

Genéza soľaniek v juhovýchodnej časti podunajskej panvy

†ONDREJ FRANKO, MIROSLAV PERESZLÉNYI¹ a DUŠAN BODIŠ²

¹MND, a. s., organizačná zložka, Tomášikova 26, 821 01 Bratislava

²Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Genesis of the brines in the south-eastern part of the Danube Basin, Slovakia

In the south-eastern part of the Danube Basin the brines with TDS greater than $35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ occur. The evolution of the chemical composition of brines depends not on the age of aquifers, but on the water source, sources of salinity and the conditions at different stages of evolution. The origin of the brines is analysed by interpreting the information of geological and tectonic conditions, paleogeographic evolution of the Neogene and of paleohydrogeological reconstruction. These data represented the basis for the interpretation of results through the inverse modelling with code PHREEQC. The results of modelling at 5 % uncertainty for all ions showed that autochthonous brines (K-3 borehole, Kolárovo) in the Middle Sarmatian aquifer originated from evaporation of seawater in the ratio 4.73 : 1. In further evolution they have been affected by metamorphism including the processes of ion exchange, calcite dissolution and precipitation of gypsum, dolomite and halite. Together with the reduction of sulphate to H_2S and CO_2 interaction, the final chemical composition of the brine was created. Allochthonous brines, for example of GTM-1 borehole Marcelová, were according to the results of inverse modelling in the first stage pre-concentrated by evaporation of seawater in a ratio of 3.19 : 1. Evaporation could begin during the Badenian, or Sarmatian. Then the concentrated waters re-migrated to the Lower Triassic aquifers, where they were further formed by the water – rock interactions. Dominant processes in this phase were the dissolution of calcite, dolomite, strontianite and precipitation of halite. At present, both types of brines are located in hydrogeological and hydrogeochemical closed structures.

Key words: Danube Basin, brines, paleogeographical reconstruction of Neogene, paleohydrogeology, geochemical modelling

Úvod

Podnetom na hodnotenie predmetných soľaniek bol nielen ich výskyt v ropných vrtoch (Homola et al., 1964; Gaža, 1974; Gaža a Beinhauerová, 1977), ale hlavne vo vrtoch geotermálnych (Klago a Tyleček, 1988; Pirman et al., 1991). Navyše, rozšírené sú nielen v kolárovskej elevácii (severne od hurbanovského zlomu), napr. vo vrte Kolárovo-3 (stredný sarmat), ale aj v komárňanskej okrajovej kryhe (južne od hurbanovského zlomu), napr. vo vrtoch Modrany-2 (spodný baden, eocén, perm), Marcelová GTM-1 (spodný trias) a Dolný Peter PGT-11 (spodná krieda). Hlavnou ideou príspevku je pokus o objasnenie problematiky procesov tvorby slaných vôd a soľaniek s mineralizáciou zodpovedajúcou salinite sedimentačného prostredia a najmä jej narastaniu až na cca $91 - 126 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; a to pomocou rekonštrukcie geologických pomerov, tektoniky, paleohydrogeológie a geochemického modelovania.

Výskyt soľaniek

Podzemné vody sa podľa hodnôt celkovej mineralizácie rozlišujú na (Ivanov et al., 1971, in Franko et al., 1975) silne mineralizované ($10 - 35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), veľmi silne mineralizované ($35 - 50 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) a soľanky (nad $50 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Iní autori (napr.

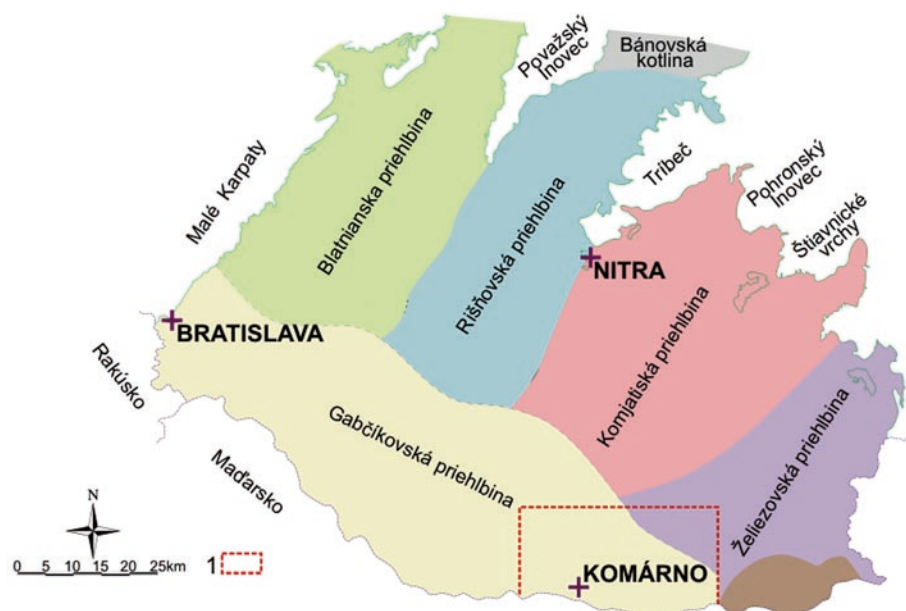
Zajcev in Makarenko et al., 1969; Franko et al., 1975) za soľanky považujú vody s mineralizáciou nad $35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (mineralizácia priemernej oceanickej vody). V záujmovom území (obr. 1) sa soľanky s celkovou mineralizáciou vody (CMV) v rozpätí $45 - 126 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ vyskytujú v štyroch vrtoch (tab. 1).

Stratigrafia a litológia územia

Podloží

Podľa regionálneho geologického členenia podunajskej panvy sa záujmová oblasť nachádza v juhozápadnej časti železovskej priehlbiny a vo východnej časti gabčíkovej priehlbiny (obr. 1). Podľa tektonického členenia (obr. 2), ktoré sa používa pri prieskume ložísk ropy a plynu, je záujmová oblasť súčasťou južnej časti dubníckej priehlbiny, kolárovskej elevácie a komárňanských krýh. Pre praktické účely predkladaného príspevku je výhodnejšie používať tektonické členenie.

Predterciérne podloží (obr. 3) kolárovskej elevácie v centrálnej a západnej časti dubníckej priehlbiny tvorí kryštalinikum veporika, t. j. vyvrelé a metamorfované horniny pravdepodobne prekambriického a snád až staropaleozoického veku. Najväčší interval v kryštaliniku



Obr. 1. Regionálne geologické členenie podunajskej panvy upravené podľa Vassa et al. (1988). 1 – záujmové územie.

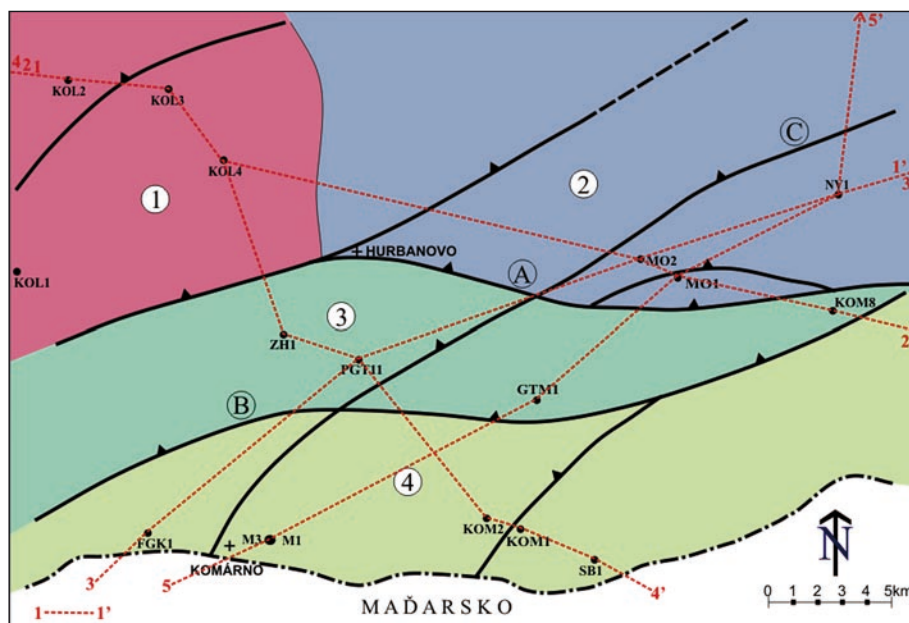
Fig. 1. Regional geological classification of the Danube Basin (revised after Vass et al., 1988). 1 – area of interest.

Tab. 1
Solanky (CMV > 35 g · l⁻¹)
Brines (TDS > 35 g · l⁻¹)

Vrt	Úsek (m)	Vek kolektorov	CMV (g · l ⁻¹)
Kolárovo K-3	2 651 – 2 669	stredný sarmat	126,42
	2 685 – 2 700		43,54
Dolný Peter PGT-11	1 332 – 1 780	spodná krieda	63,46
Modrany MO-2	1 665 – 1 740	spodný bádén eocén perm	79,22 – 76,25
	2 141 – 2 150		67,08
	2 600 – 2 620		68,9
Marcelová GTM-1	1 037,5 – 1 761	spodný trias	90,68

bol prevrtaný vo vrte Kolárovo-3 (145 m). Vrtne jadrá z hĺbok 2 697 – 2 700 m, 2 731 – 2 734 m, 2 764 – 2 767 m zastihli sivé, zelenkasté biotiticko-muskovitické svory a z hĺbok 2 767 – 2 770 m, 2 801 – 2 803 m, 2 830 – 2 834 m svetlosivé biotiticko-muskovitické ruly. Vo vrte Kolárovo-2 bol v hĺbke 3 051 – 3 055 m zistený sivý kataklázovaný kremitý diorit, v hĺbkach 3 080 – 3 083 m, 3 105 – 3 110 m, 3 133 – 3 135 m svetlosivé a sivé muskovitické svory a vo vrte Kolárovo-4 v hĺbke 2 659 – 2 663 m sivá muskoviticko-biotitická žula (Gaža, 1974). Vo vrte Dubník-1 v podloží neogénnych sedimentov boli zistené v intervale 2 607 až 2 650 m muskoviticko-chloritické pararuly, v hĺbke 2 650 až 2 750 m amfibolity a zelené bridlice (Biela, 1978).

