vitroclastic texture. They contain small shards of fluidal strongly frothy pumice, pumiceous rhyolites or dacites. The monomineral fragments be-

long to biotite, quartz, plagicclase (basic to acid andesine, more rarely oligoclaseandesine) those in the rhyolite tuffs also to sanidine, whose occurence is spatially limited; biotite is fairly frequent. The cementing material consists of fine-grained ashy aggregate. Sporadically clastic grains of quartz or andesite are admixed.

The rhyodacite or rhyolite tuffites from the lower part of the slopes in the Rudnica valley contain in addition to the above-mentioned volcanogenic material abundant small *pebbles* of quartz, dark pyroxene andesite, more rarely granites, aplitic granite, quartzite, limestone, fragments of hypersthene and amphibole (brown and green). Sporadically muscovite occurs; it is unequivocally characteristic of tuffites.

The rhyolite tuffs S and SE of the Jastrabská skála which may have been contact consolidated do not sometimes display relics of pyroclastic structure. They contain small shards and fragments of glass, feldspars, quartz, biotite, and small nests of hardened clayey matter.

Andesitoid basalts

The andesitoid basalts by their composition and chemism form a transition between pyroxene andesites on the one hand and more basic and slightly alkaline basalts (such as occur in the southern parts of the Slovenské středohoří Mts.) on the other. They are greenish dark-grey, fairly compact rocks with slightly perceptible minute phenocrysts of olivine and other minerals; in the thin section a granular intersertal up to intersertal texture, rarely finely porphyric texture can be ascertained. They contain idiomorphic *olivine* phenocrysts 1—2 mm in diameter; less frequently greenish *augite* and plagioclase (*basic labradorite* up to *labrador-bytownite*, sometimes slightly zonal) appear. Augite sometimes shows an hourglass texture with violet reddish sectors under prism edges; sporadically, it is ophitically intergrown by laths of plagioclase. The *matrix* is most frequently of granular intersertal texture with grains of 0.05×0.2 to 0.1×0.8 mm in diameter. It contains laths of basic labradorite, frequent grains of augite and (mostly serpentinized) olivine, ilmenite, magnetite and needles of apatite intergrown in scarce glassy mesostasis mostly strongly clouded by fine magnetite pigment. Frequently, enclosed grains of *allothigenic quartz* are enveloped in wreaths of augite microlites. The inner zone of this reaction rim is frequently mixed with brownish glass strongly corroding the quartz. In the places of fairly strong contamination by acid material compact anamesite facies is often developed; it is rather of andesitic type, practically devoid of phenocrysts, its texture is intersertal and contains interstitial glass and grains of augite between the plates of basic labradorite.

In basalt dykes penetrating into the rhyolite tuff in the railway line profile water soaked from the pierced tuff produced autohydatometamorphism of basalt

magma in the late phases of its consolidation. In several portions of the groundmass glass was altered to *phillipsite*, sporadically some *albite* separated out. Phenocrysts and olivine grains are strongly iddingsitized, occasionally they are replaced by whitish homogeneous *halloysite* (almost isotropic, index line near 1,51) which in some places also replaces to a great extent the augites and plagioclases. In places finely scaly *anauxite* (i. l. 1,55) and in cavities some *opal* occurs (compare F. Fiala – R. Kettner 1931).

Contact vitrified rhyolite tuffs

Narrow zones of vitrified tuff up to pitchstone glass from the contact of basalt dykes in the railway cutting S of the station Bartošova Lehotka usually have the appearance of grey pitchstone, sometimes considerably homogeneous. In some cases, however, they retain even macroscopically their original pyroclastic texture carrying fragments of pumiceous lapilli which frequently conserved their original whitish colour. The cement here is mostly – at least macroscopically – homogenized into dark glass. In the thin section, in ordinary light, the pyroclastic texture is usually well-visible in the whole extent of the thin section. It disappears, however, under crossed nicols. In examining a number of thin sections it can be observed how the pumiceous texture of the single fragments disappears and how minute, originally pumiceous fragments of the cement gradually almost completely fuse and unite, forming *hyaline glass* which gradually becomes *homogenized*. In places secondary flow texture develops. The clouding slowly disappears and in some places only dark denticulate streaks of dark pigment reveal the boundaries of the original fragments. The homogenization of the rock is also proved by the considerable toughness and coherence of very thin sections. Welding and homogenization sometimes attained such a degree (macroscopically in dykes 1 and 5) that the rock gives the impression of a uniform consolidated *pitchstone*.

Lapilli of felsitic and microgranitic rhyolite and crystals and fragments of quartz, feldspars and biotite remain mostly unaffected by welding. Only in the case of a more progressive alteration the boundaries of fragments become less distinct. *Diffusion of felsitic fragments* was sporadically observed; in places yellowish felsitic, diffusely bounded islets are seen, fusing with the hyaline glassy surrounding in which sporadic minute remnants of the same material can be observed. Even here the phenocrysts of *biotite, andesine* and *quartz* remain unchanged.

In an extreme case instead of the original brecciated pumiceous structure a secondary purely glassy one develops; it sometimes even shows a secondary perlitic jointing. Sporadically, it seems that locally the glass became completely soft (melted?) and that a minor undulated secondary glassy stream developed, which during cooling took up a perlitic structure. In places new minute plates of sanidine crystallized.

The pumice tuff from the northern vicinity of basalt dyke No. 5 is a whitish, middle-grained rock with typical pyroclastic structure. Lapilli and fragments of pumice (0,2—2 mm) and of grey slightly porous glass occur together with fragments of unaltered quartz, andesine and biotite. The matrix consists of minute fragments of pumice (Photograph pl. IX/1).

The secondary pitchstone from the southern contact of basalt dyke No. 3 contains fragments and relics of original pumice-lapilli in a glassy matrix produced by strong vitrification of minute fragments of pumice. The foamy texture wholly disappeared and a massive hyaline glass, in places with perlitic arcuate cracks developed (Photograph pl. X/2).

In thin section of the strongly vitrified tuff from the southern contact of the basalt dyke No. 4 a glassy streak with undulating fluidal structure can be seen. In some places glass lapilli cristallized in aggregates of feldspar, quartz and interstitial glass, in others small spherulites and sanidine spherocrystals developed. The fragments of felsitic and microgranitic rhyolites as well as of quartz, andesine and biotite are unaltered (Photograph pl. IX/2).

The matrix of the strongly vitrified rhyolite tuff from the northern contact of basalt dyke No. 4 is intensively homogenized into a dark-grey glass. The small pumice lapilli were homogenized into hyaline glass, the minute pumice fragments fused together into major clusters. The original outlines of the fragments or narrow streaks of the interstitial matrix are marked by darker rims and lines (Photograph pl. IX/4).

The secondary pitchstone from the northern contact of basalt dyke No. 5 contains abundant remnants of strongly homogenized pumice. The shapes of the original pumice fragments disappeared and are indistinct even in ordinary light. Even felsitic lapilli became slightly welded, the felsitic matter became greenish and nearly isotrope, the outlines of original felsospherulites disappeared and the lapilli fused together with the homogenized glass of the matrix, where locally small brownish spots of the non-welded material can be seen. In places arcuate perlitic cracks appear. Phenocrysts of plagioclase, quartz and biotite are unaltered (Photograph pl. X/1).

The brecciated pitchstone from the northern contact of the dyke No. 1, macroscopically greyish-black, contains in a dark glass fine whitish clods of tuff. In the thin section colorless glass of low refringence is fractured parallel with the contact. In strips about 1—4 mm thick bounded by the fractures smaller arcuate cracks define minor clods displaying signs of perlitic texture. Quite sporadically, the glass contains minute diffuse islets of felsitic matter. (Photograph pl. IX/3).

There are no essential differences between the chemism of non-altered tuffs and that of the vitrified ones, as it follows from the analyses:

Weight percentages of analyses:

	65.	64.		65.	64.
SiO_2	71,99	72,89	CaO	1,47	1,68
TiO_2	0,07	0,12	SrO	0,01	0,01
Al_2O_3	12,53	11,93	Na_2O	1,80	2,00
Fe_2O_3	1,92	1,59	K_2O	4,08	4,28
FeO	0,79	1,08	P_2O_5	tr.	0,02
MnO	0,14	0,16	H_2O+	4,08*)	2,84*)
MgO	0,42	0,31	H_2O-	0,33	0,66
				99,63	99,57

*) Loss by ignition.

65. Pumice rhyolite tuff from the northern vicinity of basalt dyke No. 5 in the railway cut S of the railway station Bartošova Lehotka. Point No. 4558-N. Analysis No. 9 K/60 (V. Dvonč).
64. Rhyolite tuff, contact vitrified and welded into a secondary pechstein. The same locality, the northern contact of basalt dyke No. 5. Point No. 4558-L. Analysis No. 8 K/60. Analyst Vojtech Dvonč.

In an *abandoned quarry situated farther to the north* in the rhyolite tuff complex pitchstone layers are developed between two sills of andesitoid basalt; they are sometimes completely homogenized, at other times only partly vitrified with abundant remnants of pyroclastics structure. In some samples, e. g. in those from the distance of 0,5 m from the basalt contact, macroscopically of quite tuffaceous appearance, homogenization and disappearance of vesicles of the original pumice can be observed. At the margin of the fragments there are minor slices of diffusing dimly grey substance and sporadic felsospherulites. In these places the welding of small tragments and minute lapilli began to occur. The matrix is altered in a fairly uniformly brownish yellowish matter reminiscent of felsite („pseudofelsite") with rounded felsospherulites. Other layers, e. g. those from the immediate top of the lower basalt sill, are strongly welded and homogenized into dark-grey whitish spotty pitchstone. On the transverse fissure distinct stratification can often be observed; already homogenized and purely glassy layers alternate with ligther ones, which are still distinctly pyroclastic. In the thin section the original pyroclastic structure is usually visible with the bare eye. Closer inspection reveals that the single minute lapili are cemented and firmly connected with each other. The boundaries often become badly visible. A secondary fluidal texture develops extending beyond the boundaries of the original grains and fragments and affecting even the particles of the originally felsospherulitic texture. The felsitic matter diffuses in forms stretched in the direction of the secondary flow structure. The crystal of andesine forming originally the core of a felsospherulite remained on the spot. Crystals of biotite, plagioclase and quartz also remained unaffected. Minute lapilli of felsitic rhyolite remain preserved in their original form, but their texture is inexpressive and diffuse and their matter clouded. (Photograph pl. X/3.)

The whitish rhyolite tuff with small pitchstone lapilli from the middle part of the quarry (between the two layers of basalt; 1,5 m from the contact) shows in thin section lapilli of compact colorless glass, occasionally with fluidal structure. Some of these fragments represent original pitchstone (or perlite-) lapilli, others originated by homogenization of small pumice fragments of the matrix.

The rhyolite tuff from the immediate top of the lower basalt layer is a dark grey, whitish spotted, strongly vitrified rock. The lapilli of colorless pitchstone glass 0,3—4,0 mm in diameter prevail in the scanty, partially homogenized matrix. The original foamy structure of the pumices disappeared, but the varying orientations of their fluidal structure have partially been preserved.

The sample of strongly vitrified and homogenized rhyolite tuff from the beds overlying the lower basalt sill in the northern part of the quarry is in its outer appearance somewhat reminiscent of porcellanite. In the thin section its pyroclastic structure is distinct, but its contours are vague. In some places the binding matter, including fine pumiceous fragments, softened and became as plastic as to allow the local flowing of softened glass. In these sections the glass lost a great part of its originally pyroclastic structure. Phenocrysts, however, remained even here unaffected. The boundary of vitrified tuff with basalt is uneven, small fragments of welded tuff are enclosed in the basalt. The basalt of this portion shows vitric intersertal texture and contains in the dark-brown interstitial mass thinly platy to lath-like partly decomposed feldpars.

Pitchstone and perlite rims at the contacts of rhyolites and rhyolite tuffs as observed in the above-mentioned exposures of the railway line cutting, especially between the stations Bartošova Lehotka and Stará Kremnička, frequently show at the contact a lustrous black perlite with spheroidal jointing. This rock is almost wholly glassy with minute phenocrysts of biotite, andesine or andesine-labradorite, sporadically sanidine. The glassy groundmass displays a typical perlitic structure (Photograph Pl. X/4). Farther from the contact marked fluidal streaks appear, showing the alternation of strongly glassy and strongly felsopherulitic or felsitic layers. Felsite represents here evidently a product of devitrification. Still farther from the contact there is only felsospherulitic fluidally banded rhyolite with alternating lighter felsospherulitic strips, and darker ones corresponding to the original felsospherulitic perlite.

The greenish-grey fluidal *pitchstone* from the contact of rhyolite and rhyolite tuff from the area at the railway station Stará Kremnička (km 235.894 about 1 m from the contact) shows a fluidal banding or in some places a distinct perlitic disintegration. In thin section slightly brownish glass predominates. It is somewhat fluidal due to the arrangement of minute rod-like crystallites and fine elongated vesicles. Diffuse, or sometimes evenly bounded islets of more clouded matter represent probably strongly vitrified and homogenized *relics of the original tuff*. In places spheroidal formations 0.1—0.2 mm in diameter develop; in their outline they are reminiscent of spherulites, but are quite isotropic. Phenocrysts of biotite and andesine are abundant.

Pitchstone rhyolite with relics of pyroclastic structure from the eastern end of the tunnel S of Pitelová (Point 328) is bluish dark-grey, in some places perlitic, in others compact with sporadic minute feldspar crystals. In thin section pyroclastic structure is visible. Islets of hyaline, mostly fluidal glass occasionally with developing spherulites, in other places showing little marked perlitic jointing are orientated in various directions and are cemented by a dimly brownish substance related to felsite; this matter itself shows finely clastic texture. In the glass there are minute amygdules of chlorite, infrequent small fragments of quartz and andesine and isolated small scales of biotite. The texture points to a possible origin due to the consolidation of pyroclastic rocks (tuff). The primary brecciated nature of this rock developed during the ascension of the magma cannot be excluded either.

The *rhyolites* of mass extrusions vary in character, as has been mentioned above. The most frequent type are *felsospherulitic rhyolites*. Their characteristic feature is the presence of many *felsospherulites* which sometimes are rounded, star-like to amoeba-shaped, at other times scarcely disseminated in a felsitic to microgranitic groundmass or closely accumulated to each other. Flow structure

very frequently occurs in them. Complicated and many times repeated strips inequally rich in felsospherulites alternate occasionally with compact, felsitic, microfelsitic and vitric or microgranitic layers. The latter are formed by an aggregate of sanidine and tridymite, or sanidine and quartz. The felsospherulites frequently enclose a phenocryst of plagioclase or biotite; quartz occurs relatively rarely. Sanidine is comparatively rare and has been observed at some localities only, especially W of Stará Kremnička. In a progressive stage the felsospherulites disintegrate into granophyric granular formations.

Porous rhyolites and scoriaceous rhyolites represent the facies development of felsospherulitic and felsitic rhyolites. Pores and cavities in them are minute or attain a diameter of several cm. Their walls are mostly irregulary sharply angular with many projections due to the formation of the cavities by gradual joining of minor adjacent blebs of gases escaping from the consolidating magma. These cavities *(lithophyses)* are mostly void or are coated by chalcedony or quartz; druses of very minute *tridymite* plates set in on their walls. The area at the southern end of the tunnel Kečka S of the railway station Bartošova Lehôtka is a well-known place of the occurrence of tridymite.

Ústřední ústav geologický, Praha.

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

LITERATURE

[1] F i a l a Fr. (1933): O současném stavu geologického výzkumu Slovenského Středohoří. Sborník sjezdu čsl. geografů v Bratislavě. — [2] F i a l a Fr. (1953): Rhyolity nejbližšího okolí Kremnice. The Rhyolites of the Immediate Vicinity of Kremnica. — Sborník Ústřed. ústavu geol. XX. odd. geol., Praha. (Czech with English summary). — [3] F i a l a Fr. (1956): Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Geological and Petrographical Conditions of the Wider Vicinity of Kremnica. — Sborník Ústřed ústavu geol. XXIII., odd. geol., Praha 1957. (Czech with English summary.) — [4] F i a l a Fr. (1951): Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1935—1950. Závěrečná zpráva o výzkumném úkolu XVI/1. Manuscript; Archiv ÚÚG, Praha. — [5] F i a l a Fr. (1962): Chemism of the neogene volcanites of the Kremnické hory. Chemismus neogenních vulkanitů Kremnických hor. — Geologické práce, Zprávy 25—26 (Bratislava) (English with Czech summary). — [6] F i a l a Fr. — R. K e t t n e r (1931): Les montagnes de Kremnica dans les environs de Stará Kremnička et de Bartošova Lehotka. — Knihovna St. geolog. ústavu Čsl. rep., sv. 13 A, Praha. — [7] K e t t n e r R. (1928): Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svätokrížské. Rozpravy Čes. Akad. II. tř., XXXVII/9. — [8] N e m č o k A. (1958): Vplyv geologických struktúr na morfologický vývoj údolia Hronu. — Geol. sborník SAV, VIII, Bratislava. — [9] S e n e š J. (1955): Vývoj terciéru na generál. mape Banská Bystrica. Manuscript; Geofond a Archív GÚDŠ Bratislava. — [10] S c h w a r t z J. (1954): Petrographie und Petrochemie der Basalte und einiger Andesite des Gebietes Hronský Kríž—Pitelová und Bartošová Lehôtka. Geologické práce GÚDŠ, Zoš. 38. Bratislava. — [11] S z á d e c z k y — K a r d o s s E. (1958): On the Petrology of Volcanic Rocks and the Interaction of Magma and Water. Acta geol., Budapest, vol. V/2.

Explanation of Plates

Pl. VII.

Fig. 1. Spheroidal jointing of the andesitoid basalt of the dyke No. 5 in the railway cut S of the station Bartošova Lehotka. Photo F. Fiala. — Fig. 2. Dyke of andesitoid basalt No. 2 with well-perceptible contacts of vitrified rhyolite tuff; the same place. Photo F. Fiala.

Pl. VIII.

Fig. 1. Southern contact of the dyke of andesitoid basalt No. 3 with rhyolite tuffs (on the right) with developed vitrified contact zone. Railway cut S of the station Bartošova Lehotka Photo F. Fiala. — Fig. 2. Northern contact of the dyke of andesitoid basalt No 4 (on the right) with rhyolite tuffs (on the left). Zone of vitrification 40 cm wide shows transversely columnar jointing. The same place. Photo F. Fiala.

Pl. IX.

Fig. 1. Vitroclastic rhyolite tuff; S of the railway station Bartošova Lehotka, km 264.830, N of the dyke of andesitoid basalt No. 5. Sample No. 4558-N, thin section No. 4459/95241. — 21.7× nat. size, ordinary light Photo S. Bartlová. — Fig. 2. Rhyolite tuff partly vitrified from the southern contact of the dyke of andesitoid basalt No. 4; the same place. Sample No. 4558-Ch, thin section 4454/82237. Boundaries of pumice fragments mostly well visible; in places diffusion begins. Matrix becomes homogenized. — 21.7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová. — Fig. 3. Brecciated pitchstone with relics of tuff structure originated by secondary vitrification of rhyolite tuff at the northern contact of basalt dyke No. 1; S of the railway station Bartošova Lehotka. Minute pumice lapilli and the ashy cement are widely homogenized. Dark spots = fragments of disintegrated rhyolites. — Sample No. 4558-C. Thin section No.4450/79495. 21,7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová. — Fig. 4. Rhyolite tuff strongly vitrified from the northern contact of basalt dyke No. 4; the same place. Considerable portions of the rock fuse in a uniform pitchstone; in some places secondary flow streaks are apparent. — Sample No. 4558-K. thin section No. 4456/85239. — 21,7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová.

Pl. X.

Fig. 1. Very strongly vitrified rhyolite tuff from the northern contact of basalt dyke No. 5. Railway cut S of the station Bartošova Lehotka. Almost complete homogenization into pitchstone or locally up to perlitic glass. Infrequent remnants of fairly compact rhyolite lapilli are only slightly affected by welding. — Sample No. 4558. Thin section No. 4457/85238. — 21.7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová. — Fig. 2. Pitchstone with relics of tuff structure from the southern contact of basalt dyke No. 3; the same place. Very intensive vitrification and homogenization partly also affects felsite (in the top right-hand corner). In some places signs of perlitic structure. — Sample No. 4558-F. Thin section No. 4452/79484. — 21.7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová. — Fig. 3. Pitchstone with relics of tuff structure due to secondary vitrification of rhyolite tuff near the big sill of andesitoid basalt. Quarry SE of the railway station Bartošova Lehotka, centre of the main wall. — Sample No. 4559-H. Thin section No. 4467/85248. — 21,7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bartlová. — Fig. 4. Felsopherulitic rhyolite perlite from the contact of rhyolite with tuffs SE of the railway station Stará Kremnička, railway km 234.85. — Sample No. 4633. Thin section No. 4511/97034. — 15.7× nat. size, ordinary light. Photo S. Bártlová.

FRANTIŠEK FIALA

NATAVENÍ RHYOLITOVÝCH TUFŮ NA KONTAKTECH ŽIL ANDESITOIDNÍCH ČEDIČŮ U BARTOŠOVY LEHOTKY

V ý t a h: V známém profilu pěti žil andesitového čediče, prorážejících rhyolitové tufy v zářezu železniční trati j. stanice Bartošova Lehotka v Kremnických horách lze při kontaktu čedičových žil pozorovat natavení rhyolitových tufů v šířce 2 až 10, ojediněle až 40 cm a vytvoření silně sklovité, někdy až homogenní přikontaktní zóny smolkového vzhledu. Ve výbrusu lze pozorovat v různém stupni relikty vitroklastické struktury, jež se postupně homogenizuje. Podobné natavení rhyolitových tufů ve větším rozsahu lze pozorovat i v opuštěném lomu severně od uvedeného zářezu. Relikty vitroklastické tufové struktury byly pozorovány v některých případech i v širokých smolkových a perlitových zonách, lemujících proniky felsosférolitických rhyolitů tufovou sérií.

Ústřední ústav geologický, Praha.

DAGMAR MINAŘÍKOVÁ

MINERALOGICKÝ VÝZKUM EOLICKÝCH PÍSKŮ ZÁHORSKÉ NÍŽINY S POUŽITÍM MATEMATICKÉ STATISTIKY

Úvod

Záhorská nížina je východní součástí Vídeňské pánve. Od jejich ostatních částí je oddělena na Z řekou Moravou, na JV Malými Karpatami a na S Myjavskou pahorkatinou. Představuje zhruba pravoúhlý trojúhelník o ploše asi 1050 km^2. Tvoří mírně zvlněnou rovinu ukloněnou k západu a k jihu. Na její geologické stavbě se podílejí horniny mesozoika, terciéru a kvartéru. Kvartérní sedimenty jsou poměrně málo prozkoumané. Jejich systematický výzkum spojený s mapováním od r. 1958 provádí kolektiv pracovníků pod vedením A. Sabola z Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Eolické písky jsou plošně nejrozšířenějším sedimentem, protože zabírají téměř dvě třetiny z celého území Záhorské nížiny. V přesypové oblasti dosahují též značných mocností, místy více než 30 m. Dosud se nimi zabývalo více autorů, kteří se však věnovali především jejich geomorfologii.

V třicátých letech to byly Hromádkovy práce (Hromádka 1935), ve kterých si všímá především teras Moravy a Dunaje. Eolické písky dělí ve tři základní pásma: 1. centrální území nazývané Bor; 2. úzké a krátké pásmo na kostolišťském hřbetu; 3. jakubovské pásmo mezi Jakubovem a Gajáry. Soudí, že jsou mladopleistocenní a holocenní, za směr navátí považuje severozápad. Předpokládá, že mateřskou horninou byly moravské náplavy.

V letech 1936—37 prováděli v tomto území geologické mapování Matějka a Kodym (1937), kteří vedle výzkumu a mapování mesozoika a neogénu vyčlenili a zmapovali též eolické písky a výrazné terasové stupně. Jejich bližší stratigrafií se nezabývali. F. Vitásek (1936, 1942) uvažuje o stáří a původu eolických písků Dolnomoravského úvalu. Na základě nálezu subfosilních kostí v přesypu je považuje za holocenní. Předpokládá, že byly naváty větry západních směrů z neogenních sedimentů a z teras Moravy.

Ve čtyřicátých letech zpracovával přesypy v okolí Hodonína a na jižní Moravě Pelíšek (1943, 1949). Pro rozdílnou zrnitost pokládá původ vátých písků z neogenních písků, oproti Vitáskovi, za problematický, a odvozuje jejich původ z moravských náplavů. Ve svých pracích uvádí přehledné mineralogické složení.

V roce 1950 vyšla práce Jaršáka ve které podává charakteristiku všech významnějších eolických formací na Slovensku. V otázce zdroje vátých písků Záhorské nížiny se přiklání k názoru, že byly vyvívané z neogenních písčitých sedimentů a z říčních teras.

V letech 1951 a 1952 byl v tomto území prováděn průzkum Ústavem pro průzkum a těžbu terciérních surovin v Brně za účelem získání nových ložisek slévárenských a sklářských písků.

Krippel (v tisku 1965) zpracoval postglaciální vegetaci Záhorské nížiny. Ve své práci vyčleňuje též typy půd, vyskytujících se na eolických píscích.

Mišík (1956) zpracoval několik orientačních vzorků z eolických písků z okolí Lozorna. Všímá si hlavně jejich dokonalého zaoblení a označuje je jako „zrelé", na rozdíl od vátých písků v Podunajské nížině, které jsou velmi slabě opracované — „nezrelé".

Na II. celoslovenské konferenci v roce 1961 byly předneseny referáty týkající se jižní části Záhorské nížiny, z nichž některé vyšly tiskem (Geol. práce, Zošit 63; Sabol 1961). Sabol (1961) podal geologickou a geomorfologickou charakteristiku území. Vašková (1963) se zabývá původem vátých písků na podkladě granulometrických rozborů. Soudí, že byly vyváty z moravských aluviálních náplavů. Minaříková (1963) uvádí přehlednou petrografickou a mineralogickou charakteristiku nejdůležitějších kvartérních sedimentů jižní části Záhorské nížiny.

Tato práce rozpracovává otázku původu eolických písků pomocí podrobné mineralogie a opírá se o výsledky, které jsem získala v průběhu posledních let výzkumu. Mapování Záhorské nížiny není ještě skončeno, ale dosavadní výsledky z mineralogie eolických písků ukazují, že následující výzkum už patrně pro tento typ sedimentu nepřinese nic, co by podstatně ovlivnilo nebo změnilo naše nynější uzávěry.

Ve vyčlenění typů vátých písků používám dělení Sabola a Vaškovské, kteří se víceméně přidržují Hromádky (1935); oba mi dodali většinu vzorků z terénu.

Metodika mineralogického zpracování eolických písků

Vzorky byly odebírány jednak z odkryvů a sond, jednak z vrtů. Každý vzorek byl nejprve orientačně vyhodnocen pod binokulárním mikroskopem, po zrnitostních frakcích (2—1 mm, 1—0,5 mm, 0,5—0,25 mm). Sledovalo se především složení a stupeň zaoblení eolických písků, dále zbarvení, povlaky a lesk zrn a případně navětrání. U vybraných charakteristických vzorků bylo provedeno procentuální vyhodnocení hrubších písčitých frakcí a lehké frakce (0,25—0,05 mm). V jednom vzorku jsem spočítala zhruba 500 zrn. U ostatních vzorků jsme se omezili na stanovení poměrného zastoupení jednotlivých minerálních složek, protože se prakticky nemění v mezích jednoho typu eolického písku.

Proto jsem se zaměřila především na podrobné zpracování a vyhodnocení těžkých minerálů jako nejvariabilnější komponenty eolických písků. Těžké minerály se získávaly z frakce 0,25—0,05 mm separací v bromoformu. Byly z nich vyhotoveny trvalé preparáty, které jsem studovala pod polarisačním mikroskopem. Z každého preparátu bylo spočteno průměrně 400 zrn a určeno procentuální zastoupení minerálů. Vedle složení jsem studovala způsob zaoblení jednotlivých minerálů, jejich zbarvení, tvar, inkluse a optické vlastnosti.

Z eolických písků jsem celkově zpracovala více než 150 preparátů těžké frakce (viz Minaříková 1959, 1961, 1962).

Popis těžkých minerálů

Těžké minerály eolických písků Záhorské nížiny lze rozdělit do několika skupin. Do prvé skupiny patří nejhojnější minerály, jejichž množství vlivem rozličných faktorů zároveň nejvíce kolísá, a jsou proto pro rozlišení variant a sledování transportu a původu eolických písků rozhodující. Jsou to: granát, amfibol, staurolit a rudní minerály. Dále sem náležejí minerály zoisit-epidotové skupiny, které jsou poměrně málo zastoupené (jejich obsah je 2,5—8 %), ale chovají se obdobně.

Druhá skupina je representována jednak typicky metamorfními minerály — disthénem, andalusitem a sillimanitem, dále stabilními minerály — zirkonem, rutilem a turmalínem a konečně apatitem. Všechny tyto minerály jsou průběžné, najdeme je v každém vzorku, ale jen v malé koncentraci (mezi 1—3 %).

Další skupinu tvoří minerály zakalené, které jsou blíže neurčitelné. Jejich množství nepřesahuje obvykle 3—5 %, pouze vyjímečně u pochovaných eolických písků v podhorské depresi až 30 %. V tomto případě jde převážně o drobné segmenty zvětralých hornin, které byly do vátých písků druhotně splaveny z proluviálních usazenin.

Další skupinou jsou slídy — muskovit, chlorit a biotit. Ve vátých píscích Záhorské nížiny jsou velmi ojedinělé a jejich obsah bývá zpravidla menší než 1 %. Pravidelně se s nimi setkáváme pouze v eolických píscích na mladých terasách s krátkým eolickým vývojem v labsko-gajárském a kostolišťském pásmu.

K vzácným minerálům patří titanit, topas, anatas, monazit, xenotin.

Podrobněji popíši jen hlavní těžké minerály.

Granát. Převládají zrna většinou isometrická nebo mírně protáhlá, někdy s náznaky idiomorfie (rhombododekaedr {110}) s různým stupněm zaoblenosti, v závislosti na délce transportu a eolického vývoje daného vátého písku. Granát byl obroušen větrem vzhledem k ostatním přítomným minerálům poměrně nejméně; jeho stupeň zaoblení je v porovnání s druhými těžkými minerály velmi nízký. Svědčí pro to i postupné relativní narůstání obsahu granátu na úkor ostatních minerálů a písků centrálního pásma s dlouhým eolickým vývojem (z původních 30 % vzrůstá až na 60 % těžké frakce — viz mapa s kruhovými diagramy).

Na granátech z písků pochovaných v podhorské depresi pozorujeme někdy korosi. V extremních případech zůstávají z některých jedinců nepravidelně rozeklané zbytky s hlubokými lalokovitými zálivy.

Barva granátů bývá nejčastěji jasně růžová, méně nacházíme granát světlerůžový až bezbarvý. Ojedinělé jsou granáty jasně červené. Jasně růžové granáty obsahují často a poměrně hojně uzavřeniny, zatím co granáty světlé a bezbarvé je mívají zřídka. Nejhojnější formou inklusí jsou nepravidelně rozptýlené grafitické impregnace a drobná rudní zrna. Méně nacházíme inkludované lupínky biotitu a muskovitu, sloupečky i kolénkovité srůsty rutilu, idiomorfní zirkon a apatit, křemen, staurolit, turmalín a vzácně sagenit.

Různé typy granátů ukazují na širokou sběrnou oblast primárních moravských sedimentů, ze kterých eolické písky pocházejí.

Amfibol. Podle barvy a optických vlastností jsem rozlišila tři typy amfibolu. Nejhojnější je zelenohnědý, slabě pleochroický. Bývá oproti ostatním amfibolům nejlépe zaoblen. Jeho index lomu je pro $n\alpha$ = 1,633 a pro $n\gamma$ = 1,652. Úhel zhášení je poměrně nízký, pohybuje se okolo 20°. Velmi zřídka obsahuje uzavřeniny magnetitu, vzácně byl pozorován rutil.

O něco méně zastoupen je šedozelený amfibol. Oproti hnědému mívá protáhlejší tvar, terminální ukončení prismat bývá zaoblené až polozaoblené. Index lomu je o málo nižší než u hnědého amfibolu, $n\alpha$ 1,630, $n\gamma$ 1,648. Úhel zhášení bývá kolem 27°. Nemívá téměř uzavřenin.

Posledním nehojným typem je sytě zelený až zelenomodrý amfibol. Je výrazně pleochroický, obvykle krátce prismatický, dobře zaoblený. Index lomu je oproti dvěma předchozím typům vyšší ($n\alpha$ 1,653 a $n\gamma$ 1,668). Maximální úhel zhášení je 20°. Z inklusí obsahuje ojediněle magnetit.

Amfibol je považován za málo stabilní minerál, zvláště jeho hnědá odrůda. Toto zjištění platí i pro jeho chování v podmínkách eolického transportu. Názorně to ukazuje přiložená mapa s kruhovými diagramy. V eolických píscích s krátkým eolickým vývojem dosahuje jeho obsah často více než 30 %. Toto množství se postupně snižuje se zvětšováním délky a trvání transportu. Na příklad u vátých písků centrálního pásma v okrajové oblasti (Malá Hviezda, Lozorno) je amfibol zastoupen zhruba 14 %, ve středu centrálního pásma (Orlovské vršky, Križnica) kolem 7 %. Na hranicích Záhorské nížiny (Jablonica, Šajdíkovy Humence), nejdále od původního místa vyvívání, se stává amfibol řídkým minerálem, jehož obsah klesá až na 1—2 %.

Zajímavé je sledování odolnosti jednotlivých uvedených typů amfibolu. Nejodolnější je odrůda sytě zelená, pak následuje hnědá, zatím co šedozelená s prodlužujícím se transportem téměř mizí.

Staurolit je přítomen v podobě nepravidelných zrn se zaoblenými hranami; vzácní jsou jedinci dokonale zaoblení. Často mívá inkluse, hlavně grafitický pigment a rudní zrna, zřídka křemen, granát, zirkon, rutil a turmalín. Staurolit patří k minerálům velmi odolným vůči působení eolického transportu, protože podobně jako u granátu, pozorujeme i u něho relativní narůstání obsahu v závislosti na trvání eolického transportu. Ukazuje to přiložená mapa. Zatím co u vátých písků s krátkým transportem činí jeho obsah průměrně 6—8 %, v píscích centrálního pásma v oblasti Jablonice dosahuje až 20 %.

Rudní minerály byly určovány pouze v napadavém světle polarisačního mikroskopu. V eolických píscích bývá přítomen magnetit a pyrit. Magnetit je na celém území Záhorské nížiny všeobecně hojnější. Oba minerály bývají dobře až dokonale zaoblené a čerstvé. Zřídka jsem pozorovala slabou limonitisaci zrn.

V eolických píscích Záhorské nížiny bylo vyčleněno několik odlišných typů: 1. eolické písky lábsko-gajárského a kostolišťského pásma, naváté na mladopleistocenních terasách; 2. eolické písky přeplavené a rozmyté; 3. eolické písky centrálního pásma; 4. eolické písky pochované v depresích při úpatí Malých Karpat.

Eolické písky lábsko-gajárského a kostolišťského pásma. Jak název ukazuje, tyto písky se vyskytují v poměrně úzkém pruhu SJ směru na východ od toku Moravy. Šířka tohto pruhu je průměrně 5 km a nepřesahuje 8 km. Eolické písky tvoří větší i menší ostrovy ležící na prvém a druhém terasovém stupni řeky Moravy, jejichž relativní výška je 18—20 m (Sabol 1961; Baňacký 1963; Vaškovská 1963).

Písky tohoto pásma jsou po petrografické stránce charakteristické horším vytříděním, projevujícím se jak v zrnitostním složení (Vaškovská 1963), tak i v petrografickém složení sedimentu a zaoblenosti minerálů. Jejich složení i charakter jsem popsala v předchozí práci (Minaříková 1963). Na základě blízké

podobnosti se sedimenty prvých dvou moravských terasových stupňů předpokládám, že byly z těchto stupňů vyváty. Vzhledem ke stupni zaoblení jde o písky přemístěné jen na krátkou vzdálenost a můžeme je proto považovat za velmi mladé: z konce würmu a holocénu.

