

Andrzej MOCHOŃ

Źródła jako podstawa charakterystyki hydrogeologicznej wschodniej części Pasma Klonowskiego (Góry Świętokrzyskie)

Przedstawiono wyniki badań źródeł wschodniej części Pasma Klonowskiego w północnej części Gór Świętokrzyskich. Stwierdzono pasowy układ źródeł i wysięków i ustalono różnice w wielkości i rodzaju mineralizacji wód oraz ich cech fizycznych. Zwrócono np. uwagę na nadzwyczaj niski odczyn (pH od 4,4 do 6,0) pewnej grupy źródeł, który wyjaśniono obecnością kwasów humusowych. Zarysowano model krążenia wód podziemnych badanego obszaru na podstawie budowy geologicznej oraz cech fizykochemicznych wód.

WSTĘP

Przedmiotem pracy są warunki hydrogeologiczne wschodniej części Pasma Klonowskiego, która stanowi jednocześnie północno-zachodnią część Świętokrzyskiego Parku Narodowego (fig. 1). Na obszarze tym brak jest studni głębinowych i wierceń hydrogeologicznych ze względu na słabe zawodnienie (J. Kurdziel i in., 1970; J. Prazak, B. Taszek, 1977; C. Żak, 1976; A. Mochon, 1985), znaczne deniwelacje terenu oraz fakt, że jest to obszar chroniony. W związku z tym źródła pozostają główną podstawą rozpoznania warunków hydrogeologicznych. Celem pracy zatem było uchwycenie ewentualnych prawidłowości w rozmieszczeniu źródeł, cech fizykochemicznych oraz ich związku z budową geologiczną, w efekcie czego byłoby możliwe zaproponowanie schematu krążenia wód podziemnych.

Badaniami objęto górę Miejską (428 m n.p.m.) i górę Psarską (421 m n.p.m.), które w sensie orograficznym tworzą wschodnią część Pasma Klonowskiego (T. Wróblewski, 1977), a w sensie geologicznym odcinek psarski i bodzentyński tego pasma (J. Czarnocki, 1936). Oba wzniesienia są asymetryczne, przy czym bardziej strome są stoki północne opadające w kierunku doliny bodzentyńskiej, w stosunku do której obie góry cechuje wysokość względna ok. 150 m. Stoki południowe opa-

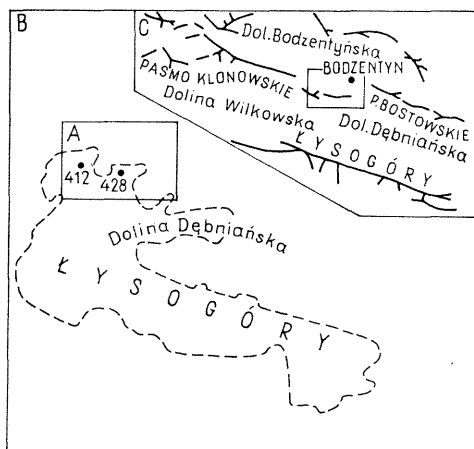


Fig. 1. Położenie obszaru badań (A) na tle północnej części Gór Świętokrzyskich (C) i Świętokrzyskiego Parku Narodowego (B)

Location of the investigation area (A) against the background of the ranges of the Góry Świętokrzyskie Mountains (C) and Świętokrzyski National Park (B)

dają ku dolinie dębniańskiej z wysokością względną ok. 125–150 m. Przez obie góry przechodzi dział wodny IV rzędu (fig. 3) między zlewniami Psarki (na północ) i Pokrzywianki (na południu), należącymi do zlewni Kamiennej, natomiast część południowo-wschodnia g. Psarskiej należy do zlewni Lubrzanki a wraz z nią do zlewni Nidy – stąd obecność działu wodnego II rzędu. Sieć odwodnienia powierzchniowego rozwinięta jest praktycznie wyłącznie na stokach północnych obu gór (fig. 2). Podobna anomalia, choć w mniejszym stopniu, występuje w Łysogórach (J. Rogaliński, 1972). Ośiem cieków odwadniających stoki północne g. Miejskiej i g. Psarskiej bierze swój początek głównie z wysięków, rzadziej ze źródeł, podobnie jak jedyny ciek odwadniający stoki południowe. W latach 70-tych wykonano w okolicach Bodzentyna prace melioracyjne, które miały doprowadzić do osuszenia licznych podmokłości występujących m.in. na stokach obu gór. W wyniku tych prac przedłużono sztucznie niektóre dopływy Psarki. Podobnie jak ciek rozmieszczone są źródła i wysięki (fig. 2). W granicach obszaru badań na stokach północnych występuje ich 30, podczas gdy na południowych zaledwie 6.

Autor dziękuje doc. dr hab. D. Małeckiej oraz doc. drowi Z. Kowalczewskiemu i drowi B. Kowalskiemu za wskazówki udzielone przy przygotowywaniu artykułu.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Na g. Miejskiej i g. Psarskiej występują utwory górnego syluru oraz dewonu dolnego i środkowego przykryte osadami czwartorzędowymi a lokalnie także trzeciorzędowymi. Dno doliny dębniańskiej zbudowane jest z iłowców łupkowych, mułowców i szarogłazów (Z. Kowalczewski, 1975) warstw wydrzyszowskich i rzepińskich górnego syluru. Podnóża południowe góry tworzą piaskowce a w stropie mułowce warstw klonowskich najwyższych ogniów syluru, północne natomiast – warstwy barczańskie górnego zygenu – dolnego emsu; są to piaskowce kwarcowe i kwarcytowe o teksturze zlewnej przelawiczone mułowcami i iłowcami (T. Wróblewski, 1975). Górną część zboczy północnych Pasma Klonowskiego tworzą tzw. warstwy spiriferowe górnego emsu, w których H. Łobanowski (1971) i Z. Kowalczewski (1975) wyróżniają dwa kompleksy piaskowców kwarcytowych rozdzielone kompleksem mułowcowo-ilastym. Dolną część zboczy północnych tworzą osady dolnego eiflu, w których można wyróżnić (Z. Kowalczewski, 1975) kompleksy: ilasto-mułowcowo-margliste, piaskowcowo-mułowcowy i marglisto-mulasty