V južnej časti dubníckej priehlbiny a na komárňanských kryhách v podloží terciérnych sedimentov vystupujú paleozoicko-mezozoické sekvencie maďarského stredohoria,

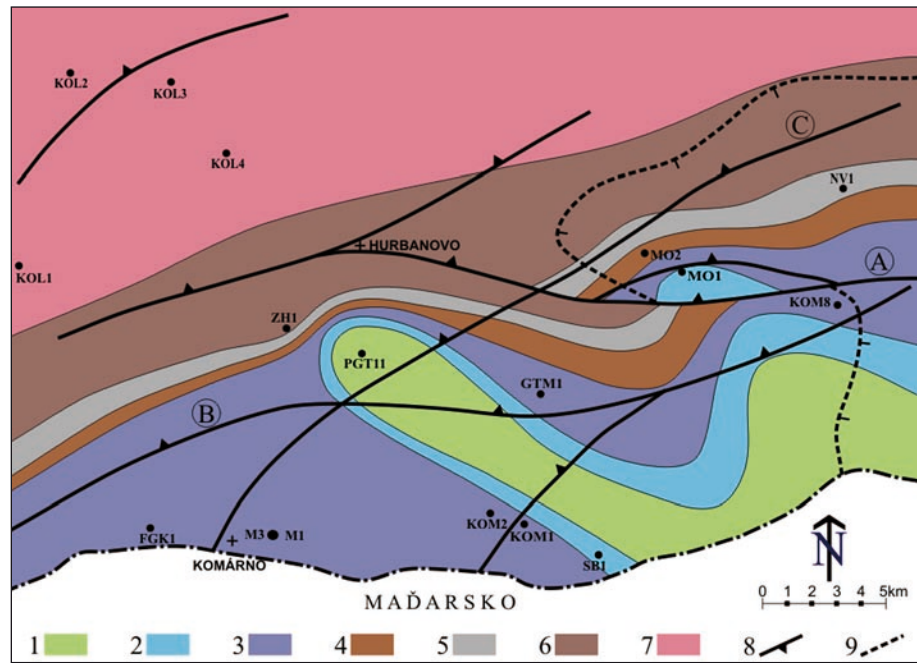


Obr. 2. Tektonické členenie záujmovej oblasti v juhovýchodnej časti podunajskej panvy. 1 – kolárovská elevácia; 2 – dubnícka priehlbina; 3 – okrajová komárňanská kryha; 4 – vysoká komárňanská kryha; 5 – zlomy: A – hurbanovský, B – komárňanský, C – novozámocký, 1-1' geologický profil.

Fig. 2. Tectonic classification of the south-eastern part of the Danube Basin. 1 – Kolárovo elevation; 2 – Dubnícka depression; 3 – Komárno marginal elevated block, 4 – Komárno high elevated block; 5 – faults: A – Hurbanovo fault, B – Komárno fault, C – Nové Zámky fault, 1-1' geological cross-section.

Obr. 3. Mapa rozšírenia predneogénnych stratigrafických jednotiek v juhovýchodnej časti podunajskej panvy. 1 – krieda; 2 – jura; 3 – trias; 4 – perm; 5 – karbón; 6 – staršie paleozoikum; 7 – kryštalinikum veporika; 8 – zlomy; A – hurbanovský, B – komárňanský, C – novozámocký, 9 – hranica rozšírenia paleogénu.

Fig. 3. Map of the distribution of stratigraphic units in the south-eastern part of the Danube Basin. 1 – Cretaceous; 2 – Jurassic; 3 – Triassic; 4 – Permian; 5 – Carboniferous; 6 – Early Paleozoic; 7 – crystalline basement of Veporicum; 8 – faults: A – Hurbanovo fault, B – Komárno fault, C – Nové Zámky fault, 9 – boundary of Paleogene sediments.



čiastočne postihnuté metamorfózou. Paleozoikum maďarského stredohoria – devón (vrt Zelený Háj-1), karbón a perm (vrt Modrany-2) – tvoria prevažne karbonáty a klastiká. Mezozoické sekvencie sú budované triasovými karbonátmi (vrt Marcelová-1, Komárno – M1, M3, FGK-1), jurským (vrt Modrany-1) a spodnokriedovým karbonaticko-klastickým vrstevným sledom (vrt Dolný Peter-11).

Do juhovýchodnej časti sledovanej oblasti zasahuje výbežok budínskeho (štúrovského) paleogénu, ktorý diskordantne nasadá na predterciérne podložie (vrt Nová Vieska-1, Modrany-1 a 2). Maximálna zachovaná hrúbka paleogénnych sedimentov je okolo 850 m. Podľa Vassa et al. (1990) sa sedimentácia začala v eocéne (lutét), skončila sa v oligocéne (eger) a prebiehala v batyálnom až plytkovodnom prostredí, čo dokumentuje striedanie vrstiev morských komplexov s brakickými až sladkovodnými sedimentmi. Prevládajú klastické sedimenty (brekcie, zlepenec, pieskovce a ílovce), v ktorých sa vyskytujú vrstvy sladkovodných organogénnych vápencov a sloje uhlia.

Neogénna vulkanicko-sedimentárna výplň

Sedimentácia neogénnych súvrstiev v JV časti podunajskej panvy sa začala až v spodnom bádene. Spodnobádenské bajtavské súvrstvie leží diskordantne na predneogénnom podloží, teda na budínskom paleogéne, ale aj na predterciérnych horninách. Podľa Vassa (2002) bazálnu a okrajovú časť súvrstvia tvoria transgresívne hrubé klastiká – zlepenec a andezitové vulkanoklastiká. Laterálne smerom do panvy tieto bazálne a okrajové horniny prechádzajú do panvovej fácie tvorenej sivým vápnitým rozpadavým prachovcom a ílovcom. Súvrstvie vzniklo v morskom prostredí, pričom do jeho pobrežnej zóny zasahovali stratovulkány (Vass, 2002).

Okrajové vývoje strednobádenského špačinského súvrstvia tvoria pieskovce a zlepenec a panvový vývoj reprezentujú vápnité ílovce a prachovce. Severozápadným smerom, teda smerom ku komjatickej priehlbine, v súvrství pribúdajú vulkanoklastiká. Súvrstvie vzniklo v morskom prostredí a jeho maximálna hrúbka je okolo 600 m.

Vrchnobádenské pozbianske súvrstvie má na báze zlepenec, pieskovce a tufty. Smerom do panvy bazálne klastiká miznú. Panvový vývoj reprezentujú sivý vápnitý prachovec a ílovec. Na svahoch tzv. levicej hraste, ktorá oddeľuje komjatickú a železovskú priehlbínu, sú biohermy riasového vápence (Hrušecký et al., 1996). Súvrstvie vzniklo v morskom prostredí litorálnej zóny a na šelfe (Vass, 2002). Maximálna hrúbka súvrstvia je 400 m.

Sarmat v sledovanej oblasti predstavuje vrábeľské súvrstvie, ktoré leží transgresívne na rôznych súvrstviach bádenu. Súvrstvie má pestré litologické zloženie. Na báze sa na jeho stavbe podieľajú zlepenec, pieskovce, piesčité, oolitické a lumachelové vápence a tufty. Smerom do centra výrazne narastá podiel sivého vápnitého ílu. Vrchnú časť súvrstvia tvoria prevažne íly.

Vrábeľské súvrstvie vznikalo v litorálnom morskom prostredí a na šelfe. Jeho maximálna hrúbka je okolo 300 m.

V ivánskom súvrství panónskeho veku dominujú vápnité ílovce a prachovce. Vo vrchnej časti súvrstvia sa vyskytujú uhoľné íly a sloje lignitu. Maximálna hrúbka ivánskeho súvrstvia v centre dubníckej priehlbiny a na kolárovskej elevácii je okolo 1 200 m, súvrstvie sedimentovalo v delťovom prostredí (Vass, 2002).

Pont je reprezentovaný beladickým súvrstvom. Prevládajúcim litotypom je zelenosivý vápnitý ílovec s prachovcovou a piesčitou prímесou, resp. s polohami piesku. Pre súvrstvie sú typické tmavé uhoľné íly a sloje lignitu. Maximálna hrúbka beladického súvrstvia je asi

300 m a jeho hlavná masa vznikla v delťovom, prípadne jazernom prostredí. Beladické súvrstvie má v záujmovej oblasti približne rovnaké rozšírenie ako ivánske súvrstvie a leží na ňom konkordantne.

Dák predstavuje volkovské súvrstvie s maximálnou hrúbkou okolo 600 m. V spodnej časti prevládajú piesky nad ílmi a vo vrchnej časti s pestrými ílmi je to naopak. Spodná časť súvrstvia sedimentovala v delťovom prostredí, resp. pestré íly sedimentovali v jazernom prostredí.

Sedimentácia pliocénu v juhovýchodnej časti podunajskej panvy končí dákom a sedimenty rumanu tu už nie sú vyvinuté. Kvartér je reprezentovaný štrkami a hlinami s hrúbkou do 20 m.

Tektonika

Podunajská panva ako celok má pomerne zložitú geologickú stavbu. Paleozoicko-mezozoické podložie terciéru je zvrásnené, zošupinovatené a silne denudované. Paleogénna tektonika vzhľadom na pomerne malý plošný rozsah paleogénnych sedimentov je menej známa a vykazuje znaky horizontálnych posunov kombinovaných s poklesmi.

Od spodného bádenu sa v oblasti podunajskej panvy začalo heterogénne rozťahovanie litosféry, ktoré môžeme rozdeliť do dvoch štádií (Vass a Pereszlényi, 1998).

V staršom predspodnopanónskom, tzv. preriftovom a synriftovom štádiu hlavnú úlohu pravdepodobne zohrávali horizontálne posuny rôzneho typu, kombinované so synsedimentárnou poklesovou tektonikou. V tomto období centrálna časť podunajskej panvy, resp. gabčíkovská priehlbina, bola súšou s mohutným andezitovým vulkanizmom (tzv. dunajská vulkanická zóna) a v severnej periférnej časti panvy sa otvárali asymetrické trogy – blatnianska, rišňovská, komjatická a železovská priehlbina. V železovskej priehlbine sa v tomto štádiu formovali sedimenty bádenu a sarmatu.

V mladšom posarmatskom štádiu, tzv. postriftovom, došlo k inverzii reliéfu a ťažisko subsidencie sa prenieslo v podunajskej panve zo severu a severovýchodu do jej centra. Táto udalosť súvisela s prechodom režimu tektonickej fázy subsidencie na režim termálnej fázy subsidencie (Pereszlényi et al., 1997). V juhovýchodnej časti panvy sa v tomto období formovali sedimenty panónu, pontu a daku. Z tektonického hľadiska dominovalo prehýbanie priehlbiny, ktoré bolo doprevádzané kompenzačnými poklesmi na jej okrajoch.

Geologický vývoj a paleoprostredie v neogéne

Obdobie spodného bádenu (16,5 – 15,5 mil. rokov)

Spodný bádenu je na východnom okraji podunajskej panvy reprezentovaný rýchlou fázou iniciálnej subsidencie (Kováč, 2000). Začal sa otvárať sedimentačný priestor dubníckej priehlbiny. V tomto čase bola centrálna časť podunajskej panvy pravdepodobne súšou, preto môžeme predpokladať, že spodnobádenské more preniklo do oblasti z východu. Na podložné horniny transgreditovali bazálne

zlepence. Nad bazálnymi zlepencami je vo východnej a juhovýchodnej časti priehlbiny vulkanoklastické súvrstvie, ktoré indikuje plytkovodné prostredie. Smerom na západ sa vulkanoklastiká postupne vytrácajú a terminálne pelitické sedimenty poukazujú najmä v centrálnej časti priehlbiny na lokálne prehĺbenie mora.