K pískům lábsko-gajárského a kostolišťského pásma můžeme na základě shodných vlastností i složení přiřadit též eolický písek, tvořící výplň mrazových klínů v sedimentech risské terasy Dunaje u Děvínské Nové Vsi. Tyto periglaciální zjevy popisuje Matula (1957), který jmenovanou terasu považuje nesprávně za sediment Moravy.

Eolické písky přeplavené a rozmyté nacházíme na malém území v okolí Malacek, v povodí potoků Maliny a Rudavy. Vytvářejí plošné pokryvy, podmáčené a místy druhotně přeplavené (Sabol 1961). Tento faktor se projevuje v obohacení drobnými, částečně opracovanými nebo zcela ostrohrannými úlomky typických malokarpatských hornin, zvláště uralitických amfibolitů, sericiticko-chloritických fylitů a dvojslídných svorů, křemenných pískovců, křemenců a dalších hornin. Materiál je přinášen potoky vytékajícími z kuželů na úpatí Malých Karpat. Úlomky se vyskytují ve všech frakcích, ale zvláště ve frakci 2—1 mm a v malé míře i nad 2 mm. Převládající složkou sedimentu je však vždy křemenný, dokonale zaoblený vátý písek.

Složením těžké frakce se většinou podobají eolickým pískům centrálního pásma, ale procentuální zastoupení jednotlivých těžkých minerálů je vždy částečně ovlivněno přítomností náplavové složky malokarpatského materiálu. Větší výkyvy nastávají jen v koncentraci amfibolu.

Eolické písky centrálního pásma zaujímají největší část Záhorské nížiny. Tvoří souvislý pokryv ve tvaru trojúhelníku, který leží východně od čáry Lozorno, Plavecký Štvrtok, Malacky, Borský Jur, Šaštín. Vyskytují se ve formě zachovalých přesypů a místy dosahují značné mocnosti — až 40 m (Sabol 1961; Vaškovská 1963). Jsou dokonale vytříděné, a proto i po mineralogické stránce dosti jednotvárné, což se zvláště týká písčitých frakcí a lehké frakce, které obsahují více než 90 % křemene. Zbytek tvoří živce. Zrna všech frakcí jsou zaoblená až dokonale zaoblená. Snažila jsem se najít a sledovat změny v zaoblení, například v závislosti na vzdálenosti přesypů od teras Moravy, ale všechny písky jsou natolik dokonale zaoblené, že není možné mezi nimi zjistit žádné patrné rozdíly.

Určité odchylky jsem zjistila pouze ve složení těžké frakce, projevující sa zvláště ve změně koncentrace granátu a amfibolu, méně v koncentraci staurolitu a rudních minerálů (Minaříková 1963). V trojúhelníkovém komplexu eolických písků směrem k východu relativně přibývá granát a staurolit, ubývá amfibol a rudní minerály. V okolí Lozorna, Malé Hviezdy, Malacek, Kostoliště a Šaštína je obsah granátu 40—50 %, amfibolu 15 %, staurolitu 10—15 % a rudních minerálů 12—15 %. V okolí Šajdíkových Humenců a Jablonice se tento poměr změnil.

Granát zde dosahuje až 60 %, staurolit 20 % – 25 %, zatím co množství amfibolu klesá průměrně na 3 %, ojediněle na 1 % a podíl rudních minerálů se pohybuje kolem 7 – 8 %. Tyto změny ve složení lze vysvětlit nestejnou odolností uvedených minerálů vůči eolickému transportu. Zastoupení granátu a amfibolu proto může být jedním z ukazatelů délky eolického vývoje a minerálního vytřídění vátých písků. Koncentrace těchto minerálů se vertikálně v daném bodě komplexu eolických písků téměř nemění, ať je jejich mocnost více než 30 m.

K eolickým pískům centrálního pásma přiřazuji váté písky na pravém břehu Myjavy, které se vyskytují mezi údolní nivou Myjavy a Myjavskou pahorkatinou. Geograficky k Záhorské nížině již nepatří, ale geneticky svými vlastnostmi se blíží typickým vátým pískům centrálního pásma.

Ve spraších Myjavské pahorkatiny byly dosti často pozorované tenké vložky a čočky, průměrně mocné 5 cm, tvořené eolickým pískem, který má též složení i vlastnosti shodné s písky centrálního pásma Záhorské nížiny.

Eolické písky pochované v podhorských depresích. Buday a Špička (1958) označují tyto deprese souhrnným názvem zohorsko-plavecká deprese. Jde o dvě deprese sološnickou a perneckou, které jsou dílčími částmi neogenní zohrosko-plavecké deprese, táhnoucí se podél Malých Karpat (Sabol 1961). Svrchní část depresí je vyplněna kvartérními sedimenty. V pernecké depresi se nacházejí vrstvy proluviálního materiálu, které se střídají s několika horizonty eolických písků, místy přeplavenými. V oblasti pernecké deprese bylo situováno několik vrtů (ZV-10, K-1, ZV-16, ZV-6, ZV-7, K-3, K-6). Ze všech poloh eolických písků získaných těmito vrty byly vyhodnoceny těžké minerály, které poskytly velmi zajímavé údaje, přispívající značnou měrou k bližšímu osvětlení původu pochovaných eolických písků i ke stanovení stratigrafie proluviálních sedimentů, uložených v pernecké depresi.

Protože se pochované váté písky ani vzhledem, ani vlastnostmi podstatně neliší od ostatních eolických písků Záhorské nížiny, opírala jsem se při korelaci jednotlivých horizontů o tytéž minerály, jako při studiu povrchových písků: granát, amfibol, staurolit, rudní minerály a minerály zoisit-epidotové skupiny.

Svrchní horizont eolických písků byl zachycen všemi vrty. Největší mocnosti dosahuje v jižní části deprese (vrt ZV-10), kde tvoří téměř souvislou vrstvu až do hloubky 40 m, která je přerušena jen tenkým proplástkem písčité hlíny ve 23 m. Písky mají v celé mocnosti prakticky totožné složení. Neliší se ani zaoblením. Spodní část písků asi od 17 m je vybělená. Pod vátým pískem byly navrtány již jen hlíny a jíly, které obsahují v písčité složce jen velmi malo příměs zaoblených zrn vátého původu. Ve 44 m byl zastižen pannon.

V ostatních vrtech má svrchní horizont menší mocnost. Ve vrtu K-1 a ZV-16 tvoří souvislou polohu do hloubky 15 m; ve vrtu ZV-6 je mocnější, pokračuje až do hloubky 20 m, avšak v 15 m je přerušen tenkým proplástkem písčité hlíny. Eolický písek pod hlínou na basi svrchního horizontu je vybělený.

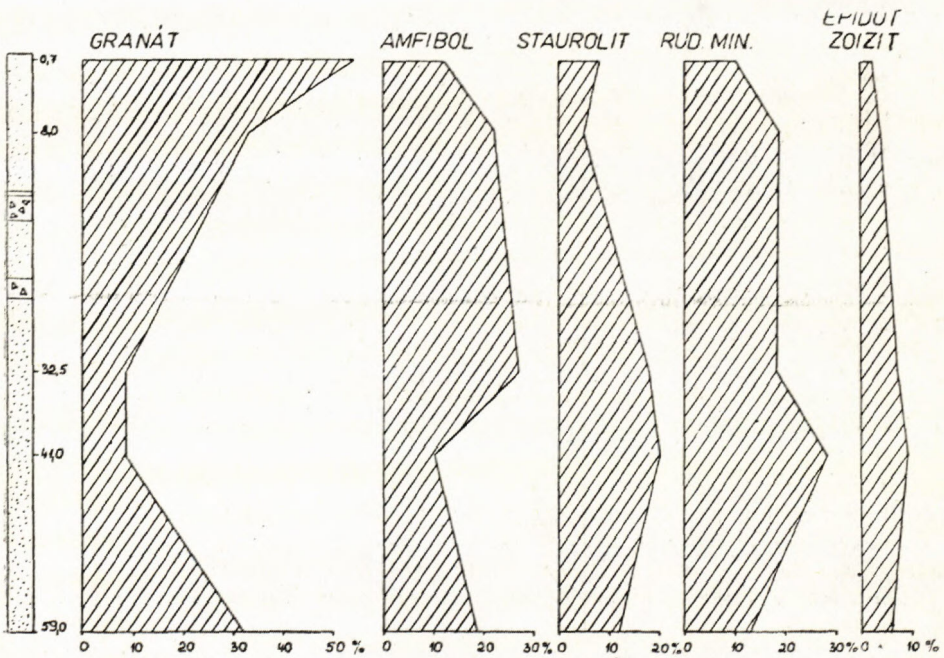
Ve východní části pernecké deprese, blíže pohoří Malých Karpat, mají horizonty eolických písků jen malou mocnost a bývají častěji přerušované polohami proluvií. V ZV-7 a K-3 jde

svrchní horizont do hloubky 10 m, pak následuje 10 m vrstva proluviálního materiálu. Ve vrtu K-3 pozorujeme ještě jednu vložku stejného eolického písku od 19—21 m, po které opět následují proluviální štěrky. Podobný sled vidíme i u vrtu K-6.

Eolické písky svrchního horizontu vynikají dokonalým zaoblením. Mají následující složení těžké frakce: obsah granátu bývá 30—40 %, amfibolu 15—25 %, staurolitu 5—10 %, rudní minerály dosahují obvykle 15 %. Složení jejich těžké frakce je téměř totožné se složením těžké frakce prvého a druhého terasového stupně Moravy. Předpokládám, že byly z těchto stupňů, které V. Baňacký (1963) zařazuje do würmu, vyváty a jsou pravděpodobně též würmského stáří.

Druhý horizont byl zachcen vrty K-1, ZV-16, ZV-6 a ZV-7 průměrně v hloubce 25—40 m. Ve vrtech K-1, ZV-16, ZV-6 tvoří souvislou polohu, v ZV-7 je mezi eolický písek vklíněna 4 m mocná poloha proluviálních štěrků a hlín. Ve vrtech K-3 a K-6 netvoří eolický písek jasně ohraničené polohy, ale jen příměs v proluviálním materiálu. Zvláště hojná je tato příměs ve vrtu K-6, proto jsem analysovala těžké minerály aspoň z této příměsi.

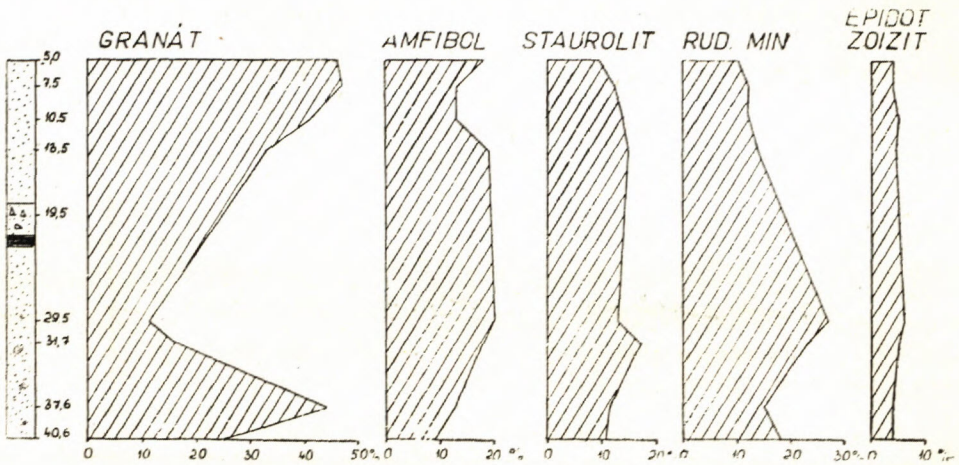
Druhý horizont se od svrchního horizontu liší opracováním i složením těžké frakce. Jeho stupeň zaoblení je nižší než u würmských vátých písků. Zaoblení ubývá směrem dolů. Podle složení těžké frakce, se druhý horizont rozpadá na dva podhorizonty, lišící se vedle minerální skladby také zbarvením sedimentu. Ve vrtu ZV-7 jsou podhorizonty odděleny polohou proluvia. Písky svrchní části druhého horizontu bývají obvykle vybělený. Pro těžkou frakci je příznačný výrazný úbytek granátu a ve spodní části vzrůstající obsah staurolitu. Svrchní část obsahuje kolem 15—20 % granátu, staurolitu bývá kolem 10 %, amfibol a rudní minerály představují zhruba 20 %. Ve spodní části druhého horizontu klesá množství granátu v extrémních případech až na 6—8 %, zatím co obsah staurolitu je v průměru 16 %, vyjímečně dosahuje 20 %. Přítomnost amfibolu se nemění, zvyšuje se zastoupení rudních minerálů a minerálů zoisit-epidotové skupiny.



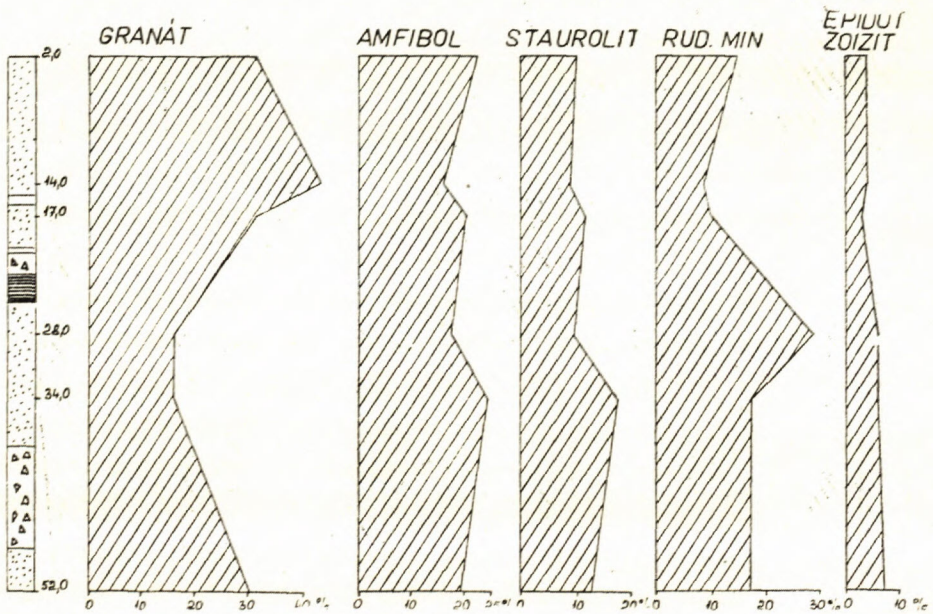
Obr. 1. Diagram zastoupení těžkých minerálů ve vrtu K-1.

Zvláště eolické písky spodní části druhého horizontu mají velmi podobné složení jako těžká frakce sedimentů třetího terasového stupně, které Baňacký (1963) zařazuje do rissu. Předpokládám, že eolické písky druhého horizontu byly vyváty z třetího stupně, jehož zbytky se zachovaly v okolí Velkých Levár a Kostoliště a jsou risského stáří. Křivky průměrného obsahu hlavních těžkých minerálů ve čtyřech terasových stupních Moravy mají podobný průběh jako na diagramech pochovaných eolických písků v Pernecké depresi (viz obr. 4).

Třetí horizont byl zastižen v hloubce 40—60 m vrty K-1, ZV-16, ZV-6, K-3 a K-6.



Obr. 2. Diagram zastoupení těžkých minerálů ve vrtu ZV-16.



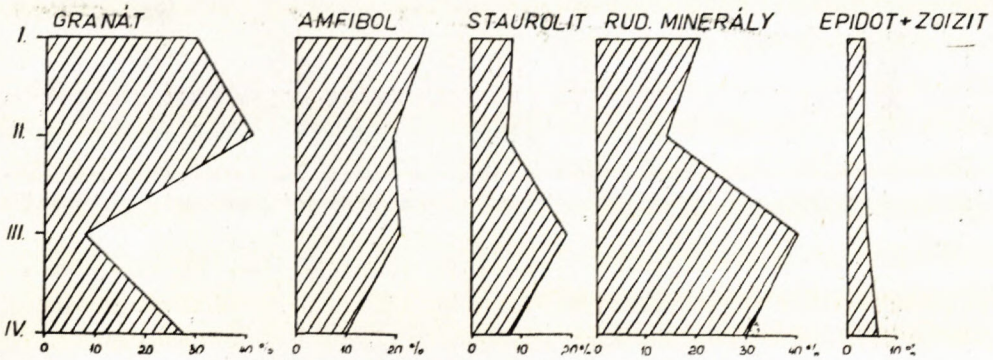
Obr. 3. Diagram zastupení těžkých minerálů ve vrtu ZV-6.

Proti risskému horizontu se opět výrazně liší. Je dokonale zaoblen a v těžké frakci je převládajícím minerálem znovu granát.

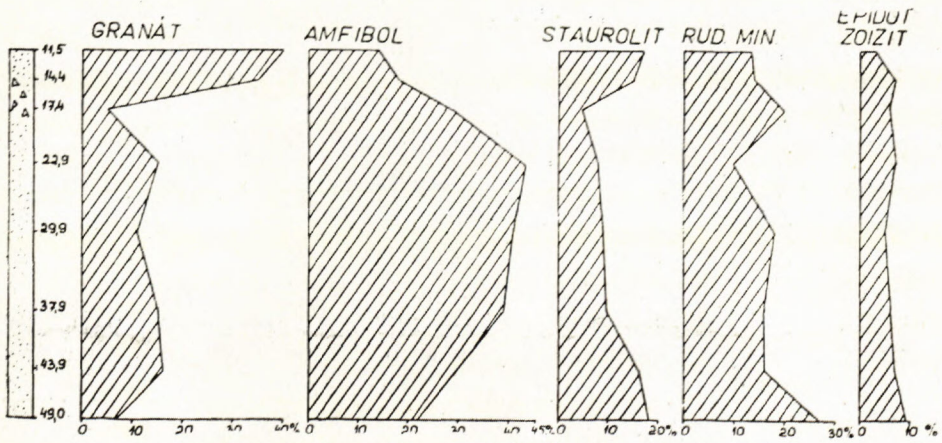
V roce 1962 zjistil A. Sabol několik zbytků staropleistocenních teras v různých relativních výškách v okolí Závodu a Studienky. Na základě sedimentárně petrografických rozborů a geomorfologické posice byly předběžně rozděleny ve dva stupně. Mladší z těchto dvou stupňů má obdobné složení těžké frakce jako nejhlubší pochovaný eolický horizont. Předpokládám proto, podobně jako u předchozích dvou horizontů, že byl z této staropleistocenní terasy vyvát. Zajímavé je zjištění pochovaného eolického písku v podloží jednoho z těchto staropleistocenních zbytků u hájovny Mikohal JV od obce Studienka (Baňacký 1961). Zrna tohoto písku byla též dokonale zaoblena, je dobře vytříděný a složení těžké frakce je jako u eolických písků třetího horizontu v Pernecké depresi.

Eolické písky nacházíme jako příměs v proluviálních uloženinách až do velkých hloubek. V centrální části pernecké deprese ve vrtech ZV-6 a K-1 byly zastiženy až v hloubce 80 m.

V Sološnické depresi byly situovány vrty RV-2a, ZV-18, K-7, šachtice 7/32, vrty K-5, ZV-17, R-9 a RV-4. V západní části deprese u obce Studienka byl proveden vrt RV-2a. Kvartérní výplň zde jde do hloubky 49 m a je celá tvořena eolickými písky. Podle složení těžké



Obr. 4. Diagram zastoupení těžkých minerálů v sedimntech 4 terasových stupňů řeky Moravy.



Obr. 5. Diagram zastoupení těžkých minerálů ve vrtu RV-2a.

frakce, stupně zaoblení a zbarvení sedimentů usuzují, že do hloubky 15 m zasahují písky würmského stáří, zatím co písky od 15 m do 45 m můžeme považovat za riské (viz obr. 5).

Ve východní části deprese u Sološnice a Rohožníku jsou vyvinuty vložky vátých písků pouze do hloubky 6—7 m. Podle složení těžké frakce a dokonalého zaoblení se zcela podobají vytříděným eolickým pískům centrálního pásma. V hlubších partiích této části deprese nacházíme již jen proluviální sedimenty, které obsahují obvykle malou příměs zrn eolického původu, která se v hloubce okolo 20 m úplně vytrácí.

V plavecké části deprese (vrty R-9, RV-4), jsou opět vyvinuty jasně ohraničené, avšak málo mocné vložky eolických písků. Písčitá složka proluviálních štěrků je tvořena téměř celá dokonale zaobleným křemenem eolického původu. Svrchní vložky eolických písků, jdoucí do hloubky 24 m, můžeme na základě složení těžké frakce a vysokého stupně zaoblení přiřadit k eolickým pískům centrálního pásma. V jejich podloží nacházíme zřetelně ohraničené vložky eolického písku zastižené oběma vrty až do hloubky 49 m, které podle koncentrace jednotlivých těžkých minerálů zařazujeme k würmským eolickým pískům.

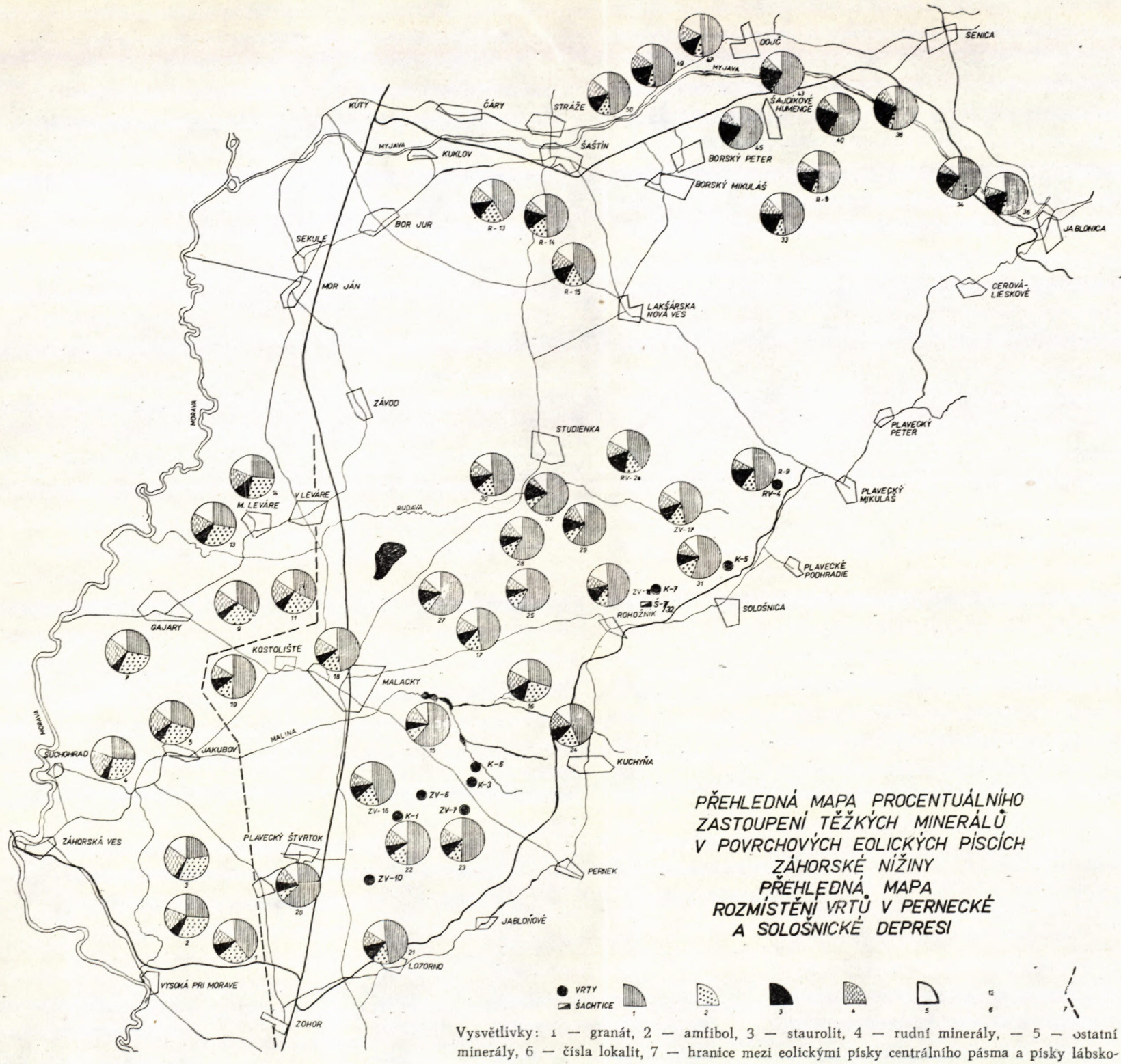
Původ eolických písků Záhorské nížiny

Všichni autoři, kteří se zabývali eolickými písky Záhorské nížiny a přilehlého Dolnomoravského úvalu, uvažovali o jejich původu. Většina z nich (Hromádka 1935; Pelíšek 1949; Vaškovská 1963; Minaříková 1963) se domnívala, že mateřskou horninou byly písčité a štěrkopískové sedimenty řeky Moravy, pouze Vitásek (1942) a Janšák (1950) předpokládali, že vedle moravských náplavů byly primárním zdrojem i neogenní pannonské písky.

Na základě mineralogických rozborů jak těžké, tak i lehké frakce lze soudit, že eolické písky Záhorské nížiny byly vyváty z náplavů řeky Moravy, protože obsahují nejen stejnou asociaci těžkých minerálů, ale i kvantitativní zastoupení jednotlivých těžkých minerálů se navzájem velmi podobá. Proti odvozování původu eolických písků z neogenních usazenin svědčí také zcela jiné minerální složení. Neogenní písky jsou velmi slídnaté, zatím co ve vátých píscích se slídy, až na vzácne výjimky, nevyskytují. Pro těžkou frakci eolických písků je charakteristický vysoký obsah granátu a dosti staurolitu; neogenní písky obsahují těchto minerálů velmi málo — granátu kolem 10 % a staurolitu do 2 % (Minaříková 1963).

Zvláště dobře patrná je vzájemná souvislost mezi vátými písky a moravskými sedimenty na jedné straně a mladými písky lábsko-gajarského a kostolišťského pásma, pokrývajícími prvé dva terasové stupně na straně druhé. Dalším důkazem této domněnky jsou pochované eolické písky v podhorských depresích, jejichž jednotlivé horizonty můžeme přímo přiřazovat k určitým terasovým stupňům.

Pro názorný důkaz korelace primárních zdrojů eolických písků, kterými jsou sedimenty terasových stupňů Moravy, s horizonty pochovaných vátých písků horských depresích, uvedu výpočty získané použitím matematické statistiky, protože výrazy jako „podobný" a „příbuzný" nejsou dostatečně přesné a nemohou vyjádřit, do jaké míry si zmíněné typy sedimentů odpovídají.



PŘEHLEDNÁ MAPA PROCENTUÁLNÍHO ZASTOUPENÍ TĚŽKÝCH MINERÁLŮ V POVRCHOVÝCH EOLICKÝCH PÍSCÍCH ZÁHORSKÉ NÍŽINY

PŘEHLEDNÁ MAPA ROZMÍSTĚNÍ VRTŮ V PERNECKÉ A SOLOŠNICKÉ DEPRESI

VRTY
ŠACHTICE

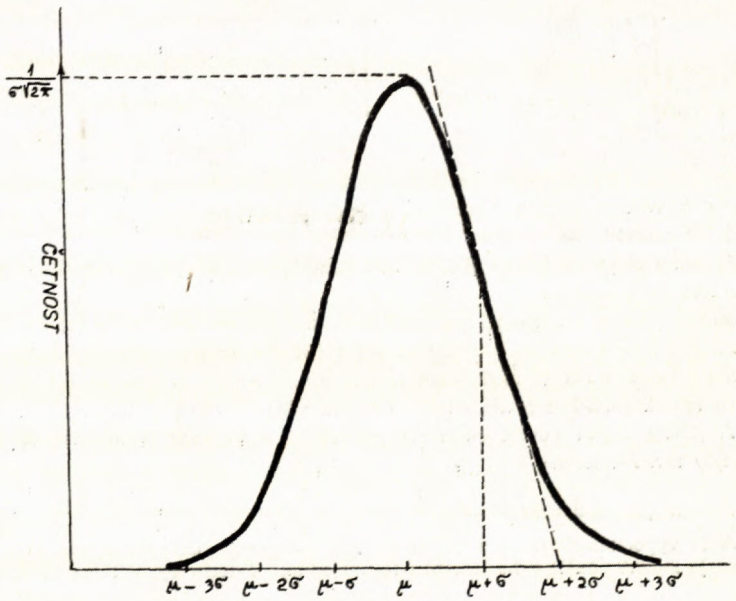
Vysvětlivky: 1 — granát, 2 — amfibol, 3 — staurolit, 4 — rudní minerály, — 5 — ostatní minerály, 6 — čísla lokalit, 7 — hranice mezi eolickými písky centrálního pásma a písky lábsko-gajarského a kostolišťského pásma.

Protože použití statistických metod v mineralogii v naší literatuře není prozatím běžné, stručně se zmíním o některých principech statistických metod a postupech výpočtů, kterých jsem použila (Küffer 1960; Felix – Bláha 1962). Statistické metody a jejich aplikace v geologii jsou poměrně hojně rozpracované v anglosaské literatuře.

Především je třeba objasnit základní pojmy: základní soubor je souhrn jevů nebo předmětů určitého druhu (např. obsah některých minerálů v terasách Moravy a jim odpovídajících pochovaných vátých písních). Jestliže uskutečníme velký počet měření (až nekonečný) zkoumané veličiny v základním souboru, zjistíme, že všechny naměřené hodnoty nejsou stejné, ale pohybují se s většími či menšími odchylkami okolo určité hodnoty μ. Toto rozdělení je normální a probíhá podle Gaussovy funkce

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-u}{\sigma}\right)^2}$$

kde μ je aritmetický průměr základního souboru a σ směrodatná odchylka základního souboru. Obecný průběh Gaussovy funkce je znázorněn na obr. č. 6.



Obr. 6. Gaussova křivka.

Křivka je souměrná okolo svého vrcholu, jehož poloha odpovída aritmetickému průměru rozdělení.

Směrodatná odchylka σ je mírou rozptylu okolo průměrné hodnoty μ, tedy udává strmost Gaussovy křivky, to jest čím je σ větší, tím bude křivka plošší.

Protože nemůžeme použít tak velkého počtu měření, jaké vyžaduje přesné definování základního souboru a jeho parametrů σ a μ, musíme parametry základního souboru odhadovat na základě statistického výběru. Výběrem rozumíme soubor s konečným počtem měření (N ≡ 30, 50, 100 atd.), u kterého vypočítáme jeho charakteristiky $\bar{x}$ a s. Tyto charakteristiky jsou potom odhadem parametrů základního souboru. Platí, že

$$\sigma = s. \sqrt{\frac{N}{N-1}}, \text{ kde N je počet měření.}$$

Jestliže základní soubor má normální rozdělení, platí, že v intervalech $\mu \pm k\,\sigma$ musí ležet určité množství hodnot

$$\mu \pm \sigma \; 68{,}26\,\%;\; \mu \pm 2\,\sigma \; 95{,}44\,\%;\; \mu \pm 3\,\sigma \; 99{,}73\,\%.$$

Někdy se stane, že rozdělení není Gaussovské. Když však posuzujeme průměry výběrů, průměry těchto skupin jsou přibližně normálně rozdělené a jejich průměr $\bar{x}$ se přibližně shoduje s μ. Též platí, že

$$\sigma = s_{\bar{x}} \cdot \sqrt{N},$$

tedy pomocí směrodatné odchylky průměrů výběrů odhadneme směrodatnou odchylku základního souboru. Tento fakt umožňuje široké použití matematické statistiky.

Výpočet $\bar{x}$:

$$\bar{x} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i, \text{ nebo } \bar{x} = a + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a)$$

kde a je odhadnutá průměrná hodnota.

Výpočet s:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x})^2}{N-1}}, \text{ nebo } s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - a)^2 - (\bar{x} - a)\sum_{i=1}^{N}(x_i - a)}{N-1}}$$

Hodnocení výběrů

Hodnoty $\bar{x}$ a s jsou základem dalších metod vyhodnocování výběrů. Při posuzování základního výběru s velkým počtem naměřených hodnot, který se řídí Gaussovou funkcí můžeme vypočítat kolik procent všech hodnot leží v určitém rozmezí $\mu \pm k\,\sigma$, jak již bylo výše řečeno. Uvedené procento S je statistická jistota. Statistické jistoty S jsou v tabulkách v závislosti na k, kde k je koeficient před σ.

V případě, že máme k disposici jen malé množství hodnot, nemůžeme již charakterizovat výsledky hodnotou k, ale musíme použít hodnotu t (Studentův test), která je mimo funkce jistoty S i funkcí stupně volnosti (funkcí počtu měření N). Hodnoty t jsou též tabelované v každých statistických tabulkách. t-test se hodí na zjišťování, zda dva výběry pocházejí z téhož základního souboru. Abychom mohli použít t-test na porovnání dvou výběrů, musíme nejdříve porovnat jejich rozptyly tzv. F-testem.

Postup hodnocení průměrů výběrů

Nejdříve si vypočítáme $\bar{x}_1$, $\bar{x}_2$ a s_1, s_2 podle výše uvedených vzorců. Na to zjistíme pomocí F-testu, zda je možné použít v hodnocení t-test. Hodnotu F-testu vypočítáme podle vzorce

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2} > 1$$

Jestliže tabulková hodnota F je vyšší nežli vypočítaná pro požadovanou jistotu, můžeme k hodnocení použít t-testu.

Prvým krokem výpočtu t-testu je výpočet s pomocí vzorce

$$s_d^2 = \frac{s_1^2(N_1 - 1) + s_2^2(N_2 - 1)}{N_1 + N_2 - 2}$$

Hodnotu t vypočítáme ze vztahu:

$$t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{s_d}\sqrt{\frac{N_1 \cdot N_2}{N_1 + N_2}}$$

Vypočítanou hodnotu t srovnáme s tabulkovou hodnotou pro určitou jistotu S a dané N_1 a N_2. Když vypočítaná hodnota je nižší než tabulková, můžeme tvrdit, že průměry výběrů se od sebe

liší s S% jistotou jen náhodně, to znamená že patří do jednoho základního souboru. Při výpočtech jsme počítali s běžnou 95% jistotou, která se při hodnocení všeobecně používá.

V této práci jsem k vyhodnocení použila pro daný materiál více charakteristických hodnot (procento zastoupení granátu, staurolitu a rudních minerálů), čímž stoupá jistota stanovení.

V tabulce 1 jsou uvedeny hodnoty nutné k vypočítání statistických charakteristik výběrů pro granát (označení x), staurolit (označení y) a rudní minerály (označení z) pro porovnání svrchního — würmského horizontu pochovaných eolických písků (prvá část tabulky) se sedimenty prvého a druhého terasového stupně řeky Moravy (druhá část tabulky).

Pro názornost podávám postup výpočtů charakteristik $\bar{x}$ a s pro granát svrchního horizontu a prvého a druhého terasového stupně.

$$\bar{x} = a + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\bar{x}_i - a); \quad x_1 = 30 + \frac{1}{16} \cdot 71{,}8 = 34{,}49$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - a)^2 - (\bar{x} - a)\sum_{i=1}^{N}(x_i - a)}{N - 1}}; \quad s_1 = \sqrt{\frac{632{,}08 - 4{,}49 \cdot 71{,}8}{15}} =$$

$$= \sqrt{20{,}65} = 4{,}54$$

$$\bar{x}_2 = 30 + \frac{1}{13} \cdot 51{,}6 = 33{,}96; \quad s_2 = \sqrt{\frac{414{,}90 - 3{,}96 \cdot 51{,}6}{12}} = \sqrt{17{,}55} = 4{,}19.$$

Nyní přistupujeme k zjištění velikosti podílu výběrů, který zjistíme pomocí F-testu:

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2}, \text{ čili } F = \frac{20{,}65}{17{,}55} = 1{,}17$$

F tabulkové pro $S = 95$ % je 2,54, je tedy vyšší než vypočítaná hodnota, proto můžeme použít dále t-testu.

$$s_d^2 = \frac{s_1^2(N_1 - 1) - s_2^2(N_2 - 1)}{N_1 + N_2 - 2}; \quad s_d^2 = \frac{20{,}65 \cdot 15 - 17{,}55 \cdot 12}{27} = 19{,}24$$

$s_d = 4{,}39$;

$$t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{s_d}\sqrt{\frac{N_1 \cdot N_2}{N_1 + N_2}}; \quad t = \frac{0{,}53}{4{,}39}\sqrt{\frac{208}{29}} = 0{,}32$$

Tabulková hodnota t pro $S = 95$ % a $n = 27$ je 2,052, je tedy vyšší než vypočítaná hodnota t, a proto rozdíl mezi procentuálním obsahem granátu v eolických píscích svrchního horizontu a obsahem granátu v prvém a druhém terasovém stupni je náhodný.