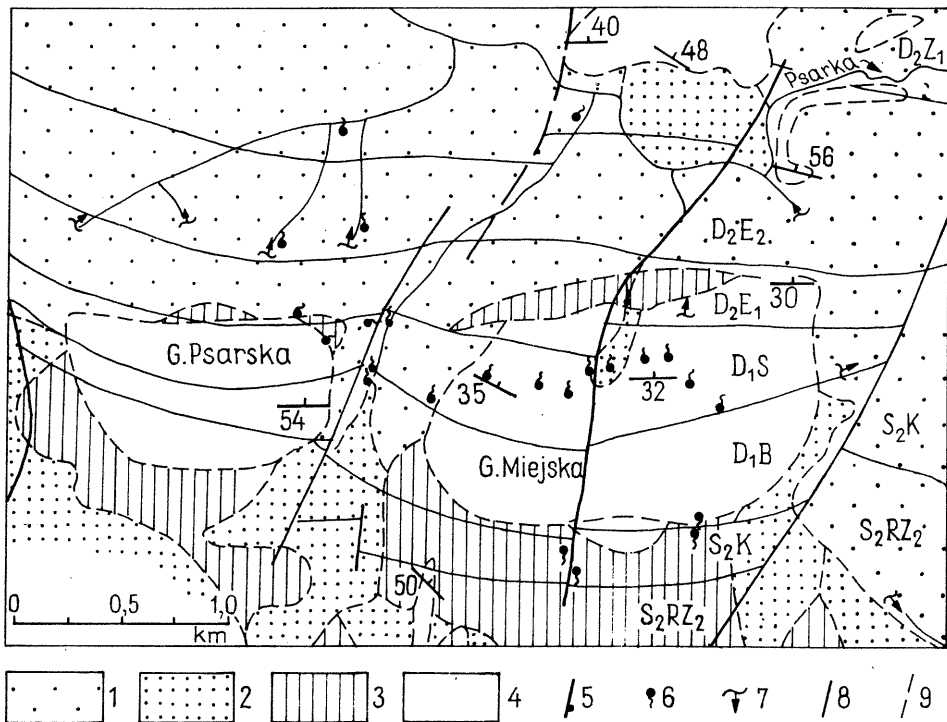


Fig. 2. Szkic geologiczny g. Miejskiej i g. Psarskiej (według P. Filonowicza, 1962 i Z. Kowalczewskiego, 1975)

Geological sketch of the Miejska Mt. and Psarska Mt. (after P. Filonowicz, 1962 and Z. Kowalczewski, 1975)

1 – lessy; 2 – piaski pylaste, piaski fluwioglacjalne i fluwialne; 3 – gliny peryglacjalne i zwałowe; 4 – wychodnie skał podłoża; 5 – uskoki; 6 – źródła; 7 – wysięki; 8 – skały podłoża; 9 – utwory powierzchniowe; S₂RZ₂ – ilowce łupkowe, mułowce i szarogłazy warstw rzepińskich; S₂K – piaskowce i mułowce warstw klonowskich; D₁B – piaskowce kwarcowe i kwarcytowe o teksturze zlewniej oraz mułowce i ilowce warstw barczańskich; D₁S – piaskowce kwarcytowe oraz mułowce ilowcowe warstw spiriferowych; D₂E₁ – margle, mułowce, ilowce, piaskowce z wkładkami wapieni i dolomitów; D₂Z₁, D₂E₂ – dolomity

1 – loesses; 2 – silty, fluvioglacjal and fluvial sands; 3 – periglacial loams and tills; 4 – outcrops of the basement rocks; 5 – faults; 6 – springs; 7 – seepages; 8 – basement rocks; 9 – cover sediments; S₂RZ₂ – shaly claystones, siltstones and graywackes of Rzepin Beds; S₂K – sandstones and siltstones of Klonów Beds; D₁B – massive quartz and quartzitic sandstones, siltstones and claystones of Barcza Beds; D₁S – quartzitic sandstones and clayey siltstones of Spirifer Beds; D₂E₁ – marls, siltstones, claystones and sandstones with limestone and dolomite intercalations; D₂Z₁, D₂Z₂ – dolomites

z wkładkami dolomitów i wapieni. Na utworach tych leży, stanowiący już dno doliny bodzentyńskiej, kompleks dolomitów górnego eiflu i dolnego żywetu. Wymieniony zespół warstw zapada monoklinalnie na północ pod kątem ok. 30–40° i jest ograniczony dwiema transversalnymi strefami dyslokacyjnymi. Są to: od wschodu (fig. 2) dyslokacja celińska mająca charakter zrzutowo-przesuwczy o amplitudzie 1500 m, od zachodu – dyslokacja psarska będąca uskokiem nożycowym o amplitudzie przesunięcia 1125 m (Z. Kowalczewski, 1975). Mniejsze dyslokacje przebiegają pomiędzy g. Miejską i g. Psarską (fig. 2) oraz przez niewielką przełęcz na g. Miejskiej. Skały podłoża przykryte są utworami czwartorzędowymi różnej miąższości. W partiach szczytowych bezpośrednio na powierzchni leży zwierzelina od 0 do 5 m miąższości, średnio – 2,7 m (S. Lewowicki, 1959). W dolnej części stoków na powierzchni leży less (na stokach północnych i wschodnich)

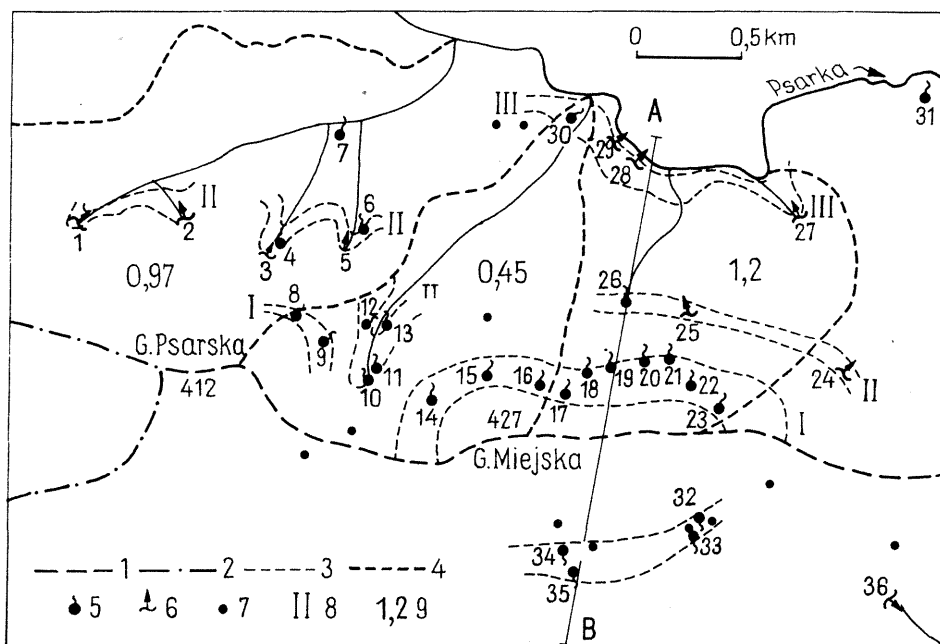


Fig. 3. Lokalizacja źródeł i wysięków na g. Miejskiej i g. Psarskiej
Location of springs and seepages on Miejska Mt. and Psarska Mt.