V tomto období hurbanovský zlomový systém západo-východného smeru (obr. 3) fungoval pravdepodobne ako ľavý horizontálny posun, ktorý otvoril sedimentačný priestor medzi komárňanskou kryhou na juhu a levickou hrastou na severe.

Obdobie stredného bádenu (15,5 – 15,0 mil. rokov)

Po usadení spodného bádenu sa začala postupne dvíhať komárňanská kryha, najmä jej západná časť, a strednobádenské more začalo zaplavovať levickú hrast. Vo vynorenej centrálnej časti podunajskej panvy v tomto vývojovom období aktívne fungoval stratovulkán Kráľovej (Pereszlényi et al., 1997), čo malo za následok, že v západnej časti dubníckej priehlbiny je strednobádenské súvrstvie bohaté na vulkanoklastiká. Sedimentácia opäť prebiehala v plytkovodnom prostredí s lokálnym prehĺbením mora v centrálnej časti priehlbiny.

Obdobie vrchného bádenu (15,0 – 13,6 mil. rokov)

V období vrchného bádenu doznievala činnosť stratovulkánu Kráľová v centrálnej časti podunajskej panvy, ale začala kulminovať činnosť šurianskeho stratovulkánu, ktorý spolu s kolárovsou eleváciou podložia oddelil dubnícku priehlbínu od ostatných častí podunajskej panvy (Pereszlényi et al., 1997). V okolí šurianskeho stratovulkánu sedimentácia prebiehala v plytkovodnom litorálnom prostredí a na okrajoch levickej hraste sa vytvorili biohermy a biostromy riasových vápencov. Vo východnej časti železovskej priehlbiny sedimentácia prebiehala v plytkovodnom neritickom prostredí.

V tomto období sa komárňanská kryha prakticky celá úplne vynorila (počas obdobia bádenu bola kolárovska elevácia stále vynorená), čo signalizuje ukončenie fázy tektonickej subsidencie, resp. ukončenie synriftového štádia vývoja dubníckej priehlbiny. Hurbanovský zlomový systém v období vrchného bádenu ako výrazný ľavý horizontálny posun ukončil svoju činnosť, čo súvisí s prechodom režimu tektonickej subsidencie na režim termálnej subsidencie, resp. s prechodom synriftového štádia do postriftového štádia vývoja dubníckej priehlbiny.

Obdobie sarmatu (13,6 – 11,0 mil. rokov)

V období sarmatu vulkanická činnosť v centre podunajskej panvy prestala. Ťažisko subsidencie sa začalo prenášať z priehlbín na severe a severovýchode podunajskej panvy do jej centra, ktoré začalo výrazne poklesávať.

V období sarmatu sa vynorila východná časť komárňanskej kryhy a západná časť (spolu s kolárovsou eleváciou) sa začala postupne ponárať. Do tohto obdobia

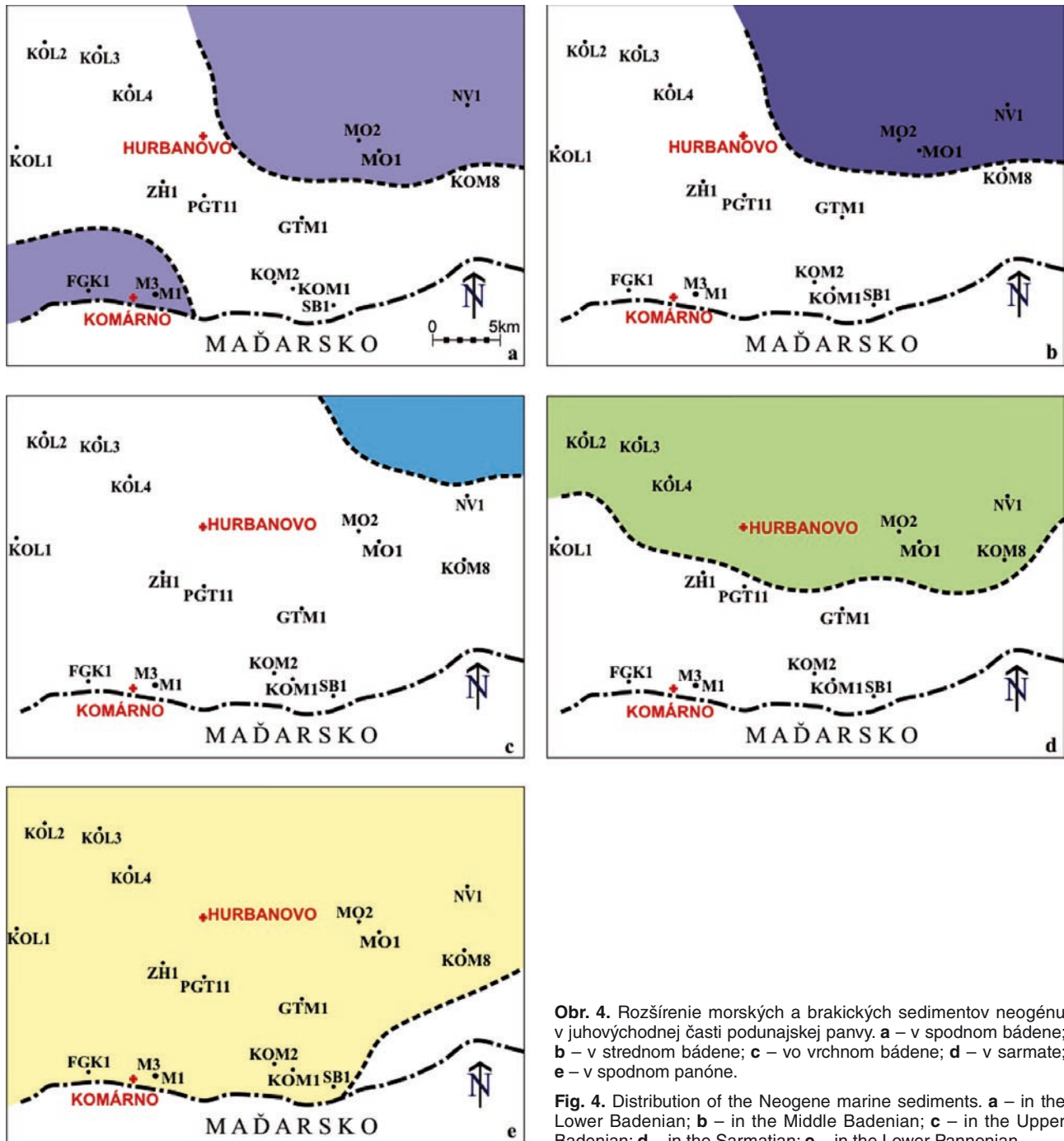
môžeme klásť začiatok fungovania komárňanského a novozámockého zlomového systému smeru – severovýchod – juhozápad.

Obdobie panónu (11,0 – 7,0 mil. rokov)

Počas panónu sa morské sedimentačné prostredie zmenilo na plytké jazero kaspibrakického charakteru, do ktorého generálne zo severu vstupoval deltový systém (Kováč, 2000). Mohutná delta, ktorá svojím

okrajom progradovala do oblasti dubníckej priehlbiny, úplne pochovala šuriansky stratovulkán a západnú časť komárňanských krýh spolu s kolárovsou eleváciou. V spodnom panóne sa striedajú typické deltové pieskovce so zlepcami, piesčitými ílovcami až ílovcami. Vo vyššej časti panónu pribúdajú k piesčito-ílovitým klastikám drobné sloje uhlia.

V tomto období sa začína zvyrazňovať funkcia komárňansko-novozámockého zlomového systému smeru severovýchod – juhozápad.



Obr. 4. Rozšírenie morských a brakických sedimentov neogénu v juhovýchodnej časti podunajskej panvy. a – v spodnom bádene; b – v strednom bádene; c – vo vrchnom bádene; d – v sarmate; e – v spodnom panóne.

Fig. 4. Distribution of the Neogene marine sediments. a – in the Lower Badenian; b – in the Middle Badenian; c – in the Upper Badenian; d – in the Sarmatian; e – in the Lower Pannonian.

Tab. 2
Základné údaje z vrtov (rez 2-2')
Basic data from boreholes (cross-section 2-2')

Označenie vrtu	Hĺbka kolektorov (m)	Vek kolektor	CMV (g · l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₂ (Cl)	I (mg · l ⁻¹)	Br (mg · l ⁻¹)	Laboratórium rok	Prostredie
Dubník D-1	2 097 – 2 104	spodný bádén – štrk	17,86	91	1,82	15,4	44,9	ČND Hodonín, 1957	morské
Nová Vieska NV-1	452 – 456 1 073 – 1 075 1 351 – 1 361 1 440 – 1 445 2 029 – 2 030 2 191 – 2 195 2 519 – 2 520 2 732 – 2 736	vrchný panón – pieskovce stredný bádén – pieskovce stredný bádén – pieskovce spodný bádén – piesky spodný bádén – piesky spodný bádén – vulkanoklastiká spodný bádén – pieskovce rupel – pieskovce (oligocén)	23,82 30,73 39,6 31,15 23,16 32,63 26,65 21,41	94 71,8 85 92,6 88,6 90 86,4 83	– 14,1 14,4 – A ¹ 6,2 – 9,6 14	70,4 22,2 38,7 86,9 49,1 93,3 28,5 13,5	– – – – – – – –	ČND Hodonín, 1957	brakické morské
Modrány MO-2	1 665 – 1 668 1 725 – 1 740 2 141 – 2 150 2 600 – 2 620	spodný bádén – piesky spodný bádén – váp. pieskovce priabón – váp. pieskovce (eocén) perm – arkózy, pieskovce	79,22 76,25 67,08 68,9	79,9 78,9 81,9 80,4	19,4 20,65 17,15 11,63	– – – –	– – – –	ČND Hodonín, 1970	morské
Modrány MO-1	1 145 – 1 156 2 085 – 2 088 2 114 – 2 121	stredný bádén – piesky priabón – váp. pieskovce (eocén) priabón – váp. pieskovce (eocén)	32,83 23,26 19,39	82,4 77 70,8	16,6 16,6 24,2	12,1 15,9 5,7	50,7 83,6 61,1	ČND Hodonín 1969 – 1970	morské
Marcelová GTM-1	700 – 723 1 037,5 – 1 761	neogén – bazálne štrky, brekcie spodný trias – bridlice, pieskovce, vápence, porucha	0,82 90,68	8,28 72,8	2,02 25,4	0,02 23,1	0,2 198	VIKUV Budapešť, 1987 GÚDŠ Bratislava, 1987	? –
Komárno FGK-1	904 – 1 082 1 689 – 1 694	pont, panón – piesky trias – vápence a dolomity	1,93 2,85	21,1 30,7	A ₁ = 76,2 S ₁ (SO ₄)7,76 S ₂ (SO ₄)42,8	nest. nest.	–	GÚDŠ Bratislava, 1976	brak.-sladk. –
Komárno M-3	1 139 – 1 184	trias – vápence a dolomity	2,91	36,5	S ₂ (SO ₄)35,4 A ₂ = 21,8	nest.	–	GÚDŠ Bratislava, 1976	–

*Obdobie pontu (7,0 – 5,6 mil. rokov) a dáku
(5,6 – 3,7 mil. rokov)*

Pont a dák sedimentovali v jazernom prostredí. Prevládajú íly s polohami pieskov, pestré íly a uholné íly so sľojmi lignitu.