Pro staurolit a rudní minerály uvedu jen vypočítané charakteristiky $\bar{y}$ a $\bar{z}$ a s pomocí nich zjištěné hodnoty F a t.

Tabuľka č. 1

	x_i	$x_i - a$	$(x_i-a)^2$	y_i	$y_i - a$	$(y_i-a)^2$	z_i	$z_i - a$	$(z_i-a)^2$
K-1, 8,0	33,0	3,0	9,00	5,4	−4,6	21,16	19,1	4,1	16,81
K-6, 19,8—20,0	27,2	−2,8	7,84	4,0	−6,0	36,00	13,6	−1,4	1,96
K-3, 4,2— 6,2	34,8	4,8	23,04	6,5	−3,5	12,25	13,0	−2,0	4,00
19,5	27,7	−2,3	5,29	6,4	−3,6	12,96	11,8	−3,2	10,24
ZV-6, 2,0— 3,0	31,0	1,0	1,00	10,5	0,5	0,25	14,8	−0,2	0,04
14,0—15,0	42,6	12,6	158,76	9,0	−1,0	1,00	9,4	−5,6	31,36
17,0—18,0	31,3	1,3	1,69	12,2	2,2	4,84	10,3	−4,7	22,09
ZV-7 2,0— 2,6	37,8	7,8	60,84	7,0	−3,0	9,00	16,3	1,3	1,69
4,3— 4,5	38,7	8,7	75,69	4,0	−6,0	36,00	17,2	2,2	4,84
ZV-10, 5,3— 5,4	33,2	3,2	10,24	7,5	−2,5	6,25	17,4	2,4	5,76
22,4—22,5	32,6	2,6	6,76	11,6	1,6	2,56	11,8	−3,2	10,24
30,4—30,5	31,8	1,8	3,24	12,4	2,4	5,76	16,3	1,3	1,69
ZV-16 10,4—10,5	41,4	11,4	11,56	14,1	4,1	16,81	11,6	−3,4	11,56
13,4—13,5	33,4	3,4	129,96	15,1	5,1	26,01	13,9	−1,1	1,21
Rv-2a, 11,4—11,5	39,9	9,9	98,01	9,8	−0,2	0,04	12,9	−2,1	4,41
14,4—14,5	35,4	5,4	29,16	15,4	5,4	29,16	14,1	−0,9	0,81
		71,8	632,08		−9,1	220,05		−16,5	128,71
$N_1 = 16$	$a = 30$			$a = 10$			$a = 15$		

	x_i	$x_i - a$	$(x_i-a)^2$	y_i	$y_i - a$	$(y_i-a)^2$	z_i	$z_i - a$	$(z_i-a)^2$
S-2/4 (ML), 0,5	30,4	0,4	0,16	8,5	−1,5	2,25	20,0	5,0	25,00
2,3—2,4	31,9	1,9	3,61	4,7	−5,3	28,09	10,5	−4,5	20,25
O-4/56 (G) 1,0	36,1	6,1	37,21	9,8	−0,2	0,04	15,5	0,5	0,25
S-1/5 (ML), 0,25	41,9	11,9	141,61	7,9	−2,1	4,41	15,8	0,8	0,64
S-4/6 (ML), 1,1	37,1	7,1	50,41	10,8	0,8	0,64	12,6	−2,4	5,76
1,5—1,6	37,6	7,6	57,76	9,8	−0,2	0,04	15,3	0,3	0,09
O-1/6 (ML), 4,2	33,5	3,5	12,25	7,8	−2,2	4,84	17,4	2,4	5,76
S-10/72 (G), 1,8	27,3	−2,7	7,29	6,3	−3,7	13,69	17,0	2,0	4,00
O-2/28 (G), 1,5	39,1	9,1	82,81	11,2	1,2	1,44	18,3	3,3	10,89
O-3/38 (G), 1,5	31,1	1,1	1,21	10,2	0,2	0,04	10,4	−4,6	21,16
O-43 (L), 1,0	31,9	1,9	3,61	9,5	−0,5	0,25	13,2	−1,8	3,24
O-46 (L), 1,0	34,1	4,1	16,81	7,3	−2,7	7,29	18,4	3,4	11,56
O-Zohor, 3,8	29,6	−0,4	0,16	6,8	−3,2	10,24	16,8	1,8	3,24
		51,6	414,90		−19,4	73,26		6,2	111,84
$N_2 = 16$	$a = 30$			$a = 10$			$a = 15$		

Staurolit: $\bar{y}_1 = 9{,}44$; $\bar{y}_2 = 8{,}86$;
$s_1 = 3{,}79$, $s_1^2 = 14{,}33$; $s_2 = 2{,}47$, $s_2^2 = 6{,}08$

$F = \frac{14{,}33}{6{,}08} = 2{,}36$; F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 2,54, můžeme použít t-test.
$s_d = 3{,}26$; $t = 0{,}48$; t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 27$ je 2,052, to znamená je vyšší než vypočítaná hodnota, rozdíl je náhodný.

Rudní minerály: $\bar{z}_1 = 14{,}97$; $\bar{z}_2 = 15{,}48$;
$s_1 = 2{,}73$, $s_1^2 = 7{,}45$; $s_2 = 3{,}01$, $s_2^2 = 9{,}07$

$F = \frac{9{,}07}{7{,}45} = 1{,}22$; F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 2,54, použijeme t-test.
$s_d = 2{,}55$; $t = 0{,}53$; t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 27$ je 2,052, rozdíl je náhodný.

Zjistila jsem, že ve všech třech případech pro granát, staurolit i rudní minerály jsou rozdíly mezi zjištěným procentuálním obsahem jen náhodné, náležejí proto k jednomu základnímu souboru; můžeme proto tvrdit, že eolické písky svrchního — würmského horizontu si s 95 % statistickou jistotou odpovídají se sedimenty prvého a druhého terasového stupně Moravy.

Stejné výpočty jsem provedla i pro porovnání procentuálního obsahu granátu, staurolitu a rudních minerálů z pochovaný eolických písků spodní části druhého horizontu s týmiž minerály ze sedimentů třetího terasového stupně Moravy.

V tabulce č. 2 uvádím přehled zjištěných hodnot.

Granát:
$\bar{x}_1 = 10{,}42$; $\bar{x}_2 = 13{,}36$; $s_1 = 4{,}03$, $s_1^2 = 16{,}24$; $s_2 = 6{,}78$, $s_2^2 = 45{,}97$;
$F = \frac{45{,}97}{16{,}24} = 2{,}83$; F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 4,78, je tedy vyšší než vypočítaná hodnota, můžeme použít t-test.
$s_d = 5{,}11$; $t = 0{,}86$; t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 12$ je 2,18, rozdíl je náhodný.

Staurolit:
$\bar{y}_1 = 15{,}73$; $\bar{y}_2 = 20{,}52$; $s_1 = 3{,}89$, $s_1^2 = 15{,}15$; $s_2 = 3{,}94$, $s_2^2 = 15{,}55$;
$F = \frac{15{,}55}{15{,}15} = 1{,}03$; F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 4,78, použijeme t-test.
$s_d = 3{,}91$; $t = 2{,}18$; t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 12$ je 2,18, to znamená, že sa rovná vypočítanej hodnotě t, v tomto případě je rozdíl ještě náhodný.

Rudní minerály:
$\bar{z}_1 = 24{,}34$; $\bar{z}_2 = 29{,}54$; $s_1 = 6{,}7$, $s_1^2 = 44{,}9$; $s_2 = 13{,}38$, $s_2^2 = 178{,}82$;
$F = \frac{178\,82}{44{,}9} = 3{,}98$; F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 4,78;
$s_d = 9{,}46$; $t = 0{,}98$; t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 12$ je 2,18, rozdíl je náhodný.

Vidíme, že i při srovnání hodnot procentuálních obsahů granátu, staurolitu

Tabulka č. 2

		x_i	$x_i - a$	$(x_i-a)^2$	y_i	$y_i - a$	$(y_i-a)^2$	z_i	$z_i - a$	$(z_i-a)^2$
K-1,	32,0—33,0	8,6	−1,4	1,96	17,6	−2,4	5,76	18,5	−1,5	2,25
	41,0—42,0	8,8	−1,2	1,44	20,5	0,5	0,25	27,8	7,8	60,84
K-6,	44,8—45,0	8,7	−1,3	1,69	6,9	−13,1	171,61	36,5	16,5	272,25
ZV-6,	34,0—35,0	16,3	6,3	39,69	17,7	−2,3	5,29	18,0	−2,0	4,00
ZV-7,	34,3—34,5	6,6	−3,4	11,56	14,8	−5,2	27,04	28,7	8,7	75,69
ZV-16,	29,4—29,5	10,8	0,8	0,64	13,2	−6,8	46,24	26,7	6,7	44.89
	31,6—31,7	16,1	6,1	37,21	16,8	−3,2	10,24	20,8	0,8	0,64
RV-2a,	43,9—44,0	15,7	5,7	32,49	16,2	−3,8	14,44	15,5	−4,7	22,09
	48,9—49,0	6,7	−3,3	10,89	17,9	−2,1	4,41	26,8	6,8	46,24
			8,9	137,57		−38,4	285,28		39,1	528,89
$N = 9$		$a = 10$			$a = 20$			$a = 20$		

	x_i	$x_i - a$	$(x_i-a)^2$	y_i	$y_i - a$	$(y_i-a)^2$	z_i	$z_i - a$	$(z_i-a)^2$
O-4/18 / (a)	8,4	−1,6	2,56	18,9	−1,1	1,21	40,3	20,3	412,09
O-4/18 / (b)	5,6	−4,4	19,36	15,2	−4,8	23,04	47,5	27,5	756,25
S-5/29 (G)	22,7	12,7	161,29	23,9	3,9	15,21	20,1	0,1	0,01
S-6/29 (G)	13,3	3,3	10,89	19,7	−0,3	0,09	18,9	−1,1	1,21
G_{10}-68	16,8	6,8	46,24	24,9	4,9	24,01	20,9	0,9	0,81
		16,8	240,34		2,6	63,56		47,7	1170,37
$N_2 = 5$	$a = 10$			$a = 20$			$a = 20$		

a rudních minerálů z pochovaných eolických písků spodní části druhého horizontu s hodnotami těchto minerálů ze sedimentů třetího terasového stupně Moravy, jsou rozdíly jen náhodné, můžeme proto s 95% statistickou jistotou tvrdit, že si tyto sedimenty odpovídají. Je tedy nejvýš pravděpodobné, že eolické písky spodní části druhého horizontu byly ze třetí — risské terasy vyváty.

Jako důkaz spolehlivosti této metody statistického zpracování výsledků uvedu F testy a t — testy vypočítané porovnáním sedimentů, o kterých se dá předpokládat, že si neodpovídají. Například porovnáme procentuální zastoupení granátu, staurolitu a rudních minerálů z pochovaných eolických písků spodní části druhého horizontu s obsahem těchže minerálů v sedimentech prvého a druhého terasového stupně. Granát: $F = 1{,}85$, F tabulkové pro $S = 95\ \%$ je 2,73. Vypočítané F je menší než tabulkové, proto počítáme dále t — test. $t = 12{,}89$, t tabulkové pro $S = 95\ \%$ a $n = 20$ je 2,09. Vypočítaný t — test je mnohem vyšší než tabulkový, rozdíly mezi zastoupením minerálů nejsou náhodné.

Staurolit: $F = 2{,}49$, F tabulkové pro $S = 95$ % je 2,73, musíme stanovit t — test: $t = 4{,}94$, t tabulkové pro $S = 95{,}0$ % je 2,09, je tedy nižší než vypočítané t, rozdíly nejsou náhodné.

Rudní minerály: $F = 4{,}95$, F tabulkové pro $S = 95$ % je 2,73. F vypočítané je vyšší než F tabulkové, což znamená, že podíl mezi velikostí rozptýlů minerálů je vyšší než přípustná hranice, nemůžeme již proto počítat t — test.

Protože u všech třech minerálů nejsou rozdíly náhodné, znamená to, že sedimenty si s 95 % statistickou jistotou nemohou odpovídat. F a t — test jsem nepočítala pro amfibol, protože rozdíly v jeho obsahu v uvažovaných sedimentech jsou poměrně malé; amfibol je proto z tohoto hlediska necharakteristickým minerálem.

Stáří eolických písků Záhorské nížiny

Na stáří eolických písků Záhorské nížiny jsou různé názory. Starší autoři je považovali za holocenní anebo mladopleistocenní. Na základě novějších výsledků (A. Sabol, E. Vaškovská, D. Minaříková) je třeba tuto hranici značně posunout. Existence pochovaných eolických písků v depresích, z nichž nejstarší jsou bezpečně předrisské a zatím ojedinělý výskyt vátého písku v podloží staropleistocenní, 60 m vysoké terasy Moravy, ukazují, že eolická činnost na Záhorské nížině probíhala od nejstaršího pleistocénu a velmi ovlivnila zdejší kvartérní geologické procesy. Ku příkladu ani jeden z dosud zjištěných čtyř terasových stupňů Moravy neobsahuje až po čáru Láb—Zohor horniny pocházející z Malých Karpat. Jejich nepřítomnost si můžeme vysvětlit intensivní eolickou činností vytvářející mohutné přesypy, které bránily potokům vytékajícím z dolin Malých Karpat v unášení hrubšího materiálu, takže tyto jej ukládaly ponejvíce bezprostředně v podhoří v proluviálních kuželech a podhorských depresích.

Eolické písky Záhorské nížiny mají důležitou stratigrafickou hodnotu, protože téměř v každém dosud zjištěném kvartérním sedimentu, výjma nejstarších, jsem pozorovala příměs dokonale zaoblených, obvykle zcela isometrických zrn, nejčastěji křemene a též většiny těžkých minerálů, o kterých lze s velkou pravděpodobností předpokládat, že jsou eolického původu. Většina autorů, kteří se zabývali mechanikou opracování klastických součástí totiž předpokládá, že k dokonalému zaoblení minerálů může dojít jen při transportu větrem (Švecov 1948; Wyatt 1954). Najdeme-li tedy v některém sedimentu Záhorské nížiny příměs dokonale zaoblených zrn, můžeme jej považovat za kvartérní.

Přesnější datování eolických písků Záhorské nížiny bude možno provést až po podrobném výzkumu a stanovení relativního stáří všech terasových stupňů řeky Moravy, což je úkolem příštích let. Nynější zařazení je třeba považovat za předběžné.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval dr. J. Březina.

LITERATÚRA

[1] Baňacký V., 1963: Stručné poznatky o terasách rieky Moravy v juhozápadnej časti Záhorskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [2] Buday T. — Špička J., 1958: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů Lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV 69/9, Praha. — [3] Cambel B., 1951: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. Geol. sborník I, Bratislava. — [4] Cambel B. — Valach J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, Zoš. 42, Bratislava. — [5] Felix M. — Bláha K., 1962: Matematicko-statistické metody v chemickém průmyslu. SNTL, Praha. — [6] Hromádka J., 1935: Zeměpis okresu bratislavského a malackého. Bratislava. — [7] Hutton C. H., 1950: Studies of heavy detrital minerals. Bulletin of the Geological Society of America, 61, 7, Baltimore. — [8] Janšák Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepisný sborník II/1—2, Bratislava. — [9] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě Bratislava v měřítku 1:75 000. Rukopis; Geofond, Praha. — [10] Krippel E., 1965: Postglaciálny vývoj vegetácie Záhorskej nížiny a jej rekonštrukcia. Biologické práce č. 3, Bratislava. — [11] Küffer A., 1960: Použitie matematickej štatistiky vo výrobe buničiny a papieru a vo výskume. Rukopis; Výskumný ústav papiera a celulózy, Bratislava. — [12] Ludwig G., 1952: Untersuchungs- und Darstellungsmethoden von Schwermineralanalysen. Geologie 2, 3, Berlin. — [13] Matějka A. — Kodym O., 1937: Zpráva o geologickém mapování na listě Malacky (4658) v roce 1936. Rukopis; Geofond, Praha. — [14] Matula M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. Geol. sborník VIII/2, Bratislava. [15] Milner H. B., 1952: Sedimentary petrography. London. — [16] Minaříková D., 1960: Zpráva o sedimentárně petrografickém zpracování kvartérních sedimentů Záhorské a Podunajské nížiny za r. 1959. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [17] Minaříková D., 1963: Sedimentárně petrografická charakteristika nejdůležitějších typů kvartérních sedimentů jižní části Záhorské nížiny. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [18] Mišík M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. sborník VI, 3—4, Bratislava. — [19] Mišík M., 1956: Použitie ťažkých minerálov v paleogeografickom výskume so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zoš. 43, Bratislava. — [20] Pelíšek S., 1943: Pískové přesypy v okolí Hodonína. Práce Mor. přírod. spol. 15, spis. 2, Brno. — [21] Pelíšek S., 1949: Přesypové písky jižní Moravy. Příroda, roč. 42, čís. 1—2, Brno. — [22] Sabol A., 1961: Náčrt kvartérneho vývoja územia Zohorsko-plaveckej depresie. Rukopis; referát na II. celoslovenské geologické konferenci v Bratislavě. — [23] Sabol A., 1962: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny za rok 1960 a 1961. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [24] Švecov M. S., 1948: Petrografija osadočnych porod. Moskva—Leningrad. — [25] *Ústav pro průzkum a těžbu terciérních surovin v Brně:* Průzkum ložisek slévárenských písků v ČSR v roce 1951 a 1952. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [26] Vaškovská E., 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch Záhorskej nížiny. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [27] Vitásek F., 1942: Dolnomoravské přesypy. Práce Mor. přír. spol. 14, spis 8, Brno. — [28] Wieseneder H., 1953: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. Erdöl und Kohle. — [29] Wyatt M., 1954: Zircon as provenance indicators. American Mineralogist 39.

DAGMAR MINAŘÍKOVÁ

MINERALOGISCHE ANALYSEN DER EOLISCHEN SANDE VON ZÁHORSKÁ NÍŽINA MIT HILFE DER MATEMATISCHEN STATISTIK

Eolische Sande gehören zu den räumlich verbreitesten Quartärablagerungen in der Niederung Záhorská nížina (etwa $^2/_3$ der Niederung), und erreichen auch beträchtliche Mächtigkeit (örtlich bis zu 30 m). Es wurden einige Typen der Sande ausgegliedert: 1. eolische Sande der Láb—Gajary und Kostolište-Zone; 2. überschwemmte eolische Sande, 3. Sande der zentralen Zone und schliesslich 4. die in Depressionen begrabenen eolischen Sande am Fusse der Kleinen Karpaten.

Bei den Analysen dieser Sande stützten wir uns vor allem auf die Schwerminerale als der variabilsten und somit auch leitenden Komponente der eolischen Sande.

Der erste Typ, d. h. *eolische Sande der Láb—Gajary und der Kostolište-Zone* auf den jungpleistozänen Terrassen der March haben fast die gleiche Zusammensetzung sowohl der leichten, als auch der schweren Fraktion wie die erwähnten Terassen. Deshalb sind wir der Meinung, dass sie aus diesen Terassen stammen. Sie wurden durch die eolische Tätigkeit lediglich örtlich, bzw. auf kurze Entfernung versetzt; man kann sie daher als jung betrachten (etwa Ende des Würm und Holozän).

Die überschwemmten Flugsande kommen auf kleinerem Raume in der Umgebung von Malacky im Flussbett von Malina und Rudava, die aus den Kleinen Karpaten quellen, vor. Mineralogisch sind sie den eolischen Sanden aus der zentralen Zone ähnlich, nur mässig von der heranschwemmenden Komponente des kleinkarpatischen Materials beeinflusst.

Die eolischen Sande der zentralen Zone nehmen den grössten Teil der Niederung Záhorská nížina ein. Sie sind gut sortiert und alle Körner gut abgerundet. In der mineralogischen Zusammensetzung variiert die Vertretung von Granat, Amphibol, Staurolith, und der Erzminerale. In östlicher Richtung nimmt Granat und Staurolith an Gehalt zu, Amphibol und die Erzminerale kommen geringer vor. Diese Veränderungen können durch verschiedene Widerstandsfähigkeit dieser Minerale gegenüber dem eolischen Transport erklärt werden.

Eolische, in den Depressionen begrabene Sande von Sološnica und Pernek-Depression. Die beiden Depressionen sind nur Teile der grossen neogenen Zohor—Plavecká Depression, die längs der Kleinen Karpaten verläuft (Sabol 1963). In der Pernek-Depression kommen Schichten mit proluvialem Material vor, die mit drei Horizonten der eolischen Sande abwechseln. Die eolischen Sande des oberen Horizonts sind vollkommen abgerundet. Ihre Schwerfraktion hat ähnliche Zusammensetzung wie die erste und zweite Terassenstufe der March. Wir nehmen an, dass sie von da durch eolische Tätigkeit transportiert wurden und gehören auch ähnlich wie diese Terassen etwa dem Würm an (Baňacký 1963).

Das Material des zweiten Horizonts ist nicht mehr so gut abgerundet und hat eine ganz verschiedene Konzentration einiger Schwerminerale als der erstere Horizont. Der Tiefe zu reduziert sich die Menge des Granat und steigt der Staurolith-, Amphibol- und Erzmineralien-Gehalt. Besonders die tieferen Lagen dieses Horizontes haben ähnliche Zusammensetzung der Schwerfraktion wie die Ablagerungen der dritten Terassenstufe der March, die Baňacký (1963) zum Riss stellt. Diese Sande dürfen aus dieser Terasse stammen.

Der dritte Horizont der eolischen Sande ist ganz verschieden. In der Schwerkomponente dominiert wiederum Granat. Im allgemeinen ähnelt die Zusammensetzung der Schwerminerale aus dem drittem Horizont den Überresten der altpleistozänen Terasse der March, welche Sabol (im J. 1962) in der Umgebung von Závod und Studienka festgestellt hatte. Aus dieser Terasse stammen wahrscheinlich die Sande des dritten Horizontes. In der Depression von Sološnica sind eolische Sande weniger häufig vertreten.

Was den Ursprung der eolischen Sande anbelangt, kamen wir auf Grund zahlreicher minera-

logischer Analysen zur Ansicht, dass diese Sande aus den Anschwemmungen der March stammen. Diese Vermutung stützt sich auch auf matematisch-statistische Daten (errechnet mit Hilfe des sog. Student'schen Test „t"; siehe den tschechischen Teil, S. 129—133.

Die älteren Autoren hielten die eolischen Sande der Niederung Záhorská nížina für Holozän oder Jungpleistozän. Die neueren Forschungen in diesem Gebiet (Sabol, Minaříková, Vaškovská) zeigen, dass diese Grenze zu korigieren ist. Die eolische Tätigkeit dürfte — den neuen Ergebnissen zufolge — etwa im *ältesten Pleistozän* einsetzen und beeinflusste beträchtlich die weitere geologische Entwicklung dieses Gebietes im Quartär.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

MAGDA MARKOVÁ

PRÍSPEVOK K ŠTÚDIU RIEČNYCH ŠTRKOV

Na malom kopci Kozom vrchu, 100 m nad údolím Ipľa, 6 km VSV od Šiah (južné Slovensko), ležia diskordantne na vrchnohelvétskom šlíre polymiktné štrkopiesky. B u d a y (1937) ich považoval za starú terasu Ipľa. Porovnávali sme štrky z Kozieho vrchu so štrkmi pleistocénnej terasy Ipľa (B u d a y 1937) zo štyroch odkryvov na vrstevnici 145 m medzi Ipeľským Predmostím a Balogom a s recentnými štrkmi Ipľa (recentné koryto má nadmorskú výšku 129—131 m).

Petrografické zloženie štrkov

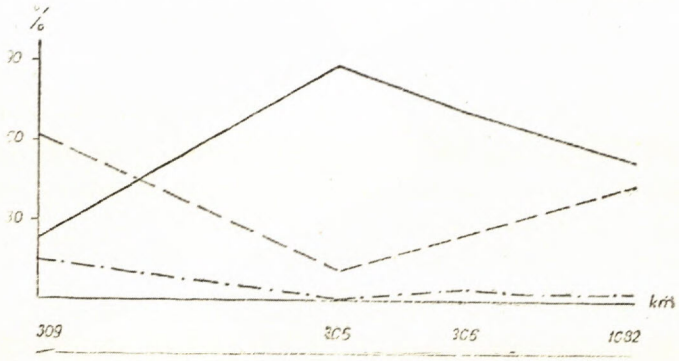
Čísla odkryvov	Kozí vrch 1507	pleistocén				Ipeľ recent
		309	305	306	1082	
kremenec, kremenný pieskovec, kvarcit	54,0	40,1	17,0	11,2	23,8	25,0
lydit	2,6	2,9	2,0	2,5	3,8	—
žilný kremeň	29,4	26,4	40,0	44,0	37,1	16,0
rohovec	2,6	3,0	12,0	12,9	2,9	2,0
žula, diorit, kryšt. bridlice	2,0	14,8	3,0	6,5	1,9	7,0
arkóza	0,8	2,0	3,0	5,9	3,8	1,0
kremitý porfýr	1,0	0,9	9,0	1,6	5,7	1,0
ryodacit	1,6	1,0	2,0	4,2	4,8	—
andezit, ryolit	6,0	7,9	12,0	11,2	16,2	31,0
tuf neovulkanitov						6,0
aleurit, glaukon. pieskovec (šat)						11,0

Napriek značnej príbuznosti skúmaných štrkových usadenín, percentuálny obsah rozličných zložiek kolíše nielen u štrkov terás rôzneho veku, ale i z tej istej terasy. Rovnako rozdielne je i granulometrické zloženie priemerných vzoriek štrkov zo 4 odkryvov pleistocénnej terasy (obr. 1).

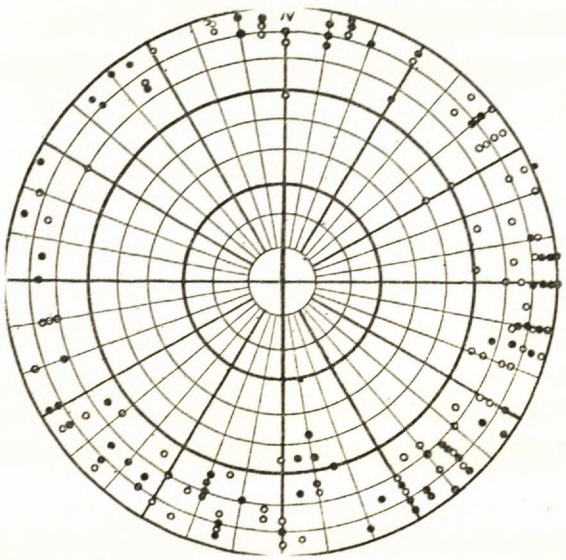
V odkryve 309 merala som orientáciu valúnov. Smer a sklon dlhých a stredných osí vyniesla som v stereografickej projekcii (obr. 2). Orientáciu som merala na

pretiahnutých valúnoch bez ohľadu na petrografický charakter. Temer 90 % štrkov predstavujú veľmi odolné horniny, ako žilný kremeň, kremenec, kvarcit, rohovec, lydit, ktoré, ako vidno na Zinggových osových koeficientoch, nie sú tvarove diferencované (obr. 3). Čo do veľkosti prevláda frakcia 6,4—3,2 cm (obr. 4). Zo sumárnych sektorových diagramov (a) všetkých, (b) elipsoidných a (c) vretenovitých valúnov vidno, že u dlhých osí valúnov prevláda orientácia SZ—JV (obr. 5).

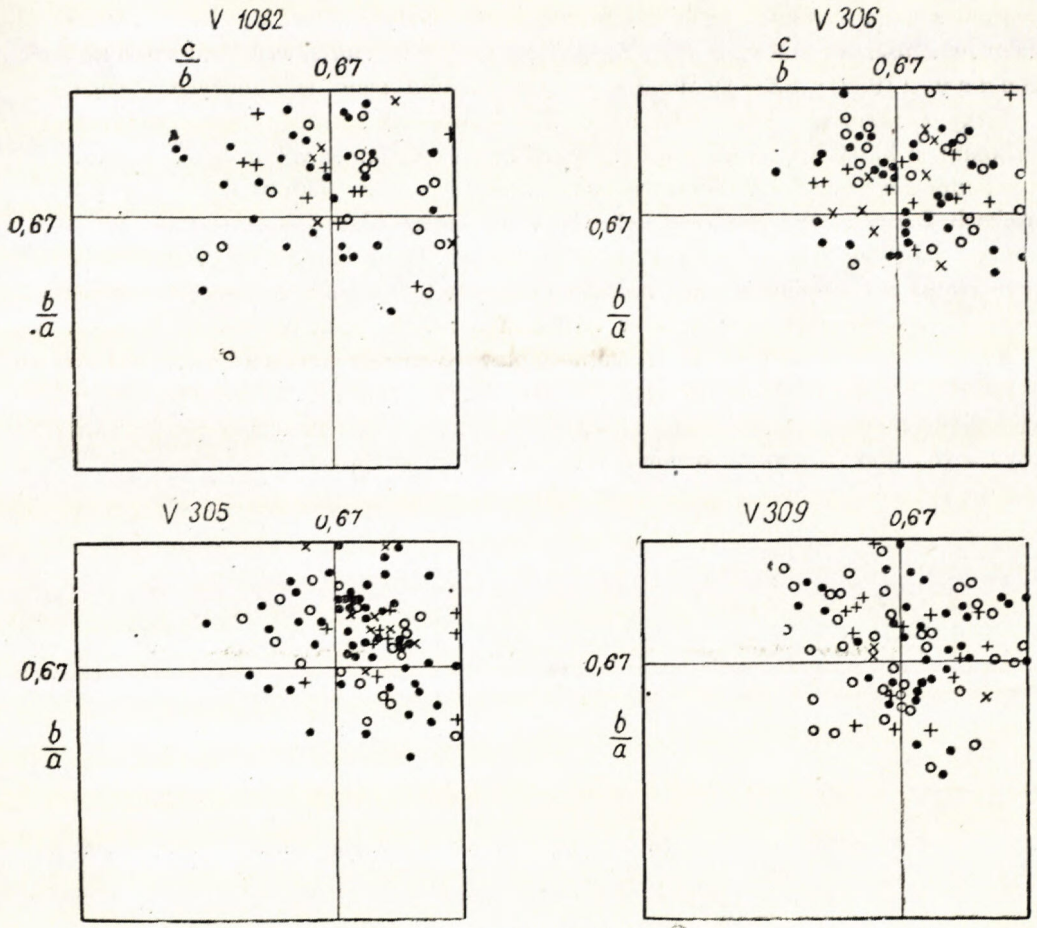
Na orientáciu valúnov v riečnom koryte sú rôzne názory. Podľa K r u m b e i n a (1942) najdlhšia os valúna je paralelná so smerom toku, podľa iných priečna (K i n d — K u c h a r e n k o 1948); ďalší autori pripúšťajú obidve možnosti v závislosti na tvare (S a r k i s j a n — Š a p o v a l o v a 1949), alebo tvare



O b r. 1. Granulometrické zloženie štrkov; —.—.— frakcia 12,8—6,7 cm; — — — frakcia 6,7 až 3,2 cm; ——— frakcia 3,2—1,1 cm; 304, 305, 306, 1082 — čísla odkryvov a ich vzdušná vzdialenosť v mierke 1:50 000; → smer toku Ipľa.



O b r. 2. Stereografická projekcia valúnových osí o = osi b; ● = osi a.



Obr. 3. Osové koeficienty tvaru valúnov rôznych hornín; ● kremeň, lydit, rohovec; ○ kvarcit, svory, arkóza, kremenec, kremitý pieskovec; × kremitý porfýr, ryodacit; + žula, diorit, andezit

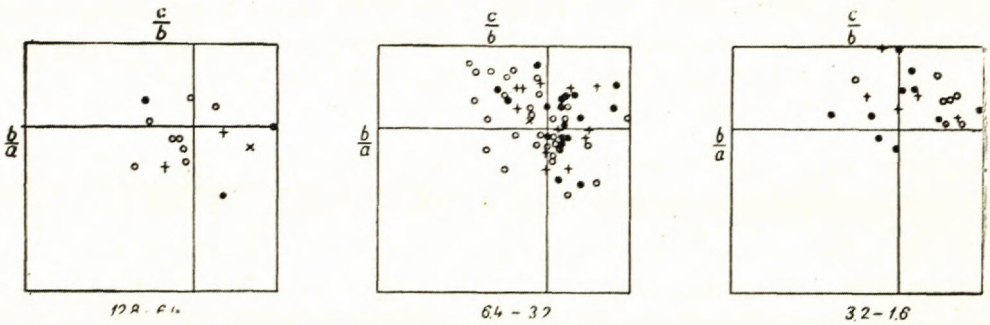
a veľkosti (Unrug 1957) a iných faktoroch (Ruchin 1959; Bilibin 1955; Dadrevič 1956). Jednotliví autori sa zhodujú v tom (a Kucharenko to dokázal experimentálne), že valúny sa pri kotúľaní otáčajú okolo najdlhšej osi, súc orientované kolmo alebo šikmo k prúdu; podľa Sarkisjana — Šapovalovej (1949) dochádza k reorientácii valúnov do polohy paralelnej s prúdom. Ruchin predpokladá, že valúny orientované paralelne s prúdom boli transportované vznášaním, podľa Bilibina vlečením. I keď mechanizmus transportu valúnov nie je dosiaľ plne objasnený, doterajšie štatistické výskumy recentných uložení ukazujú, že najmenej 50 % valúnov je orientovaných pozdĺžne s prúdom.

SZ—JV orientácia dlhých osí valúnov je nápadná preto, že aj väčšina pravých prítokov Ipľa, tečúcich z JV svahov Krupinskej vrchoviny má tento smer (obr. 6).

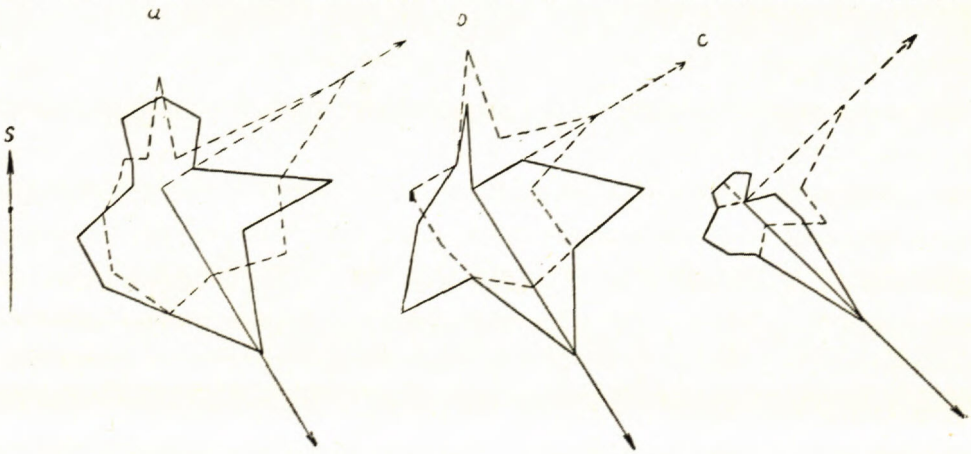
Jednou z mála výnimiek je údolie Berinčenského potoka, ktoré sa však v hornej časti na 2 úsekoch stáča tiež na SZ—JV. Na takúto zmenu smeru toku upozornil B u d a y (1937); SZ—JV údolia potokov sledujú smer tektonických porúch.

Štrky z odkryvov 1082, 306, 105 a 309 vznikli na sútokoch Ipľa s pravými prítokmi, z ktorých dnes existujú len prvé dva — Galamia v klenianskom údolí a západnejšia Sečianka. Pri rekonštrukcii pôvodného smeru toku na dvoch horných úsekoch Beričenského potoka ďalej na JV (v smere hlavných tekt. línií; pozri obr. 6), odkryvy 305 a 309 ležia na týchto líniách. Údolie na SZ od odkryvu 305 je morfologicky výrazné aj dnes, na SZ od odkryvu 309 je už úplne zotreté. K tejto zmene hydrografickej siete došlo v dôsledku 2 násob. pirátstva Berinč. potoka.