1 – dział wodny IV rzędu; 2 – dział wodny II rzędu; 3 – granice stref wysokościowych występowania źródeł; 4 – granice zlewni do obliczenia modułów odpływu podziemnego; 5 – źródło i jego numer; 6 – wysięk; 7 – wybrane studnie kopane; 8 – numer strefy wysokościowej źródeł; 9 – moduł odpływu podziemnego w $l/s/km^2$
1 – IVth rank watershed; 2 – IIrd rank watershed; 3 – boundaries of spring zones; 4 – boundaries of the drainage area taken for calculation of a moduls of underground flow; 5 – number of spring; 6 – seepage; 7 – selected dug wells; 8 – number of spring zone; 9 – moduls of underground flow in $l/s/km^2$

oraz gliny deluwialne, zwałowe i piaski fluwioglacjalne i fluwialne (na stokach południowych). Wychodnie eiflu i żywetu przykryte są już – jak wykazały wiercenia – różnymi osadami czwartorzędowymi o miąższości ok. 10–20 m, maksymalnie – 26 m. W profilu utworów czwartorzędowych w dolinie bodzentyńskiej występują od góry: less, mułek zgliniony i zapiaszczony lub piaski pylaste, dwa poziomy gliny zwałowej zapiaszczonej, z gruzem piaskowców dolnodewońskich, rozdzielone mułkami i rumoszem piaskowców oraz piaski w spągu. Lokalnie pod osadami czwartorzędowymi spotykane są piaski i mułki trzeciorzędowe.

METODYKA BADAŃ

Pasma Klonowskie stanowi obszar zainteresowań badawczych autora od 1982 r. W latach 1982–1983 przeprowadzono inwentaryzację źródeł, wysięków i cieków powierzchniowych połączone z pojedynczymi analizami wskaźnikowymi i podstawowych składników wód oraz badaniami ich cech fizycznych. We wrześniu 1984 r. wykonano pomiary wydajności źródeł i przepływów w ciekach wraz z badaniem cech fizykochemicznych wód podziemnych. We wrześniu 1985 r. wykonano w jednym czasie badania wskaźnikowe we wszystkich czynnych źródłach i wysiękach.

oznaczono na miejscu temperaturę i odczyn, zaś w laboratorium przewodnictwo elektryczne oraz jony Na^+ i K^+ . Badania wskaźnikowe pozwoliły na wytypowanie miejsc do pobrania próbek w celu określenia składu jonowego wody.

W niniejszej pracy wykorzystano 39 analiz wskaźnikowych i 15 podstawowych analiz składu chemicznego wykonanych we wrześniu i październiku 1985 r. uznając dużą wartość i porównywalność jednoczasowych analiz fizykochemicznych wód podziemnych. Warto nadmienić, że do przeprowadzenia badań wybrano okres niskich stanów wód podziemnych. Temperaturę mierzono termometrem wodnym o dokładności $0,1^\circ$. Odczyn określono na miejscu pehametrem przenośnym typu N 511.

Przewodnictwo elektryczne oznaczono w laboratorium konduktometrem typu Radelkis ok-1022/1 produkcji węgierskiej, a następnie przeliczono na ogólną mineralizację wzorem Rodiera. Jony Na^+ i K^+ oznaczono na spektrometrze płomieniowym AAS I produkcji Carl Zeiss Jena (NRD). Jony Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl oznaczono zgodnie z polskimi normami.

WYNIKI BADAŃ

Wstępne rozpoznanie hydrogeologiczne wskazało na celowość rozpatrywania 2 zasadniczych populacji źródeł, tzn. odwadniających północne i południowe stoki badanej części Pasma Klonowskiego. Jak już wspomniano, zbocza południowe są prawie (1 wyjątek) pozbawione cieków powierzchniowych a na całym ich obszarze występują zaledwie cztery źródła, skoncentrowane jednak w bardzo wąskim przedziale wysokości od 357 do 338 m n.p.m. Trzy z nich są ujęte i nie mają odpływu powierzchniowego, czwarte natomiast (nr 35, fig. 3) charakteryzuje się niewielką wydajnością (poniżej 0,1 l/s); zaliczyć go można do źródeł stałych. Zbocza północne cechuje znacznie wyższy wskaźnik krenologiczny, przy czym rozkład źródeł wykazuje ich koncentrację w trzech strefach wysokościowych (fig. 3, 4):

- strefa I obejmuje górne partie zboczy w przedziale wysokości 360–395 m n.p.m. (g. Miejska) i 338–342 m n.p.m. (g. Psarska);
- strefa II w niższych partiach zboczy o zbliżonej wysokości występowania źródeł i wysięków na wysokościach 315 m n.p.m. (g. Miejska) i 300 m n.p.m. (g. Psarska);
- strefa III obejmująca dolinę Psarki – źródła krawędziowe na wysokości około 275 m n.p.m.

Podkreślić należy fakt wyraźnego zróżnicowania pomiędzy g. Miejską a Psarską polegający na tym, że: na wyższej hipsometrycznie g. Miejskiej strefy występowania źródeł leżą wyżej i większość źródeł grupuje się w strefie najwyższej, mniej w strefie środkowej (II). Na g. Psarskiej odwrotnie – w strefie najwyższej występują tylko 2 źródła, więcej zaś źródeł i wysięków w strefie środkowej.

Źródła stoków północnych są ogólnie niskowydajne, przy czym źródła strefy I nie mają zazwyczaj żadnego odpływu powierzchniowego, ponieważ zostały ujęte przez okoliczną ludność i stanowią jedyne źródło zaopatrzenia w wodę. W niektórych źródłach, np. nr 8, 15 i 22 (fig. 3) odpływ następuje wyłącznie w okresach wysokich stanów wód podziemnych, ale i w tym przypadku jest tak niewielki, że dochodzi do ponownej infiltracji wody w odległości do kilkunastu metrów od źródła. Wysięki i źródła dające początek ciekom powierzchniowym (strefa II) należą do VII i VI klasy wydajności Meinzera, natomiast wysięki i źródła w dolinie Psarki (strefa

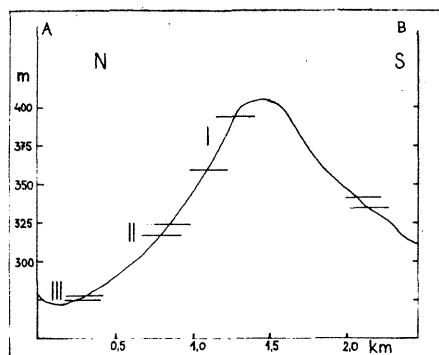


Fig. 4. Strefowość występowania źródła na g. Miejskiej. Lokalizacja profilu - fig. 3.