Komárňansko-novozámocký zlomový systém vyrovnával napätia na okraji sedimentačného priestoru, ktoré súviseli s výrazným prehľbovaním centra podunajskej panvy, a postupne sa vetvil do zložitého systému poklesových zlomov.

*Obdobie rumanu (3,7 – 1,8 mil. rokov) a kvartéru
(1,8 – 0,0 mil. rokov)*

Sedimenty rumanu sú rozšírené iba v západnej časti sledovanej oblasti a vo vlastnej dubníckej priehlbine prakticky nie sú vyvinuté. Reprezentujú ich piesky, drobný polymiktný štrk a piesčité zelené, sivé a hrdzavé íly. Kvartérne sedimenty reprezentujú najmä štrky a hliny.

Komárňansko-novozámocký zlomový systém pokračoval vo svojej funkcii ako v predchádzajúcom období, čo môže súvisieť aj s relatívne častými zemetraseniami v tejto oblasti v reente.

Paleogeografickú schému rozšírenia morských a brakických sedimentov neogénu v juhovýchodnej časti podunajskej panvy dokumentuje obr. 4.

Slané vody a soľanky v rezoch

Kedže sa kolektory týchto vôd vyskytujú v predmiocénnom podloží (obr. 3) a tesne nad ním, dôležité pre identifikáciu ich genézy je venovať sa im z pohľadu dubníckej priehlbiny, kolárovskej elevácie a komárňanskej kryhy (Fusán et al., 1987). Základné charakteristiky slaných

vôd a soľaniek s náčrtom ich genézy zobrazujú geologicko-hydrogeochemické rezy (obr. 5).

V dubníckej priehlbine boli soľanky zistené vo vrte MO-2 (tab. 2, 3). Vody s celkovou mineralizáciou v rozpätí cca 23 – 33 g · l⁻¹, S₁(Cl) 89 – 93 c. z % a nulovou (jedenkrát 9,6 c. z %) S₂(Cl) zložkou boli zistené v spodnom bádene vo vrte NV-1. V strednom bádene sú vo vrte NV-1 a MO-1 vody s mineralizáciou 31 – 40 g · l⁻¹, S₁(Cl) 72 – 85 c. z % a S₂(Cl) 14 – 17 c. z %. Tieto vody oproti vodám spodného bádenu vznikli v zatvorenejšej panve (najnovšie v železovskej priehlbine; Elečko et al., 2002), čím sa dajú do istej miery vysvetliť vyššie uvedené rozdiely v chemickom zložení vôd.

Do podloží silne denudovaných sedimentov eocénu a permu premigrovali vody spodného bádenu z morského prostredia (vrt MO-2). Ako vidieť z rezu 2-2' (obr. 5), vrt MO-2 je situovaný v poklesnutej kryhe. Oproti vrtu MO-1 je uzatvorený ílmi spodného bádenu a eocénu a západným smerom ílmi spodného bádenu. Hlavnou príčinou izolovanosti však budú malé hrúbky pieskov a tenké vrstvy pieskovcov v íloch a arkózach, ktoré sa vyklinujú, resp. nie sú cez zlomy prepojené.

V najvýhodnejšie situovanom vrte NV-1, v najhustejšie odskúšanom spodnom a strednom bádene (6 vrstiev pieskovcov a pieskov v úseku 1 073 – 2 520 m) je priemerná hrúbka kolektorov 4 m. Z hrúbky 1 443 m to predstavuje spolu iba 23 m, čo je necelých 1,6 %.

Na druhej strane hrúbka eocénnych a permských kolektorov je trochu väčšia ako bádenských (4,20 m), takže sa premigrované slané vody mohli naakumulovať vo „väčšom množstve“. V úseku hrubom 479 m je to 29 m, čo predstavuje 6 %.

V komárňanskej okrajovej kryhe boli soľanky zistené v silne denudovaných horninách spodnej kriedy vo vrte

Tab. 3
Hydrogeochemické faktory (rez 2-2')
Hydrogeochemical factors (cross-section 2-2')

Vrt	Úsek (m)	(rNa + rK)/ rCl	rHCO ₃ /rCl	(rNa + rK)/ (rCa + rMg)	Cl/Br	CMV (g · l ⁻¹)	Vek kolektorov
D-1	2 097 – 2 104	0,98	0,059	10,11	217,9	17,86	spodný bádén
NV-1	452 – 456	1,03	0,056	38,75	–	23,82	vrchný panón
	1 073 – 1 075	0,72	0,0087	2,53	–	30,73	stredný bádén
	1 351 – 1 361	0,86	0,0059	5,71	–	39,6	stredný bádén
	1 440 – 1 445	1,03	0,077	21,5	–	31,15	spodný bádén
	2 021 – 2 030	1,09	0,107	28,36	–	23,16	spodný bádén
	2 191 – 2 195	1,05	0,099	17,53	–	32,63	spodný bádén
	2 519 – 2 520	0,89	0,039	6,26	–	26,65	spodný bádén
MO-2	2 732 – 2 736	0,85	0,026	4,83	–	21,41	rupel (oligocén)
	1 665 – 1 668	0,8	0,002	3,97	–	79,22	spodný bádén
	1 725 – 1 740	0,79	0,0021	3,74	–	76,25	spodný bádén
	2 141 – 2 150	0,82	0,0071	4,52	–	67,08	priabón (eocén)
	2 600 – 2 620	0,88	0,0054	4,93	–	68,9	perm
MO-1	1 145 – 1 156	0,83	0,002	4,64	392	32,83	stredný bádén
	2 085 – 2 088	0,82	0,062	3,36	155	23,26	priabón (eocén)
	2 114 – 2 121	0,74	0,052	2,41	180,6	19,39	priabón (eocén)
GTM-1	700 – 723	6,67	4,61	0,09	220	0,82	neogén
FGK-1	1 037,5 – 1 761	0,76	0,001	3,87	278	90,681	spodný trias
	904 – 1 082	4,6	3,54	80	–	1,93	pont, panón
	1 689 – 1 964	1,16	0,6	0,76	–	2,85	trias
M-3	1 139 – 1 184	0,93	0,66	2,49	–	2,91	trias

PGT-11 v Dolnom Petri (rez 3-3' na obr. 5) a spodného triasu vo vrte GTM-1 v Marcelovej (rez 5-5' na obr. 5). V obidvoch prípadoch nad nimi ležia sedimenty panónu z kaspibrakického prostredia. Nad soľankou v spodnej kriede vo vrte PGT-11 s CMV 63 g · l⁻¹ (rez 3-3' na obr. 5, tab. 4, 5) bola v strednom panóne zistená voda s CMV 5,31 g · l⁻¹ a S₁(Cl) 84 c. z % (A₁ = 6,92 c. z %, A₂ = 9,07 c. z %).

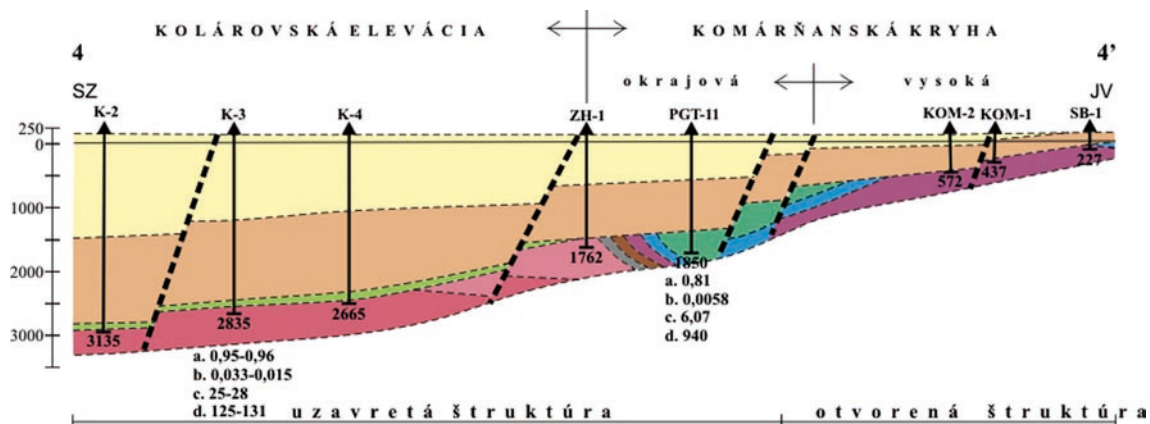
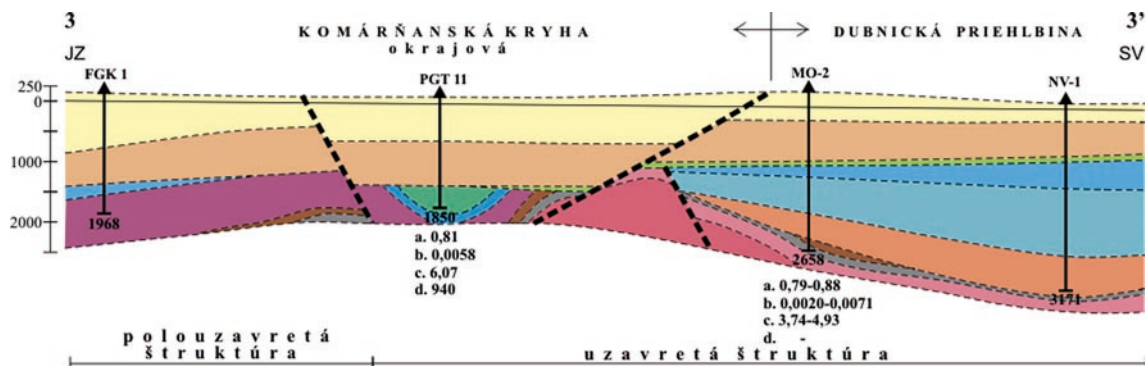
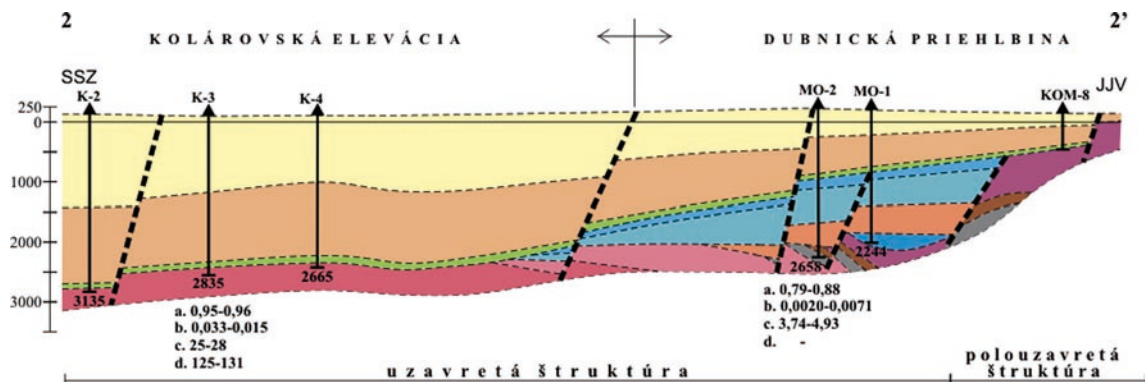
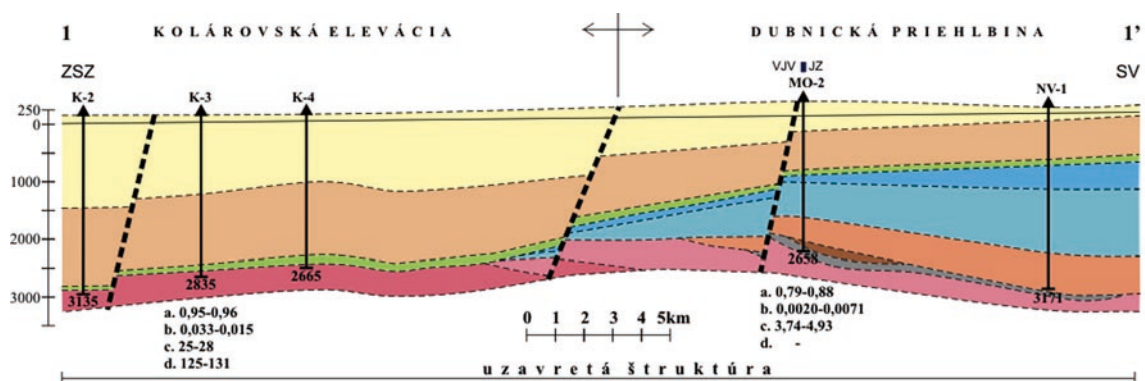
Podobne nad soľankou v spodnom triase vo vrte GTM-1 s CMV 91 g · l⁻¹ (rez 5-5' na obr. 5, tab. 2, 3) bola na báze panónu zistená voda s CMV 0,82 g · l⁻¹ a S₁(Cl) 8,28 c. z % (S₂(SO₄) = 50,21 c. z %, A₂ = 34,37 c. z %). Vo vrte K-4 (rez 3-3' na obr. 5, tab. 4, 5) vo vrchnej časti panónu je podobná voda ako vo vrte PGT-11 s CMV 4,98 g · l⁻¹ a S₁(Cl) 66,4 % (A₁ = 31,6 %). Obidve vody sú v polozatvorených štruktúrach