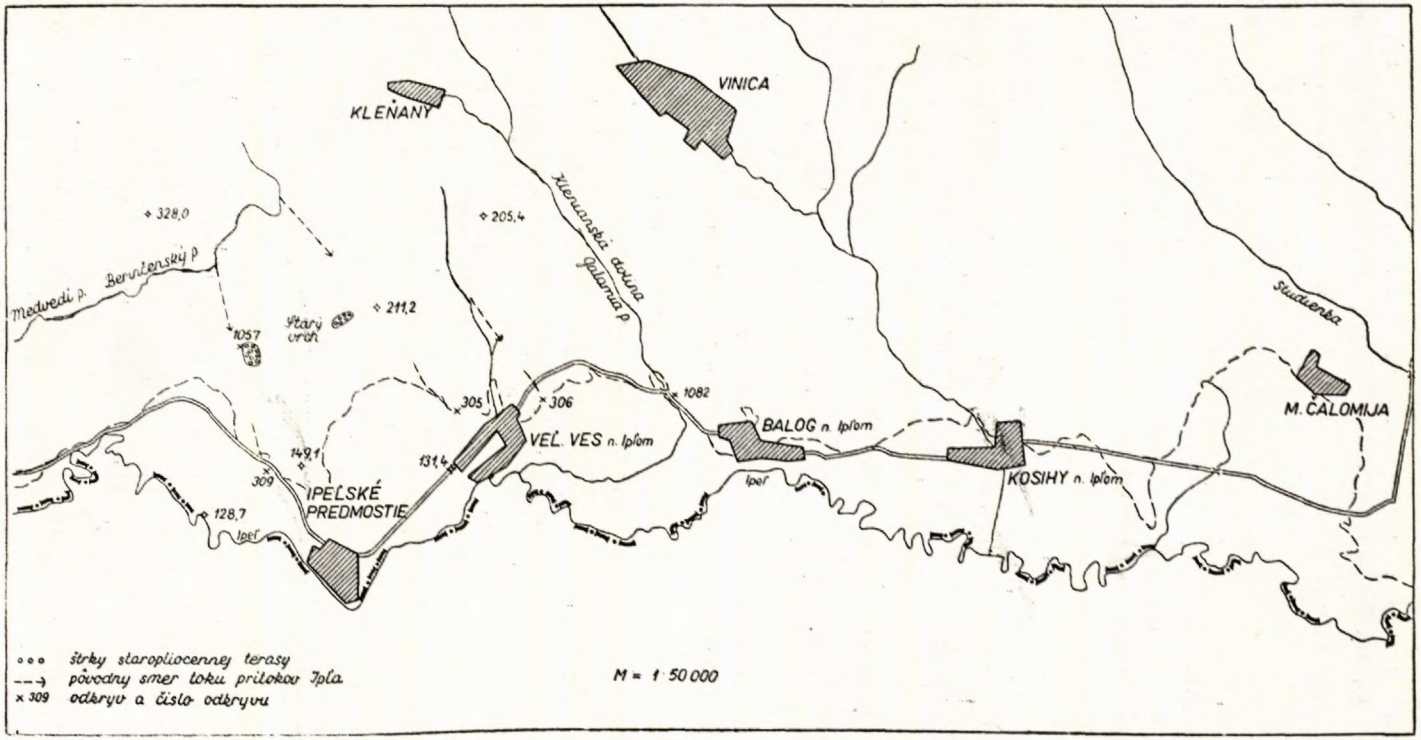
Štrkopieskové uloženiny predstavujú náplavové kužele pravých prítokov Ipľa a štádiá ich nahromadenia odpovedajú povodňovým stavom prítokov. Majú stopy viacnásobného premiestňovania a striedania prostredia subaerického (výskyt hrancov) a vodného (druhotné rozlámanie opracovaných valúnov).



Obr. 4. Osové koeficienty tvaru valúnov rôznych hornín a rôznych veľkostí v odkryve 309.



Obr 5. Sektorové diagramy osí valúnov: ——— dlhá os; — — — stredná os; —→ prevládajúci smer orientácie valúnov.



Obr. 6. Situačný náčrt študovaných lokalít.

Podľa pestrej asociácie veporidných hornín v staropleistocénnych (?) štrkoch na Kozom vrchu (kryštalinikum — ruly, migmatity, žuly; diabázy; porfyroidy; kremité porfýry, zlepence a arkózy; kremence, kremité pieskovce, rohovce; prekremenené dreviny; tab. XI, obr. 1—4) usudzujeme na širokú oblasť znosu, prípadne redepozíciu starších uložení poltárskej formácie a terestrickej burdigalskej formácie, ktoré v reliktoch i dnes vystupujú v povodí Ipľa. Nízky obsah andezitových valúnov svedčí o peneplenizácii potortónskeho reliéfu v tejto oblasti.

Mlado (?) až stredno (?) pleistocénne náplavové kužele pravých prítokov Ipľa tvorí prevažne redeponovaný materiál starých nánosov, obohatený o valúny a minerály neovulkanitov, ak tieto vystupujú v ich znosovej oblasti. Čím bližšie sú východy tortónskych hornín, tým vyšší je obsah andezitových valúnov.

V recentných nánosoch klesá pod 50 % obsah stabilných hornín, ktoré v starých nánosoch predstavovali až 90 % štrkovej zložky; ostatok pripadá na valúny neovulkanitov (40 %) a chatských i spodnomiocénnych pieskovcov a aleurolitov (10 %).

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Lektoroval inž. R. Marschalko.

LITERATÚRA

[1] Bilibin J. A., 1955: Osnovy geologii rossipej. ANSSSR, Moskva. — [2] Buday T., 1937: O pirátství Bericsenského potoka u Šah na jižním Slovensku. Příroda 30. Brno. — [3] Buday T., 1957: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpravy ČAV, SLVII. — [4] Dadrevič V. A., 1956: Orientirovka galek v sovremennom alljuvii r. Laby. Materialy po litologii, Moskva, vyp. 1. — [5] Kind N. V., Kucharenko A. A., 1948: K voprosu ob orientirovke galek v rečnom potoke. Zap. Vsesojuz. mineral. obščestva, 77. — [6] Krumbein W. C., 1942: Flood deposits of Arroyo Seco Los Angeles country, California. Bull. of the Geol. Soc. of America. — [7] Mazúr E., 1963: Geomorfologický prehľad k vysvetlivkám listu Zvolen. Vysvelivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR — Zvolen. Red. Bratislava. — [8] Mišík M., 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [9] Petránek J., 1952: Výzkum závislosti složení štěrků Hornádu a stupně jejich abraze na délce vodního transportu. Věstník ÚÚG 27, Praha. — [10] Petránek J., 1963: Usazené horniny. Praha. — [11] Ruchin L. B., 1959: Osnovy obščej paleogeografii. Gostoptechizdat. — [12] Sarkisjan S. G., Klimova I. T., 1955: Orientirovka galek i metody ich izučenija dlja paleogeografičeskich postrojenii. Izd. AN SSSR, Moskva. — [13] Sarkisjan S. G., Šapovalova G. A., 1949: Orientirovka galek dušetskoj svity tretičnych otloženij Gruzii kak kriterij putej terigennogo snosa materiala. Dokl. AN SSSR, t. LXVII, 3. — [14] Unrug R., 1957: Współczeny transport i sedymentacja zvirów w doline Dunajca. Acta geol. Polonica, vol. VII. — [15] Vass D., Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava. — [16] Zingg Th., 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. min. und petr. Mitteil. XV.

Vysvetlivky k tab. XI

Obr. 1. Pozdĺžny rez úlomkom prekremeneného stromu s idiomorfnými, postupne narastajúcimi kryštálmi kremeňa. Zväčš. 52×. Foto Vrbovský. — Obr. 2. To isté zväčš. 130×. — Obr. 3. Valún turmalinickej žuloruly v starej terase Ipľa. Zväčš. 52×. Foto Vrbovský. — Obr. 4. Valún granátickej ruly v starej terase Ipľa. Zväčš. 52×. Foto Vrbovský.

STANISLAV KLÍR

THERMÁLNÍ VODY STŘEDOSLOVENSKÝCH NEOVULKANITŮ A JEJICH NEOGENNÍHO OKRAJE

Úvod

V minulých letech jsem pracoval na řešení hydrogeologických poměrů v centrální části středoslovenských neovulkanitů. Vzhledem k neobyčejné pestrosti thermálních vod v neovulkanickém pohoří a při jeho neogenním okraji předkládám nyní souhrnnou zprávu o thermách tohoto geologického celku. Jde o území nejen hydrogeologicky velmi zajímavé a dosud málo prozkoumané, ale i o oblast významnou z hlediska energetické aktivity, v níž bude možno rozvinouti theoretický výzkum zákonitostí přirozeného zemského tepelného pole, ale také v praxi prokázat reálnost dosavadních prognos odkrytí nových therem na území ČSSR. Ověření existence thermy v podloží neovulkanitů středního Slovenska vrtem u Hontianských Nemců dosavadní koncepci plně potvrdilo a po úspěších v Malinovci a Dudincích podstatně rozšířilo dnešní znalosti o hydrogeologii území středoslovenských neovulkanitů.

Topika

Sklené Teplice

Pro sklenoteplickou zřídelní strukturu je charakteristické synklinorium Bukovce, tvořené triasovými vápenci a dolomity a na západní straně tektonicky omezené. Také severní omezení triasové synklinály je tektonické a na křižování těchto dvou zlomových systémů nacházejí se dle Maheľa (1950) vývěry thermálních vod. Oba zlomy jsou pro vodu dobře propustné a mají hluboký hydrogeologický dosah, neboť jsou výstupními cestami sklenoteplických vřídel. Infiltrační povodí vřídel klade Maheľ (1951) na mesozoická jižní úbočí Velké Fatry, Nízkých Tater, případně Žiaru a připouští možnost metamorfosy puklinovými podzemními vodami neovulkanitů. S tímto názorem nelze po vyhodnocení režimních pozorování HMÚ za léta 1957—1960 souhlasit (viz též Klír 1961). Plocha sklenoteplického

ostrova obnáší zhruba 4,4 km². Úhrnná vydatnost zřídel činí dle Maheľa (1950 i 1951) 6,8 l/sec. Ve sklenoteplickém ostrově vykonával HMÚ od r. 1957 do r. 1960 režimní měření 6 pramenů, jejichž odtokové minimum činilo 2,5—2,6 l/sec. Podle průzkumu St. Klíra (1961) jde o všechny vývěry ze sklenoteplického ostrova. Z uvedených hodnot vyplývá specifický odtok podzemních vod v hodnotě 2,1 l/sec/km²; je nesporné, že plocha sklenoteplického ostrova a výchozy vápencodolomitového komplexu plně postačují jako infiltrační povodí zřídel i pramenů prostých vod. Naopak, s ohledem na velikost infiltračního povodí lze očekávat, že sklenoteplická zřídelní struktura poskytne ještě další vydatné zdroje.

Ve Sklených Teplicích jsou známy celkem tři skupiny therem; první je skupina pramenů na travertinovém vršku (Josef, Ludovít, Rudolf, Viera, Irena, Ludový kúpel, Janka a Gejza). Podle čerpacího pokusu na prameni Josef jde o samostatné vývěry. Druhou skupinou jsou vývěry v údolí potoka Teplé (Vilma, Bánský pramen a Vojtěch); za třetí považují samostatný vývěr Marie na břehu bočního potoka.

Nejlepším a také nejvydatnějším pramenem je vřídlo Josef, které má teplotu 53 °C při vydatnosti 2,3 l/sec. Chemicky jde o sulfatické vřídlo, o němž Maheľ (1950) předpokládá, že chemicky zcela odpovídá oběhu ve vápencích a dolomitech. Tento závěr potvrzuje zvýšený obsah alkalických zemin a nízký obsah alkalií; naproti tomu obsah sulfátů je značně vysoký a mohl by být nejspíše vysvětlitelný sulfidickou mineralisací některého ze zlomů nebo paralelních puklin, a to i v tom případě, že uvážíme již i snížený obsah hydrokarbonátů (jak s ohledem na vyšší teplotu, tak na tvorbu travertinů).

Vyhně

Zřídelní struktura ve Vyhních nebyla dosud předmětem bližšího hydrogeologického studia a vzhledem k blízkosti zdrojů thermálních vod ve Sklených Teplicích a geologické stavbě území lze ji považovat za analogickou. Vývěry thermálních vod ve Sklených Teplicích leží na zlomu SSV—JJZ směru při křižování s příčným zlomem (Maheľ 1950). Podobně se nacházejí vývěry thermálních vod ve Vyhních na tektonickém zlomu téhož směru, který je nejbližším zlomem Z od sklenoteplického zlomu.

Therma ve Vyhních je slabě proplyněná zemitá teplice o vydatnosti 6,7 l/sec, při teplotě 38 °C a její infiltrační povodí se nachází analogicky jako ve Sklených Teplicích na výchozech vyhňanského ostrova mesozoických hornin. Tak tento ostrov tvoří pokračování sklenoteplického mesozoika k západu a je od něj oddělen jen velmi úzkým pruhem neovulkanitů.

Banská Štiavnica

Sulfaticko-zemitá teplice v Banské Štiavnici byla naražena důlními díly na II. hlubokém patře Františkovy šachty okolo r. 1880. Při postupu dolování do hloubky byl vývěr strhován na nižší patra. Dnes je vývěr soustředěn na tektonicky silně drcenou výplň podloží žíly Grünerovy v úrovni IV. hl. patra. Při řešení další otvírky této žíly (Klír 1960) byla sledována vydatnost tohoto vývěru se závěrem o naprosté samostatnosti vůči vývěrům chladných vod v dole i vůči

atmosférickým srážkám. Střední vydatnost thermy se pohybuje okolo 17 l/sec a teplota v místě vývěru v dole je 48,5 °C. Podle nových chemických rozborů jde o sulfaticko-zemitou teplici. Její začlenění do hydrochemické skupiny rudního obvodu Banské Štiavnice dovoluje učinit závěr, že jde o metamorfované pravé podzemní puklinové vody andesitové série, které při oběhu v hloubce pronikají uhličitanovými horninami a zde se obohacují dalšími minerálními látkami.

Bánskoštiavnická zřídelní struktura charakterizuje geothermální zřídlo, jehož výstupní cestou je žilná rozsedlina Grünerovy žíly. Na základě zjištění, že v prostoru Bánské Belé, severně od Bánské Štiavnice, je hornicky ověřena ponořená kra uhličitanových hornin a na základě tektonické analysy, která klade pásmo žíly Grünerovy, kalvárský zlom a belanský žilník do jednoho vikarujícího tektonického systému (okrajové zlomy tektonických vkleslin štiavnické a belanské) kladu infiltrační povodí bánskoštiavnické thermy na mladotřetihorní vulkanity s pravděpodobným centrem v Belanské kotlině. Karbonátové polohy v hloubce jsou v podloží neovulkanitů s ověřeným centrem v belanské pánvi. Výzkum (K l í r 1960) nepotvrdil dohad M a h e l a (1951) o infiltračním povodí thermy na svazích Nízkých Tater, Velké Fatry případně Žiaru.

H o n t i a n s k é N e m c e

Při průzkumu hlubokého podloží neovulkanitů středního Slovenska byla v r. 1962 navrtána poblíže Hontianských Nemců vrtem GK 1 thermální voda v hloubce 746 m z vápencového komplexu. Teplota thermy činila 53,5 °C. Přetok na zhlaví vrtu nebyl zjištěn. Stratigrafická posice navrtaných vápenců je zatím nejasná (ústní sdělení M. Kuthana).

D u d i n c e

Hlavním zdrojem thermální alkalicko-zemito-sulfaticko-muriatické sirovodíkové teplé kyselky byl v lázních Dudincích Hlavní (Kúpelný) pramen. Jeho vydatnost se pohybovala okolo 8—9 l/sec., při teplotě 28,5 °C.

Hydrogeologický průzkum (v létech 1950—1960) započal vrtem V 1 ve východní pramenní soustavě (O. H y n i e 1955 a); poté byly průzkumné práce soustředěny do západní pramenní soustavy, neboť na vrtě V 1 se nepodařilo po začerpání zvýšit ani vydatnost ani teplotu. V západní pramenní soustavě byly vrtem S-3 ověřeny dva horizonty minerální vody v neogenních sedimentech: I. obzor minerální vody byl navrtán v hloubce 39,2—40,5 m z neogenních štěrků, tvořených křemencovými valouny; II. obzor minerální vody byl navrtán v hloubce 53,5—60,6 m a jeho stratigrafické i petrografické složení jsou stejná. V obou horizontech byla navrtána therma dudinského typu, při čemž minerální voda I. horizontu jevila zvýšený obsah alkalií a II. horizontu zvýšenou celkovou tvrdost (O. H y n i e 1956 b). V pozorovacím období byl přetok z I. obzoru 10 l/sec. při teplotě 27,8 °C a z II. obzoru 15 l/sec. při teplotě 28,1 °C. Vrt S-3 byl později (O. H y n i e 1956 a) definitivně vystrojen a balneologicky využita byla jen voda II. obzoru. Navrtání obou horizontů bylo spojeno s erupcemi, při čemž naražení II. horizontu mělo za následek trvalé zapadnutí Hlavního (Kúpelného) pramene. Neškrcená vydatnost přelivu z II. horizontu vrtu S-3 činila krátkodobě až 80 l/sec, při teplotě 27,7 °C a obsahu 1302 mg CO_2/kg.

Vzhledem ke značné vydatnosti a proplynění bylo rozhodnuto provést ještě další vrt, aby odběr minerální vody byl rovnoměrný.

V dalších fázích průzkumu byl proto proveden vrt S 4, který však s ohledem na nepropustný příčný zlom mezi vrtem S 3 a novým vrtem S 4 nenarazil vydatnější horizont thermální kyselky dudinského typu (O Hynie 1955 a). Proto bylo přistoupeno k provedení čerpacího pokusu, ale ani poté se nezdařilo pro nepropustnost příčného zlomu oživit spojitost s horizonty minerálních vod zjištěných vrtem S 3, ale jen z vlastní samostatné struktury vrtu S 4. Poté bylo přikročeno k vrtání vrtu S 5, který byl lokalisován ve stejné tektonické kře jako vrt S 3. I. horizont byl navrtán v hloubce 39,3 m a po začerpání byla otevřena jen akumulace kyselky zcela nepatrně doplňovaná, s teplotou, obsahy a přítokem jen málo vyšším než v nadložních nepropustných slínových vrstvách (O. Hynie 1956 a). Navrtání II. obzoru minerální vody ve štěrcích se projevilo silnou plynovou erupcí, avšak přeliv se z vrtu objevil až po čerpací zkoušce, provázené z počátku znovu erupcemi. Přetok z vrtu se pohybuje okolo 9 l/sec při teplotě 22,5 °C a obsahu CO_2 1339 mg CO_2/kg. Vrt byl definitivně vystrojen a balneologicky je využita voda z II. horizontu.

Vrt S 4 navrtal v hloubce 55,20 m basi neogénu a byl do hloubky 71,25 m hlouben v křemencích, nejspíše triasových, případně i permských (O. Hynie 1955 b). Podobně vrt S-6 zastihl basi neogénu v hloubce 64,0 m a byl vrtán do 65,4 m v podobných křemencích. Z těchto údajů usoudil O. Hynie (1957 a) na elevaci v podloží neogenních sedimentů.

Z genetického hlediska jsou dudinské thermy (O. Hynie 1956 b) typem thermosyfonů s gravitací thermální vody z centra Slovenského Středohoří k Dudincům. Významná je při tom metamorfosa dudinské teplé kyselky neogenními vodami.

Pro zřídelní strukturu dudinských teplých kyselek je velmi důležitá elevace podložních kvarcitů, z nichž se thermální voda protlačuje neogenními sedimenty. V neogénu dochází k metamorfose původní thermální vody. Novými vrty (O. Hynie 1956 b) bylo dosaženo podstatné zvýšení vydatnosti zdrojů. Současně je však nutno počítat s tím, že zvýšený obsah alkalií je způsoben nejen metamorfosou neogenními vodami (spolu se zvýšeným obsahem Cl aniontu), ale že se zde podílejí alkalie pravých podzemních puklinových vod neovulkanitů. Alespoň z části by tedy voda dudinských teplých kyselek příslušela rovněž metamorfované vodě neovulkanitů infiltračního povodí. Vzhledem k silnější metamorfose neogenními vodami není však předpoklad první metamorfosy puklinových podzemních vod neovulkanitů prokazatelný a lze ho jen předpokládat zejména s ohledem na značnou vydatnost dudinských teplých kyselek.

Malinovec — Santovka

Hydrogeologické poměry alkalicko-zemité-sulfaticko-salinické teplice v Malinovci jeví značnou analogii s teplými kyselkami v lázních Dudincích, obsah CO_2 je jen málo pod 1000 mg/kg a teplota činí 27,0 °C.

Na základě podrobného rozboru situace navrhl v Malinovci O. Hynie (1956 a) provedení průzkumných vrtů, jejichž cílem bylo zachytit thermální vodu z elevace v podkladu třetihor. Při tom předpokládal v této příčné elevaci mesozoikum obalového typu tvořící pravděpodobnou synklinálu, a zdůraznil geologickou podobnost s Dudinci s očekávanými hydraulickými vztahy při společném odplynění centra CO_2. Průzkum byl zahájen dvěma mělkými vrty, které byly umís-

těny tak, aby mohla být poměrně snadno likvidována spojitost s přírodním léčivým zdrojem v blízké Santovce. První vrt B 1 navrtal skutečně v hloubce 15 m slabý horizont thermy při vydatnosti 0,85—1,50 l/sec a po krátkém začerpání bylo zaznamenáno silné snížení teploty v Santovce (až na 8,5 °C). Vrt byl proto zatěsněn a stav se reparoval. Druhým vrtem B 2 byl navrtán rovněž pod travertinem v hloubce 25 m další slabý horizont thermy o vydatnosti 0,5 l/sec bez patrného vlivu na studenou kyselku v Santovce. Protože tímto vrtem nebyla získána postačující vydatnost, byl situován vrt B 3, který z lithotamniových vápenců v neogénu navrtal v hloubce 62 m alkalicko-z mitou-sulfaticko-salinickou thermu s přetokem 50 l/sec na zhlaví vrtu při teplotě 27 °C; přetlak činí 25 m na úroveň terénu. Podle O. Hynieho (1957 b) byl tak silný zdroj navrtán náhodně na silně propustném zlomu dříve než vrt dosáhl silně zvodnělý basální obzor v neogénu, na nějž byl projektován (O. Hynie — l. c. 1957 b).

Současně bylo prokázáno, že při neškrceném výběru thermy z vrtu B 3 dochází k ovlivnění Santovky, proto byl přetok vyregulován na 15 l/sec. Avšak ani toto původně stanovené množství, které z počátku Santovku neovlivňovalo, nelze dle J. Orvana (1962) považovat za konečné, neboť k ovlivnění Santovky došlo až po čase v souvislosti se zhoršením podmínek regenerace jímací studně v Santovce. Navrtání thermy v Malinovci prokazuje analogicky jako v Dudinciích, že při rekonstrukci zřídelní základny lze získat další zdroje thermálních vod.

Jihoslovenská uhelná pánev

Při geologickém průzkumu v jihoslovenské uhelné pánvi byly v minulých letech náhodně navrtány zdroje thermálních vod (O. Franko, 1962).

V Horních Strhárech byla navrtána uhličitá alkalicko-zemitá therma vrtem S 135, z kterého po několik let vytékala v množství 4—5 l/sec při teplotě 30 °C. Therma byla navrtána v miocénu na tektonickém zlomu pod produktivní serií. Zavalením vrtu výtok ustal. Je pravděpodobné, že šlo o zlom oddělující vyzdviženou kru strhárskou od pokleslé kry vátovecké. Při navrtání byl opatřen přetlakovou hlavou a tlak na zhlaví vrtu byl 14 atm při vydatnosti 14 l/sec.

V Hámoru byly vrtem S 107 navrtány dva obzory thermálních vod, první obzor byl v hloubce 198—263,40 m (manganové a oncophorové písky), druhý obzor v hloubce 342,65—380,30 m (křemité písky produktivní serie). Chemicky byla therma v obou obzorech totožná — prostá teplice; lišila se jen teplotou a vydatností. Z prvního obzoru činil přeliv na zhlaví vrtu 23 l/sec při teplotě 21 °C, z druhého 57 l/sec při teplotě 35 °C. Oba vrty byly později zavaleny a přelivy z nich jsou dnes nepodstatné.

V Dolné Strehové-Viesce byla vrtem M 4 v hloubce 520 m z křemitých písků produktivní serie pod slojovým pásmem navrtána rovněž prostá teplice o vydatnosti 5,5 až 6 l/ sec při teplotě 36 °C. Vrt byl vystrojen a výtok dnes zásobuje thermální vodou koupaliště.

V Slovenských Kľačanoch byla vrtem M 5 v hloubce 508,50 až 510,50 m z křemitých písků produktivní serie navrtána rovněž prostá teplice o vydatnosti 6,5 l/sec při teplotě 35 °C na zhlaví vrtu. Částečným zavalením vrtné díry došlo k poklesu vydatnosti a přetok se dnes pohybuje okolo 0,8 l/sec při 30 °C.

V Ľuboriečce byla vrtem N 12 navrtána prostá teplice v hloubce 168,40 až 171,40 m z křemičitých písků produktivní serie, jejíž vydatnost při přetoku

na zhlaví byla 10 l/sec při teplotě 21 °C. Druhým vrtem N 13 byla navrtána rovněž prostá teplice, avšak záhy po navrtání teplota přetékající vody poklesla na 16 °C. Oba vrty se později zavalily a přetoky z nich jsou dnes již nepodstatné.

Ze začlenění do celkové tektonické stavby jihoslovenské uhelné pánve jsou dle O. F r a n k a (1962) thermální vody vázány na příkopovou propadlinu strhársko-trenčskou. Na základě tektonické analysy M. K u t h a n a (1963) předpokládám mesozoikum v podloží vulkanitů i v blízkosti muráňsko-divínské linie, dle čehož lze v modrokameňské oblasti očekávat, podobně jako v okolí Levic, vzdouvání thermálních vod z podloží. Souvislost thermálních vod v jihoslovenské uhelné pánvi s thermami poblíže Malinovce a Dudinců vychází rovněž z tektonické analysy R. E. S c h m i d t a (1959), zejména spojíme-li tektonická schemata obou citovaných autorů.

Hydrochemie

Za účelem objasnění hydrochemické charakteristiky byly analysy thermálních vod zpracovány graficky (obr. 1). Kromě toho byly další významné údaje jako teplota, vydatnost, celková mineralisace, obsah CO_2 a typ minerální vody sestaveny do tabulky 1.

Tabulka 1.

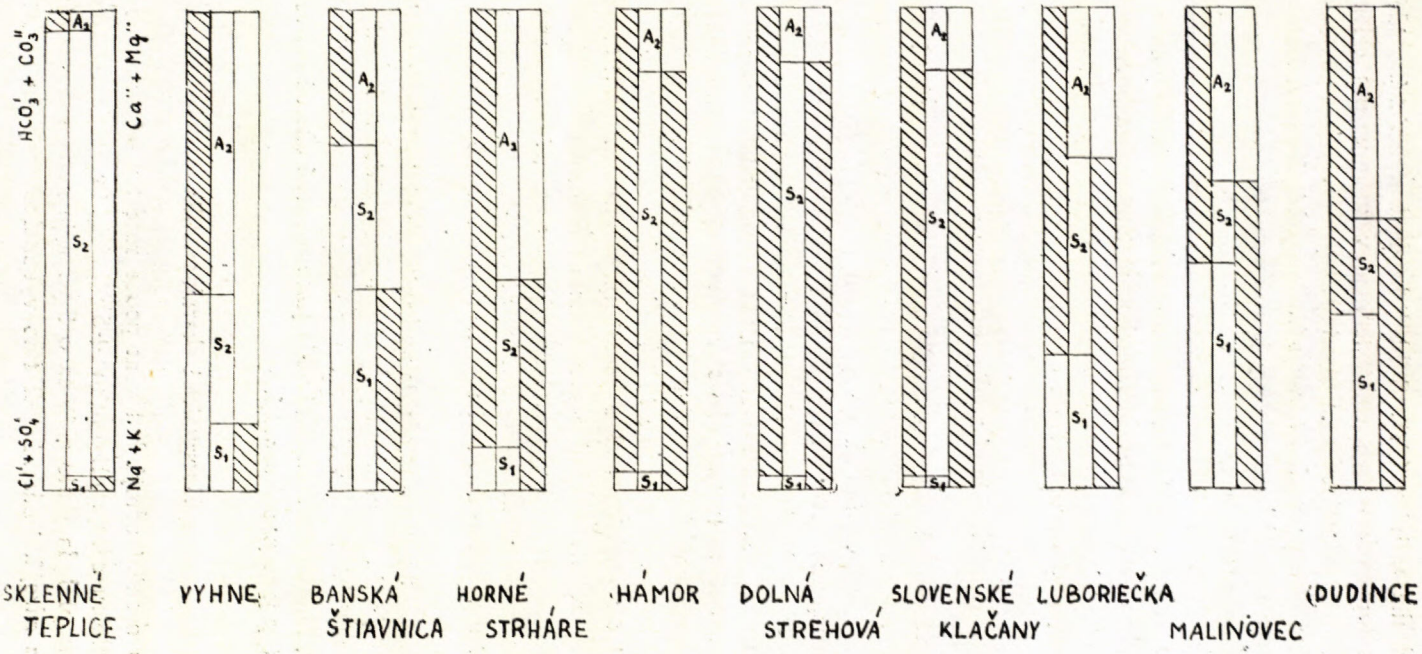
Hydrochemická charakteristika thermálních vod

Lokalisace	Teplota °C	Vydatnost l/sec	Celková mineral. mg/kg	Obsah CO_2 mg/kg	Typ
Sklené Teplice	53,0	3,5	2.685	0	sulfatické vřídlo
Vyhně	36,0	6,7	1.150	325	sulfatická teplice
Banská Štiavnica	48,7	17,0	2.133	29	sulfaticko-zemitá teplice
Horné Strháre	32,0	ustal	6.527	804*	alkalicko-zemitá teplice
Hámor	21,5	ustal	365	22	prostá teplice
Dolná Strhárová	35,7	6,0	293	9	prostá teplice
Slovenské Kľačany	34,4	0,8	425	14	prostá teplice
Luborečka	20,5	0,5	177	22	prostá teplice
Malinovec	27,0	15,0	6.050	985	alkalicko-zemitá-sulfaticko-salinická teplice
Dudince	28,0	35,0	4.842	1.047	alkalicko-zemitá-sulfaticko-muriatická sirovodíková teplá kyselka

* Vzorek vody odebratý v průběhu erupcí.

Hydrochemicky tvoří zkoumané thermální vody dvě skupiny:

Sklené Teplice, Vyhně a Banská Štiavnica. Tyto thermální vody jsou charakterizovány převládající hydrochemickou vazbou alkalických zemin (Mg a Ca) na sulfátový aniont. Ve smyslu Ch. P a l m e r a (1911) převládá v této hydroche-



Obr. 1. Grafické znázornění chem. rozborů thermálních vod.

mické vazbě druhá salinita (S_2). S hlediska hydrochemického jde o obdobný hydrochemický typ podzemních vod, který je významný pro celou slovenskou mladovulkanickou provincii (K l í r 1962 b).

Horné Strháre, Hámor, Dolná Strehová, Slovenské Kľačany, Ľuboriečka, Malinovec a Dudince. Tyto thermální vody jsou charakterizovány převládající hydrochemickou vazbou alkalií (Na a K) na hydrokarbonátový aniont. Ve smyslu Ch. P a l m e r a (1911) převládá v této hydrochemické vazbě první alkalita. V souhlase s O. H y n i e m (1956 b) nutno považovat výsledný chemismus těchto thermálních vod za značně ovlivněný druhou metamorfosou prostými neogenními vodami, takže nelze vyloučit setření původního chemismu, nehledě již i na třetí metamorfosu spojenou s proplyněním CO_2 v hloubce.

Režimní znaky, infiltrace a typy

Na základě všeobecné hydrogeologické charakteristiky podané v topice thermálních vod a v hydrochemii můžeme thermální vody středoslovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje rozdělit na:

Typ 1 — thermy neovulkanitů s infiltračním povodím v mesozoických ostrovech neovulkanitové série. Vydatnost těchto zdrojů není plně využita, lze očekávat možnost podstatného rozšíření zřídelních základen. Podle relativně největší prozkoumanosti označuji tento typ jako *sklenoteplický*. Thermální vody tohoto typu mají kladné niveau a vytékají na den. Patří sem Sklené Teplice a Vyhně.

Typ 2 — thermy neovulkanitů s infiltračním povodím přímo na neovulkanitech s akumulacemi thermálních vod v ponořených reliktech uhličitanových hornin v hloubce. Podle relativně nejlépe prozkoumané thermy označuji tento typ jako *bánskoštiavnický*. Thermální vody tohoto typu nemají kladné niveau a byly zjištěny při navrtání nebo při naražení důlními díly. Podle thermy v Banské Štiavnici lze očekávat větší vydatnosti. Patří sem therma v Banské Štiavnici a v Hontianských Nemcích.

Typ 3 — thermy neogenního okraje vulkanitů s infiltračním povodím převážně na pyroklastické facii neovulkanitů případně v neogenních sedimentech. Pro tento typ je charakteristická velká vydatnost a metamorfosa neogenními vodami. Patří sem Malinovec, Dudince a thermální vody jihoslovenské uhelné pánve. Podle toho označuji tento typ jako *jihoslovenský*.

Energetická charakteristika

K vlastnímu ocenění zdrojů byl vzat pouze rozdíl mezi skutečnou a nejnižší využitelnou teplotou zdroje při limitu +5 °C (K l í r 1963). Skutečná teplota zkoumaných zdrojů byla proto snížena o 5 °C a je nadále označována jako *využitelná teplota zdrojů*. Znásobíme-li tuto využitelnou teplotu vydatností zdroje

obdržíme součin v rozměru (kcal . sec^{-1}). Tuto hodnotu jsem označil jako *koeficient tepelné využitelnosti zdroje*. Skutečnou *tepelnou využitelnost zdroje* obdržíme pak součinem využitelné teploty zdroje a vydatnosti zdroje v rozměru (kcal hod^{-1}). Pro další energetické úvahy je v závěru tabulkové sestavy proveden přepočet skutečné tepelné využitelnosti zdroje na obestavěný prostor, který lze vytápět. Do energetické charakteristiky v tabulce 2 nebyly zahrnuty zdroje v Horních Strhárech a v Hámori, které zavalením ustaly (srovnej popis v topice zdrojů).

Tabulka 2.

Energetická charakteristika thermálních vod

Lokalisace	Teplota °C skut.	Teplota °C využ.	Vydatnost l/sec	Koeficient tepelné využitelnosti zdroje kcal. sec^{-1}	Tepelná využitelnost zdroje kcal hod^{-1}	Velikost obestavěného prostoru m^3
Sklené Teplice	53,0	48,0	3,5	146	525.600	10.512
Vyhně	36,0	31,0	6,7	207	745.200	14.904
Banská Štiavnica	48,7	43,0	17,0	731	2,631.600	52.632
Dolná Strehová	35,7	31,0	6,0	136	669.600	13.392
Slovenské Kľačany	34,4	29,0	0,8	23	82.800	1.656
Ľuboriečka	20,5	15,0	0,5	7	25.200	504
Malinovec	27,0	22,0	15,0	330	1,188.000	23.760
Dudince	28,0	23,0	35,0	805	2,898.000	57.960
Celkem			84,5		8,766.000	175.320
ČSSR			529,0		64,303.200	1,286.064
Z toho studovaná oblast slovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje %						14 %

Ze sestavy energetické charakteristiky je zřejmé, že v oblasti slovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje jsou soustředěny významné zdroje geothermální energie, které činí 14 % (tj. přibližně jednu sedminu) úhrnné geothermální energie ČSSR. Vzhledem k navrtání nových zdrojů v posledních letech v oblasti Malinovce, Dudinců a Hontianských Nemců lze předpokládat, že úhrnná geothermální energie v tomto území není zdaleka vyčerpána.

Prognosa odkrytí nových zdrojů

Uvážíme-li jak topiku a hydrochemii thermálních vod, tak jejich rozčlenění v typ sklenoteplický, bánskoštiavnický a jihoslovenský, můžeme i z těchto hledisek provésti rozbor prognos odkrytí nových zdrojů.