Zonal distribution of springs on Miejska Mt. Location of of the column see fig. 3

III) należą do VI klasy wydajności, która w okresie jesiennym 1984 r. wynosiła od 0,15 do 0,35 l/s. Wyjątki stanowią źródła nr 7 i 31 (fig. 3). Źródło nr 31 w Bodzentynie cechuje się - jak wykazują 2-letnie stacjonarne obserwacje autora - niezwykłą stałością wydajności w granicach 0,22-0,25 l/s, a także stałością temperatury w przedziale 8,4-9,4°C. Źródło nr 7, którego wydajność w jesieni 1984 r. wynosiła 2,6 l/s, jest najbardziej wydajne w całym obszarze badań. Charakteryzuje się także stosunkowo niską temperaturą wahającą się w przedziale 6,5-11,0°C. Wspomniane pomiary wydajności źródeł oraz przepływów w ciekach posłużyły do obliczenia modułów odpływu podziemnego (A. Mochoń, 1985). Warto nadmienić, że do pomiarów wybrano okres niskich stanów wód, a więc czas, w którym rzeki zasilane są prawie wyłącznie przez wody podziemne. Obliczone moduły w zlewniach cząstkowych obszaru (fig. 3) wynoszą odpowiednio 0,97, 0,45 i 1,2 l/s/km², przy czym średni odpływ dla całej zlewni Psarki wynosi 0,61 l/s/km². Zasadniczą część odpływu dostarczają źródła zboczowe strefy II oraz źródła dolinne, w tym głównie wspomniane źródło nr 7 (fig. 3).

Pod względem morfologicznym źródła wschodniej części Pasma Klonowskiego zaliczyć można do zboczowych (strefa I i II) i dolinnych (strefa III). Pod względem siły motorycznej większość źródeł ma charakter descensyjny, z wyjątkiem wzmiankowanych wyżej źródeł nr 7 i 31, które są ascesyjne. W wyższych partiach zboczy (strefa I) źródła wypływają z rumoszu piaskowców kwarcytowych serii spiriferowej, a zasilane są przez wody infiltracyjne płytkiego krążenia w skałach podłoża. W niższych partiach zboczy (strefa II) występują źródła i wysięki dające początek dopływom Psarki. Znajdują się one w obrębie pokrywy czwartorzędowej i odwadniają piaski pylaste występujące pod pokrywą lessu. Źródła dolinne (strefa III) drenują także wody pokrywy czwartorzędowej a źródła nr 7 i 31 zasilane są przez wody szczelinowe głębszego krążenia.

BADANIA WSKAŹNIKOWE

Nie stwierdzono zależności temperatury wody od wysokości położenia źródła (fig. 5). Współczynnik korelacji między tymi wartościami wynosi - 0,23. Fakt ten jest związany z różnicami w charakterze zasilania i różną głębokością krążenia wód podziemnych obszaru badań. W powierzchniowym rozkładzie temperatury zaznacza się wyraźna tendencja występowania niższych temperatur w źródłach rumoszowych szczytowych partii g. Miejskiej, co wskazywałoby na udział wód szczelinowych w ich zasilaniu. Prawdopodobnie tę potwierdzały pomiary wykony-

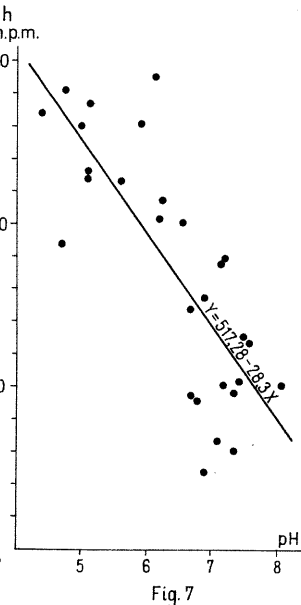
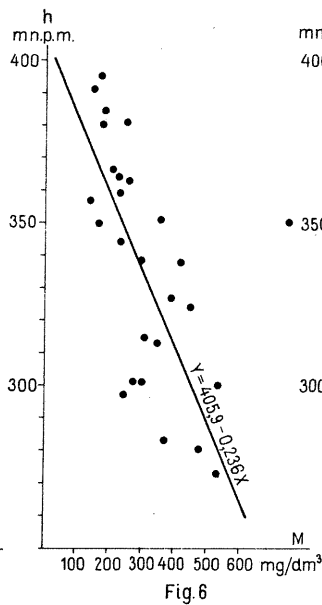
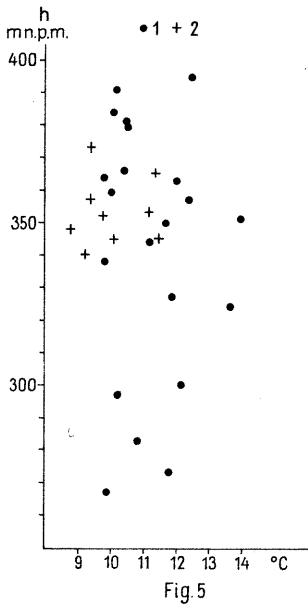


Fig. 5. Zależność temperatury wód źródeł i studni od wysokości ich położenia
Water temperatures in springs and wells related to their altitudes

1 – źródło; 2 – studnia
1 – spring; 2 – well

Fig. 6. Zależność ogólnej mineralizacji źródeł od wysokości ich położenia
Total water mineralization related to the altitude of a spring