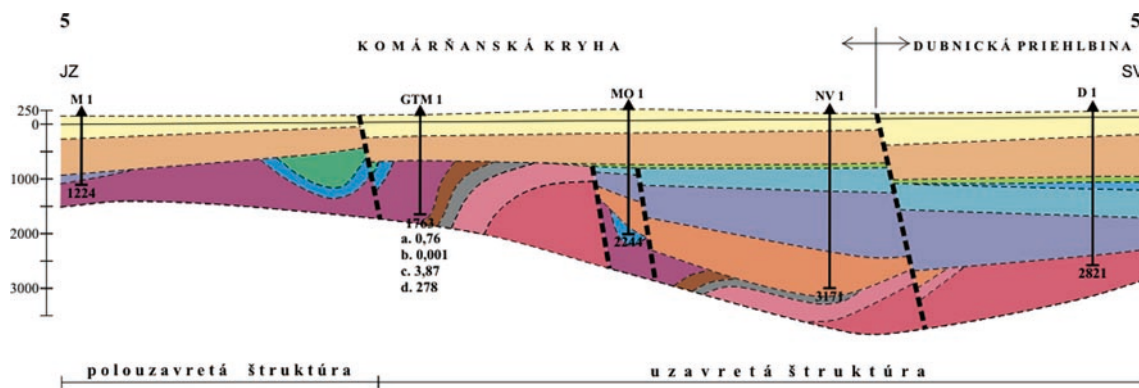
Tab. 5
Hydrochemické faktory (rez 3-3')
Hydrogeochemical factors (cross-section 3-3')

Vrt	Úsek (m)	rNa/rCl	HCO ₃ /rCl	rNa/rCa	Cl/Br	CMV (g · l ⁻¹)	Vek
K-2	2 138 – 2 148	1,12	0,18	20,66	189,6	11,53	spodný panón
	2 613 – 2 630	1,04	0,086	32,31	223,6	24,38	spodný panón
	2 680 – 2 690	1	0,046	42,47	202,6	33,59	spodný panón
	3 042 – 3 048	0,92	0,008	12,94	186,8	30,71	stredný sarmat
K-3	1 770 – 1 993	1,17	0,217	29,06	153	8,97	spodný panón
	1 785 – 1 993	1,04	0,16	24,98	168,6	12,33	spodný panón
	2 303 – 2 308,5	1,01	0,0814	24,46	207	17,56	spodný panón
	2 445 – 2 450	0,97	0,014	52,69	186,1	29,84	spodný panón
	2 651,5 – 2 669	0,95	0,0148	28,15	131,3	126,42	stredný sarmat
	2 685 – 2 700	0,96	0,0328	25,07	124,9	43,53	stredný sarmat
K-4	1 594 – 1 600	1,49	0,34	57,15	1 281,6	4,98	spodný panón
	2 086 – 2 407						
	4 úseky (x)	1,08	0,104	21,81	213,8	12,04	spodný panón
PGT-11	1 029 – 1 321	1,05	0,19	12,15	996	5,31	panón
	1 332 – 1 780	0,81	0,0058	6,07	946,27	63,46	spodná krieda
SB-1	129 – 226,5	1,38	10,74	0,234	247,4	0,68	lias – stredný trias

Tab. 6
Hydrogeochemické charakteristiky soľaniek
Hydrogeochemical characteristics of brines

Lokalita vrt	Vek	CMV (g · l ⁻¹)	S ₁ (Cl) (%)	S ₂ (Cl) (%)	rNa rCl	rHCO ₃ rCl	rNa rCa	Cl/Br
slané vody								
Nová Vieska-1 NV-1	spodný bádén	32,6	90	–	1,05	0,099	17,53	–
Kolárovo-2 K-2	stredný sarmat	30,7	92,6	5	0,92	0,008	12,94	186,8
Kolárovo-2 K-2	spodný panón	33,6	95,1	–	1	0,046	42,47	202,6
autochtónne soľanky								
Kolárovo K-3	stredný sarmat	126	96,2	2,2	0,95	0,015	28,15	131
Modrany MO-2	spodný bádén	44	95,4	1,1	0,96	0,033	25,1	125
		79	79,9	19,4	0,8	0,002	3,97	–
		76	78,9	20,65	0,79	0,0021	3,74	–
alochtónne soľanky								
Modrany MO-2	eocén	67	81,9	17,15	0,82	0,0071	4,52	–
Dolný Peter PGT-11	perm	69	80,4	11,63	0,88	0,0054	4,93	–
Marcelová GTM-1	spodná krieda	63	82,4	16,21	0,81	0,0058	6,01	–
	spodný trias	91	72,8	25,4	0,73	0,0013	3,71	278





Obr. 5. Geologicko-hydrogeochemické profily záujmového územia. 1 – pont a dák; 2 – panón; 3 – sarmat; 4 – vrchný báden; 5 – stredný báden; 6 – spodný báden; 7 – paleogén; 8 – krieda; 9 – jura; 10 – trias; 11 – perm; 12 – karbón; 13 – staršie paleozoikum (devón); 14 – kryštalinikum veporika; a – $rNa + rK/rCl$, b – $rHCO_3/rCl$, c – $rNa + rK/rCa + rMg$, d – Cl/Br .

Fig. 5. Geological-hydrogeochemical cross-sections in the area of interest. 1 – Pontian and Dacian; 2 – Pannonian; 3 – Sarmatian; 4 – Upper Badenian; 5 – Middle Badenian; 6 – Lower Badenian; 7 – Paleogene; 8 – Cretaceous; 9 – Jurassic; 10 – Triassic; 11 – Permian; 12 – Carboniferous; 13 – Early Paleozoic (Devonian); 14 – crystalline basement of Veporicum; a – $rNa + rK/rCl$, b – $rHCO_3/rCl$, c – $rNa + rK/rCa + rMg$, d – Cl/Br .

($rHCO_3/rCl = 0,19$ a $0,34$), čo sa prejavuje určitou mierou infiltračnej degradácie zastúpením zložiek A_1 a A_2 . Voda na báze panónu vo vrte GTM-1 je podobná vode v Patinciach vo vrte SB-1 v jursko-triasových vápencoch a dolomitoch s CMV $0,68 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, $S_1(Cl)$ cca 8 c. z %, A_2 83 c. z %, $S_1(SO_4)$ 4 c. z % a $S_2(SO_4)$ 5 c. z %. Voda z vrtu v Patinciach je z otvorenej hydrogeologickej štruktúry ($rHCO_3/rCl = 10,74$) a z vrtu GTM-1 z polootvorenej ($rHCO_3/rCl = 4,61$). Voda v Patinciach je typu A_2 (Ca-Mg- HCO_3) a v Marcelovej typu prechodného $S_2(SO_4) - A_2$ (Ca-Mg- $SO_4 - HCO_3$). V obidvoch prípadoch ide o meteorické vody prúdiace od Dunaja, resp. pohorí Pilis a Gerece do komárňanskej vysokej a ďalej na sever okrajovej kryhy (Remšík et al., 1992).

K vode prechodného typu patrí aj voda v triasových karbonátoch vo vrte M-3 (rez 5-5' na obr. 5, tab. 2, 3). Ide o vodu s CMV $2,91 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, typu $S_1(Cl) - S_2(SO_4)$. Podobne, ale k zmiešanému typu $S_1(Cl) - S_2(SO_4) - A_2$, patrí aj voda z triasových karbonátov vo vrte FGK-1 s CMV $2,85 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (rez 3-3' na obr. 5, tab. 2, 3). Nad ňou vo vrchnej časti panónu (začiatok pontu) je voda výrazného A_1 typu s CMV $1,93 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ s $A_1 = 76,2$ c. z %. Je z polootvorenej štruktúry ($rHCO_3/rCl = 3,54$), podobne ako voda z vrtu GTM-1. Meteorický pôvod vôd z vrtov SB-2 (namiesto SB-1) a M-3 (tiež FGŠ-1, Štúrovo) dokumentujú hodnoty izotopu kyslíka $\delta^{18}O = -10,94$ až $-11,17$ ‰ z vrtu SB-2, resp. FGŠ-1, a $\delta^{18}O = -12,58$ ‰ z vrtu M-3 (Franko, 2001).