U therem sklenoteplického typu je pravděpodobné, že při průzkumu zřídelní

základny dojde při zachycení hlubšími vrty k dalšímu zvětšení využitelné vydatnosti. Zatím není jasné, zda by mohly být odkryty i nové zdroje tohoto typu při navrtání zlomové tektoniky, neboť základní geologické mapování není ukončeno.

Relativně značná možnost odkrytí nových zdrojů je u therem banskoštiavnického typu. Podle výsledků z Hontianských Nemců lze považovat za spolehlivou indikaci měření změn geothermického stupně v přirozeném zemském tepelném poli. Výzkum bude nutno provádět souběžně s výzkumem hlubokých struktur v podloží neovulkanitů středního Slovenska, a to jak v elevacích, tak v depresích starého reliefu s ohledem na dosud neznámé tlakové poměry thermálních vod v podloží neovulkanitů. Opět podle Hontianských Nemců lze považovat elevační typ thermálních vod za prognosnější, neboť thermy v depresích nemají kladné niveau a to je s hlediska využití thermální energie vod velmi důležité.

U jihoslovenského typu byly prognosy odkrytí nových zdrojů již potvrzeny v Malinovci a Dudincích. Také návrty therem v příkopové propadlině trenčské jsou nadějné. I zde je však odkrytí nových zdrojů spojeno s výzkumem podloží neovulkanitů a vzhledem k neogennímu pokryvu lze předpokládat, že významnou úlohu zde bude mít rovněž výzkum změn geothermického stupně jako indikace výstupních center therem.

Závěr

Na základě vlastních výzkumů a jiných autorů jsem popsal podrobně hydrogeologické poměry jednotlivých zdrojů thermálních vod ve středoslovenských neovulkanitech a v jejich neogenním okraji a provedl jejich hydrochemické rozdělení. S hlediska režimu therem a jejich infiltračního povodí jsem vymezil typ sklenoteplický, bánskoštiavnický a jihoslovenský a diskutoval problémy spojené s prognosou odkrytí nových zdrojů thermálních vod. Současně jsem provedl energetickou bilanci thermálních vod středoslovenských neovulkanitů a neogenních vod jejich okraje se závěrem, že v tomto území je soustředěno 14 % využitelných zdrojů geothermální energie v ČSSR. V rozboru prognos jsem vzal ohled na efektivnost využití při výtoku na den a zdůraznil jsem význam výzkumu změn geothermického stupně přirozeného zemského tepelného pole jako indikace výstupných cest thermálních vod. Z hlediska genese jde o geothermální zřídla. Jednotlivé typy thermálních vod (sklenoteplický, bánskoštiavnický a jihoslovenský) prokazují, že existence thermálních syfonů při tvorbě těchto vod je stále logickým výkladem jejich vzniku, při čemž infiltrační povodí se nachází i na neovulkanitech, včetně jejich pyroklastické facie a dokonce i v neogenních sedimentech, takže sestupné větve infiltrovaných vod bude nutno očekávat i v centru, a ne toliko na okrajích neovulkanických pohoří.

Ústřední geologický úřad,
Praha

Lektoroval pg. O. Franko.

LITERATURA

[1] Franko O., 1962: Minerálne vody Juhoslovenskej uholnej panvy. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Hydrogeologický posudek o zdrojích podzemních vod ve Sklených Teplicích — *HMÚ, Bratislava.* — [3] Hynie O., 1954: Hydrogeologický posudek o výsledku druhé pokusné vrtby na minerální vodu (S 3) v Lázních Dudincích. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [4] Hynie O., 1955 a): Dudince — Hydrogeologie — výsledek stavu prací ke konci roku 1955. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [5] Hynie O., 1955 b): Hydrogeologický posudek o výsledku třetí pokusné vrtby na minerální vodu (S 4) v Lázních Dudincích. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [6] Hynie O., 1956 a): Hydrogeologický posudek o výsledku čtvrté pokusné vrtby na minerální vodu (S 5) v Lázních Dudincích. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [7] Hynie O., 1956 b): Nové jímání minerální vody v Lázních Dudincích u Levic na jižním Slovensku. Universitas Carolina, Geologica, Vol. 2., No 1, Praha. — [8] Hynie O., 1956 c): Závěrečný hydrogeologický posudek o thermálních zřídlech v Malinovci. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [9] Hynie O., 1957 a): Hydrogeologický posudek o výsledku vrtného průzkumu v Lázních Dudincích v roce 1957. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [10] Hynie O., 1957 b): Posudek o vrtbě B 3 v Malinovci. Rukopis; Ministerstvo zdravotnictví. — [11] Klír St., 1960: Hydrogeologické poměry nevíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici, Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [12] Klír St., 1961: Posouzení zásobení pitnou vodou pro objekty nočního sanatoria ve Sklených Teplicích. Rukopis; ÚVR, Praha. — [13] Klír St., 1962 a): Prognóza výskytu thermálních vod v podloží mladých vyvřelín středního Slovenska. Geologický průzkum, č. 7. — [14] Klír St., 1962 b): Hydrochemický charakter vod slovenské mladovulkanické provincie. Čas. spol. pro min. a geol. č. 2. — [15] Klír St., 1963: Zdroje geothermální energie v ČSSR (v tisku). — [16] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the central Slovakia neovulkanic region ... Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [17] Maheľ M., 1950: Hydrogeologické pomery v Sklených Tepliciach. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Maheľ M., 1951: Pôvod minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. Zemepisný sborník SAV, Bratislava. — [19] Orvan J., 1962: Zpráva o možnosti získať nový zdroj minerálnej vody Santovka. Rukopis; Geologický prieskum, Žilina. — [20] Palmer Ch., 1911: The geochemical interpretation of Water Analyses, U. S. Geol. Surv. Bull. 479. — [21] Schmidt R. E., 1959: Considerations géomécaniques sur la formation des cratosynklinaux de la Hongrie ..., Annales instituti Geologici publici Hungarici, vol. XLIX/3, Budapest.

STANISLAV KLÍR

DIE THERMALWÄSSER IN DEN MITTELSLOWAKISCHEN NEOVULKANISCHEN KOMPLEXEN UND AM DEREN NEOGENEN RANDE

In den mittelslowakischen neovulkanischen Komplexen und in den neogenen Schichten am deren südlichen Rande kommen drei verschiedenen Typen der Thermalwässer vor:

1. *Typ von Sklené Teplice* (Kurort) stellt Thermalwässer dar, deren Infiltrationsgebiet sich in den mesozoischen Inseln inmitten der neovulkanischen Serie befindet. Diese Wässer sind mit dem positiven Niveau ausgezeichnet und treten zutage. Es gehören dazu Quellengebiete von Sklené Teplice und Vyhne.

2. *Typ von Banská Štiavnica* hat sein Infiltrationsgebiet in Neovulkaniten, wobei die Thermalwässer sich in den tieflagernden Karbonatgesteinen konzentrieren. Diese Thermalwässer sind ohne positives Niveau und wurden lediglich in den Bohrungen festgestellt. Es gehören her die Quellen von Banská Štiavnica und Hontianske Nemce.

3. *Der südslowakische Typ* stellt Thermalwässer der neogenen Schichten dar, die am Rande der Neovulkanite liegen. Ihr Infiltrationsgebiet ist wahrscheinlich in den pyroklastischen Lagen der Neovulkanite, bzw. in den neogenen Schichten zu suchen. Für diesen Typ ist ziemlich grosse Ausgiebigkeit und die Metamorphose durch neogene Wässer charakteristisch. Es gehören her die Quellen von Malinec, Dudince, Horné Strháre, Hámor, Dolná Strehová, Slovenské Kľačany und Luboriečka.

In dem Raume der mittelslowakischen neovulkanischen Komplexe sind etva 14 % aller nützbaren Quellen der geohydrothermalen Energie von ČSSR konzentriet. Daraus folgt, dass es sich da um ein nicht nur hydrogeologisch, sondern auch vom Standpunkt der Ausnützung der Energie von Thermalwässern wichtiges Gebiet handelt.

Zentralamt für Geologie,
Praha

PAVOL POSPÍŠIL

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY OKOLIA MICHALOVIEC

V rokoch 1961—1962 som vykonával základný hydrogeologický výskum v okolí Michaloviec, v území, ktoré zaberá v podstate aluviálnu nivu Laborca od Brekova po Sliepkovce. Na západe je ohraničené Hrabovecko-trhovišťskou pahorkatinou, na východe približne spojnicou Krivošťany, Zbudza, Čečehov, Rebrín. Výskum bol zameraný na riešenie hydrogeologického vzťahu jednotlivých štruktúr, režimu doplňania zásob podzemných vôd; súčasne sme sledovali obsah Fe v podzemných vodách (analýzy vyhotovil St. Gazda). Na zistenie režimu podzemných vôd sa uskutočnili merania hladín v poľných studniach a v čase od apríla do konca septembra 1962 i pozorovanie prameňov. Na objasnenie geologických a hydrogeologických pomerov slúžili hydrogeologické vrty M-3, M-4 a B-2.

Geologické pomery

Podľa Janáčka (1961) podložie kvartéru tvoria sedimenty neogénu, postihnuté intenzívnou zlomovou tektonikou, rozdeľujúcou územie na jednotlivé kryhy, ktoré poklesávali so vzrastajúcou intenzitou od kraja do stredu panvy. V jednotlivých kryhách sa od S k J v podloží kvartéru vyskytujú sedimenty karpatu, tortónu, sarmatu, pontu a levantu.

Karpat, tortón a sarmat tvoria prevažne íly a ílovce. Piesčité, prípadne v mladších súvrstviach štrkovité preplástky sa v nich vyskytujú len ojedinele; dosahujú malých mocností a v tortóne sa v nich vyskytujú plyny, v ktorých podľa rozborov Heynu hlavnou zložkou je metan. Pont, tzv. pozdišovské štrky, tvorí súvrstvie s ílmi a štrkmi, ktoré sa vyznačujú neprítomnosťou andezitových valúnov. Jeho rozhranie oproti kvartérnym štrkom je ťažko určiť. Kvartér zastupujú hliny a štrky; hliny sú najmä v oblasti vrtu M-4 pomerne mocné (až 8 m; v severnej časti územia max. 1 m). Štrky pod hlinami aluviálnej nivy dosahujú niekoľko metrov (v okolí Strážskeho) až 74 m (vrt M-4 južne od Michaloviec, vrátane menších preplástkov ílovitých hlín). Ťažko povedať, či celé súvrstvie patrí kvartéru, alebo či najspodnejšia časť patrí pontu; prevažná časť štrkov je zrejme kvartér-

neho veku, najmä ak berieme do úvahy sedimentárno-petrografický rozbor štrkov z vrtu M-4, tieto majú približne rovnaký charakter až do hĺbky 62 m. Obsahujú asi 3—10 % valúnov andezitov, ale smerom do hĺbky ich obsah klesá. Ďalší horizont štrkov v intervale 65,5—82 m aj s tenkými ílovitými preplástkami sa vyznačuje neprítomnosťou andezitov. Podľa D. Minaříkovej štrky tohto horizontu patria pravdepodobne pozdišovskej štrkovej formácii, najmä pre neprítomnosť andezitov, veľký obsah rohovcov a horšie opracovanie. Južne od Sliepkoviec v štrkoch pribúdajú ílovité preplástky (vrt B-2). Dá sa predpokladať, že medzi vrtmi M-4 a B-2 existuje zlom priečneho smeru (SV—JZ), ktorý z juhu ohraničuje depresiu, vyplnenú prevažne štrkovitým materiálom.

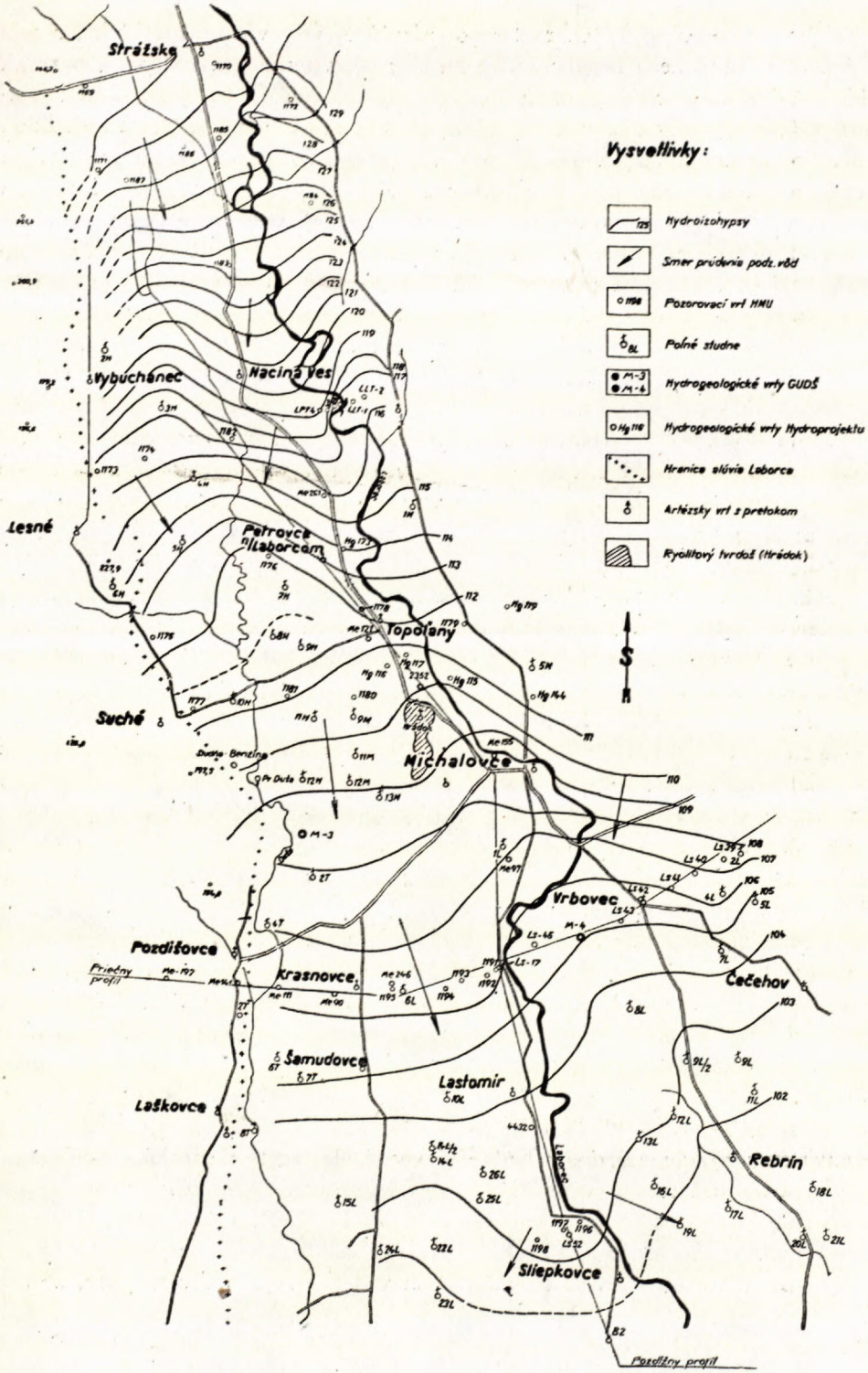
Hydrogeologické pomery

Z hydrogeologického hľadiska sú najdôležitejšie útvary mladšie — kvartér a pont —, kým význam starších útvarov spočíva v tom, že tvoria nepriepustné podložie. Jednotlivé horizonty, ktoré sa v nich ojedinele vyskytujú, sú tvorené väčšinou pieskami; doplňanie zásob podzemných vôd je sťažené značnou zlomovou porušenosťou.

Súvrstvie pontu — pozdišovská štrková formácia — leží v podloží kvartéru Z a J od Michaloviec a Z od Pozdišoviec; tvorí Hrabovecko-trhovišťskú pahorkatinu. Pozdišovská štrková formácia (ďalej pozdišovské štrky) Z od Michaloviec má hydrogeologické spojenie so štrkmi na pahorkatine, ktorá predstavuje ich infiltračnú oblasť. Zrážková voda z pahorkatiny prúdi prevažnou väčšinou smerom na východ; naznačujú to fakty, zistené pri terénnom výskume. V priestore S a J od Pozdišoviec vo svahu pahorkatiny vyvierajú viaceré pramene slabej výdatnosti, ktoré však nezanikajú ani po obdobiach sucha; naproti tomu na západnom svahu pahorkatiny je len jeden pramienok v Trhovišti. V období apríl—september 1962 bola meraná týždenne výdatnosť a teplota na prameni 2 T južne od Pozdišoviec, ktorý si aj po období dlhého sucha udržiaval stálu výdatnosť. Ide tu o vrstevný prameň z pozdišovských štrkov (zložených zo štrkov a ílov rôznej mocnosti). Odvodňovanie pozdišovských štrkov smerom k východu potvrdzujú aj pozorovania na potoku Duša, ktorý tečie pomerne blízo pri svahu Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny. Na jar 1962 bol pri vyrovnávaní koryta Duše Z od kóty Hrádok urobený kanál hlboký asi 2 m, pričom došlo k výronom podzemnej vody na úseku dlhom asi 50 m. Spočiatku výdatnosť dosahovala až 10 l/sec., ale rýchlo klesala a od augusta do konca septembra sa pohybovala okolo 1,2 l/sec. Pred vybudovaním kanálu časť týchto podzemných vôd prúdila do horizontu štrkov, ktorý sa nachádza pod vrstvou hlín a časť predstavovala skryté vývery do Duše.

▷

Mapa hydroizohyps aluviálnej nivy Laborca v úseku Strážske—Sliepkovce
(merania hladiny podzemných vôd, uskutočnených v dňoch 11.—13. IV. 1962


Strážske
Vysvetlivky:
Hydroizohypsy
Smer prúdenia podz. vôd
Pozorovací vrt HMÚ
Poľné studne
M-3
M-4
Hydrogeologické vrty GÚDŠ
Hydrogeologické vrty Hydroprojektu
Hranice aluvia Laborca
Artézsky vrt s prietokom
Ryolitový tvrdoš (Hrádok)
Vybuchanec
Nacina Ves
Lesné
Petrovce nad Laborcom
Topoľany
Suché
Michalovce
Vrbovec
Pozdišovce
Krasnovce
Čečehov
Šamudovce
Lastomír
Laškovce
Rebrín
Sliepkovce
Priečny profil
Pozdĺžny profil
Laborec

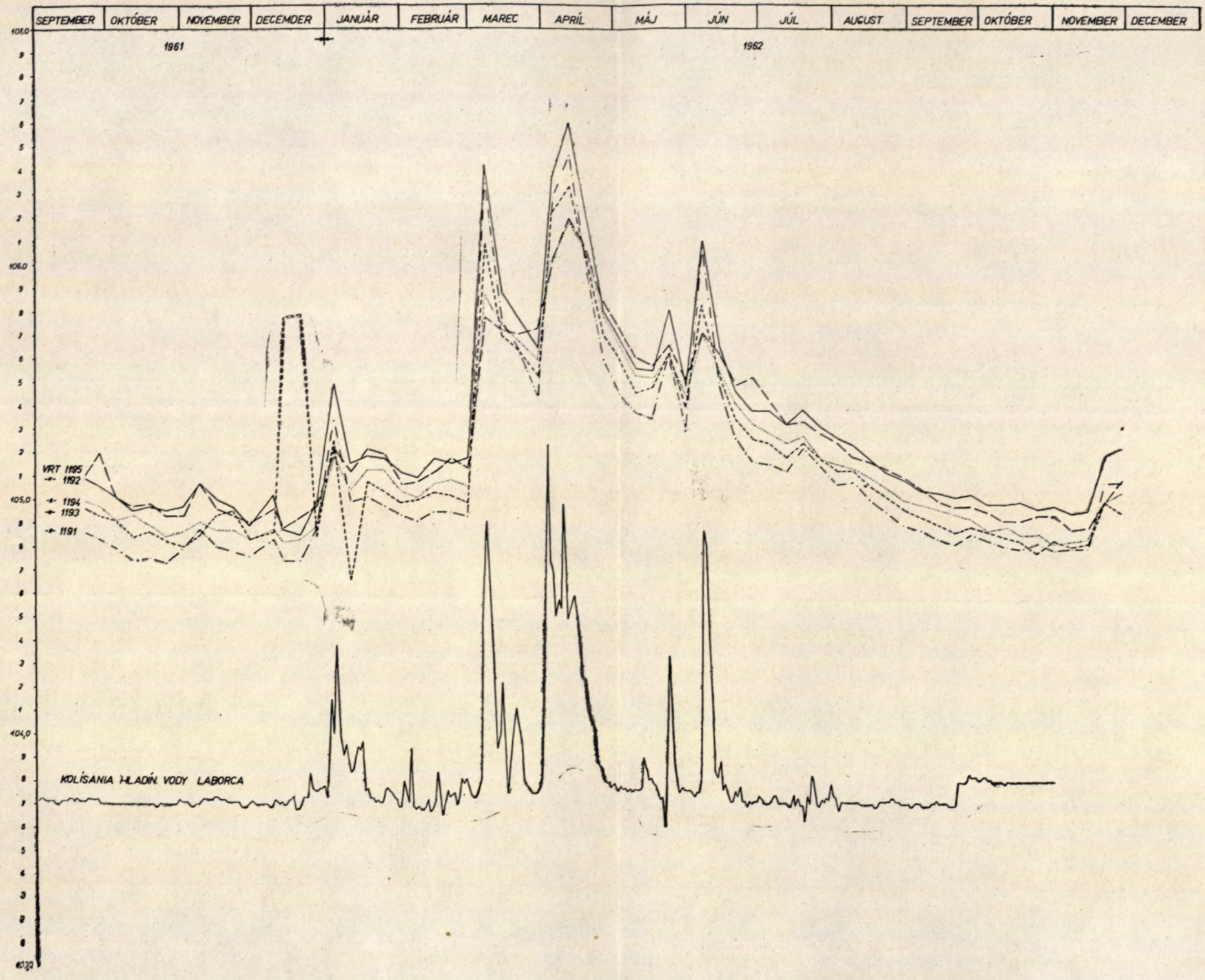
Takýto hydrogeologický charakter potvrdzujú aj vrty v pozdišovských štrkoch. V území, ktoré prilieha k pahorkatine na V, sú kvartérne štrky od pozdišovských oddelené 25,4 m mocnou polohou ílov (vrt M-3, v ďalšom druhý horizont). Hladina podzemnej vody z horizontu v hĺbke 38,2 m sa ustálila 2,95 m nad hladinou z prvého horizontu. Teda v oblasti tohto vrtu vrstvy kvartéru a pontu predstavujú ešte samostatné hydrogeologické celky s odlišným režimom, aj spôsobom dopĺňania vôd. Hydrogeologickým vrtom v osade Laškovce bol v hĺbke 26,1 m narazený artézsky horizont s pozitívnym pretlakom (4,75 m nad terén). Keď berieme do úvahy výšku, v ktorej sa ustálila voda, a skutočnosť, že vo vrte M-3 sa hladina druhého horizontu ustálila nad hladinou z prvého horizontu, musíme hľadať infiltračnú oblasť pre štrky druhého horizontu v Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatine, pretože na V od vrtu M-3 a najmä V od vrtu v Laškovciach tieto štrky prechádzajú do roviny s nadmorskou výškou 109,0 m. Výdatnosť vrtu (v letných mesiacoch 1962 sa pohybovala okolo 3 l/sec.) i ďalšie hydrogeologické vrty s pozitívnym pretlakom (Pozdišovce, Bánovce žel. stanica) dokazujú, že hlbšie ležiace horizonty pozdišovských štrkov majú pomerne dobré a rovnomerné dopĺňanie; teda prevažná časť vôd infiltrovaných na pahorkatine musí prúdiť na východ, pričom časť vôd odoberajú kvartérne štrky pod úpätím pahorkatiny a hlbšia časť štrkových polôh pozdišovskej formácie si zachováva až do určitej vzdialenosti od svahov samostatný režim a vytvára artézske horizonty s pozitívnym i negatívnym pretlakom. So zväčšovaním vzdialenosti od pahorkatiny (vrt M-4) buď vplyvom tektoniky, alebo vykliňovaním ílovitých preplástkov túto samostatnosť štrky strácajú a dostávajú sa do priamej hydrogeologickej spojitosti s kvartérnymi štrkmi, ktorým odovzdávajú vodu infiltrovanú do nich na pahorkatine. O takejto možnosti sa zmieňuje aj S t r u ň á k (1963), ktorý uvádza, že v priestore V od Suchého sú aluviálne vody dopĺňané aj vodami, ktoré prúdia z Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny. Priepustnosť štrkov pozdišovskej formácie je nižšia ako kvartérnych; pohybuje sa okolo $3.2 . 10^{-4}$ m/sec. (kvartér 10^{-3} m/sec.).

Pomerne zložité hydrogeologické pomery boli zistené v aluviálnych štrkoch, mocnosť ktorých stúpa od S k J. T k á č i k (1957) vyhodnotil tri vrty S od kóty Hrádok. Veľkú výdatnosť vrtov (max. 34 l/sec.) vysvetľuje tým, že ryolitový tvrdoš Hrádok, ktorý tu vystupuje z okolitej roviny, vzdúva vodu prúdiacu štrkovými sedimentmi; tým sa vytvára nádrž podzemnej vody so značnou možnosťou dopĺňania. P o r u b s k ý (1957) upozorňuje na možnosť získania značných zdrojov vody S a J od Michaloviec.

Kvartérne štrky majú dobré hydrogeologické vlastnosti ako celok, hoci nie sú celkom rovnorodé čo do priepustnosti. Vyskytujú sa v nich polohy viac i menej priepustné, teda viac alebo menej zahlinené v závislosti na sedimentačných podmienkach. Po petrografickej stránke sú tvorené väčšinou valúnmi glaukonitických pieskovcov (až 80 %). Režim podzemných vôd ilustrujú hydroizohypsy, zostro-

Kolísanie hladín vo vrtoch HMÚ, situovaných južne od Michaloviec

Zostavil P. Pospíšil



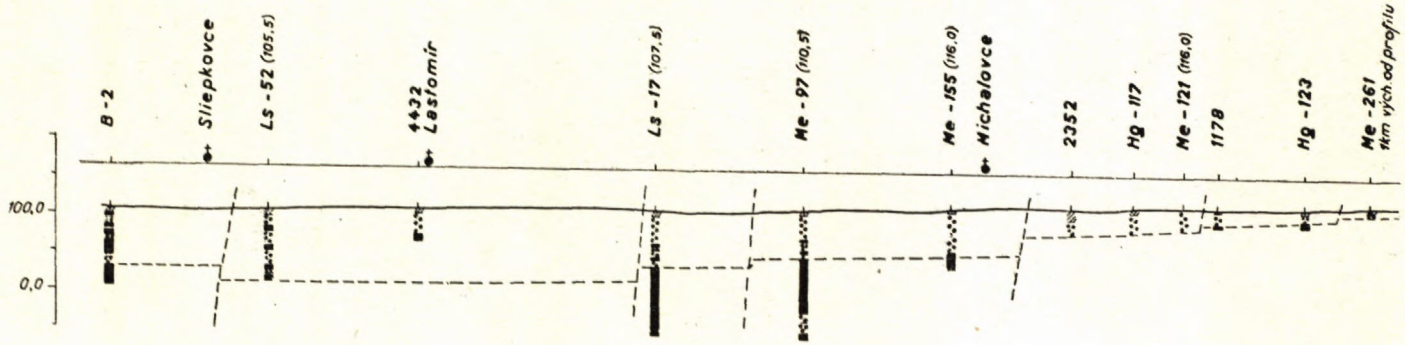
jené na podklade merania hladín v poľných studniach, ktoré zavčasu na jar nie sú odčerpávané, ako aj merania hladín vo vrtoch HMÚ a Hydroprojektu. Pre zistenie ročného režimu podzemných vôd sme použili meraní HMÚ.

Laborec po opustení Brekovskej prervy odovzdáva svoju vodu aluviálnym náplavom po prevažnú časť roka, ale hlavne v obdobiach vysokých prietokov. Doplňanie podzemných vôd v alúviu Laborcom pokračuje až po územie medzi Petrovcami a Topoľanmi, pričom šírka územia ovplyvneného Laborcom je až 1,5 km. V priestore Naciná Ves—Vybuchanec sú podpovrchové časti prúdu podzemnej vody pod vplyvom toku Duša, ktorý ho drenuje a tak odvádza časť podzemných vôd vo svojom koryte. V západných okrajových častiach alúvia prúd podzemných vôd naráža na Hrabovecko-trhovišťskú pahorkatinu a mení pôvodný smer až na SZ—JV (V od Lesného). V časti alúvia J od Topolian dochádza k opačnému stavu ako na S od obce; Laborec začína drenovať svoje okolie, spočiatku len úzky pás. Tým vzniká v priestore medzi kótou Hrádok a pahorkatinou na západe samostatný prúd podzemnej vody, ktorý je od priameho vplyvu Laborca oddelený ryolitovým tvrdošom Hrádok, pričom časť podzemných vôd je usmernená na V od Hrádku (pozri tiež T k á č i k 1957). Južne od cesty Močarany—Michalovce sa smer prúdenia vôd mení pod vplyvom podzemných vôd pozdišovskej formácie a nadobúda približne SZ—JV smer. Je možné, že tento smer prúdenia nadobúda podzemná voda aj vplyvom tektonického obmedzenia pozdišovskej poklesnutej kryhy (J a n á č e k 1961), kde v priestore poklesu sa vytvorila depresia, vyplnená kvartérnymi štrkmi Laborca. Že ide o prúd podzemnej vody, svedčia aj výsledky čerpacích pokusov, vykonaných Geologickým prieskumom na vrtoch 1191 až 1195 (F r a n k o v i č 1961). Najväčšia výdatnosť bola dosiahnutá na vrte 1194, lokalizovanom približne v strede prúdu, kým vrty 1191 až 1193 (hoci sú bližšie k Laborcu) majú výdatnosť nižšiu. Južne od Lastomíra hydroizohypsy poukazujú, že prúdenie podzemnej vody dostáva nový charakter. Smery prúdenia sa rozbiehajú radiálne od Laborca na všetky strany. Je možné, že do istej miery je tento stav zapríčinený aj priečnym zlomom, ktorý predpokladám v území medzi Lastomírom a Sliepkovcami. Tento zlom pravdepodobne ukončuje depresiu vyplnenú štrkmi, pôsobí ako bariéra pre podzemné vody, ktoré sa takto vejárovite rozlievajú.

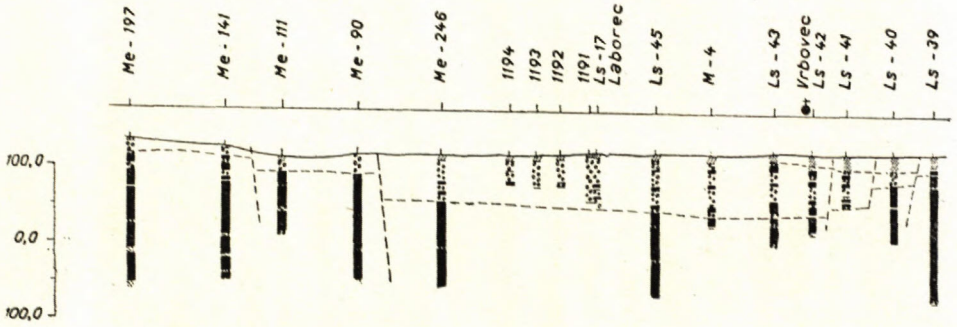
Oblasť južne od Michaloviec, ktorú P o r u b s k ý (1957) označil za nádejnú, bola preskúmaná profilom 5 vrtov La-1 až 5 (neskôr HMÚ označených 1191 až 1195; geologický prieskum — F r a n k o v i č 1961). Najväčšia výdatnosť bola dosiahnutá na vrte 1194 — 47 l/sec. pri znížení hladiny vo vrte 2 m. Podľa Frankoviča štrky v tomto území sú doplňané vodou z Laborca. Avšak ako vyplýva z už uvedených i ďalších faktov v tomto území, je stav opačný, teda prúdenie je prevažnú časť roka smerom k Laborcu.

Zostrojené hydroizohypsy podávajú obraz o prúdení podzemnej vody len k dátumu, v ktorom sa uskutočnili merania. Aby sme poznali režim podzemnej vody počas rôznych ročných období, vyniesli sme na graf kolísanie hladín v pozorova-

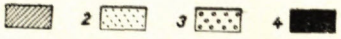
Pozdĺžny profil aluviálnej nivy Laborca



Priečny profil aluviálnej nivy Laborca



Vysvetlivky:



1 — hliny, 2 — piesky, 3 — štrky, 4 — íly.

cích vrtoch HMÚ (pozri obr. 2; pozorovania sú týždenné). Hladiny sú vynesené v absolútnych výškach. Vrty 1191 až 1195 V od Krasnoviec sú umiestnené do profilu približne kolmo na smer toku Laborca. Na grafe sme tiež znázornili kolísanie hladiny v Laborci, približne v mieste, kde spojnica vrtov pretína tok (hodnoty kolísania hladiny v Laborci boli získané interpoláciou pozorovaní na vodočtoch v Medove a v Lastomíre). Z grafov zisťujeme, že v danom území musíme počas pozorovaného obdobia rozlišovať charakter prúdenia podzemných vôd v čase špičkového stavu vody v Laborci a v čase jeho normálu. V období normálu v Laborci je hladina podzemnej vody najnižšia vo vrte 1191 a najvyššia vo vrte 1195. Odlišné pomery sú vo vrte 1192, v ktorom podľa záznamov pozorovateľa je hladina najvyššie; iba v niektorých časových úsekoch klesá pod hladinu vrtu 1195, ale ostáva nad ostatnými vrtmi. Ak pozorovania na vrte nie sú chybné, dal by sa tento stav vysvetliť tak, že niekde v profile vrtu 1192 sa vyskytuje priepustnejšia poloha, ktorá má spojenie s riekou vyššie proti toku ako ostatné vrty.

Ako už bolo uvedené, zásoby podzemnej vody sú priamo dopĺňané Laborcom v území južne od Michaloviec len v období vysokých stavov v Laborci, kým v dobe normálu je tu prúdenie smerom k Laborcu. Dôležité je preto poznať časové rozpätie stavu, kedy voda prúdi k Laborcu a opačne. V našom území v čase od septembra 1961 do septembra 1962 prebiehalo prúdenie vody smerom k Laborcu počas 297 dní, opačným smerom len 68 dní. Keďže meranie hladín vo vrtoch sa uskutočnilo len raz týždenne, je lepšie uvažovať počet meraní. V 47 prípadoch sa zistilo prúdenie k Laborcu a 6 prípadoch od Laborca. Z toho vidieť, že prevažnú časť roka dochádza k prúdeniu aluviálnych štrkov k Laborcu, čo potvrdzuje názor, že štrky J od Michaloviec a Močarian majú zdroj po prevažnú časť roka v prúde podzemnej vody, ktorý vznikol S od Michaloviec pod vplyvom geologickej stavby a hydrogeologických pomerov širšieho okolia.

Chemizmus podzemných vôd

V súvislosti s chemizmom vôd hlavnú pozornosť venujeme obsahu Fe a Mn, ktoré sú v danej oblasti najväčším problémom, pretože vo väčšine podzemných vôd sú obsažené nad množstvo povolené ČSN pre pitné vody. Vzorky vody sme odoberali z prirodzených výverov i z vrtov počas vŕtania a v priebehu dlhodobých čerpacích pokusov. Tu treba pripomenúť, že nemôžeme porovnávať chemizmus vôd z jednodňových čerpacích pokusov s chemizmom vôd z dlhodobých čerpacích skúšok, prípadne z prirodzených výverov. Ukázalo sa totiž, že napríklad obsah Fe a Mn z odberov pri dlhodobých čerpacích pokusoch bol podstatne nižší ako z odberov pri jednodňových čerpacích pokusoch. Preto rozbory z jednodňových čerpacích pokusov uvádzame len na porovnanie jednotlivých horizontov navzájom; pre celkovú charakteristiku podzemných vôd používame hodnoty, získané z dlhodobých čerpacích pokusov.