Fig. 7. Zależność odczynu źródeł od wysokości ich położenia
Water reaction related to the altitude of a spring

wane przez autora w wybranych źródłach w różnych porach roku. W przeciwieństwie do temperatury współczynnik korelacji między ogólną mineralizacją a wysokością źródeł jest stosunkowo wysoki i wynosi 0,72 a zależność tę ilustruje prosta regresji (fig. 6) opisana wzorem $y = 405,9 - 0,2362x$. Ten sam rząd wielkości współczynnika korelacji uzyskano w przypadku zależności pomiędzy odczynem a wysokością położenia źródeł – $r = 0,79$. Równanie prostej regresji wyraża się wzorem $y = 517,28 - 28,33x$ (fig. 7). Analizując powierzchniowy rozkład ogólnej mineralizacji i odczynu źródeł północnych zboczy g. Miejskiej i g. Psarskiej można stwierdzić wyraźną strefowość w rozkładzie tych parametrów – zgodnie z wyróżnionymi uprzednio (fig. 3, 4) strefami wysokości położenia źródeł. Do najbardziej zdefiniowanych pod względem cech fizykochemicznych należy strefa I, gdzie występują wody o odczynie słabo kwaśnym lub kwaśnym – pH od 4,4 do 6,0, sporadycznie (w 1 przypadku) powyżej. Jest rzeczą charakterystyczną, że źródła te występują na obszarze zalesionym, co przy płytkim krążeniu wód prowadzi zapewne do ich zakwaszenia kwasami humusowymi. Wpływ lasu na odczyn źródeł potwierdza fakt, że położone poniżej granicy lasu źródło nr 23 (fig. 3), o zbliżonej mineralizacji jak w pozostałych źródłach tej strefy wysokościowej, różni się od nich mniej kwaśnym odczynem (pH = 6,0). Podobne różnice zaznaczają się w blisko od siebie położonych źródłach nr 7 i 8 na g. Psarskiej. Źródło nr 8 położone w lesie charakte-

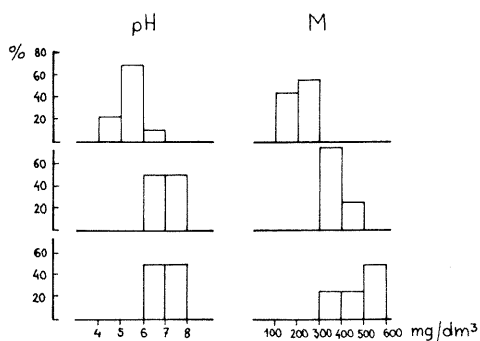


Fig. 8. Rozkład odczynu i ogólnej mineralizacji źródeł w strefach wysokościowych
Arrangement of water reaction and total water mineralization in spring zones

ryzuje się dużo niższym wskaźnikiem odczynu ($\text{pH} = 4,7$) niż źródło nr 8 znajdujące się poza obrębem lasu ($\text{pH} = 7,15$). Ogólna mineralizacja źródeł strefy najwyższej hipsometrycznie jest w skali całego badanego obszaru najniższa – w granicach $150 - 260 \text{ mg/dm}^3$; jedyny wyjątek stanowi bardziej zmineralizowane źródło nr 9.

Źródła wód strefy II cechuje odczyn słabo zasadowy, obojętny lub słabo kwaśny a ogólna mineralizacja waha się w granicach $310 - 450 \text{ mg/dm}^3$. Źródła dolinne (strefa III) charakteryzuje podobny odczyn do źródeł strefy II, wykazują jednak wyższą mineralizację ogólną – od 450 do 550 mg/dm^3 .

Jak z powyższego wynika, wraz ze spadkiem wysokości położenia źródła – a tym samym wzrostem długości krążenia – wzrasta ogólna mineralizacja wód podziemnych. Pomiędzy strefami I i II następuje ponadto znaczny wzrost odczynu wody – od kwaśnego do słabo zasadowego. Prawidłowość tę ilustruje fig. 8.

Wykonane oznaczenia zawartości jonów Na^+ i K^+ nie dostarczyły istotnych danych pozwalających na ustalenie pewnych prawidłowości. Jon Na^+ występuje w ilości od $5,5$ do 43 mg/dm^3 , najczęściej jednak od $5,5$ do 13 mg/dm^3 . Wyższe wartości zaznaczają się w przypadku źródeł położonych blisko drogi (źródło nr 3, fig. 3) lub źródeł zanieczyszczonych (źródło nr 34 i 4). Zawartość jonu Na^+ wykazuje tendencję do zwiększania w miarę wzrostu ogólnej mineralizacji (fig. 9), a współczynnik korelacji tego związku (obliczonego dla źródeł) wynosi $0,48$. Jon K^+ występuje w zmiennych ilościach w wodach podziemnych obszaru badań. Jego zawartość waha się w granicach od $0,29$ do $10,33 \text{ mg/dm}^3$, najczęściej jednak od $0,5$ do $1,2 \text{ mg/dm}^3$. Nie stwierdzono jakiegokolwiek prawidłowości w rozkładzie przestrzennym tego parametru czy jego związku z innymi mierzonymi pierwiastkami, np. współczynnik korelacji dla relacji z jonem Na^+ wynosi $0,28$ a z ogólną mineralizacją $0,09$.

ANALIZA SKŁADU JONOWEGO

W składzie jonowym wód podziemnych wschodniej części Pasma Klonowskiego zaznaczają się podobne prawidłowości, jak stwierdzone podczas analiz wskaźnikowych, tzn. źródła partii szczytowych wyraźnie różnią się od pozostałych (strefa I), co ilustruje fig. 10. Wody te są typu $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ (fig. 11), choć spotyka się też wody typu $\text{HCO}_3^- - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$. Wody źródeł zboczowych strefy II oraz źródeł dolinnych strefy III są typu $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$. Wyjątek stanowi źródło nr 31 typu $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+}$, przy czym nie jest pewne czy duży udział jonów SO_4^{2-} i Cl^- jest pochodzenia naturalnego, czy antropogenicznego. Za pierwszym przemawia fakt, że źródło jest obudowane, typu ascencyjnego, o dużej stałości

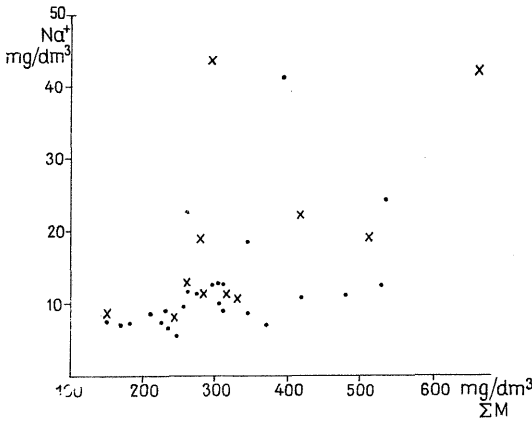


Fig. 9

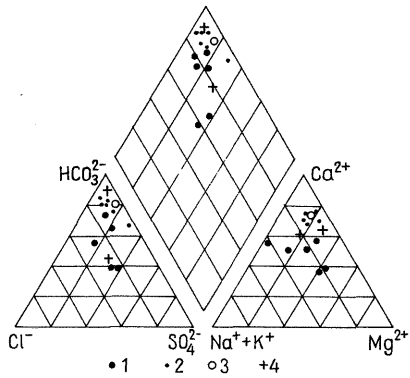


Fig. 10

Fig. 9. Zależność zawartości jonu Na⁺ od ogólnej mineralizacji wód, źródeł i studni g. Miejskiej i g. Psarskiej

Relation between Na⁺ ion content and total water mineralization in springs and wells on Miejska Mt. and Psarska Mt.