Zo súčasného chemického zloženia vyššie hodnotených vôd, nachádzajúcich sa vo vrtoch PGT-11 uprostred panónu a na báze panónu v GTM-1, by nemohli po ich zasiaknutí do sedimentov spodnej kriedy a spodného triasu „vzniknúť“ solanky. Podľa slaných vôd v spodnej časti panónu v kolárovskejších vrtoch boli v čase sedimentácie podobné vody v spodnej časti panónu aj vo vrtoch PGT-11 (rez 3-3' na obr. 5) a GTM-1 (rez 5-5' na obr. 5).

Vo vrtoch K-2 a K-3 ide o vody s CMV $18 - 34 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, $S_1(Cl)$ 90 – 97 c. z %. Voda vo vrte K-4 s CMV asi $12 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a $S_1(Cl)$ 88 c. z % ($A_1 = 7$ c. z %, $A_2 = 5,3$ c. z %), ktorá

je bližšie ku komárňanskej kryhe ako vrty K-2 a K-3, je recentne ovplyvnená vodami komárňanskej vysokej kryhy. Kolektormi vôd vo vrte PGT-11 v hĺbke 1 457 až 1 750 m sú spodnokriedové (titón – neokóm) horniny. Je to komplex ílovitých hluznatých vápencov s polohami ílovcov a pieskovcov. V spodnej časti spodnej kriedy v hĺbke 1 750 – 1 850 m sú kolektormi striedajúce sa polohy ílovcov, ílovitých vápencov a pieskovcov. Podľa litológie sedimentov ide o puklinové kolektory. Podľa termometrických meraní prítok vody je len z jedného úseku v hĺbke 1 708 – 1 720 m z puklín ílovitých vápencov. Podľa orientačného čerpaného množstva vody $0,35 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s teplotou 24°C pri znížení hladiny z 84 m na 93 m ide o nízku až veľmi nízku prietoknosť kolektorov. Hlavnou príčinou izolovanosti solániek sú, podobne ako vo vrte GTM-1, vlastné sedimenty spodnej kriedy s drobnými puklinami, vyznievajúcimi v priestore (prítok vody pri čerpaní zanikol).

Kolektormi vôd vo vrte GTM-1 v hĺbke 795 – 1 195 m sú tenké vrstvičky vápencov, ktoré sa striedajú, resp. sú v červených ílovitých a vápnitých bridliciach. Zhruba v hĺbke 1 195 – 1 450 m sa striedajú červené jemnozrnné, niekedy laminované a sludnaté pieskovce s červenými, zriedkavejšie zelenosivými, ílovitými bridlicami. Do konečnej hĺbky 1 763,5 m prevažujú sivé až čierne bridličnaté a tenkovrstevnaté vápence a ílovité bridlice. Miestami sa vyskytujú tenké polohy ílovitých bridlíc a jemnozrnných laminovaných pieskovcov (Biely a Kullmanová, 1992). S ohľadom na vyššie uvedenú litológiu sedimentov je prítok solanky do vrtu najpravdepodobnejší z poruchového pásma, ktoré drénuje solanku z puklín v sedimentoch spodného triasu. V hĺbke 795 – 1 195 m (hlavný prítok vody je z úseku 1 037,5 – 1 045,5 m) sú sklony vrstiev premenlivé, zväčša dosahujú $60 - 90^\circ$. Do hĺbky 1 450 m to už bolo len okolo 50° a hlbšie ešte menej. Prietoknosť kolektorov v mieste prítoku je nízka ($T = 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Hlavnou príčinou izolovanosti solániek vo vrte GTM-1 sú vlastné sedimenty spodného triasu, v ktorých sa tenké vrstvičky navzájom

vyklinujú a drobné pukliny v priestore vyznievajú. Zvýšené čerpané množstvo vody (asi $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) je podmienené už uvedeným poruchovým pásmom.

Posledné soľanky sú vo vrte K-3 v sedimentoch (kolektory – pieskovce) stredného sarmatu (CMV = 44 až $126 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Jeho sedimenty ležia na veporskom kryštaliniku v kolárovskej elevácii (rez 1-1', 2-2' na obr. 5). Plytké more a morfológická členitosť dna umožnili vznik menších, od mora čiastočne oddelených priestorov so zvýšenou koncentráciou solí (Gaža, 1974). Zvýšená koncentrácia solí je aj v strednom sarmate vo vrte K-2 (CMV = $31 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, $S_1(\text{Cl}) = 92,6 \text{ c. z \%}$ a $S_2(\text{Cl}) = 5 \text{ c. z \%}$), ako aj na báze spodného panónu vo vrte K-2 (tab. 4, 5). Soľanka vo vrte K-3 však dosahuje $44 - 126 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ so $S_1(\text{Cl})$ asi $96 \text{ c. z \%}$ a $S_2(\text{Cl})$ asi $2 \text{ c. z \%}$.

Ako vidieť, hydrogeochemické ukazovatele soľanky vo vrte K-3 v strednom sarmate sú totožné s hodnotami slanej vody v tom istom vrte na báze panónu. Soľanky vo vrte K-3 zostali zachované v samostatnej kryhe. Západným smerom je izolovaná poklesnutou kryhou s vrtom K-2 a južným smerom eleváciou kryštalinika medzi vrtní K-3 a K-4. Uzavretosťou štruktúr na západných svahoch komjatickej priehlbiny a severovýchodných svahoch železovskej priehlbiny vo vzťahu k plynovým zásobníkom sa zaoberajú Milička et al. (2005).

Pôvod a procesy tvorby soľaniek

Vo všeobecnosti môžeme povedať, že v podmienkach Západných Karpát je vznik soľaniek spájaný buď so zahusťovaním morskej vody (soľanky morského pôvodu), alebo rozpúšťaním solinosných formácií (soľanky halogénneho pôvodu). Uvedené rozdelenie je iba prvotné a vychádza z hľadania primárnej vody, resp. zdroja vysokej salinity v solankách. Často však o uvedenej vyhranosti nemožno hovoriť, pretože pôvodná morská voda je sčasti vymenená za meteorickú, alebo dochádza k miešaniu vôd, o čom svedčí jej konečné izotopové zloženie. O týchto vodách je možné povedať, že vývoj ich chemického zloženia nezávisí od veku kolektorov, ale od zdroja salinity a podmienok v ďalšom štádiu vývoja.

V záujmovom území sa soľanky z vrtní K-3 výrazne hydrogeochemicky odlišujú od soľaniek zistených vo vrtní MO-2, PGT-11 a GTM-1 (tab. 6) v hodnotách $S_1(\text{Cl})$ a $S_2(\text{Cl})$. Ostatné hydrogeochemické charakteristiky sú si veľmi podobné a naznačujú primárne vody morského pôvodu. Rozdielnosťou je tiež rôzny vek a litologický charakter kolektorov.

Ako už bolo uvedené, primárne soľanky vznikli zo slaných morských vôd. Ako príklad v tab. 6 uvádzame slané vody z kolektorov spodného bádenu (vrt NV-1), stredného sarmatu (vrt K-2) a spodného panónu (vrt K-2). Z približne takýchto iniciálnych morských vôd vzniklo šesť hodnotených soľaniek. Nachádzajú sa v uzavretých hydrogeochemických a zrejme aj hydrogeologických štruktúrach, takže recentne neboli ovplyvnené. Čiastočne boli metamorfované (faktor $r\text{Na}/r\text{Cl}$) v postsedimentárnom období. Z pohľadu ich výskytu ide o soľanky autochtónne v spodnom bádene (vrt MO-2) a v strednom sarmate

(vrt K-3). Do druhej skupiny patria soľanky alochtónne v eocéne a perme (vrt MO-2), v spodnej kriede (vrt PGT-11) a v spodnom triase (vrt GTM-1).

Podľa schémy paleogeografického vývoja miocénnych sedimentov (obr. 4) je pravdepodobné, že k uzavretiu vôd došlo až po panóne. Jeho sedimenty v celom území zakryli sedimenty staršie, avšak vody majú odlišné niektoré hydrogeochemické charakteristiky. Vychádzajúc z uvedeného a chronostratigrafie sarmatu (13,6 – 11,0 mil. rokov), evaporácia morskej vody, z ktorej vznikla soľanka vo vrte K-3, teoreticky mala možnosť prebiehať 1,4 mil. rokov. Na začiatku sedimentácie panónu sa v dôsledku zmenených podmienok vyparovanie skončilo. Z chronostratigrafie spodného bádenu (16,5 – 15,5 mil. rokov) možno predpokladať, že vznik alochtónnych soľaniek sa začal po skončení jeho sedimentácie a premigrovaní prekoncentrovaných slaných vôd do podložia. Potom zahusťovanie mohlo prebiehať 4,3 mil. rokov s rozdielnou intenzitou. Alternatívne však mohla evaporácia prebiehať podobne ako v prvom prípade v sarmate s rovnakým časovým intervalom. Uvedené možnosti vymedzujú maximálne obdobie, počas ktorého mohlo potenciálne dochádzať k evaporácii morskej vody.

Na simuláciu vzniku autochtónnych a alochtónnych soľaniek bolo aplikované termodynamické modelovanie pomocou programu PHREEQC 2.17 (Parkhurst a Appelo, 1999). Použitý bol inverzný model, ktorý počíta geochemické reakcie, predstavujúce zmeny v chemickom zložení vody pozdĺž jej vývojovej cesty. Pre inverzné modelovanie je potrebné poznať najmenej dve chemické analýzy vody na rôznych miestach v smere prúdenia, rovnako ako minerálne fázy a plyny, ktoré sú potenciálne reaktívne. Inverzné modelovanie predpokladá, že jeden vodný roztok sa bude miešať s inými vodnými roztokmi a reagovať s minerálmi a plynmi za vzniku druhého roztoku so známym zložením. Inverzné modelovanie počíta miešanie frakcií pre vodné roztoky a mólové prenosy plynov a minerálov, ktoré produkujú zloženie druhého vodného roztoku. Základný prístup inverzného modelovania je riešenie radu lineárnych rovníc, ktoré zodpovedajú za zmeny koncentrácie každého prvku pri rozpúšťaní alebo vyzrážaní minerálnych fáz.

Ako vstupné chemické analýzy boli do modelov dané samotné analýzy soľaniek z vrtní GTM-1, Marcelová a vrtní K-3, Kolárovo. Iniciálne zloženie morskej vody, ktoré je niekoľko desiatok miliónov rokov podobné, reprezentovalo priemerné zloženie oceánskej vody so salinitou 35 ‰ (Horn, 1969).