V okolí vrtu M-3 sme v priebehu vŕtania odoberali vzorky z prvého a druhého horizontu; z tretieho horizontu (z hĺbky 53—57 m) sa nepodarilo odobrať vzorky pre veľký výron plynu (prevažne metan), ktorý znemožňoval čerpanie. Z prvého horizontu sú hodnoty Fe a Mn vyššie ako z druhého horizontu (Fe — 1,2 mg/l; Mn — stopy), čo podporuje názor, že u druhého horizontu ide asi o vody z pozdišovských štrkov; u prvého horizontu ide o vody alúvia [obsah Fe a Mn je tu tiež znížený — Fe 3,5 mg/l; Mn 0,77 mg/l — určitou prímesou vody z pozdišovských štrkov, ktorá Fe a Mn neobsahuje]. O tom, že aluviálne vody obsahujú väčšie množstvá Fe, svedčí aj voda z vrtu M-4, ktorá z hĺbky 24,5 m obsahovala 24,5 mg/l Fe. U tohto vrtu, situovaného do najhlbšej časti depresie vyplnenej štrkmi, sme v priebehu vŕtania sledovali zmenu chemizmu do hĺbky. Vzorky boli odobraté tiež po jednodňových čerpacích pokusoch z hĺbok 24,5 m, 43,5 m, 62,5 m a 79,5 m. Najmarkantnejšie sa prejavuje závislosť na hĺbke pri porovnaní celkovej mineralizácie, ktorá stúpa smerom do hĺbky z 436 mg/l (v hĺbke 24,5 m) až na 490,82 mg/l (62,5 m); z hĺbky 79,5 m sme dostali hodnotu oveľa nižšiu (325,02 mg/l). Vzrast mineralizácie smerom do hĺbky súvisí pravdepodobne s rýchlosťou pohybu vody v štrkoch. V horných častiach štrkov sa voda pohybuje pomerne rýchlejšie, smerom do hĺbky sa pohyb spomaľuje. Pri dlhšom časovom styku s horninou voda má možnosť priberať viac minerálnych látok. Pokles mineralizácie v najspodnejšej časti sa dá vysvetliť tým, že spodné polohy štrkov nepatria už kvartéru, ale pozdišovskej formácii, a potom aj vodu majú čiastočne ovplyvnenú vodou z Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatiny. U ďalších komponentov už takúto postupnosť nenachádzame. Tak napríklad oproti odberu z hĺbky 24,5 m, kde bolo 10,8 mg/l Fe, v hĺbke 43,5 m obsah Fe poklesol na 2,57 mg/l, ďalej sa zvýšil na 23,9 mg/l a u posledného poklesol na 8 mg/l. Na základe toho sa domnievame, že všeobecne prijímaný poznatok, že obsah Fe vo vode smerom do hĺbky stúpa, v našom prípade neplatí. Je možné, že rozdielny obsah Fe je ovplyvnený spomaleným pohybom vody, spôsobeným azda šošovkami menej priepustných materiálov. Poukazuje na to aj výdatnosť pri čerpaní z hĺbky 62 m, ktorá bola zo všetkých pokusov najmenšia, čo svedčí o relatívne najmenšej priepustnosti. Po skončení jednomesačného čerpacieho pokusu z vrtu hodnota Fe poklesla na 4,5 mg/l a vo vzorkách sa zistil aj H_2S (0,35 mg/l). Pre celkovú charakteristiku podzemných vôd územia, ktoré súvisí s Hrabovecko-trhovišťskou pahorkatinou, boli odobraté ešte ďalšie vzorky: z prameňa na potoku Duša a z prameňa 2 T, z artézskych vrtov s pozitívnym pretlakom a zo studne Benziny, ktorá trvale odčerpáva vodu z prvého horizontu. Všeobecne ide o vody (až na prameň 2 T) kalcium-bikarbonátového typu; voda z prameňa 2 T predstavuje typ zmiešaný. Obsah Fe je v týchto vodách tiež nízky (ide o vody z pozdišovskej štrkovej formácie) a Mn vôbec neobsahujú. Výsledky rozborov ukazujú, že voda z územia, ktoré prilieha k Hrabovecko-trhovišťskej pahorkatine, je najvhodnejšia na pitie z hľadiska obsahu Fe a Mn. Čiastočne ju znehodnocuje obsah zemného

plynu. Teplota vody pri čerpacích pokusoch sa pohybovala okolo 11 °C (M-4 — 11,2 °C, pri teplote vzduchu max. 27 °C; M-3 — 11 °C, pri teplote vzduchu max. 12 °C).

Záver

Územie okolia Michaloviec predstavuje samostatnú hydrogeologickú štruktúru, jej obmedzenie je prevažne tektonické. Z hľadiska obsahu Fe a Mn sú najkvalitnejšie podzemné vody oblasti, ktorá prilieha k Hrabovecko-trhovištskej pahorkatine; ale neukazuje sa tu možnosť získať také množstvá vôd na jeden vrt ako z vrtov južne od Michaloviec. Vrtom M-4 (výdatnosť 27 l/sec.) bolo rozšírené dosiaľ známe územie vhodné pre zachytávanie vody aj V od Laborca, kde by bolo možné na základe zistenia prúdenia podzemnej vody lokalizovať ďalšie vrty. Všeobecne v literatúre uvádzaný poznatok, že množstvo Fe v podzemných vodách smerom do hĺbky rastie, neplatí v každom prípade a pri posudzovaní tej-ktorej lokality musíme brať do úvahy aj geologickú stavbu, charakter štrkovitých sedimentov, u riečnych štrkov aj ich rôznorodosť a možnosti doplňania podzemných vôd a pod.

Ukázalo sa, že pri zisťovaní režimu podzemných vôd v nížinných oblastiach a najmä alúviách väčších riek, nemožno otázku zjednodušovať uzáverom, že podzemná voda je v úzkej súvislosti s hladinou vody v rieke, ale treba túto otázku riešiť všestranne, pretože, ako sa ukázalo aj v našom prípade, podmienky režimu podzemných vôd bývajú zložité, závislé na viacerých faktoroch.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Lektoroval pg. P. Tkáčik.

LITERATÚRA

[1] Čech F., 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorľatskej uholnej panvy. Rukopis; Archív PFUK, Bratislava. — [2] Frankovič J., 1961: Pozorovacie sondy v úseku Lastomír—Sliepkovce—Budkovce. Rukopis; Archív Geofondu, Bratislava. — [3] Janáček J., 1961: Vysvetlivky ku geologickej mape list Michalovce. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Minaříková D., 1963: Sedimentárno-petrografické zhodnotenie kvartérnych sedimentov a písomná dokumentácia prevedených analýz. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Nešvara J., 1961: VSN-6 — inžiniersko-geologický prieskum. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Porubský A., 1957: Hydrogeologické pomery Východoslov. nížiny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Struňák V., 1961: Pozorovacie sondy v kvartérnych náplavoch Laborca medzi Humenným a Michalovcami. Rukopis;, Geofond, Bratislava. — [8] Struňák V., 1963: Geologické a hydrogeologické pomery v povodí Laborca medzi Strážskym a Michalovcami. Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava. — [9] Tkáčik P., 1957: Hydrogeologický prieskum Michalovce. Rukopis; Geofond, Bratislava.

PAVOL POSPÍŠIL

HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IN DER UMGEBUNG VON MICHALOVCE

Westlich und südlich der Stadt Michalovce in der ostslowakischen Niederung sind die günstigen hydrogeologischen Verhältnisse unter anderem auch durch den geeigneten geologischen und tektonischen Bau des Gebietes gegeben. Es handelt sich da um eine tektonische Depression, die überwiegend mit Schottern und Kieselsteinen des Quartärs ausgefüllt ist. Unter ihnen liegt eine Schichtfolge des Pont — Levantien, gebaut durch die Schotter-, Kieselsteine und Tonsteine der sog. Pozdišovcer Schotterformation. Das Infiltrationsgebiet dieser Schotter befindet sich im westlich liegenden Hügelland — Hrabovec—Trhovište—Pahorkatina. Die Grundwässer der quartären Schotterschichten sind auch aus dem Fluss Laborec besonders im Abschnitte Brekover Tor — Topoľany gespeichert. Südlich von Michalovce sind die Schotter aus dem Laborec nur dann gespeichert, wenn dieser einen hohen Wasserstand aufweist. Am sonsten speichert Laborec selbst einen Teil seiner Wässer aus den Schotterschichten.

Der Arbeit sind Diagramme und Profile, wie auch eine hydrogeologische Skizze beigeschlossen, welche die Ansichten über die Wassersammelgebiete bestätigen sollen.

MIROSLAV MICHALÍČEK

PŘÍSPĚVEK K HYDROGEOCHEMII A HYDROGEOLOGII HLUBINNÝCH VOD TREBIŠOVSKÉ NÍŽINY

Úvod

Předložená práce navazuje na již dokončený povrchový hydrogeochemický výzkum oblasti východoslovenského neogénu. Jako podkladového materiálu jsme použili výsledky čerpacích pokusů, provedených na naftových hlubinných vrtbách v Trebišovské nížině do konce března 1962. Diskutujem chemismus hlubinných vod, odkrytých v souvrstvích spodního tortonu, svrchního tortonu a sarmatu především na strukturách *Albínov, Pozdišovce a Trhoviště*. Vody mladších stupňů zatím nebyly čerpacími pokusy v Trebišovské nížině zastiženy.

Přehled literárních údajů o povrchových, hlubinných a minerálních vodách jsme podali v předešlé práci: *Příspěvek k hydrogeochemii východoslovenského neogénu* (M. Michalíček 1965), kde jsme řešili problematiku mělkých vodních obzorů a vod minerálních. Této otázce byla zatím věnována v oblasti východoslovenského neogénu daleko větší pozornost než studiu hlubinných vod. Teprve hlubinný naftově geologický průzkum přinesl informace, poskytující možnost zhodnocení chemismu a genese vod hlubších zvodnělých obzorů.

První poznatky přinesla opěrná vrtba Sečovce-1. Její zhodnocení provedli po stránce hydrogeochemické R. Květ a V. Šimánek (1960). V brakickém svrchním tortonu zjišťují vody a mineralisaci až 22,0 g/litr, při čemž mineralisace vod, první chloridosodná salinita a obsah biogenních prvků stoupá směrem k vyšším horizontům a dosahuje maxima v posledních zkoušených svrchnotortonských obzorech 1352—1363, 1271—1272 m. Autoři považují vodu, odkrytou na bázi vrtu 2580—2547 m o mineralisaci 1,3 g/litr za vodu metamorfovanou. Z revise průběhu čerpacího pokusu na vrtbě však vyplývá, že voda je spíše sladkou, uměle vtláčenou do vrtu (R. Květ 1957). Brakické vody svrchního tortonu jsou výrazného natriumbikarbonátního charakteru. V horizontu 2309 až 2383 m dosahuje obsah bikarbonátů alkalií až 52 %. Autoři však označují vody jako málo metamorfované. Tento názor je třeba poopravit, neboť i recentním brakickým vodám je cizí obsah bikarbonátů alkalií. Jejich přítomnost je dokladem postsedimentární metamorfosy vod v systému voda-hornina s obsahem karbonátů. Tak na příklad dnešní brakické vody

Černého moře o mineralisaci asi 15 g/litr jsou ještě vysloveně kalcium-chloridového typu s druhou salinitou, dosahující 15 až 20 %.

S vžitým názorem v naftové geochemii, že obsah bikarbonátů alkalií je kriteriem brakičnosti, souvisí i další chybný názor autorů na charakter a původ spodnosarmatské vody v intervalu 829 až 829,5 m. Zde nejde o marinní vodu (mineralisace = 16,09 g/litr, S_1 = 86,2 %, S_2 = 12,4 %), jak autoři uvažují, ale o typickou brakickou vodu, velmi málo metamorfovanou kontaktem s karbonátními horninami, neboť nedošlo k přesmyku chloridovápenaté složky na natriumbikarbonátní. Není tudíž žádného rozporu v charakteru vody a brakickým vývojem sedimentace.

Diskutované rozpory v mikropaleontologických a hydrogeochemických nálezech ve střední části vrtu, v brakickém svrchním tortonu a v lokalisaci maximální salinity nelze zatím objasnit.

Se zhodnocením živičnosti podle autorů se ztotožňujeme. Pouze původ plynů v obzorech 1362 až 1363, 1271 až 1272, 829 až 829,5 m prouhelňováním rostlinného materiálu považujeme za neopodstatněný, zvláště když plyny prvých dvou obzorů obsahují ještě pentan a nemají zvýšený obsah kysličníku uhličitého, vodíku a dusíku.

Další informace o hlubinných vodách, jejich chemismu a některých hydrologických vlastnostech zkoušených obzorů přinesly pionýrské vrtby na jednotlivých zkoušených strukturách. Zatím jsou známy hlubinné vody z vrteb: *Albinov* 1 až 6, *Pozdišovce* 1 až 11. *Trhoviště* 1, 4, *Malčice* 1 a z *CF vrteb Trebišov* 129, *CF Michalovce* VIII. Zprávy o čerpacích pokusech a chemické rozbory vod, rozpuštěných plynů a naft, které provedli pracovníci *Ústředních laboratoří Československých naftových dolů, n. p. v Hodoníně* jsme převzali z geologického archivu Československých naftových dolů. Tam jsou také k disposici výsledky elektrokarotážních měření a veškeré další údaje geologické i technické.

Geologické poměry východoslovenského neogénu zvláště oblasti Trebišovské nížiny popisuje J. Janáček a jeho spolupracovníci. Geologické poznatky čerpáme především z těchto prací: J. Janáček (1959, 1959 A, 1960), J. Janáček, I. Pagáč (1961).

Připomínky k chemismu odkrytých hlubinných vod

Při revisi chemických rozborů zjistili jsme určité rozpory, a to především ve vysokých obsazích železa a bikarbonátů oproti nízkým až normálním koncentracím volného kysličníku uhličitého, případně oproti jeho nepřítomnosti. Tyto rozpory byly způsobeny zřejmě systémem zpracování vzorků vod, neboť při velké vzdálenosti Ústředních laboratoří Čsl. naftových dolů v Hodoníně od závodu Michalovce byly vzorky zpracovávány se značným časovým odstupem ode dne odběru, čímž došlo k podstatným změnám v obsahu volného kysličníku uhličitého atd. Jeho stanovení nebylo také prováděno systematicky, takže někdy nejsou jeho obsahy uváděny vůbec.

Vysoké obsahy železa (až cca 120 mg/litr) v řadě hlubinných vod jsou podmíněny právě přítomností volného kysličníku uhličitého. Hodnota *pH* vod se pohybuje také *pod 7*. Ve vodách s vysokým obsahem železa není však často uváděn obsah volného kysličníku uhličitého nebo je uveden obsah velmi nízký, repre-

sentující celkem normální případně jen slabě zvýšené zaplynění. Musíme tudíž předpokládat vyšší obsahy volného kysličníku uhličitého ve všech vodách s vysokým obsahem železa. Hlubinné vody, odkryté například na vrtbě Albínov-1 v hloubce 1054 a 894 m ve svrchním brakickém tortonu dokazují, že přítomnost zvýšeného množství železa je podmíněna zvýšenou jeho rozpustností ve vodách zaplyněných kysličníkem uhličitým, který zde byl zjištěn v koncentracích do 600 mg/litr.

Mimořádný je často i obsah bikarbonátů ve vodách (4000—7000 mg/litr). Tyto vysoké obsahy mohou vznikat jen v důsledku kontaktu vod se sedimenty s vysokým obsahem karbonátů za spolupůsobení volného kysličníku uhličitého. Ve většině silně bikarbonátních vod jsou jeho obsahy však relativně velmi nízké s maximy asi 600 mg/litr. V hlubinných vodách Trebišovské nížiny jsou vázány bikarbonáty většinou na přítomnost alkalií. Vody vznikly tudíž v sedimentech sodného charakteru, brakického až marinního vývoje iontovýměnnými a rozpouštěcími pochody, které popsal J. Janák (1955, 1959) a experimentálně ověřil M. Michalíček (1956):

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca(HCO_3)_2$$

$$Ca(HCO_3)_2 + 2\,Na^{\cdot}\text{-sediment} = 2\,NaHCO_3 + Ca^{\cdot\cdot}\text{-sediment}$$

Rozpustnost bikarbonátu vápenatého je velice nízká a pouze přítomnost volného kysličníku uhličitého a stálý posun rovnováhy, přesmyk uvolněného bikarbonátu vápenatého na bikarbonát sodný umožňují obohacení vod bikarbonátní složkou. Z toho opět vyplývá, že ve vodách musel být přítomen kysličník uhličitý ve vysokých koncentracích buď recentně nebo tomu tak bylo v geologické minulosti. Genesi bikarbonátu sodného ve vodách, v jeho vysokých koncentracích, je třeba vždy považovat za proces druhotný, postsedimentární.

Ve spodním tortonu a spodním pásmu svrchního tortonu byly zjištěny hlubinné vody s obsahem síranů, jejichž koncentrace dosahuje až 2200 mg/litr. Tyto obsahy jsou chemicky svázány s přítomností chloridosodné složky ve vodách, která zvyšuje rozpustnost síranu vápenatého.

Podle O. A. Alekina (1948) se ve vodě 25 °C teplé rozpustí

při obsahu NaCl	množství $CaSO_4$	SO_4'' v g/litr			
0	2,08	1,47	129,60	7,48	5,28
0,71	2,25	1,59	161,60	6,96	4,91
5,67	3,14	2,22	196,40	6,64	4,69
15,78	4,33	3,05	246,20	6,28	4,43
47,36	6,10	4,30			

Ze srovnání obsahu chloridů (chloridosodné složky) a obsahu síranů vyplývá, že síranové vody nejsou nasyceny síranovými ionty při daném obsahu chloridu sodného.

Průměry chemických parametrů hlubinných

Stratigrafická zona	Mineralisace g/l	Cl′ g/l	Br′ mg/l	J′ mg/l
Spodní sarmat	12,2 8,8—15,5	6,9 4,6—9,3	16,5 15,1—17,9	9,8 7,0—13,3
Svrchní brakický torton (svrchní pásmo)	16,9 3,1—29,9	8,4 0,9—16,2	13,1 (z 12) 1,1—36,9	7,3 (z 27) 17,1
Svrchní brakický torton (zvýš. min.)	55,4 31,2—91,9	30,0 17,8—55,3	24,8 (z 25) 4,6—36,8	8,6 3,8—24,7
Svrchní mořský torton (zóna bol. bul.)	30,8	17,9	24,0	5,7
Svrchní mořský torton (zóna Sp. c.)	110,1 61,5—218,4	65,2 33,9—132,4	27,1 (1)	4,1 0—12,0
Svrchní mořský torton (solinosná formace)	57,9	32,7	—	0
Spodní torton	54,0—156,9 76,6	31,5—98,2 44,1	2,7—38,8 18,4	4,4—3,4 5,9

Vztah chemismu vod k stratigrafické poloze a k sedimentačnímu vývoji

V *tabulce č. 1* jsme přehledně srovnali základní charakteristiky odkrytých hlubinných vod v jednotlivých stratigrafických souvrstvích. Z prvého pohledu je patrná naprostá převaha vod hypersalinních v obzorech spodního tortonu, svrchního tortonu, včetně brakického až sladkovodního tortonu zony rotáliové. Vody — jejich solný obsah — přísluší vodám „solných ložisek"; živičné složky jsou však též zastoupeny. Pro jejich zařazení k vodám „solných ložisek" mluví vedle jejich přesolení i další faktory, jako na příklad poměr chloridů ku sodíku, který ve vodách solných ložisek je téměř rovný jedné; a poměr chloridů ku bromidům se pohybuje nad 1000.

Přesolenost vody

Tento pojem je dosti široký. Mořská voda — voda otevřeného oceánu — má celkový obsah iontů přibližně 35 g/litr a obsah chloridů asi 19,3 g/litr (O. A. Alekin 1948). Mineralisace mořské vody se dosti silně mění a to s hloubkou, s otevřeností oceánu, blízkostí ústí řek a pod. Podle geologických a mikropaleontologických zvyklostí se za marinní vody považují vody o celkovém obsahu solí nad 30 g/litr (30 ‰), t. j. s obsahem chloridů nad 17 g/litr (H. Hiltermann 1959). A. Remane (1958) definuje i zadní mez pro marinní vody podle vod, v nichž mohou žít ještě organizmy. Za tuto hranici označuje obsah solí 45 až 50 g/litr, neboť teprve při této koncentraci solí dochází podle recentních studií k dokonalé redukci organizmů. Za hypersalinní vody označuje vody s obsahem solí nad 45 až 50 g/litr.

vod Trebišovské nížiny k 31. 3. 1962 Tabulka č. 1

SO_4'' mg/l	S_1	S_2	CO_2 mg/l	Počet hlub. vod v Ø
60,4 31,3—113,4	88,8 86,2—93,6	5,2 1,4—12,4	46,2 26,4—66,0	4
159,6 5,6—790,1	82,8 52,6—96,0	0 — 3,0	39,5 (z 17) 0—236,3	30
223,8 43,4—701,6	91,9 78,4—98,0	0 —13,8	208,2 (z 43) 13,2—770,2	52
82,3	97,6	0	0	1
327,2 101,3—740,7	86,7 71,8—94,2	10,5 0 —27,6	458,0 0—1091 (z 5)	7
1606,0	98,0	0	0	1
0,2—2236,9 950,1	39,2—98,6 84,1	0 —60,8 142	0—242,0 99,7	8

Z *tabulky č. 1* je jasně patrno, že valnou většinu tortonských vod můžeme podle uvedených kritérií označit jako hypersalinní, nebo se těmto vodám blíží. Výjimkou jsou vody svrchního brakického tortonu, odkryté na vrtbě Sečovce-1, které dosáhly maxima mineralisace pouze 22,7 g/litr, dále vody svrchního brakického tortonu, zony rotáliové a svrchního marinního tortonu zony bolivino-buliminové na vrtbě Albínov 6, které mají maximální mineralisaci až 35,5 g/litr, Pozdišovce 1 rovněž vody svrchního brakického tortonu s maximální mineralisací 29,9 g/litr a Trhoviště 1 — vody svrchního brakického tortonu s maximální mineralisací asi 26 g/litr. Ve spodním tortonu však na vrtbě Trhoviště 1 byly odkryty opět hypersalinní vody s maximální mineralisací 168 g/litr. Na všech dalších vrtbách jsou v tortonu spodním i svrchním známy vody jak hypersalinní tak marinní, brachyhalinní až pliohalinní ve smyslu A. Remaneho (1958), klasifikované pouze podle mineralisace a obsahu chloridů. Vody sarmatu dosahují maximální mineralisaci 15,5 g/litr, patří tedy k pliohalinním brakickým vodám.

Hypersalinita vod je již sama průkazným kritériem pro zařazení vod do skupiny vod „solných ložisek", pokud pod tímto pojmem rozumíme i vody, příslušející fázi zvyšování solného obsahu vod v důsledku většího odpařování než přítoku vod z otevřeného moře či vod pevninských. Nelze ovšem považovat tyto vody za druhotně vzniklé rozpouštěním ložisek soli.

Salinita vod i jejich solný obsah nejsou kriteriem pro vody „živičných ložisek". Pouze relativní zvýšení mineralisace charakterisuje vody živičných ložisek ve srovnání s ekvivalentními vodami, které nejsou v kontaktu s ložiskem. Zvýšení mineralisace je důsledkem obohacení vod o složky uvolněné z organického materiálu při jeho přeměně na živici.

Poměr mval-obsahu chloridů : sodíku

Tento poměr jsme již šircce diskutovali (M. Michalíček 1965) a to zvláště z hlediska jeho proměnlivosti v důsledku metamorfotických pochodů v iontovýměnném systému voda—hornina. Jestliže hodnota tohoto poměru ve vodě oceánu (O. A. Alekin 1948) je 1,8, pak marinní vody pohřbené a metamorfované, podle rozborů hlubinných vod Podunajské nížiny a Vnitroalpské pánve, mají tento poměr rovný cca 1,1 až 0,5. Je to důsledek obohacování vody sodnými ionty z horninových komplexů a zavápňováním, karbonitisací sedimentů. Tento pochod je zdůrazněn za přítomnosti volného kysličníku uhličitého (J. Janák 1955, 1959; M. Michalíček 1956). Obsah chloridů při metamorfotických pochodech zůstává totiž celkem stálý, ovšem pokud nejde o prosté vymývání otevřených obzorů. Z aniontových složek se mění pouze obsah síranů a bikarbonátů. Kromě alkalií se z kationtů zúčastňují těchto reakcí i alkalické zeminy. Snížení obsahu síranů je také důsledkem redukčních pochodů, souvisejících se vznikem živice a živičných ložisek:

$$SO_4'' + 2C + 2H_2O = H_2S + 2HCO_3'$$

Redukcí síranů vzniká sirovodík a bikarbonáty. Tyto složky se váží na horniny, bikarbonáty pak též přecházejí do vod ve formě bikarbonátů alkalií. Vznik bikarbonátů alkalií je opět podmíněn iontovýměnným pochodem v prostředí sodných sedimentů. Poměr chloridů:sodíku postrádá tudíž průkaznost pro rozlišení původu vod „solných ložisek" a „ložisek živic". Přesto je třeba konstatovat, že většina hlubinných vod, odkrytých v trebišovské nížině má hodnotu tohoto faktoru přibližně v rozmezí 1—0,9, což je velmi blízké hodnotám ve vodách solných ložisek.

Pouze vody svrchního brakického tortonu na vrtbě Sečovce-1 mají hodnoty tohoto poměru menší než 0,9 s minimem 0,52. Je to však dáno vysokým stupněm druhotné metamorfosy vod, vysokým obsahem bikarbonátu sodného, který v těchto vodách dosahuje až 39 % obsahu solí.

Velmi charakteristickým je tento poměr ve vodách spodního tortonu na vrtbě Trhoviště 1, které jsou silně přesolené. Zde tento poměr dosahuje hodnot 1,5 a 2,6, tedy dokonce hodnot vyšších, než v typické marinní vodě. Vysoký koeficient je podmíněn obsahem chloridu vápenatého a hořečnatého, který v této vodě tvoří 60,8 % solného obsahu. Tyto vody představují charakterově vody solných ložisek a solné roztoky v pokročilém stadiu zahušťování, případně solné louhy vzniklé vyluhováním solných ložisek. Sarmatské brakické vody, jejichž mineralisace zdaleka nedosahuje stupeň přesolení, mají rovněž poměr chloridů ke sodíku přibližně rovný 1 nebo slabě nad 1. Přitom není žádných dalších podkladů k předpokladu souvislosti sarmatských vod s vodami hypersalinními, vodami solných ložisek. I zde je poměr změněn v důsledku metamorfotických pochodů v systému voda—sodný sediment.

Poměr mval-obsahu chloridů : bromidům. Obsah biogenních prvků bromidů a jodidů

Od roku 1960 jsou v naftových vodách sledovány systematicky obsahy bromidů. K zjištění poměru chloridů ku bromidům v naftových vodách jsme vypočetli jeho hodnotu u cca 50ti hlubinných vod z Vídeňské pánve *(tab. č. 1)*: Závod, Studienka, Lužice, Lanžhot, Štefanov, Podvorov, Vacenovice, Ratiškovice, Kúty, Hrušky, Týnec a Hodonín, namátkou vybraných a zachycujících jak neogenní vody, tak i vody flyše. Zjistili jsme, že hodnoty tohoto poměru silně kolísají od 299 do 1929, avšak naprostá většina vod má hodnotu poměru pod 500 s průměrem 519, při čemž je tato hodnota ovlivněna mimořádným složením a hodnotou poměrů ve vodách z oblasti Kúty, kde tento poměr dosahuje hodnot nad 1000. Srovnáme-li hodnoty tohoto poměru v naftových vodách z Vídeňské pánve s vodami naší oblasti, jak přesolených, tak i s obsahem iontů do 30 g/litr, pak s výjimkou sarmatských vod jsou hodnoty tohoto poměru vysoko nad 1000, většinou nad 1500 a dosahují několika tisíc s maximem 7637 ve vodě Pozdišovce 11 (svrchní brakický torton, 315 až 312 m) při mineralisaci 52,4 g/litr.

Jak jsme již uvedli, hodnoty poměru nad 1000 jsou charakteristické pro vody solných ložisek, kdežto vody živičných ložisek mají hodnotu tohoto poměru cca 500. V marinní oceánské vodě (O. A. Alekin 1948) je hodnota tohoto poměru cca 300. I podle tohoto faktoru jsou tedy vody tortonu východoslovenského neogénu, Trebišovské nížiny, vodami solných ložisek a to nejen vody přesolené, ale i vody s mineralisací do 30 g/litr. Vody sarmatu mají ve shodě s dřívějšími vývody též hodnotu tohoto poměru pod 1000. Bohužel známe ze sarmatu jen velmi málo hlubinných vod a z těch pouze dvě vody na vrtbě Albínov 6 byly analyzovány na obsah bromidů. Byl zjištěn poměr chloridů : bromidům = 660 a 817, zatím co v brakickém svrchním tortonu vody na téže vrtbě mají tento poměr = 1400—1700.

Ve srovnání s vodami Vídeňské pánve je také jiný absolutní obsah bromidů a jodidů. Vody Vídeňské pánve celkem bez závislosti na jejich mineralisaci mají absolutní obsah jodidů asi 20—30 mg/litr, při čemž obsah bromidů většinou převyšuje o několik miligramů obsah jodidů, případně je přibližně shodný. Ve vodách Trebišovské nížiny tomu tak není. Průměrné obsahy jodidů se zde pohybují v rozmezí cca 5—10 mg/litr, zatím co obsah bromidů dosahuje 2 až 4 násobku, to jest asi 15—30 mg/litr.

Obsah síranů

Živičné vody jsou charakteristické relativním úbytkem síranů případně jejich nepřítomností a sirovodíkovým zaplyněním. Naopak vody prvé fáze zahušťování marinních vod při vzniku solných ložisek se obohacují o síranovou složku, která pak jako méně rozpustná než chloridy vypadává jako síran vápenatý, sádrovec nebo anhydrit. Solná sedimentace probíhá v provzdušněných, mělkých vodách

(oxydační vývoj) a s hlediska primární živičnosti je tudíž období evaporisace nepříznivé.

V marinní vodě je obsah síranů 2,7 g/litr. Přepočteme-li tento obsah síranů na jejich soli, jak tomu odpovídá složení oceánské vody, pak je to 1,7 g síranu hořečnatého, 1,3 g síranu vápenatého a 1,3 g síranu draselného na 1 litr vody. Ve vodách dosud odkrytých v Trebišovské nížině nebyl tak vysoký obsah síranů zjištěn. Sírany se redukovaly na sirovodík pochody biogenní redukce. Sirovodík byl zjištěn však jen ve vodě Albínov-1 (v intervalu 1807 m). Z toho je možno vyvodit, že došlo k postsedimentární redukci síranů na sirovodík a jeho vazbě na Fe složky hornin. Tím je prokázáno vytvoření podmínek relativně příznivých pro vznik živic a hlavně pro uchování jejich existence. Relativně nízký obsah síranů v hlubinných vodách Trebišovské nížiny oproti vodám oceánským je tedy příznivým kriteriem živičnosti.

Vysoké obsahy síranů v některých solankách spodního tortonu na vrtbě Pozdišovce 5 až 220 mg/litr a ve spodním pásmu svrchního tortonu, solinosné formaci na vrtbě Albínov 1:1606 mg/litr představují nejspíše zbytek primárních síranových složek solanek.

Hydrologické faktory

Z hydrologických faktorů jsou z čerpacích pokusů a chemismu vod možné závěry o uzavřenosti či otevřenosti zkoušených obzorů, tlakových režimech a pod. Naprostá většina zkoušených obzorů tortonu a sarmatu je podle výsledků čerpacích pokusů hydrologicky uzavřena, bez spojitosti s povrchem. Dokazuje to již chemismus vod, většinou silně mineralisovaných až přesolených, při čemž není žádných důkazů o porušenosti povrchovými vodami.

Pouze na vrtbě Sečovce 1 vody ve svrchním brakickém tortonu, v nejspodnějších zkoušených obzorech (čerpací pokus č. 3 až 8), vytékající samotokem, vykazují poměrně velmi nízkou mineralisaci 6 až 12,7 g/litr ve srovnání s nadložními vodami. Mají též vyšší první alkalinitu 24,2 až 38,8 %, což by bylo možno vysvětlit právě druhotnou metamorfosou původních vod ředěním vodami povrchovými a pohybem vod ve zvodnělém horizontu. Při čerpacích pokusech na vrtbě Sečovce nebyl zjištěn podstatný únik plynů, takže nejde zřejmě o složený hydrostatický a plynový režim.

Dále jsou to vody odkryté CF vrtbou Trebišov 129 ve svrchním marinním tortonu v hloubce cca 139 m. Zde samotok a porušení chemismu vod povrchovými vodami jsou celkem dobře možné pro mělké uložení. Obdobně je tomu se sarmatskými vodami, odkrytými na vrtbě Albínov 6 v hloubce asi 100 až 200 metrů, kde rovněž při mělkém uložení vodních horizontů je dobrá možnost kontaktu obzorů s povrchem a zředění původních vod.

Při řadě čerpacích pokusů byl zjištěn samotok slaných vod. Šlo zřejmě o složený hydrostatický a plynový režim, neboť s vodou unikal většinou silně plyn,

prudce se uvolňoval z vody, takže k výtoku vody došlo pro proplynění vodního sloupce plynem. V několika případech došlo po otevření obzoru k přetlaku pro existující plynovou čepici a voda šla s plynem, při čemž po uzavření sondy nastal nástup tlaku na mezikruží i stupačky. Přitom kapacita plynu byla však velmi malá.

Tlaková měření ložiskových podmínek byla provedena pouze na vrtbě Sečovce 1; tlakové poměry také vyplývají z měření statických hladin a tlaků na mezikruží a stupačky, pokud došlo k tlakovým projevům při čerpacích pokusech. Většinou nebyl zjištěn tlak větší než hydrostatický. Pouze na sondách struktury Trhoviště a na pozdišovské pokleslé kře byl z počátku roku 1961 na několika zkoušených obzorech prokázán vyšší tlak asi o 13 %.

Pro zhodnocení živičnosti vyplývá tedy velmi příznivý závěr. Horizonty spodního tortonu, svrchního tortonu i spodního sarmatu jsou s vyjímkou mělce uložených horizontů na vysokých krách hydrologicky uzavřeny a jsou příznivé pro nahromadění živic.

Přímé živičné faktory

Přímým živičným faktorem je přítomnost rozpuštěných a kapalných uhlovodíků v odkrytých vodách a existence akumulací plynných uhlovodíků a naftových impregnací. Zde nechceme provést zhodnocení živičných projevů, ale poukázat pouze na skutečnost, že byť jsou odkryté tortonské vody solného původu, (alespoň jejich anorganická minerální složka), jsou v nich zastoupeny také živičné složky. Na existenci živičných složek ve vodách Trebišovské nížiny poukázal již J. Janáček (1958).

Hlubinné vody jsou zaplyněny uhlovodíkovými plyny a byla zjištěna i přítomnost kapalných uhlovodíků. Rovněž vysoké manganistanové číslo vod dokazuje přítomnost organických látek ve vodách, těmito však mohou být i humínové látky. Průkazné jsou však v prvé řadě akumulace plynných i kapalných uhlovodíků, zatím prokázaných na struktuře Albínov, Pozdišovce i Trhoviště ve spodním a svrchním tortonu.

Ve složení plynů plynových horizontů i plynů rozpuštěných ve vodách převládají uhlovodíkové složky. Přítomnost uhlovodíkových složek ve vodách „solných ložisek" je obecně druhotná, neboť solná sedimentace není vhodná pro vznik nafty. Poněvadž není zatím vyřešena otázka primárnosti či druhotnosti odkrytých solanek v tortonských souvrstvích, nelze vyvodit, že uhlovodíkové složky nejsou autochtonní pro souvrství spodního a svrchního tortonu. Základním problémem je tudíž původ přesolených vod a s tím problém sedimentačního vývoje v tortonu Trebišovské nížiny.

Rozbor hydrochemických a hydrologických faktorů

Shrneme-li poznatky, můžeme vody spodního a svrchního tortonu a to jak přesolené, tak i vody o mineralisaci pod 30 g/litr, označit jako vody „solného původu" případně je správné označit vody za zásadně ovlivněné vodami „solných ložisek". Z živičných složek jsou přítomny ve vodách uhlovodíkové složky, a to jak plynné, tak i kapalné. Druhotným živičným kritériem je relativně snížený obsah síranů proti koncentraci v oceánských vodách a obsah jodidů. Přítomnost vod „solného původu" považujeme spolu s nízkým obsahem jodidů za nepříznivý indikátor posouzení živičného původu vod a pro ocenění tortonských souvrství jako naftomatečných. Naopak existence vod, neporušených vodami povrchovými a recentní hydrologická uzavřenost úložních horizontů, dokazuje možnost existence pastí, vyplněných živicemi. To je plně ověřeno zjištěním akumulací živičných plynů.