Objaśnienia jak na fig. 5

Explanations see fig. 5

Fig. 10. Skład jonowy wód podziemnych wschodniej części Pasma Klonowskiego

Ion composition of groundwater in the eastern part of the Klonowskie Range

Źródła: 1 – zboczowe strefy I; 2 – zboczowe strefy II; 3 – dolinne strefy III; 4 – wód szczelinowych podłoża (źr. nr 7 i 32)

Springs: 1 – slope type, Ist zone; 2 – slope type, IIInd zone; 3 – valley type, IIIrd zone; 4 – basement fissure type (nos 7, 32)

Tabela 1

Skład jonowy wód podziemnych w badanych strefach

Strefa	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	n
I	$\frac{1,76^*}{1,05 - 3,4}$	$\frac{0,46}{0,25 - 0,70}$	$\frac{0,2}{0,3 - 0,35}$	$\frac{1,21}{0,61 - 2,04}$	$\frac{0,84}{0,32 - 1,23}$	$\frac{0,39}{0,31 - 0,56}$	$\frac{0,05}{0,02 - 0,15}$	6
II	$\frac{3,44}{2,3 - 4,2}$	$\frac{0,59}{0,26 - 1,23}$	$\frac{0,35}{0,17 - 0,37}$	$\frac{3,05}{2,71 - 3,51}$	$\frac{0,84}{0,63 - 1,15}$	$\frac{0,42}{0,23 - 0,56}$	$\frac{0,03}{0,01 - 0,13}$	6
III	$\frac{-}{5,95}$	$\frac{-}{1 - 15}$	$\frac{-}{0,54}$	$\frac{-}{5,6}$	$\frac{-}{1,5}$	$\frac{-}{0,55}$	$\frac{-}{0,01}$	1

* Wartości podano w milivalach/dm³: w liczniku wartość średnią, w mianowniku przedział wartości od – do. Nie uwzględniono źródeł szczelinowych nr 7 i 31.

wydajności, temperatury, odczytu i składu jonowego oraz znaczna (powyżej 2 mg/dm³) zawartość żelaza. Za sztucznym pochodzeniem tak stosunkowo wysokiej (zawsze ponad 1000 mg/dm³) i tego typu mineralizacji przemawia trudny do wytłumaczenia fakt znacznego udziału jonu chlorkowego (około 160 mg/dm³, czyli

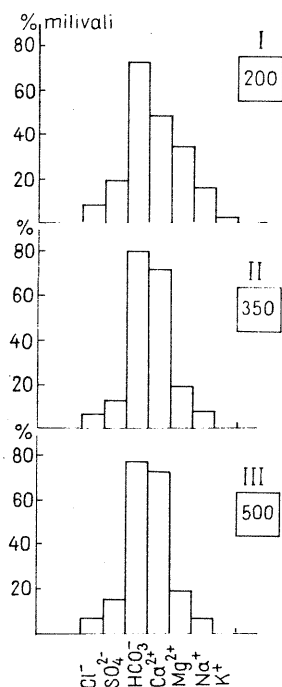


Fig. 11. Średni skład chemiczny źródeł i wysięków w poszczególnych strefach wysokościowych płn. stoków g. Miejskiej i g. Psarskiej (w ramkach podano średnią ogólną mineralizację)

Mean chemical composition of spring and seepage water in particular zones on the northern slopes of Miejska Mt. and Psarska Mt. (mean total water mineralization framed)

24% milivali, przy przeciętnej zawartości w pozostałych wodach od 1 do 12 mg/dm³) oraz położenie źródła blisko drogi i budynków gospodarczych.

Skład jonowy wód podziemnych wschodniej części Pasma Klonowskiego w poszczególnych strefach wysokościowych ilustruje tabela 1.

Warto zaznaczyć, że źródła obszaru badań wykazują zasadniczo stałość typu chemicznego, choć zawartość poszczególnych jonów wahają się niekiedy w znacznych przedziałach. Największym wahanom podlegają koncentracje jonów Mg oraz Na, K, Cl powodując nawet zmienne występowanie typów HCO₃-Ca-Mg i HCO₃-Mg-Ca w tym samym źródle, przy czym pierwszy z typów występuje znacznie częściej. Problem zmienności w czasie składu chemicznego wód będzie przedmiotem odrębnej publikacji.

SCHEMAT KRAŻENIA WÓD PODZIEMNYCH

Analiza danych geologicznych i hydrogeologicznych pozwala stwierdzić, że na obszarze badań mamy do czynienia z wodami szczelinowymi w skałach podłoża oraz wodami porowymi w pokrywie czwartorzędowej, które tworzą dwa poziomy wodonośne: płytsze – podlessowy i głębszy – międzymorenowy.

Schemat krążenia wód podano na fig. 12. Jest on inny na stokach północnych niż na południowych. Stoki południowe cechują się mniejszym stopniem zawodnienia i wyłącznie płytkim krążeniem wody dzięki: dużej dyskordacji geomorfologicznej wynikającej z upadu skał na północ, ich litologii (omówionej we wstępie) oraz niekorzystnemu składowi frakcjonalnemu utworów pokrywowych.