Pri porovnaní chemického zloženia soľanky z vrtní GTM-1 a priemernej oceánskej vody (POV) (tab. 7) môžeme na základe koncentračného faktora povedať, že soľanka je najviac obohatená o jód a lítium a vo veľkej miere o stroncium a vápnik. V zložení ostatných prvkov je podobná priemernej oceánskej vode. Koncentračný faktor F sa vyjadruje podľa vzorca:

$$F = (c_i/c_{\text{Cl}})_{\text{vzorka}} / (c_i/c_{\text{Cl}})_{\text{morská voda}}$$

kde c_i a c_{Cl} sú hmotnostné koncentrácie prvku i a chloridov.

Z uvedeného je zjavné, že k obohateniu soľanky nemohlo dôjsť iba v jednofázovom procese výparu

Tab. 7
Koncentračný faktor pre solanku (vrt GTM-1)
Brine concentration factor (borehole GTM-1)

Zložka	GTM-1	POV	F
pH	6,6	7,95	
Li	51,43	0,17	106,34
Na	26 000	10 760	0,85
K	307,5	387	0,28
Mg	1 429,4	1 294	0,39
Ca	6114	413	5,20
Sr	220,08	8	9,67
Cl	55 056	19 353	1,00
Br	198	67	1,04
I	23,1	0,06	135,33
SO ₄	1 126	2 712	0,15
HCO ₃	122,05	142	0,30

Tab. 8
Koncentračný faktor pre solanku (vrt K-3)
Brine concentration factor (borehole K-3)

Zložka	K-3	POV	F
pH	7,2	7,95	
Na	46 019,1	10 760	1,12
K	1 850	387	1,25
Mg	131	1 294	0,03
Ca	1 424	413	0,90
Cl	74 090,5	19 353	1,00
Br	564,3	67	2,20
I	29,6	0,06	128,86
SO ₄	123,4	2 712	0,01
HCO ₃	1 891	142	3,48

Tab. 9
Výsledky mólového prenosu pre solanku (vrt K-3)
Results for brine mole transfer (borehole K-3)

Názov	Reaktant	Mólový transfer
voda	H ₂ O (g)	-206,9
kalcit	CaCO ₃	0,53
sadrovec	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-0,14
dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,26
Ca ²⁺ ionovýmenný	CaX ₂	-0,14
oxid uhličitý	CO ₂ (g)	0,007
halit	NaCl	-0,53
sulfán	H ₂ S(g)	0,004
Na ⁺ ionovýmenný	NaX	0,29

morskej vody. To viedlo k dvojfázovému koncepčnému modelu, v ktorom sa morská voda najprv odparovaním prekoncentrovala a potom premigrovala do prostredia sedimentov spodného triasu, kde následne došlo k jej interakcii s horninovým prostredím.

Model spočíval v zadaní iniciálnej vody – priemerná oceánska voda. Finálnou vodou bolo chemické zloženie solanky z vrtu GTM-1. Predpokladalo sa, že rozdiely v chemickom zložení sú spôsobené hlavne odparením iniciálnej vody a ďalej reakciami medzi minerálnymi fázami a plynnou fázou. Ako potenciálne fázy (reaktanty) boli špecifikované kalcit, dolomit, aragonit, stroncianit, anhydrit,

celestín, halit a z plynov CO₂. Cesta tvorby solanky bola formulovaná podľa schémy koncentračného faktora, pričom kalcit, stroncianit a celestín sa mohli rozpúšťať iba ako zdroje Ca a Sr, oxid uhličitý bol spotrebovaný na rozpúšťacie reakcie a voda sa mohla iba odparovať.

Inverzný model bol potom vypočítaný súborom lineárnych rovníc zmeny mólov každého uvažovaného prvku pri zrážaní, resp. rozpúšťaní. Všeobecná iónová bilancia bola nastavená na hodnotu neistoty 6 %. Problematickým prvkom bol draslík, jeho neistota bola vysoká, až 70 %, pričom jeho koncentrácia v oceánskej vode a solanke je podobná.

Daným podmienkam z inverzného modelovania vyhovujú štyri riešenia. Zo štyroch modelov je z hľadiska paleohydrogeologického vývoja širšej oblasti a mineralogického charakteru prostredia najpravdepodobnejší nasledujúci. V období bádenu, resp. sarmatu, sa v podmienkach plytkého morského prostredia vytvorili možnosti na odparovanie morskej vody. Z výsledkov modelovania vyplýva, že približne 3,19 kg morskej vody bolo redukovaných na 1 kg zahustenej morskej vody, ktorá premigrovala do strednotriasových sedimentov v oblasti Marcelovej. Vrtom GTM-1 neboli zastihnuté bádenské sedimenty, iba sedimenty panónu. Ďalej už v prostredí kolektora interakciou voda – hornina dochádzalo k rozpúšťaniu kalcitu (0,37 mólov) a stroncianitu (0,0022 mólov), do roztoku sa dostávali ióny Ca a Sr, pričom bol spotrebúvaný oxid uhličitý. Zároveň sa z roztoku do pevnej fázy dostávali anhydrit (0,075 mólov), dolomit (0,19 mólov) a halit (0,42 mólov). Čo sa týka množstva mólov na 1 kg oceánskej vody, výsledok vyzerá nasledovne: 38,15 mólov H₂O bolo odparenej; 0,13 mólov NaCl, 0,059 mólov CaMg(CO₃)₂, 0,024 mólov CaSO₄, 0,00075 mólov CO₂ bolo z oceánskej vody interakciami s horninovým prostredím odstránených a 0,12 mólov CaCO₃, 0,00069 mólov SrCO₃ dodaných. Výsledky inverzného modelovania ukazujú, že s danými limitmi neistôt evaporácia, rozpúšťanie kalcitu a stroncianitu sú dostatočné na objasnenie zmien obsahov hlavných iónov a stroncia medzi dvoma uvažovanými roztokmi.

Pri simulácii genézy chemického zloženia solanky z vrtu K-3 bola znovu ako iniciálna a ako finálna voda použitá priemerná oceánska voda – chemická analýza z vrtu K-3 (Poznámka: prítok vody bol 1,1 m³ za 24 hod., pred odberom vzorky bola prestávka cca 9 hod.). Ak vychádzame z paleohydrogeologickej schémy vzniku solániek v oblasti Kolárova, prakticky prichádza do úvahy ako hlavný faktor vzniku solanky s mineralizáciou 126 g · l⁻¹ inverzné modelovanie s evaporáciou. Rozdiely medzi obsahom jednotlivých zložiek solanky a priemernej oceánskej vody pomocou koncentračného faktora sú vyjadrené v tab. 8. Z nej je zjavné, že zvýšené obsahy Na, K, HCO₃, Br a I sú spojené prevažne s ich prekoncentráciou procesom evaporácie, resp. bróm a jód poukazujú na prítomnosť organickej hmoty (hlavne fytoplanktónu), z ktorej sa po uzatvorení v sedimentoch a ich poklese dostávajú pri zvýšenej teplote do solanky.

Inverzný model bol nastavený na neistotu všetkých uvažovaných iónov v hodnote 5 %, tejto neistote potom

zodpovedá aj pravdepodobnosť výsledku. Pri danom zadaní bol počet nájdených minimálnych modelov 11. Výsledky mólovej bilancie modelu, ktorý najviac zohľadňoval paleogeografické a paleohydrogeologické pomery neogénu v záujmovom území, sú v tab. 9.

Pozitívna hodnota v tab. 9 znamená rozpúšťanie minerálnej fázy, negatívna hodnota reprezentuje vyžrážanie danej minerálnej fázy. Pri výmenných reakciách pozitívne číslo znamená zníženie sodného iónu v roztoku a negatívne číslo zvýšenie obsahu vápenatého iónu v roztoku. Výsledný model simuluje vznik solanky z priemernej oceánskej vody formou mólovej bilancie, pričom neberie do úvahy časovú následnosť jednotlivých procesov.

Prevládajúcim procesom je evaporácia morskej vody, konkrétne zo 4,73 kg morskej vody vznikol 1 kg solanky, čo pri prepočte na 1 kg predstavuje 43,74 mólov vody, ktorá bola odparená (záporné znamienko v tab. 9). Nakoncentrovaná morská voda sa postupne stávala súčasťou pórovej vody sedimentov, pričom postupne dochádzalo k jej metamorfizácii. Tá sa prejavila na redukcii síranov na sulfán (0,0008 mólov sulfánu na 1 kg vody), na ionovýmienných reakciách, keď sa vytvárala pre solanky charakteristická CaCl_2 zložka. Interakcie voda – hornina prebiehali za vzniku sadrovca, dolomitu a halitu. Kalcit bol minerálnou fázou, ktorá sa rozpúšťala (vápnitosť vrábelského súvrstvia je pomerne vysoká, kolektorom solániek sú vápnité pieskovce) za spolupôsobenia oxidu uhličitého.

Obidva uvedené inverzné modely pre autochtónne aj alochtónne solanky vcelku dobre vystihujú ich genézu pri daných hodnotách neistôt.

Záver

V juhovýchodnej časti podunajskej panvy boli ropnými a geotermálnymi vrtmi zistené zaujímavé hydrogeologické štruktúry so solankami. Celková mineralizácia solániek je vyššia ako $35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Vývoj ich chemického zloženia je zrejme rozdielny, k čomu prispieva hlavne rôzny vek a litológia kolektorov vo vzťahu k zdroju salinity. Pre objasnenie ich genézy bola urobená analýza stratigrafie a litológie územia ako podložia, tak aj neogénnych sedimentov. Z nej bola interpretovaná paleogeografická schéma neogénu a paleoekologické podmienky prostredia. Z paleohydrogeologickej analýzy vyplynulo, že primárnym zdrojom solániek, či už autochtónneho, alebo alochtónneho pôvodu je morská voda. Podľa schémy paleogeografického vývoja miocénnych sedimentov je pravdepodobné, že k uzavretiu vôd došlo až po období panónu. Jeho sedimenty na celom území zakryli sedimenty staršie, avšak vody majú odlišné niektoré hydrogeochemické charakteristiky. Vychádzajúc z uvedeného a chronostratigrafie sarmatu (13,6 – 11,0 mil. rokov), evaporácia morskej vody, z ktorej vznikla solanka vo vrte K-3, teoreticky mala možnosť prebiehať 1,4 mil. rokov. Na začiatku sedimentácie panónu sa v dôsledku zmenených podmienok vyparovanie skončilo. Z chronostratigrafie spodného bádenu (16,5 – 15,5 mil. rokov) možno predpokladať, že vznik alochtónnych solániek sa začal po skončení jeho sedimentácie a premigrovaní