Sedimenty karpatské formace jsou pestré vápnité jíly s vložkami i řídkými polohami pestrých pískovců a spodnějšími šedými a tmavě šedými, slabě vápnitými jíly a jílovci. Hlubinné vody z tohoto souvrství z oblasti trebišovské nížiny neznáme. Poněvadž však podle posledních názorů vývoj karpatské formace v trebišovské nížině je ekvivalentem vývoje téhož souvrství v Prešovské kotlině, předpokládáme, že primární hlubinné vody byly jednak přesolené a svým charakterem odpovídající solankám v ekvivalentním solinosném souvrství karpatské formace v Prešovské kotlině, jednak v pestrém souvrství, ležícím v nadloží solinosného pásma, silně vyslazené. Karpatská formace byla zjištěna zatím hlubinnými vrtbami na struktuře Pozdišovce a Trhoviště a to v pestrém vývoji.

Do spodního tortonu je zařazeno detritické souvrství, jsou to vápnité, tufiticko-vápnité pískovce, tufitické pískovce a slepence a tufity kyselých láv, které jako mocné lavice se střídají s polohami jemně písčitými až pelitickými. V nadloží detritického souvrství je vyvinuto pásmo tmavošedých vápnitých jílovců a jemně písčitých jílů. Hlubinné vody spodního tortonu známe na vrtbách Pozdišovce 5, 6 a Trhoviště 1.

Vody odkryté na vrtbě Trhoviště 1 jsou naprosto anomální vysokou druhou salinitou, chloridově vápenatou (S_2 = 67,6 %) i mineralisací až 156,9 g/litr. Tyto vody jsou obecně typické pro vody „solných ložisek". Spodnotortonské vody zjištěné na vrtbách Pozdišovce 5, 6 jsou méně mineralisované (54 až 80 g/litr), postrádají prakticky druhou salinitu a mají silně zvýšený obsah síranů až 2,2 g/litr.

Sírany ve vodách na vrtbě Pozdišovce 5 považujeme za zbytek obsahu síranů v původních vodách (solankách). Jsou tedy primární složkou a dokladem oxydačních podmínek sedimentace a dalšího oxydačního vývoje, tedy nepříznivých podmínek pro vznik živic, neboť nedošlo vůbec ke vzniku redukčních podmínek. Rovněž zvýšené obsahy kysličníku uhličitého v některých vodách spodního tortonu s maximem až 242 mg/litr na vrtbě Pozdišovce 6 (708 až 705 metr) by byly dokladem oxydačních rozkladných pochodů. Je ovšem dobře možný postvulkanický

(v širším smyslu) původ kysličníku uhličitého, druhotným porušením rovnováhy karbotnátních hornin. Domníváme se však, že při těchto nízkých obsazích je možno hledat jeho vznik též v rozkladných (oxydačních) pochodech a to jak živic, tak i zbytkové organické hmoty (prouhelňovací pochody), neboť tyto nízké obsahy kysličníku uhličitého — 50 až 300 mg/litr — jsou celkem běžné ve všech neogenních pánvích. Chemicky ekvivalentní spodnotortonským vodám na vrtbě Pozdišovce 5, případně Pozdišovce 6 jsou vody ze souvrství svrchního tortonu, spodního pásma, solinosné formace, známé z vrtby Albínov 1.

O geologické situaci zvodnělých horizontů nás informují geologické řezy, sestrojené J. Janáčkem a J. Pagáčem (1951). Sedimentační vývoj ve spodním tortonu byl podle I. Zapletalové (1960) i J. Janáčka (1961) typicky marinní, mineralisace pánevních vod se pohybovala kolem 35 g/litr. Obzory, perforované na vrtbě Trhoviště 1, jsou faunisticky sterilní a není jasná ani jejich stratigrafie. Předpoklad normálního marinního vývoje je založen na analogickém vývoji celého komplexu spodního tortonu. Stenohalinní, planktonní fauna byla zjištěna ve spodním tortonu na příklad v intervalech, perforovaných na vrtbě Pozdišovce 6. Spodní torton na vrtbě Pozdišovce 5 je opět sterilní, takže předpoklad normálního marinního vývoje je založen opět na analogii. Předpokládáme-li správnost stratigrafického zařazení obzoru, stratigrafického členění vrteb atd., jsou odkryté hlubinné vody, jejich chemismus, v naprostém rozporu s vývojem sedimentace. Vody nejsou tudíž v úložních horizontech primární.

Zdrojem přesolených vod „solného původu" na vrtbě Trhoviště 1 jsou podle dnešních geologických poznatků zřejmě nadložní horizonty spodního pásma svrchního tortonu, solinosné formace, v západní kře, hlouběji pokleslé. Zde byla nedávno zjištěna mocná poloha soli (J. Janáček 1961). Tentýž původ přičítáme solankám, odkrytým na vrtbách Pozdišovce 5 a 6. Na této struktuře byly zjištěny sedimenty spodního pásma svrchního tortonu pouze na vrtbě Pozdišovce 5. Z geologických podkladů máme důkaz pro možnost přímé komunikace spodního tortonu se spodním pásmem svrchního tortonu při zlomu.

Poznámka: Spodnotortonské solanky, odkryté na vrtbě Trhoviště-1, mohou být též přemigrované vody karpatské formace (viz geologické řezy J. Janáčka a J. Pagáče 1961).

Ve svrchním tortonu vyčleňujeme tři pásma: 1. *pásmo spodní* — zona *Spiroplectammina carinata* v marinním vývoji; sterilní souvrství (solinosná formace), v hypersalinním vývoji; 2. *pásmo střední* — zona bolivino-buliminová v marinním vývoji; 3. *pásmo svrchní* — zona s *Rotalia beccarii* ve vývoji brakickém až sladkovodním.

Spodní pásmo je souvrství šedých až tmavě šedých vápnitých jílů a jílovců často s vložkami a polohami pískovců, zvláště ve spodní části. Nejvyšší část je vyvinuta jako solné souvrství (mocné 60—200 m), ve kterém jsou přítomny kamenná sůl, sádrovec nebo vápnité jíly pouze se sádrovcem nebo jako bezfosilní ekvivalentní souvrství šedých a světle zelenavě šedých vápnitých jílů.

Ze spodního pásma známe hlubinné vody pouze z vrteb Albínov 2 a Pozdišovce 8. Vody jak solinosné formace tak i zony spiroplectamminové v marinním vývoji jsou co do mineralisace a dalšího charakteru chemicky ekvivalentní. Pouze

voda Albínov 1 (2464 až 2453 m), příslušející souvrství solinosné formace, má zvýšený obsah síranů — 1606 mg/litr. Je zajímavé a charakteristické, že tato voda, ač její horizont je pouze 10 metrů nad evapority, má celkem mineralisaci shodnou s převážnou většinou vod tortonu, ba mnohé vody svrchního brakického až sladkovodního tortonu bez přímého kontaktu s ložiskem soli mají mineralisaci mnohem větší. Voda Pozdišovce 8 (505 až 501 m) ze souvrství zony spiroplectamminové je rovněž přesolena — mineralisace 66,2 g/litr, má rovněž obsah síranů vysoký — 700 mg/litr; sedimentační vývoj tohoto intervalu byl marinní, euhalinní (Zapletalová 1961). Totéž platí o vodách Albínov 2 (cca 2700 m) — mineralisace 61 až 63 g/litr, sírany pouze 100 až 130 mg/litr; sedimentační vývoj byl pravděpodobně hypersalinní.

Určitý rozpor v chemismu vod s vývojem sedimentace, určeným podle mikropaleontologie, je tudíž pouze v intervalu 505 až 501 m na vrtbě Pozdišovce 8.

Po stránce chemické můžeme vody zařadit k vodám „svrchnotortonské solinosné periody", z geologických materiálů nemáme však zatím k tomu žádných přímých důkazů.

Střední pásmo je monotonní souvrství šedých a tmavě šedých vápnitých jílů a jílovců. V oblasti Zbudzy a Albínova se ve spodní části vkládají dosti hojné vrstvičky jemného písku a pískovce.

Ač střední pásmo svrchního tortonu — zona bolivinobuliminová byla navrtána na většině hlubinných vrteb zatím situovaných v trebišovské nížině, o hlubinných vodách tohoto pásma nás pro nepřítomnost zvodnělých písčitých obzorů informuje pouze voda intervalu 1946 až 1940 m na vrtbě Albínov 6. Její mineralisace a salinita není v rozporu s vývojem sedimentace (mineralisace = 30,8 g/litr, chloridy = 17,9 g/litr). Charakter vody podle poměru Cl:Br odpovídá opět vodám „solného původu". Je tudíž třeba předpokládat opět druhotné ovlivnění vodami „solných ložisek", lépe snad vodami „fáze zahušťování pánevních vod". Přímý boční styk bolivino-buliminové zony se spodním pásmem svrchního tortonu (solinosným intervalem) nebyl zatím nikde prokázán.

Pásmo svrchní je více než 1600 m mocné. Vyznačuje se opakovaným rychlým střídáním písčitých vápnitých jílů různě intensivně zelenavých a šedých odstínů s jíly a méně častými písky. Spodní třetina je na písky bohatou a je šedého zabarvení. Zona *Rotalia beccarii*, svrchní pásmo svrchního tortonu, byla zjištěna na všech hlubinných vrtbách. Při velké mocnosti více než 1600 metrů jsou zde četné písčité polohy, často zvodnělé.

Hlubinné vody známe z vrteb Albínov 1, 2, 3, 5, 6, Malčice 1, CF Michalovce 8, Pozdišovce 1, 3, 4, 5, 6, 8, 11, Sečovce 1, Trhoviště 1, 4. Jak jsme již uvedli, můžeme většinou vody tohoto pásma označit za solanky, nebo vody „solného původu". Tyto anomální vody, co do chemického složení, jsou v naprostém rozporu s brakickým až sladkovodním vývojem sedimentace. Výčet a základní chemismus vod je shrnut v tabule č. 1. Jejich mineralisace je v průměru 55,4 g/litr, obsah

chloridů v průměru 30,0 g/litr a poměr Cl:Br dosahuje hodnot vysoko nad 1000. Sírany jsou však relativně nízké — v průměru 223,8 mg/litr. Druhá skupina vod, podstatně menší, uložených ve svrchním pásmu *(tab. č. 1)*, je již méně mineralisována s průměrem 18,0 g/litr. Poměr Cl:Br, pokud byly bromidy sledovány, je opět vysoko nad 1000. Sírany jsou relativně nízké — v průměru 177,9 mg/litr. V chemismu vod této druhé skupiny není celkem průkazného rozporu se sedimentačním vývojem. Samotoky bez silnějších plynových projevů při čerpacích pokusech na vrtbě Sečovce 1 a anomální chemismus vod, odkrytých na této vrtbě ve srovnání s většinou vod tohoto pásma, poukazuje na určitou možnost recentního ředění vadosními vodami. O vlivu vod „solného původu" svědčí pouze vysoká hodnota poměru Cl:Br vod, odkrytých na vrtbě Trhoviště — 1 (čerpací pokus č. 13—17).

Z geologické situace a podkladů nezjistili jsme celkem žádných průkazných údajů pro výklad druhotných pochodů. S výjimkou vrtby Sečovce 1 byly na těchže vrtbách odkryty v tomto pásmu jak vody hypersalinní, tak vody brakické, (shodné s původním vývojem sedimentace). Charakter zvodnělých horizontů, (co do mocnosti písčitých komplexů a pod.), s vodami méně mineralisovanými se různí obdobně jako intervalů s vodami přesolenými. Vody obou typů jsou uloženy v obzorech jak čočkovitého vývoje, tak i v mocných písčitých komplexech. Nelze tudíž říci, že by vody těchto dvou různých charakterů byly vázány jedny na písky čočkovitého vývoje nebo horizonty s velmi omezenou propustností, druhé na písčité až pískovcové komplexy s vysokou propustností.

V profilu vrtů jsou obzory středně mineralisovaných vod jak ve svrchní, tak i ve spodní části svrchního pásma — v zóně rotaliové. Nemáme též žádných důkazů o recentní přímé boční komunikaci obzorů svrchního pásma svrchního tortonu se solinosným souvrstvím spodního pásma. Možnost vertikální komunikace po zlomech vyvrací celkem průkazná hydrologická uzavřenost obzorů. Z těchto důvodů jsme nuceni se pokusit pouze o teoretický výklad původu solanek, nepodložený dostatečně průkaznými materiály. Přitom je třeba vidět, že k přestěhování došlo ne lokálně (důkazy máme zatím jen ze 3 struktur v Trebišovské nížině) a tudíž genetický princip, který podmiňuje existenci solanek v souvrství svrchního brakického tortonu je pravděpodobně platný pro celou oblast Trebišovské nížiny.

Sedimentační vývoj celého komplexu svrchního tortonu zóny rotaliové byl, jak již bylo uvedeno, brakický až brachyhalinní ve spodní části, ve svrchní části více vyslazený až sladkovodní s dosti proměnlivou salinitou (I. Zapletalová 1960, 1961; J. Janáček 1959). Z toho vyplývá, že pouze slabě až středně mineralisované vody mohou být primární, i když jsou již do určité míry metamorfovány. Většina odkrytých vod je však v souvrstvích svrchního brakického tortonu druhotná a charakter vod dokazuje přeměnu vodami „solného původu", t. j. vodami nejspíše svrchnotortonské solinosné formace.

K přestěhování solanek do brakických až sladkovodních obzorů by mohlo dojít

nejsnáze, jak již jsme uvedli, při laterálním styku brakického svrchního tortonu se solinosnou formací spodního pásma při zlomech, což však nebylo zatím nikde dokázáno. Výška skoku při mimořádné mocnosti svrchního pásma by též musela být značná (1000—1500 m).

V dalším výkladu se opíráme pouze o zjištění intensivních poklesových synsedimentačních pohybů dna ve svrchním pásmu svrchního tortonu podél zlomů karpatského směru (J. Janáček 1961). Předpokládáme-li širší rozšíření solinosné svrchnotortonské formace a relativně značnou mocnost solinosného pásma (50—150 m), můžeme přestěhování vyložit tektonickým gravitačním stlačením, vertikálním i bočním, solinosných vrstev a vytláčení solanek po zlomech do vyšších obzorů. Musíme však předpokládat, že tektonické poruchy, podél nichž docházelo k poklesu, nebyly těsné a laterální migrace byla velmi omezena. Rozvedení solanek do brakicko-písčitých obzorů svrchního pásma svrchního tortonu vysoké i pokleslé kry by bylo důsledkem vytláčení solanek vadosními vodami.

Poznámka: Autor vyslovil hypothesu možného primárního původu tortonských solanek zvláště solanek svrchního brakického tortonu. Hypothesa byla založena na zjištění rytmičnosti, cykličnosti sedimentace, sedimentačních podmínkách, existujících v subtropických mořích v těsné blízkosti pevniny, v lagunách a zálivech, v okolí estuarií a delt. Poznatky mikropaleontologie, i když při posouzení celého komplexu svrchní části svrchního tortonu byl průkazný převažující brachyhalinní — brakický až sladkovodní vývoj, pro faunistickou nestálost a velmi chudou a neprůkaznou faunu až faunistickou sterilitu nebyly s touto hypothesou v zásadním rozporu.

Poznatky I. Zapletalové (1961) — existence vlhkého subtropického klima ve vyšším souvrství svrchní části svrchního tortonu, rozšíříme-li toto zjištění na celé svrchní pásmo a vezmeme v úvahu dřívější záporné mikropaleontologické indicie — zamítají teorii primárního původu solanek v tomto souvrství.

Ve spodním sarmatu vyčleňuje J. Janáček (1961) spodní pestré souvrství mocné asi 130 m a svrchní souvrství šedých vápnitých jílů o mocnosti asi 230—350 m.

Hlubinné vody ve spodním sarmatu známe pouze z vrteb: Albínov 6, Malčice 11, Sečovce 1 a to celkem ze čtyř obzorů. Vody jsou chemicky ekvivalentní (viz *tab. č. 1*), Jsou typickými brakickými vodami — mineralisace v průměru 12,2 g/litr, obsah chloridů 6,9 g/litr. Nedoznaly podstatné změny chemického složení, neboť mají výraznou druhou salinitu. Obsah síranů je opět relativně nízký — 60,4 mg/litr. Jejich chemismus a genese není v rozporu se sedimentačním vývojem. Vliv vod „solného původu" se v sarmatských vodách neprojevil. Naopak při nízké mineralisaci relativně vysoký obsah bromidů a jodidů můžeme považovat za vhodné kriterium pro posouzení vod jako „živičného charakteru".

Poznámka: Z vyšších horizontů miocenu a pliocenu neznáme hlubinné vody.

Srovnání chemismu hlubinných vod našich neogenních pánví

M. Dlabač a M. Michalíček (1960) srovnali chemismus hlubinných vod Podunajské nížiny a Vnitroalpské pánve. Pokusíme-li se korelovat dosud odkryté hlubinné vody Trebišovské nížiny (viz *tab. č. 1*) s těmito vodami, zjišťujeme, že chemismus převážné většiny vod Trebišovské nížiny je naprosto rozdílný. V Podunajské nížině i v oblasti československé části Vnitroalpské pánve nebyly zatím zjištěny v neogenních souvrstvích solanky (o mineralisaci nad 45—50 g/litr). Vody tohoto charakteru v neogenních souvrstvích východoslovenské pánve naprosto převládají. Vedle salinity a mineralisace jsou vody rozdílné i podle dalších kriterií, zejména podle obsahu biogenních prvků, jodidů a bromidů, poměru chloridů:bromidům.

Z Podunajské nížiny neznáme obsahy *bromidů* v hlubinných vodách, bromidy nebyly sledovány. Obsah *jodidů* je však ve vodách spodního a svrchního tortonu obecně podstatně vyšší. Zvláště to vyniká ve spodním tortonu, kde vody Podunajské nížiny dosahují v průměru 56,6 mg/litr, zatím co vody Trebišovské nížiny pouze 5,9 mg/litr. Rozdíl v obsahu jodidů v profilu tortonu klesá, v zoně rotaliové je obsah již blízký v obou oblastech (ve vodách Podunajské nížiny průměrný obsah 10,7 mg/litr, ve vodách Trebišovské nížiny 7,4 mg/litr). Vody spodního sarmatu Trebišovské nížiny jsou pak obsahem jodidů v průměru 9,8 mg/litr již vyšší než vody Podunajské nížiny (vody zony s *Rotalia beccarii* mají v průměru 1,6 mg/litr). Obdobně je tomu i s obsahem Vnitroalpské pánve, které mají v průměru 30 mg jodidů/litr s rozmezím od 44,5 do 19,0 mg/litr jak ve svrchním tortonu tak i spodním sarmatu. Vody Vnitroalpské pánve tedy s výjimkou spodního tortonu (průměrný obsah jodidů 13,0 mg/litr) dosahují vyšších obsahů jodidů než vody Podunajské i Trebišovské nížiny.

Obsah bromidů ve vodách Trebišovské nížiny a Vnitroalpské pánve jsme již diskutovali v kapitole: *„Poměr chloridů:bromidům"*. Relativně nižší obsah bromidů a tím i vyšší hodnoty poměru chloridů:bromidům jsme zjistili ve vodách východoslovenské neogenní pánve ve srovnání s vodami jak tortonu tak i sarmatu Vnitroalpské pánve.

Další charakteristickou složkou jsou *sírany*. Ve spodnotortonských vodách Vídeňské pánve i Podunajské nížiny jsou obsahy síranů ve složení vod celkem podružné (100—150 mg/litr), zatím co ve vodách Trebišovské nížiny dosahují v průměru 950 mg/litr s maximem 2237 mg/litr. Vody spiroplectamminové zony svrchního tortonu jsou však ve všech našich neogenních pánvích v omezených oblastech a intervalech charakteristické vysokým obsahem síranů: Vnitroalpská pánev — oblast Břeclav, Kúty, Lanžhot (průměrný obsah 1500 mg/litr), Podunajská nížina — oblast Cífer, Senec, Bernolákovo — (průměrný obsah 2122 mg/litr), Trebišovská nížina — oblast Pozdišovce, Albínov — (740 a 1606 mg/litr). Náš výklad genese síranových vod předpokládá, že relativně vysoká množství

síranů jsou zbytkem původních jejich obsahů v pánevních vodách — solankách; jejich uchování je dokladem původní a stávající existence oxydačních podmínek sedimentace za specifických geologických podmínek, neboť většina solanek obsahuje sírany jen v mizivých koncentracích. Hlubinné vody v mladších souvrstvích nejsou obsahem síranů charakteristické a rozdíly v obsahu síranů nejsou zásadní.

Středně až silně mineralisované vody, odkryté v Trebišovské nížině v bolivinobuliminové zoně, rotaliové zoně a spodním sarmatu, jsou co do mineralisace i salinity chemicky ekvivalentní s vodami těchže pásem v Podunajské nížině i Vnitroalpské pánvi.

Ze srovnání vyplývá tudíž zásadní rozdíl chemismu solanek a chemismu marinních a brakických vod tortonu diskutovaných pánví. S tím souvisí i různé obsahy biogenních prvků. S hlediska živičnosti solanky Trebišovské nížiny snižují perspektivitu oblasti, neboť jak již bylo poznamenáno, období solné sedimentace a zahušťování pánevních vod není naftomatečné. Recentní hydrologické podmínky a pod. jsou pak v pánvích celkem shodné — horizonty středně až silně mineralisovaných vod, hydrostatické tlaky až přetlaky, hydrologická uzavřenost. Provrtaná souvrství Trebišovské nížiny jsou tudíž obdobně jako v Podunajské nížině a Vnitroalpské pánvi příznivé pro akumulaci živic.

Geochemie živic

Zhodnocení živočišnosti oblasti Trebišovské nížiny na základě chemických rozborů rop a plynů jednak rozpuštěných ve vodách, jednak z plynových horizontů je velmi stručné, neboť ložiskové podmínky rozpuštěných živic ve vodách nebyly většinou při čerpacích pokusech sledovány. I když nelze považovat za definitivně vyřešenou problematiku naftomatečných hornin oblastí jak po stránce geologické, tak zvláště po stránce geochemické, výsledky naftového průzkumu prokázaly, že oblast je positivní, a to jak co do průmyslových akumulací plynů, tak s velkou pravděpodobností i ropy.

Průzkumnými pracemi na struktuře Albínov a Malčice nebyly zjištěny průmyslové akumulace, a to jak plynů tak i ropy. Akumulace plynů byly bez kapacity a tlak při odpouštění rychle klesal. Plyny jsou gasolinického charakteru. Akumulace plynu gasolinického typu byly zjištěny CF vrtbami Michalovce a Kolčovo Dlhé. Zatím však zde nebyly zjištěny průmyslové zásoby. Průmyslově je positivní struktura Pozdišovce a Trhoviště, kde bylo odkryto několik horizontů s gasolinickými plyny. Těžitelné zásoby plynu jsou vázány na svrchní brakický torton. Na struktuře Pozdišovce ve svrchním pásmu svrchního tortonu byly též zatím největší projevy kapalných uhlovodíků parafinického typu.

Za částečně nepříznivé s hlediska akumulace živic v geologické minulosti můžeme považovat zejména regionální migraci vod ze solinosného souvrství svrchního tortonu do vyšších obzorů. Charakter solanek však dokazuje, že obzory byly i v geo-

logické minulosti hydrologicky uzavřeny, což dokazuje nepřímo, že nedošlo k emigraci živic. Záporné faktory jsme zjistili jednak v chemismu vod, jednak v chemismu plynů a to jak rozpuštěných ve vodách, tak i plynových horizontů. O hydrochemických kriteriích bylo již hovořeno. Z plynových je to přítomnost kysličníku uhličitého a dusíku. Poměrně vysoké obsahy kysličníku uhličitého (v průměru 10 %) jsme zjistili s výjimkou struktury Trhoviště na všech dalších dosud odvrtaných strukturách. Na vrtech Kolčovo Dlhé-1, ve svrch. tortonu obzoru 1945 až 1940 m, bylo zjištěno ložisko prakticky čistého CO_2 (CO_2 = 97,8, CH_4 — 0,2, N_2 = 2,0, Ar = 0,001; ložiskový tlak 90 atm.). Obsah dusíku v plynech se pohybuje v rozmezí do 5—6 %, vyjímečně dosahuje až 16 %. Opět plyny struktury Trhoviště sa liší, neboť jsme zde nezjistili vyšších obsahů dusíku než cca 1—2 %. Plyny struktury Trhoviště jsou tedy celkem chemicky ekvivalentní plynům, které označuje J. Janák a M. Rusek (1956) jako plyny sekundárních ložisek ve smyslu klasifikace zemních plynů Vnitroalpské pánve, to jest plyny, které známe z oblasti Břeclav, Hodonín, M. Žižkov.

Plyny odkryté na dalších strukturách můžeme srovnat po chemické stránce s plyny ložiska Hluk v belokarpatské jednotce magurského flyše. Tyto označuje J. Janák a M. Rusek (1956) jako plyny degradovaných ložisek. Plyny ložiska Hluk obsahují podstatně vyšší podíl kysličníku uhličitého: v průměru cca 20—35 %, dusíku 13—16 %, vodíku 0,5 %. Degradací rozumí J. Janák především zředění původních zemních plynů kysličníkem uhličitým a dusíkem — snížení výhřevnosti plynu —, neboť přičítá těmto plynným složkám druhotný původ (postjuvenilní původ kysličníku uhličitého z vápencového podloží, genesi dusíku dává do souvislosti s mimořádnými tektonickými podmínkami). Zvýšený obsah dusíku zjistil J. Janák a M. Rusek (1956) též v plynech na Hodonínsku v blízkosti lignitových dolů. Obdobně je tomu i v plynech na Ostravsku (uhelné serie). Dusík v těchto oblastech považují tito autoři za geneticky rozdílný.

Kysličník uhličitý považujem v plynech oblasti východoslovenského neogénu jednak za postjuvenilního, metamorfotického původu — porušení rovnováhy teploty, tlak v systému karbonátních hornin, jednak za produkt rozkladných pochodů živic a organických materiálů. Tímto pochodem vzniká též dusík, při čemž v tomto případě musíme předpokládat spolupůsobení mikroorganismů. Dusík podle našeho názoru je tedy převážně organogenního, biogenního původu. Tektonika, geologický vývoj podmiňují existenci určitých fyzikálně chemických podmínek, vhodných pro nerušené uložení živic, nebo naopak podmiňují podmínky vhodné pro rozklad živic i organických materiálů. Totéž platí i pro vznik živic. Rozklad živic a organických materiálů na kysličník uhličitý a dusík je způsobován vedle druhotných tektonických vlivů již primárním sedimentačním vývojem. Pokud uvažujeme o solném vývoji — fázi zahušťování, nebo o sedimentaci v mělkém přibřežním moři, nebo dále o překotné sedimentaci a podobně, pak sedimentační podmínky a charakter souvrství byly oxydačního charakteru a k vytvoření redukčních podmínek

při přimigrování živic, — druhotném vzniku ložisek živic — dochází na úkor části živic a organických materiálů v sedimentech.

Výzkumný ústav, Brno
Čs. naftové doly,

Lektoroval inž. S. Gazda.

LITERATURA

[1] O. A. Alekin (1948): Obščaja gidrochimija str. 35, tab. 13, Gidrometeoizdat, Leningrad. — [2] M. Dlabač, M. Michalíček (1950): Hydrogeologie Podunajské nížiny, záv. zpráva, archiv ČND, n. p., VÚ Brno. — [3] H. Hiltermann (1949): Klassifikation der natürlichen Brackwässer, Erdöl und Kohle. — [4] J. Janák (1955): Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose chemického typu vod v sedimentárních horninách. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [5] J. Janák, M. Rusek (1956): Klasifikace čsl. zemních plynů. Práce ústavu pro naftový výzkum, řada E, publ. č. 17—21, Brno. — [6] J. Janáček (1959): Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogenu východního Slovenska. Geologické práce 52, Bratislava. — [7] J. Janáček (1959A): Geologické poměry solného ložiska u Michalovců a výpočet zásob suroviny. Rukopisná zpráva, archiv ČND, n. p., Hodonín. — [8] J. Janáček (1961): Oponentský posudek závěrečné zprávy M. Michalíčka (1960). Rukopis; archiv ČND, n. p., VÚ Brno. — [9] J. Janáček, I. Pagáč (1961): Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhoviště, Pozdišovce s hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků, záv. zpráva. Rukopis; archiv ČND, n. p., Hodonín. — [10] R. Květ (1957): Hydrogeochemické zpracování opěrné vrtby Sečovce 1, záv. zpráva. Rukopis; archiv ČND, n. p., VÚ Brno. — [11] R. Květ, V. Šimánek (1960): Geochemické zpracování opěrné vrtby Sečovce-1, in Opěrná vrtba Sečovce-1. Práce ústavu čsl. naftových dolů, publ. 55—61, Brno. — [12] M. Michalíček (1956): Experimentální ověření teorie metamorfosy a vzniku chemického typu vod v sedimentárních horninách, záv. zpráva. Rukopis; archiv ČND, n. p., VÚ Brno. — [13] M. Michalíček (1950): Hydrogeochemický výzkum východoslovenského neogenu, II. část: Geochemie hlubinných vod, záv. zpráva. Rukopis; archiv ČND, n. p., VÚ Brno. — [14] M. Michalíček (1961): Příspěvek k hydrogeochemii východoslovenského neogénu, v tisku. — [15] A. Remane (1958): Die biologischen Grenzen: Meer-Süsswasser und Meer-Land. Geologische Rundschau, 47, N. 1, 11. — [16] I. Zapletalová (1960): Stratigrafické zařazení a sedimentační vývoj perforačních intervalů hlubinných vrtů v oblasti Trebišovské nížiny. Rukopis; Čs. naft. doly, Brno. — [17] I. Zapletalová (1961): Posudek ke zprávě M. Michalíčka (1960), archiv ČND, n. p., VÚ Brno.

MIROSLAV MICHALÍČEK

ZUR HYDROGEOCHEMIE UND HYDROGEOLOGIE DER GRUNDWÄSSER IN DER TREBIŠOV-NIEDERUNG

Die Tiefenwässer in der Niederung Trebišovská nížina in der Ostslowakei sind aus den wasserführenden Horizonten des unteren und oberen Torton, wie auch aus dem Sarmat bekannt. Die Schichten der karpatischen Formation, des Unterpannon und Pont wurden vorläufig nicht studiert. Genetisch handelt es sich bei den Wässern des Unter- und Obertorton um Salzwässer, event. um Schichtwässer, durchmischt mit Salzwässern. Neben dem erhöhten Salzgehalt auf diesen Ursprung weist auch das mval-Verhältnis: Chloride/Bromide (stark über 1000), bzw. Chloride/Natrium (cca 0,9—1,0). Daneben sind in den Wässern auch gelöste Bitumenkomponenten an-

wesend. Als indirekte Bitumenindikatoren können wir den relativ niedrigeren Sulphaten- (im Vergleich mit dem rezenten Oceanwasser) und Jodid-Gehalt betrachten.

Der Chemismus der Tortonwässer (Salzwässer) ist meistens im Widerspruch zu der marinen Entwicklung des Untertorton, der tieferen und mittleren Zone des Obertorton und zu der brackischen bis Süsswasserentwicklung der oberen Zone. Die Existenz der Salzwässer und deren Genese konnte man vorläufig mangels an geochemischen und geologischen Unterlagen nicht befriedigend erklären. Derzeit wollen wir einige theoretische Vermutungen und Voraussetzungen über die Bildung der Salzwässer folgendermassen äussern.

Die untertortonischen Salzwässer aus den Bohrungen Trhovište 1 und Pozdišovce 5 und 6 stammen wahrscheinlich aus der *unteren Zone des Obertorton* (aus dem Zeitabschnitte der Salzablagerung). Man hat nämlich in einer tiefer gesunkenen Scholle eine ziemlich mächtige Salzlage festgestellt. Auch der Chemismus dieser Wässer ist im Einklang mit diesen Vermutungen.

Obertorton — die mittlere und obere Zone. Obwohl uns etliche geologische Beweise über die mögliche vertikale Verbindung der Horizonte der mittleren und oberen Zone mit der salzhaltigen Schichtfolge der unteren Zone Obertortons fehlen, vermuten wir auch in diesem Falle den sekundären Ursprung hiesiger Salzwässer. Der primäre Ursprung, wie dies auch paläontologische Analysen zeigen, ist unwahrscheinlich. Die hydrologische Isolation der Horizonte der salzhaltigen obertortonischen Formation zeugt gegen die Voraussetzung, dass die Salzwässer von den vadösen Wässern durch die Bruchstörungen verdrängt und in die sandigen Horizonte der mittleren und oberen Zone eingeführt werden könnten. Solange die vertikale Verbindung der Schichtfolge der obertortonischen salzbildenden Periode mit den hangenden Zonen des Obertortons durch weitere geologische Forschungen nicht bestätigt wird, bleibt uns als einzige mögliche genetische Erklärung im Wege der intensiven synsedimentaren Senkungsbewegungen im Obertorton. Bei dem tektonischen Zusammendrücken (vertikalen und seitlichen) der Salzschichten konnten die Salzwässer durch die Brüche verdrängt werden und in die hangenden Horizonte der mittleren und oberen Zone gelangen. Wir wollen allerdings noch einmal betonen, dass diese Hypothese überhaupt nicht belegt ist.

Durch die Existenz der Salzwässer in der karpatischen Formation und im ganzen Torton unterscheiden sich die Grundwässer des ostslowakischen Neogen grundsätzlich von den Wässern der Donautiefebene und des inneralpinen Beckens in der Westslowakei. Damit hängt auch der niedrigere Gehalt an biogenen Elementen in diesen Wässern zusammen. Was die Perspektiven an Bitumen anbelangt, reduzieren die anwesenden Salzwässer und relativ niedrigere Menge der biogenen Elemente die Perspektivität dieses Gebietes, da der Zeitabschnitt der Salzablagerung keine günstigen Bedingungen für die Entstehung des Bitumen bietet. Allerdings sind die hydrologischen Bedingungen (hydrostatischer Druck bis Überdruck, hydrologische Isolierung der Horizonte u. ä.) im Torton und Sarmat in allen diesen neogenen Becken identisch. Dadurch werden günstige Bedingungen für die Bitumen-Akkumulation indirekt nachgewiesen. Im Sarmat hat man auch keine negative Indikationen für die Entstehung von Bitumen festgestellt.

Die Gase aus der Struktur von Trhovište sind chemisch den sekundären (immigrierten) Gasen auf Lagerstätten Břeclav, Hodonín, Moravský Žižkov in Südmähren ähnlich. Gase in der Struktur Pozdišovce werden durch die Vermischung mit dem Kohlendioxyd und Stickstoff dünner und daher auch der Wert dieser Gaslagerstätten herabgesetzt. Kohlendioxyd in den Erdgasen dürfte postjuvenilen, metamorphen Ursprungs als Produkt der Zersetzungsprozesse gehalten werden; Stickstoff ist meistens organogenen Ursprungs.

Die Tschechoslowakischen Erdölbetriebe,
Forschungslaboratorium, Brno

ZPRÁVY — RECENZIE

Zasadanie tektonickej komisie Karpatsko-balkánskej asociácie

Z iniciatívy čs. zástupcov bol v tektonickej komisii KBA prijatý plán zostavenia tektonickej mapy karpatsko-balkánskeho systému 1:500 000. Princíp tejto mapy navrhla čs. strana (dr. M. Maheľ) v roku 1963 v Smoleniciach a Krakove. V návrhu sa vedľa štruktúrneho rajónovania uplatňuje aj historicko-geologický vývin. Vedľa vymedzenia štruktúrnych stupňov sa zdôrazňuje potreba ďalšieho členenia na formácie a subformácie, aby sa tak dali vymedziť jednotlivé geotektonické zóny. Geotektonické zóny a formácie sa v návrhu považujú za najvhodnejšie jednotky pre skúmanie vzťahov tektonických jednotiek v jednotlivých segmentoch karpatsko-balkánskeho systému i vzťahov medzi segmentmi tohto systému navzájom.