Na stoku północnym dzięki znacznemu nachyleniu zboczy następuje szybki odpływ podpowierzchniowy w kierunku doliny Psarki. Zapewne tylko nieznaczna

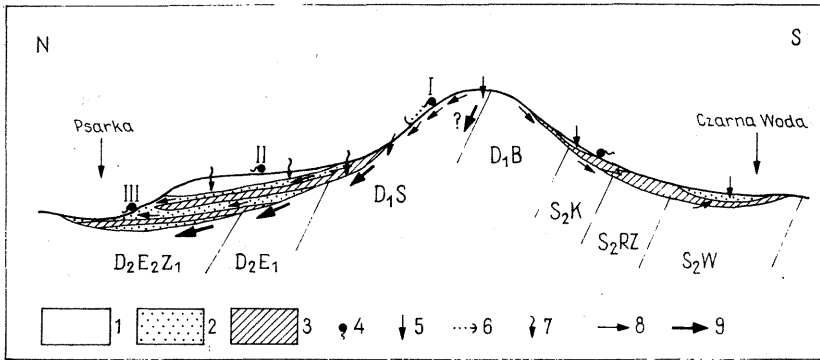


Fig. 12. Schemat krążenia wód podziemnych we wschodniej części Pasma Klonowskiego
Scheme of groundwater circulation in the eastern part of the Klonowskie Range

Utworki pokrywowe: 1 – lessy; 2 – piaski fluwioglacjalne i fluwialne; 3 – glina zwałowa; skały podłoża jak na fig. 2; 4 – źródła; 5 – infiltracja; 6 – spływ powierzchniowy i miejsca wtórnej infiltracji; 7 – przesączanie przez utworki słaboprzepuszczalne; 8 – płytkie krążenie wód podziemnych; 9 – głębsze krążenie wód podziemnych
Cover sediments: 1 – loesses; 2 – fluvio-glacial and fluvial sands; 3 – till; basement rocks see fig. 2; 4 – springs; 5 – infiltration; 6 – surface runoff and places of secondary infiltration; 7 – percolation through permeable deposits; 8 – shallow circulation of groundwaters; 9 – deep circulation of groundwaters

część infiltrujących wód zasila głębsze zbiorniki wód podziemnych. Ze względu na litologię skał podłoża (piaskowce kwarcytowe) jest to prawdopodobne w strefach dyslokacyjnych. Część wód wypływa w najwyższym pasie źródeł (strefa I – fig. 12) ujętych obecnie do celów gospodarczych. Nawet w przypadku istnienia podczas wysokich stanów wód odpływu z tych źródeł, następuje ponowna infiltracja wody w odległości do ok. 20 m od źródła. Kolektorem wody w górnej części stoków jest zewnętrzna, zwietrzała strefa piaskowców kwarcytowych, oraz ich zagliniona zwietrzelina. W środkowej części stoku następuje niewielkie dodatkowe zasilanie poprzez warstwę lessu, a kolektorem wody są tu piaski pylaste i mułki o cechach utworów deluwalnych ze zlodowacenia bałtyckiego, leżące na glinie zwałowej. Wody podziemne spływające podpowierzchniowo ze stoków g. Miejskiej i g. Psarskiej zasilają też rozwinięty lokalnie drugi poziom wodonośny występujący w piaskach pomiędzy poziomami gliny zwałowej. Wreszcie część tych wód płynących w zwietrzalej strefie podłoża skalnego zasila wody szczelinowo-krasowe w dolomitach górnego eiflu – dolnego żywetu, które w okolicach Bodzentyna tworzą pierwsze swobodne zwierciadło wód podziemnych. Drugi pas wsięków i źródeł (strefa II – fig. 12), dający początek ciekom powierzchniowym, drenuje wody porowe poziomu podlessowego. Źródła dolinne (strefa III) są zasilane przez wody porowe pokrywy czwartorzędowej. Źródło nr 7 (fig. 3) w Starej Wsi odwadnia poziom dewoński w dolomitach eiflu, źródło nr 31 w Bodzentynie zapewne należy wiązać z głębokim systemem krążenia – z dyslokacją celińską? – (J. Filonowicz, 1969). Reasumując – na zboczach północnych wody porowe pokrywy czwartorzędowej odwadniane są przez Psarkę i jej dopływ, zaś wody szczelinowe w skałach podłoża częściowo przez Psarkę i pojedyncze wydajne źródła.

Na stokach południowych schemat krążenia wód podziemnych jest inny, głównie ze względu na inne wykształcenie pokrywy czwartorzędowej i nieobecność skał przepuszczalnych w podłożu (fig. 2 i 12). Decydującym faktem dla ograniczenia możliwości infiltracji i retencji wód jest brak na powierzchni większych wystąpień utworów przepuszczalnych i półprzepuszczalnych, ponieważ w górnych

częściach stoków południowych bezpośrednio na powierzchni występują utwory peryglacialne (wysztalcone jako gliny z piaskami i głazami) oraz mająca szerokie rozprzestrzenienie w dolinie dębniańskiej – glina zwałowa. Osady te leżą bezpośrednio na podłożu, które stanowi – co omówiono we wstępie pracy – nieprzepuszczalny kompleks warstw syluru i dolnego dewonu. W związku z tym większość wód opadowych i roztopowych splywa po powierzchniach stoków, a nieznaczna tylko część infiltruje w spękane przy powierzchni piaskowce serii barczańskiej i odpływa podpowierzchniowo (fig. 12). W dnie doliny dębniańskiej kolektorem wody są piaski fluwioglacjalne leżące bądź to na glinie zwałowej, bądź też na nieprzepuszczalnym podłożu sylurskim. Powoduje to bardzo płytkie występowanie zwierciadła wód podziemnych a nawet zabagnienie części doliny. Do zabagnienia tego przyczynia się też wolny odpływ powierzchniowy dzięki istnieniu strefy wododziałowej (fig. 3) między zlewnią Kamiennej i Nidy. W części południowo-wschodniej dzięki występowaniu lessów oraz płatowi piasków fluwioglacjalnych schemat krążenia wód przypomina opisany wyżej ze stoku północnego. Na obszarze tym występuje jedyny ciek powierzchniowy.

Przyczyn mniejszego zawodnienia południowych stoków g. Miejskiej i Psarskiej należy też szukać w różnym topoklimacie obu stoków zarówno obecnie, jak i w plejstocenie. Na podstawie własnych badań w Górach Świętokrzyskich K. Kłysik (1977) wskazuje na większą ilość opadów otrzymywanych przez stoki północne i północno-zachodnie niż stoki południowe. Szczególnie odnosi się to do sytuacji, gdy następuje napływ ciepłego, wilgotnego powietrza z południa oraz w czasie opadów typu burzowego. Okres zalegania pokrywy śnieżnej na badanym obszarze zależnie od wysokości n.p.m. wynosi od 80 do 90 dni, przy czym na stokach północnych śnieg leży znacznie dłużej, tym samym wydłuża się proces topnienia śniegu, a więc i okres zasilania wód podziemnych wodami roztopowymi.

Warunki klimatyczne decydują jednak głównie o ilości krążących wód – o ich rodzaju i sposobie krążenia, omówionym wyżej, rozstrzyga głównie czynnik geologiczny.