prekoncentrovaných slaných vôd do podložia. Potom zahusťovanie mohlo prebiehať 4,3 mil. rokov s rozdielnou intenzitou. Alternatívne však mohla evaporácia prebiehať podobne ako v prvom prípade v sarmate s rovnakým časovým intervalom. Uvedené možnosti vymedzujú maximálne obdobie, počas ktorého mohlo potenciálne dochádzať k evaporácii morskej vody. Tento predpoklad sa potvrdil pri geochemickom modelovaní. Cesta tvorby solanky z vrtu GTM-1 bola formulovaná podľa schémy koncentračného faktora, pričom kalcit, stroncianit a celestín sa mohli rozpúšťať iba ako zdroje Ca a Sr, oxid uhličitý bol spotrebovaný na rozpúšťacie reakcie a voda sa mohla iba odparovať. Z výsledkov modelovania vyplýva, že približne 3,19 kg morskej vody bolo redukovaných na 1 kg zahustenej morskej vody, ktorá premigrovala do strednotriasových sedimentov. Ďalej už v prostredí kolektora interakciou voda – hornina dochádzalo k rozpúšťaniu kalcitu (0,37 mólov) a stroncianitu (0,0022 mólov), do roztoku sa dostávali ióny Ca a Sr, pričom bol spotrebúvaný oxid uhličitý. Výsledky inverzného modelu pre solanku z vrtu K-3 poukázali na to, že prevládajúcim procesom je evaporácia morskej vody. Zo 4,73 kg morskej vody vznikol 1 kg solanky, čo pri prepočte na 1 kg predstavuje 43,74 mólov vody, ktorá bola odparená. Nakoncentrovaná morská voda sa postupne stávala súčasťou pórovej vody sedimentov, pričom postupne dochádzalo k metamorfóze jej chemického zloženia. Tá sa prejavila na redukcii síranov na sulfán (0,0008 mólov sulfánu na 1 kg vody), na ionovýmienných reakciách, keď sa vytvárala pre solanky charakteristická CaCl_2 zložka. Interakcie voda – hornina prebiehali za vzniku sadrovca, dolomitu a halitu. Kalcit bol minerálnou fázou, ktorá sa rozpúšťala za spolupôsobenia oxidu uhličitého. Inverzné modely pre autochtónne aj alochtónne solanky s pravdepodobnosťou 10 %, resp. 5 % vystihujú vývoj ich chemického zloženia.

Podakovanie. Príspevok je venovaný pamiatke RNDr. Ondreja Franka, DrSc., ktorý sa, žiaľ, nedočkal konečnej podoby publikácie o pôvode solániek, jednej zo svojich veľmi obľúbených tém. Spoluautor však ďakuje aspoň za chvíle, ktoré s ním mohli stráviť pri práci na tomto príspevku – RNDr. O. Franko, DrSc., bol jeho iniciátorom a hybnou silou. Určite všetci, ktorí ho poznali, budú naňho spomínať s úctou ako na vynikajúceho vedca a vzácneho človeka.

References

- BIELA, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát I. Záhorská nížina, Podunajská nížina. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 10, 224.
- BIELY, A. & KULLMANOVÁ, A., 1992: Spodný trias na komárňanskej kryhe. *Geol. Práce, Spr.*, 95, 33 – 35.
- ELEČKO, M., NAGY, A., BARÁTH, I. & FORDINÁL, K., 2002: Tektogenéza sedimentárnych paniev Západných Karpát. Tektogenéza podunajskej panvy a vnútrohorských kotlín Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 61 s.
- FRANKO, O., GAZDA, S. & MICHALÍČEK, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 230 s.
- FRANKO, O., 2001: Pôvod a vývoj minerálnych a termálnych vôd Slovenska v priestore a čase z pohľadu veku travertínov a izotopov ^{18}O , H a ^{14}C . *Podzemná voda*, 7, 2, 26 – 45.

- FUSÁN, O., BIELY, A., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J. & ROZLOŽNÍK, Z., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 123 s.
- GAŽA, B., 1974: Výsledky naftového prieskumu kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 6, 1, 23 – 39.
- GAŽA, B. & BEINHAEUEROVÁ, M., 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 9, 4, 259 – 274.
- HOMOLA, V., CÍCHA, I., KOZEL, J., KRYSTEK, I., KVĚT, R., MICHALÍČEK, M., ŠIMÁNEK, V., ŠMERAL, J., UHMAN, J. & ZAPLETALOVÁ, I., 1964: Opěrná vrtba Nová Vieska-1. ČND, n. p. *Manuskript. Brno, archiv Výzkumný ústav*, 170 s.
- HORN, R. A., 1969: Marine chemistry. *Wiley-Interscience, a division of John Wiley & Sons*, 398 p.
- HRUŠECKÝ, I., ŠEFARA, J., MASARYK, P. & LINTNEROVÁ, O., 1996: The structural and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. In: Wessely, G. & Liebl, W. (eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Spec. Publ.*, 5, 417 – 429.
- KLAGO, M. & TYLEČEK, B., 1988: Závěrečná správa Marcelová – Patince, geotermálne vody. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 38 s.
- KOVÁČ, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda*, 202 s.
- MILIČKA, J., PERESZLÉNYI, M. & LÁNCZOS, T., 2005: Hydrogeochemické zhodnotenie chemických analýz podzemných vôd z vrtov ropného prieskumu v dunajskej panve, časť II. *Podzemná voda*, 11, 1, 78 – 89.
- PARKHURST, D. L. & APPELO, C. A. J., 1999: User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *U. S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259*, 310.
- PERESZLÉNYI, M., MASARYK, P., SLÁVIK, M., PERESZLÉNYIOVÁ, A., VITÁLOŠ, R., PAGÁČ, I., ZELMAN, J. & MILIČKA, J., 1997: Prieskum Podunajskej nížiny na výskyt štruktúr vhodných pre podzemné zásobníky plynu. *Manuskript. Bratislava, archiv SPP, a. s.*, 113 s.
- PIRMAN, I., POTYŠ, Z. & FENDEK, M., 1991: Hurbanovo – Dolný Peter, geotermálne vody východnej okrajovej kryhovej oblasti centrálnej depresie podunajskej panvy. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 113 s.
- REMŠÍK, A., FRANKO, O. & BODIŠ, D., 1992: Geotermálne zdroje komárňanskej kryhy. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, 10, 159 – 199.
- VASS, D., PERESZLÉNYI, M., KOVÁČ, M. & KRÁL, N., 1990: Out-line of Danube basin geology. *Földt. Közl.*, 120, 193 – 214.
- VASS, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 202 s.
- VASS, D. & PERESZLÉNYI, M., 1998: Assymetric lithospheric stretching in Danube Basin. *Slovak Geol. Mag.*, 4, 1, 61 – 74.
- VASS, D., BEGAN, A., KAHAN, Š., KÖHLER, E., KRYSTEK, I. & NEMČOK, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. *Manuskript. Bratislava, archiv ŠGÚDŠ*, 128 s.

Rukopis doručený 5. 9. 2011

Revidovaná verzia doručená 1. 12. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Genesis of the brines in the south-eastern part of the Danube Basin, Slovakia

Interesting hydrogeothermal structures with brines were found in the south-eastern part of the Danube Basin. The TDS value of brines is higher than $35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (Tab. 1). Evolution of their chemical composition is probably different, what implies in particular different ages of collectors (Tab. 1) in relation to the source of salinity. To clarify their genesis, the analysis of stratigraphy and lithology of the territory – the bedrock, as well as Neogene sediments was performed. From these results the Neogene paleogeographic scheme (Fig. 4) and paleoecology of environmental conditions were interpreted. It can be assumed that the seawater was the primary source of the brine, whether of autochthonous or allochthonous origin. This assumption was confirmed by the paleohydrogeological analysis. Basic characteristics of salt-waters and brines with a sketch of their genesis are shown in the geological–hydrogeochemical sections (Fig. 5). In the Dubnica depression the brines were found in the well MO-2 (Tabs. 2 and 3). Groundwater with TDS within interval $23\text{--}33 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ was found in the Lower Badenian in the well NV-1. In the Middle Badenian in the borehole NV-1 and MO-1 groundwaters contain TDS from $31 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ to $40 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. These waters, compared to waters originated in the Lower Badenian, resulted from more closed basin. Lower Badenian waters, passed from the marine environment to the Eocene and Permian sediments (borehole MO-2). As shown in section 2-2' (Fig. 5), borehole MO-2 is situated

in a subsided block. Compared with MO-1 borehole it is closed by the Lower Badenian and Eocene clays and westward by the Lower Badenian clays. The above explains the differences in the chemical composition of these groundwaters. In the Komárno marginal block the brines were found in the Lower Cretaceous rocks in the borehole PGT-11 (section 3-3' in Fig. 5) and the Lower Triassic rocks in GTM-1 borehole (section 5-5' in Fig. 5). In both cases, the Pannonian sediments from the kaspibrackish environment lie above them. Hydrogeochemical characteristics of brine in the well K-3 in the Middle Sarmatian is identical with the values of salty water in the same borehole on the Pannonian base. Brine with high TDS in the well K-3 remained preserved in a closed structure. From the perspective of these, the brines are autochthonous in the Lower Badenian (borehole MO-2) and Middle Sarmatian (borehole K-3). The second group includes allochthonous brines in the Eocene and Permian (borehole MO-2), the Lower Cretaceous (borehole PGT-11) and Middle Triassic (borehole GTM-1) sediments. For genesis simulation of autochthonous and allochthonous brines there was applied an inverse model using code PHREEQC 2.17 (Parkhurst and Appelo, 1999). Inputs into models were the actual chemical analyses of the brines from the wells GTM-1 and K-3. The primary water was represented by chemical composition of average ocean water (AOW) with

a salinity of 35 % (Horn, 1969). For the borehole GTM-1, it was assumed that the differences in chemical composition of the initial water and brine (Tab. 7) are mainly caused by evaporation of the seawater and further reactions between mineral phases and a gas phase. Reactants were specified as calcite, dolomite, aragonite, strontianite, anhydrite, celestine, halite and CO_2 . Pathway of the brine was formulated according to a concentration factor. Calcite, celestine and strontianite could be dissolved only as sources of Ca and Sr, carbon dioxide has been consumed and water could only evaporate. Modelling results show that about 3.19 kg of AOW has been reduced to one kilogram of concentrated seawater which pre-migrated to the Middle Triassic sediments. Furthermore, in terms of aquifer there takes place the water – rock interactions. The results of interactions were dissolution of calcite (0.37 moles) and strontianite (0.0022 moles). Dolomite precipitates (0.19 moles), anhydrite precipitates (0.075 moles), and also halite precipitates (0.42 moles)

during the water – rock interactions. The resulting molar balance for the brine from the well K-3, which best reflect the paleogeographic and Neogene paleohydrogeologic conditions in the area of interest, are listed in Tab. 9. The predominant process is the evaporation of the seawater. From 4.73 kg of AOW originated 1 kg of brine, which in the conversion of 1 kg is 43.74 moles of water that has evaporated. Pre-concentrated sea water is gradually becoming a part of the pore water of sediments, which gradually occurred prior its metamorphism. This was reflected in the reduction of sulphates to hydrogen sulphide (0.0008 moles of hydrogen sulphide to 1 kg of water), ion-exchange reactions, which produced a characteristics for CaCl_2 brine component. During the water – rock interactions, the gypsum, dolomite and halite precipitated. Calcite was a mineral phase, which dissolved by the interaction with carbon dioxide. Inverse models for autochthonous and allochthonous brines describe their genesis with a high probability.