V septembri 1964 bolo zasadanie tektonickej komisie KBA v Juhoslávii, na ktorom sa rokovalo o tektonickej mape karpatsko-balkánskeho systému a uskutočnila sa exkurzia do Dinaríd. Práca komisie sa sústredila predovšetkým na metodické otázky tektonickej mapy 1:500 000. V Herceg-Novi predložila rumunská (dr. Sandulescu) a bulharská (dr. Gotčev) delegácia po dve varianty legendy tektonickej mapy. Pozornosť delegátov sa sústredila hlavne na jeden bulharský a dva rumunské návrhy, ktoré predpokladajú členenie na štruktúrne stupne a podstupne, pričom podstupne sa do istej miery zhodujú s formáciami čs. návrhu. V hrubých rysoch je teda podstata týchto návrhov totožná s československým. Odlišnosti sú v grafickom vyjadrení (použitie farieb a šrafov) a v terminológii. Na prvý pohľad by sa zdalo, že ide o rozdiely formálneho rázu; no v diskusii sa ukázalo, že ide o nejednotnosť v chápaní základných pojmov: *štruktúrny stupeň, podstupeň, formácia* a *subformácia, tektonická fáza a jej prejavy* atď. Z toho dôvodu bolo prijaté uznesenie (v súlade s návrhom čs. delegácie), že prvoradým pracovným programom tektonickej komisie KBA bude objasnenie týchto sporných otázok a až potom sa pristúpi k zostaveniu mapy karpatsko-balkánskeho systému v mierke 1:500 000. Za podklad pre túto mapu bude slúžiť mapa v mierke

1:1,000 000, ktorej hlavným redaktorom bol ustanovený dr. Maheľ. Rukopis tejto mapy bude predložený na kongrese KBA v Sofii a budú na nej vyčlenené hlavné štruktúrne jednotky a zóny, štruktúrne stupne, štruktúrne prvky „tektonické fácie", podklad pokryvných útvarov, hĺbkové línie podkladu, štruktúrne vrty atď.

Akademik Dolenko predložil na zasadaní tektonický náčrt sovietskych Karpát. Sú na ňom odlišené hlavné tektonické jednotky, ktoré dobre naväzujú na susedné poľské, československé i rumunské územie. Podobný náčrt predložil aj dr. Szentes z Maďarského medzihoria. Tu však vzťahy vymedzených jednotiek voči karpatským a východoalpským nie sú vždy dostatočne jasné.

Z juhoslovanskej strany okrem referátov o niektorých úsekoch Dinaríd predložil dr. Likošek tabuľku fácií magmatizmu a tektonických fáz Dinaríd a južných Karpát. Tabelárne sú prehľadne spracované mnohé údaje potrebné k zostaveniu tektonickej mapy. Takéto tabuľky z celého karpatsko-balkánskeho systému by uľahčili prácu pri tektonickej analýze a zostavovaní tektonickej mapy. Počas exkurzie do Dinaríd mali účastníci príležitosť zoznámiť sa s tektonickou stavbou tohto zaujímavého článku karpatsko-balkánskeho systému. Trasa exkurzie viedla z Belehradu cez Čačak, Terešice, Višegrad, Foča, Tientište, Gacko, Bileča, Trebinje, Herceg-Novi. Na tejto trase sme prešli všetky tektonické elementy Dinaríd od Šumadija zóny až popri hore Učke. Zaujímavá bola i exkurzia po trase Herceg-Novi, Kotor, Cetinje, Titograd, Virpoza, Petrovec na mori, Sv. Štefan, H. Novi, na ktorej sme mali možnosť poznať hlavne zónu Cukali a jej kontakt s príkrovom Vysoké Krasu. Exkurzia z Herceg-Novi cez Mostar a Sarajevo do Belehradu bola podobná ako prvá.

Anton Biely

Upozornenie

Pri vydaní mapy nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000 list M-34-XXXI — NITRA nedopatrením technickej redakcie boli na margu mapy vytlačené nesprávne mená autorov, resp. redaktora listu. V príslušnom stĺpci má byť:

Zostavili: **V. Böhm, M. Böhmer, F. Čech, O. Franko, E. Kraus, M. Šimová a J. Turan.**

Redigoval: **M. Böhmer.**

Prosíme držiteľov máp, aby si tieto údaje v mape opravili. Súčasne sme na túto chybu upozornili aj Vydavateľstvo geologických máp v Prahe, aby sa pri prípadnom ďalšom vydaní chyba neopakovala.

Dr. Ján Ilavský, C. Sc.,
hlavný redaktor GMNS — časť Karpaty

W. Schäfer: **Aktuopaläontologie nach Studien in der Nordsee. Frankfurt 1962**

Touto knihou sa dostalo do rúk geológov dielo, ktoré svojím obsahom a metodickým spracovaním dáva seriózny základ pre biofaciálny výskum. Je to dielo, aké doteraz postrádali nielen paleontológovia, ale hlavne geológovia; zamerané je na rekonštruovanie faciálnych pomerov akvatických, hlavne morských sedimentov. V knihe sú zohľadnené všetky živočíšne skupiny Severného mora okrem protozoí. Okrem ekológie organizmov sú opísané aj spôsoby a formy ich fosilizácie, možnosti uloženia, stav zachovania v sedimentoch a čo je najdôležitejšie, organizmy sú hodnotené vzhľadom na ich faciálny význam vo fosílnych sedimentoch.

V prvej časti nás oboznamuje s významom uplatnenia aktuopaleontológie v morskom prostredí, poukazuje na možnosti, ktoré skytajú fosílne organizmy pri poznávaní prostredia, v ktorom sa sedimentácia odohrávala v geologickej minulosti.

V druhej časti osvetľuje spôsob hynutia, uloženie a pochovanie morských organizmov, ktorý závisí od spôsobu ich života a stavby tela. Zaoberá sa hlavne vertebratami, echinodermatmi, artoropodami, moluskami, bryozoami, polychaetami, coelenteratami a spongiami, so zvláštnym zameraním na organizmy, časti ktorých sú schopné fosilizácie. Osobitná stať sa zaoberá výskumom pohybu morských, predovšetkým pre nás dôležitých bentóznych organizmov, ako aj stôp, ktoré po pohyboch a po rozličných životných funkciách bentosu ostanú, alebo môžu zostať zachované i vo fosílnom stave.

Posledná časť tvorí prakticky záver, pre nás najcennejší, dedukcie z predošlých kapitol, súhrn biocenóz ako exponentov fácií. Osobitne sa zaoberá biocenózami, biofáciami a nakoniec opisom biofácií nemeckého zálivu Severného mora.

Je to prvé dielo v európskej literatúre, kde sa autor nezastavil pri konštatovaní biologického charakteru materiálu, ale znalosti aplikoval na geológiu; vytvoril tak objektívne predpoklady pre uplatnenie aktualistickej metódy pri faciálnom výskume. Vyše 650 stránková kniha obsahuje temer 300 názorných vyobrazení a fotografií o spôsobe života a zachovania bentosu a planktonu. Cennou časťou knihy je zoznam literatúry, temer kompletný čo sa týka ekológie a náuky o zachovaní organizmov (40 strán). Kniha písaná v nemeckej reči má na konci každej kapitoly anglické resumé.

J. Seneš

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.: **Rock-Forming Minerals.** Vol. Ortho — and Ring Silicates. Longmans, Green Co Ltd. London 1962, 1963, vol. 1: strán 33, obr. 88, tab. 53; vol. 2: strán 379, obr. 89, tab. 58; vol. 3: strán 270, obr. 58, tab. 44.

Cieľom knihy je prehľadné spracovanie minerálov tvoriacich horniny. Práca je rozdelená do 5 zväzkov, z ktorých 3 sú predmetom tejto recenzie. Silikáty sú členené na základe ich štruktúry na: 1. ortosilikáty a silikáty s kruhovou väzbou, 2. silikáty s reťazcami štvorstenov, 3. vrstevnaté silikáty, 4. silikáty s priestorovou väzbou štvorstenov, 5. nesilikátové minerály, ktoré sú zoradené do skupín podľa chemického zloženia.

Spracovanie jednotlivých minerálov je veľmi prehľadné, v zásade členené do 5 častí. V prvej časti je uvedená štruktúra, v druhej chemické zloženie, jeho zvláštnosti, výsledky syntézy, fázové diagramy a pod. V tretej časti sa preberajú optické a fyzikálne vlastnosti minerálov. Štvrtá, obyčajne veľmi stručná stať pojednáva o charakteristických identifikačných znakoch a piata časť o paragenéze. Pre každý minerál v záhlaví sú udané optické konštanty, hustota, tvrdosť, štiepateľnosť, smery zrastania, farby, pleochroizmus, rozmery základnej bunky, priestorová grupa a prípadné zvláštne vlastnosti. Všetky skratky a symboly sú uvedené v prehľadnej tabuľke.

V stati o skupine olivínu sa autori zaoberajú forsteritom, fayalitom, knebelitom a monticelitom. Zvláštnu pozornosť venujú chemizmu, a vzájomným vzťahom medzi jednotlivými členmi skupiny, ktoré dokumentujú početnými fázovými diagramami. V krátkej kapitole je prehľad vzťahov medzi norbergitom, chondroditom, humitom a klinohumitom; zirkónu a sfénu je venované iba málo miesta.

V stati o štruktúre granátov sa zmieňuje aj o vzťahoch medzi jednotlivými koncovými členmi. Osobitne preberajú autori len chemické zloženie a paragenézu almandínu, andraditu; grosuláru, pyropu, spessartínu, uvarovitu a hydrogrosuláru. Stati o silimanite, andaluzite a kyanite sú poznačené veľkou technickou dôležitosťou týchto minerálov.

Prehľad o jednotlivých mineráloch (staurolit, chloritoid, datolid, lawsonit, beryl) je v krátkych statiach. Viac miesta je venované skupinám epidotu a menilitu a najmä kordieritu (toľko ako celej skupine granátu) a turmalínu. Prvý diel ukončuje opis minerálu axinitu. Hodnotný je najmä obsiahly experimentálny materiál a analytické údaje (prvý diel obsahuje 304 chemických analýz).

Celý druhý zväzok je prakticky venovaný minerálom skupiny pyroxénov (166 strán) a amfibolov (172 strán); krátke state sú o wolastonite, pektolite, rhodonite, bustamite a pyroxmangite. Ťažisko prehľadu minerálov je v štúdiu chemického zloženia, dokumentovaného rozsiahlym analytickým materiálom (433 analýz) a fázovými diagramami. Zvlášť podrobne je spracovaná časť o optických a fyzikálnych vlastnostiach.

Systém spracovania tretieho zväzku je rovnaký. Viac ako tretina rozsahu zaberá skupina sľúd, pričom sa podrobne vysvetľuje štruktúra a polymorfné vidy sľúd (1M, $2M_1$ $2M_2$, 2O, 3T, 6H). Podrobne sa rozoberá muskovit a biotit, s dôrazom na vzťahy medzi chemizmom a vlastnosťami (príp. autori korelujú chemizmus a paragenézu; biotit). V krátkych statiach preberajú stilpnomelan, pyrofylit a mastenec a opäť kladú dôraz na vzájomné vzťahy medzi štruktúrou, chemizmom a vlastnosťami. V kapitole o chloridoch autori okrem iného predkladajú aj prehľadne spracovaný klasifikačný diagram na báze chemizmu a jeho vzťah ku klasifikácii na základe optických vlastností. V kapitole o septechloritoch sa zaoberajú šamozitom, amezitom, greenalitom a kronštedtitom. V stati o serpentínoch sú uvedené rozdiely medzi orto- a parachryzotilom, lizarditom, ďalej je reč o perštruktúrach, pričom sa jasne štruktúrne definuje antigorit.

Ílovým minerálom venujú autori krátku úvodnú kapitolu, v ktorej podávajú charakteristiku jednotlivých skupín. Podrobnejšie sa zaoberajú skupinou kaolinitu, kde vysvetľujú jej štruktúrne a morfologické vlastnosti. U ilitu sa snažia definovať náplň pojmu, miesto minerálu v skupine a jeho vzťah k ostatným sľudám. Zaoberajú sa chemizmom a otázkou regenerácie muskovitu z ilitu. V stati o montmorilonite sa vedľa šturktúry a chemizmu zaoberajú aj zmiešanými štruktúrami s inými vrstevnatými silikátmi. V krátkosti sa zmieňujú o beidelite, ktorý považujú za samostatného člena radu. Rovnako podávajú prehľad o vermikulite. Tretí diel ukončujú state o mineráloch apofylite a prehnite.

Bl. Čičel

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 35

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia Bratislava vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1965.

Vedecký redaktor: pg. Ondrej S a m u e l, C. Sc.

Pov. 2058/I-63. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív. AH 15,16, VH 15,52. K-09*51015

Cena brož. Kčs 18,—
65/III-3

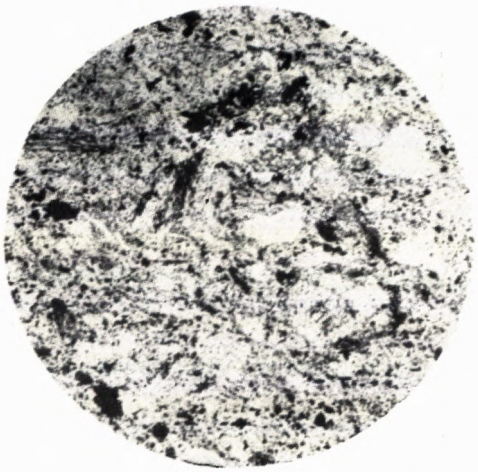


Fig. 1

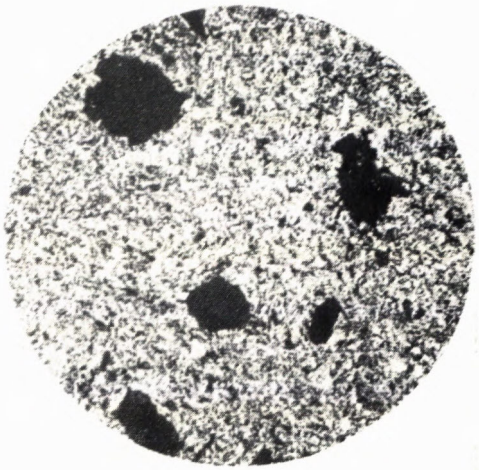


Fig. 2

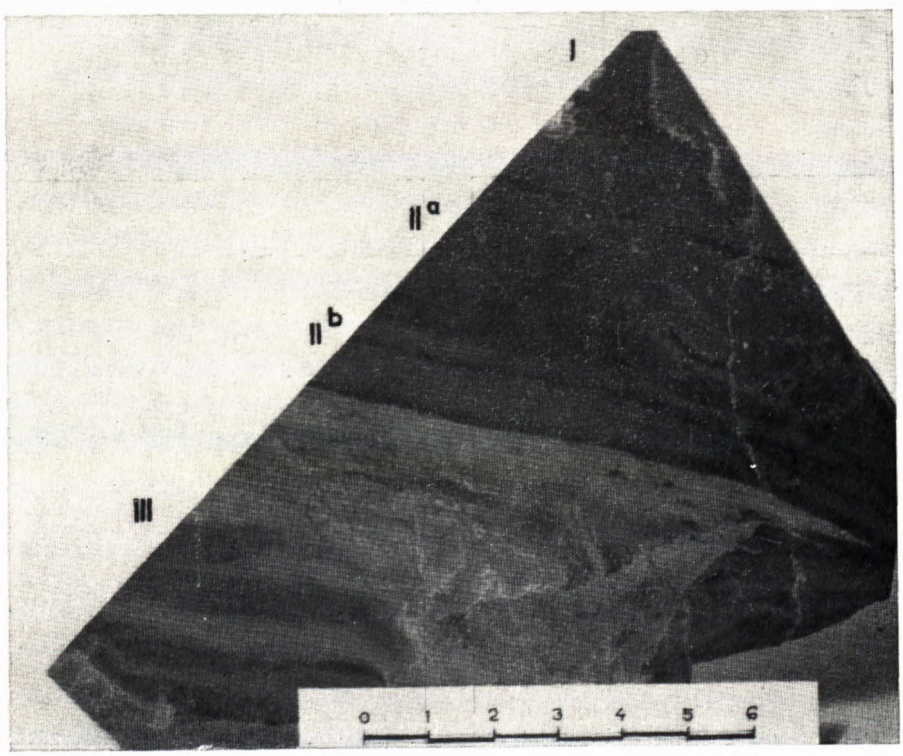
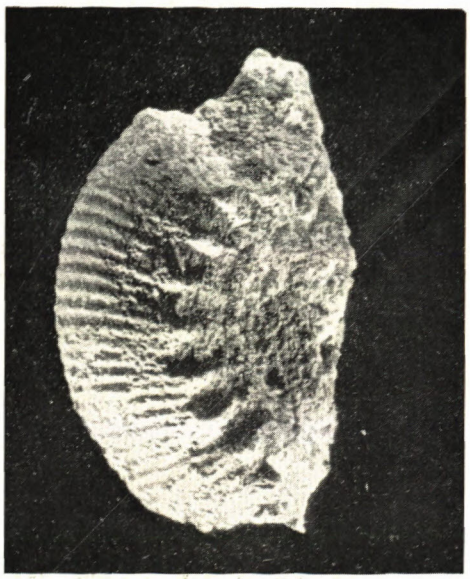


Fig. 3

Obr. 1

Obr. 2

Obr. 3



Obr. 4

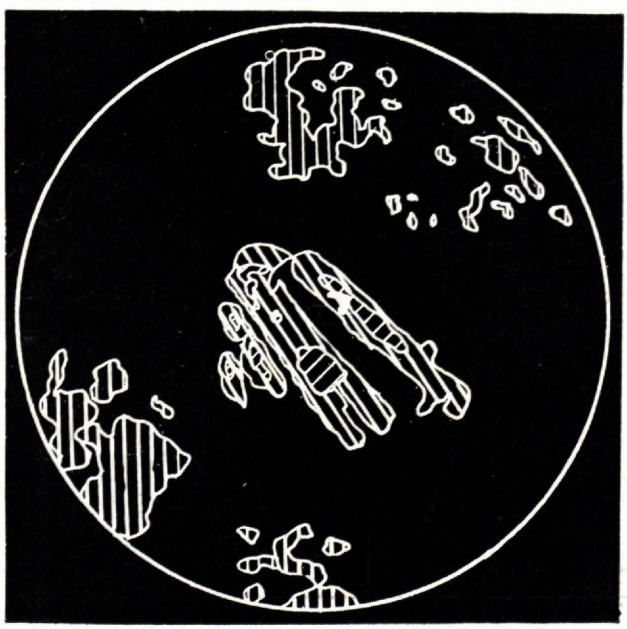
Obr. 1

Obr. 2

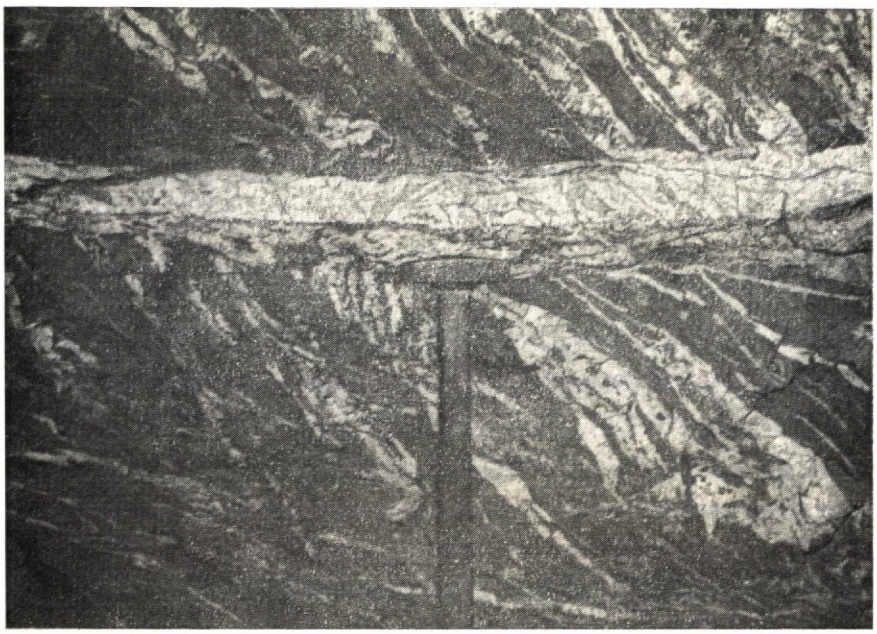
Obr. 1

Obr. 2

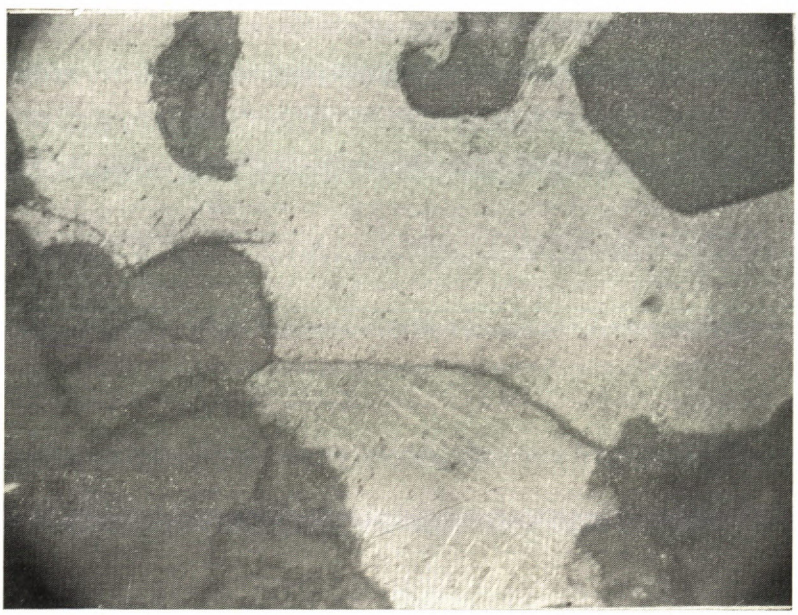
Obr. 1. Xenomorfné zrno U minerálu zastupuje sa hydrokysličníkom U; na okrajoch sa vylučuje kolomorfný pyrit.



Obr. 2. Ihličky bizmutinu s chalkopyritom.



Obr. 1. Charakter a morfológia sprievodných žíl.



Obr. 2. Mriežková štruktúra chalkopyritu v bornite ako výsledok rozpadu pevného roztoku. Zv. 240×.

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1

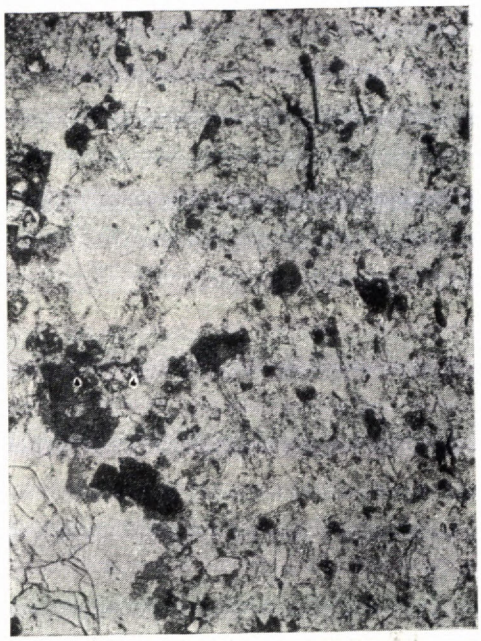


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

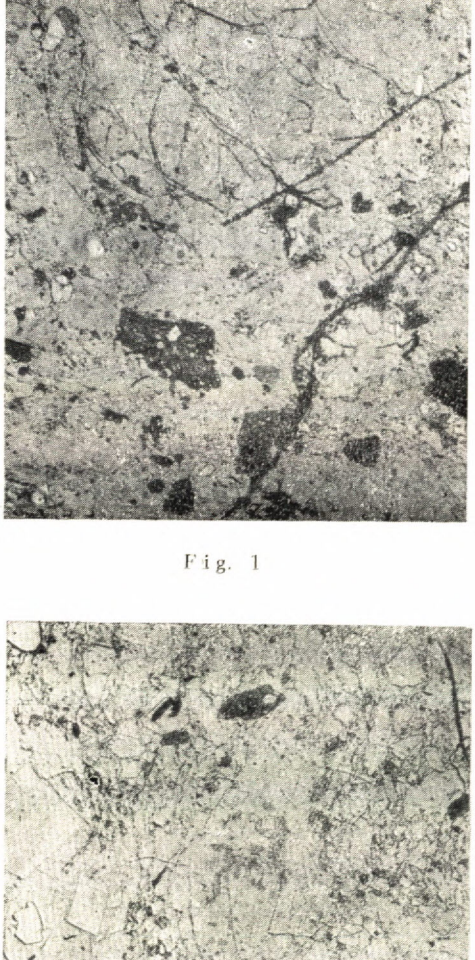


Fig. 1

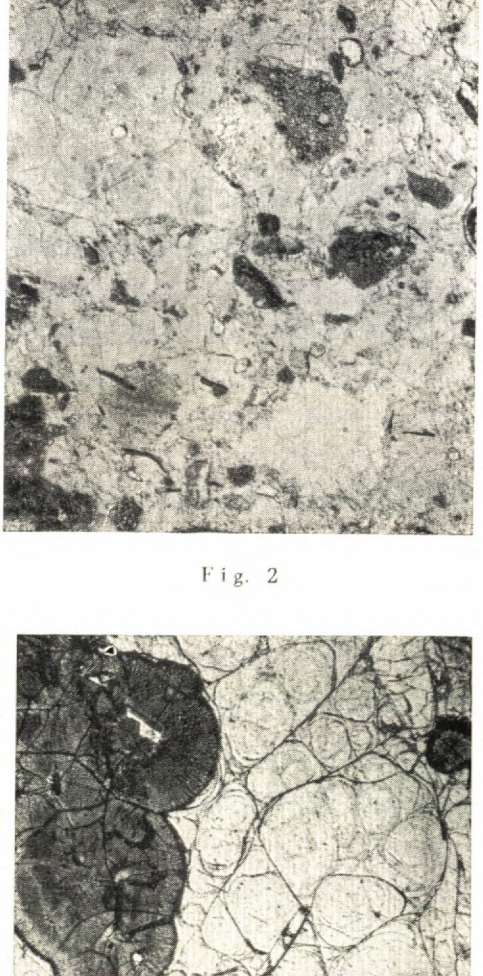
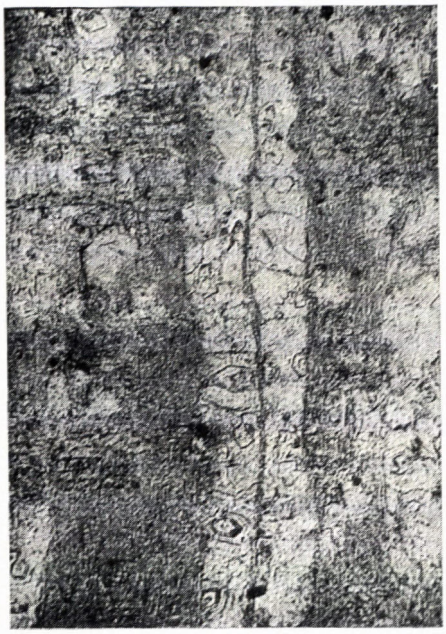


Fig. 2

Fig. 3

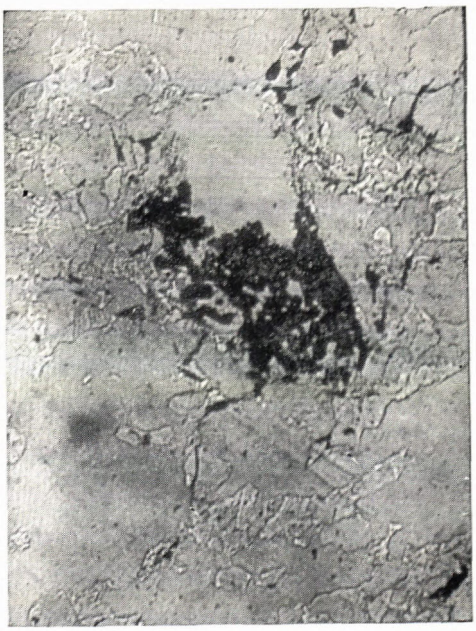
Fig. 4



Obr. 1

Obr. 2

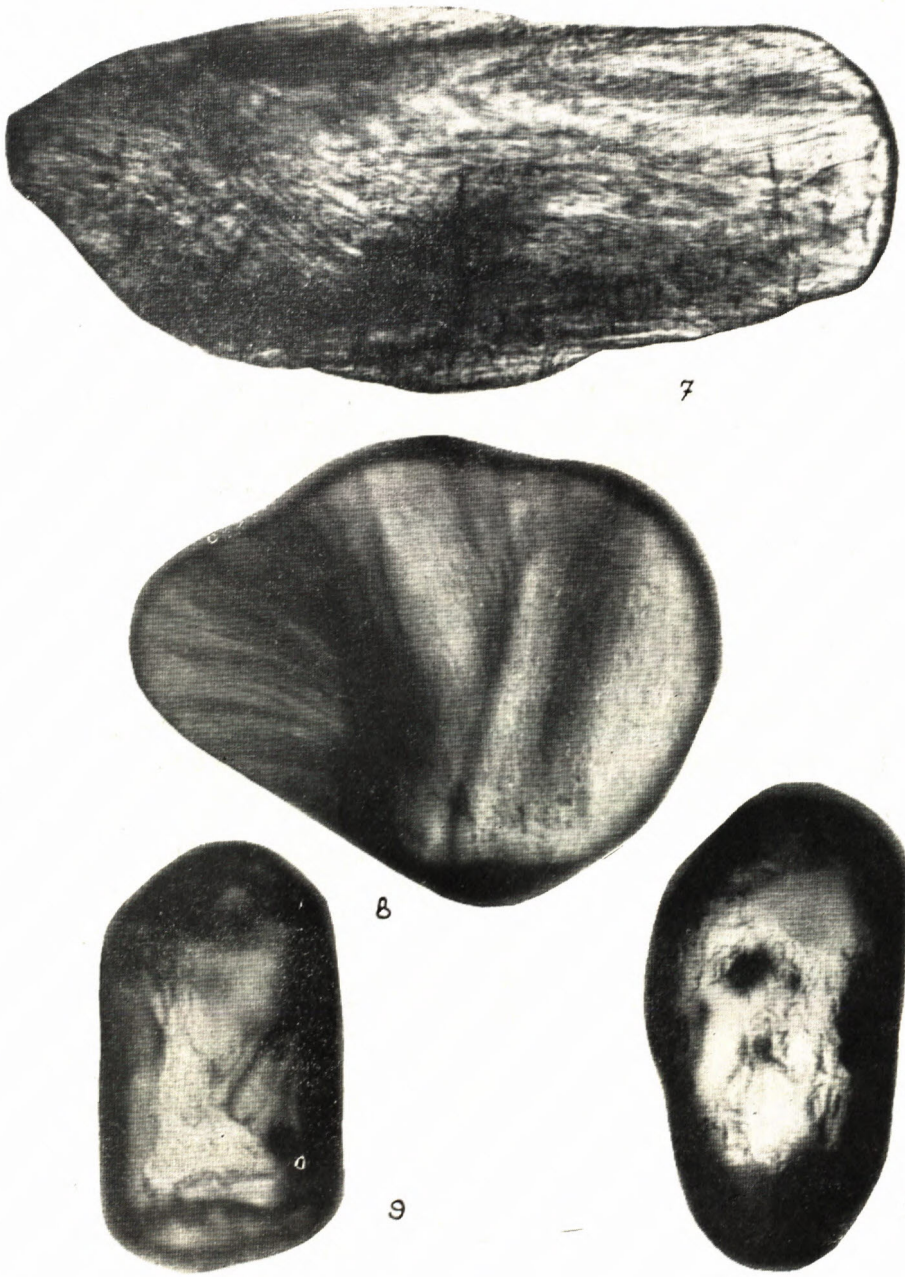
Obr. 3



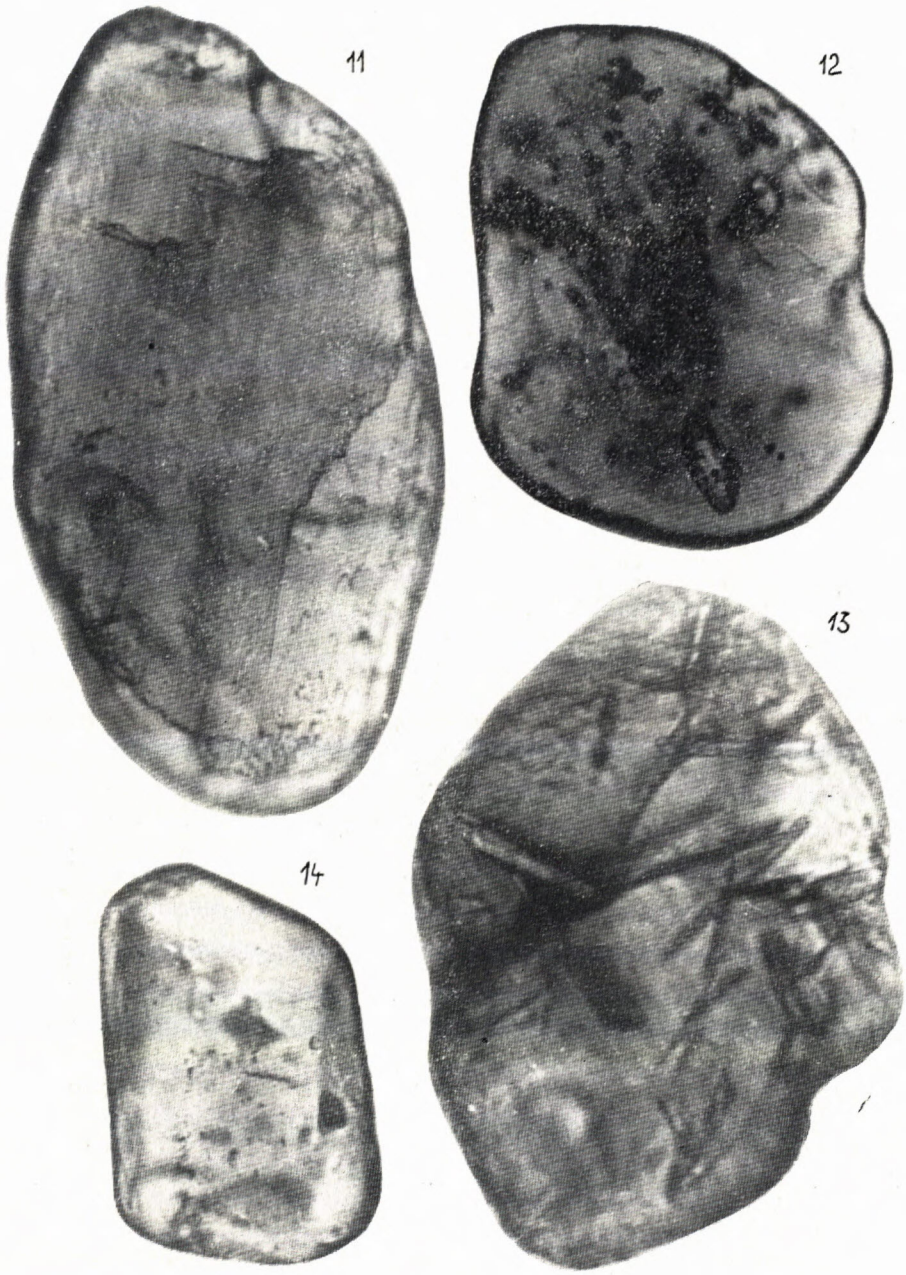
Obr. 4

1. Granát s uzavřeninami sagenitu, zvětšení 160×. — 2, 3. Korodované granáty z pochovaných eolických písků, zvětšení 160×.

4. Granát s uzavřeninami turmalínu, zvětšení 160×. — 5.—6. Polozaoblené disthény, zvětšení 160×.



7, 8. Zaoblené vláknité agregáty sillimanitu, zvětšení 160×. — 9. Polozaoblený zirkon, zvětšení 160×. — 10. Zaoblený zirkon, zvětšení 160×.



11. Světlošedozelený zaoblený amfibol, zvětšení 160×. — 12. Zaoblený staurolit, zvětšení 160×. — 13. Zaoblený hnědý amfibol, zvětšení 160×. — 14. Polozaoblený turmalín, zvětšení 160×.

15. Zaoblený epidot, zvětšení 160×. — 16. Těžká frakce eolických písků Záhorské nížiny, zvětšení 63×.