Zakład Podstaw Geologii
Instytutu Geografii
Wyższej Szkoły Pedagogicznej
Kielce, ul. Konopnickiej 21
Nadesłano dnia 23 marca 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J. (1936) – Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, p. 129–162, z. 4.
- FILONOWICZ P. (1962) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. ark. Bodzentyn. Wyd. Geol. Warszawa.
- FILONOWICZ P. (1969) – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. ark. Bodzentyn. Wyd. Geol. Warszawa.
- KŁYSIK K. (1977) – Wpływ rzeźby na zróżnicowanie opadów atmosferycznych i pokrywy śnieżnej w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Świętokrz., 5, p. 23–33.
- KURDZIEL J., MYSZKA J., WOSIŁAWSKA M. (1970) – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych, dewonu, syluru, ordowiku i kambru regionu Gór Świętokrzyskich. Arch. PH. Kraków.

- KOWALCZEWSKI Z. (1975) – Tektonika i tektogeneza paleozoiku i mezozoiku Gór Świętokrzyskich. Studium tektoniczne Pasma Klonowskiego i Masłowskiego w skali 1:25 000. Arch. Inst. Geol. Kielce.
- LEWOWICKI S. (1959) – Dokumentacja geologiczna złoża kwarcytów „Bukowa Góra”. Arch. Oddz. Geol. Urz. Wojew. Kielce.
- LOBANOWSKI H. (1971) – The Lower Devonian in the western part of the Klonów belt (Holy Cross Mts). Part 1 – Upper Emsian. Acta. Geol. Pol. 28, nr 4.
- MOCHOŃ A. (1985) – Zawodnienie utworów dewonu i triasu w północnej części Gór Świętokrzyskich. Aktualne problemy hydrogeologii – Materiały III Ogólnopolskiego Sympozjum. Kraków – Karniowice, p. 75–83. Wyd. AGH. Kraków.
- PRAŻAK J., TASZEK B. (1977) – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w kat. C perspektywicznych rejonów do budowy dużych ujęć w celu zaopatrzenia w wodę miast i osiedli na terenie zlewni rzeki Kamiennej. Arch. Oddz. Geol. Urz. Wojew. Kielce.
- ROGALIŃSKI J. (1972) – Hydrogeologia Łysogór. Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.
- WRÓBLEWSKI T. (1975) – Rozpoznanie złóż piaskowców dolnego dewonu w rejonie Bodzentyna w Górach Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. Kielce.
- WRÓBLEWSKI T. (1977) – Rzeźba Gór Świętokrzyskich. Roczn. Świętokrz. 5, p. 9–22.
- ŻAK C. (1976) – Charakterystyka hydrogeologiczna regionu świętokrzyskiego. Prz. Geol., 24, p. 479–482, nr 8.

Анжей МОХОНЬ

ИСТОЧНИКИ КАК КРИТЕРИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КЛОНОВСКОЙ ГРЯДЫ (СВЕНТОКШИСКИЕ ГОРЫ)

Резюме

В статье представлены гидрогеологическая обстановка существующая в восточной части Клоновской гряды, на севере Свентокшиских гор (фиг. 1). Исследования базировались на данных о геологическом строении и на исследованиях источников (температуры, электропроводности, реакций, ионного состава и дебитов). Источники изучались на территории Мейской горы и Псарской горы, лежащих на 420 м в.у.м. В этих окрестностях (фиг. 2) залегают отложения верхнего силура (сланцы, песчаники, граувакки), верхнего зигена и нижнего эмса (кварцитовые песчаники, алевролиты и аргилиты), нижнего эйфеля (мергели, алевролиты, сланцы), а также верхнего ейфля и нижнего живета (доломиты). Четвертичный покров мощностью до 26 м сложен (сверху вниз): лессами, пылистыми песками, двумя пластами глинистой выветрелости. Между южным и северным стоками существует большая разница в распределении гидрографической сети (фиг. 3). На северном склоне, где источники и точки высачивания вод (фиг. 3, 4) располагаются по поясам на разной высоте было выделено три зоны вод, отличающихся одна от другой по физико-химическим свойствам. Не обнаружено зависимости между температурой воды и высотой положения источника (фиг. 5), зато существует зависимость активной реакцией воды (фиг. 6) и общей минерализации (фиг. 7) от высоты. Самые большие различия наблюдаются между источниками I (самой высшей) зоны и остальными (фиг. 8). Воды этой зоны отличаются кислой реакцией (рН 4,4–6,0) и общей минерализацией в границах 150–260 мг/дм³. Причиной низкой реакции этих вод вероятно является гуминовые кислоты, м.к. Эти источники расположены в лесу. Воды II и III зон проявляют нейтральную или слегка щелочную реакцию (рН 6,7–8,1), причем источники III зоны выше минерализованы — их общая минерализация составляет 450–550 мг/дм³, а воды II зоны

содержат только 310—450 мг/дм³ минеральных солей. Содержание ионов Na⁺ и K⁺ не зависит от местоположения источника (фиг. 9).

Подземные воды всех трёх зон сходны по своему химическому составу (фиг. 10, 11), а различия отмечаются также между I зоной и остальными таким образом, что I зона содержит воды типа HCO₃—Mg²⁺—Ca²⁺, а воды II и III зон относятся к типу HCO₃—Ca²⁺. Предельные величины содержания в воде отдельных ионов и средние их значения по всем зонам представлены в таб. 1.

По гидрогеологическим и геологическим данным была составлена модель циркуляции подземных вод (фиг. 12). Установлено наличие в четвертичном покрове поровых вод и трещинных вод в их основании. Отмечено мелкая и глубокая циркуляция подземных вод на северных склонах и только мелкая — на южных. Южные склоны менее обводнены вследствие: падения пластов основания на север, литологического состава пород основания и четвертичного покрова, меньших на этих склонах атмосферных осадков и более быстрого таяния снега.

Andrzej MOCHOŃ

WATER SPRINGS AS A GROUND OF HYDROGEOLOGIC CHARACTERIZATION OF THE EASTERN PART OF THE KLONOWSKIE RANGE (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS)

Summary

Hydrogeologic regime of the eastern part of the Klonowskie Range in the north part of the Świętokrzyskie Mts is presented in this paper (Fig. 1). The study is based on the interpretation of the geological structure and results of investigations on water springs (i.e. their temperature, electric conduction, reaction, ion composition and capacity). The research covered two selected mountains - Miejska Mt. and Psarska Mt. (ca 420 m a.s.l.) which are built of Upper Silurian rocks (shales, sandstones, graywackes), Upper Silesian and Lower Emsian deposits (quartzitic sandstones, siltstones, claystones), Lower Eifelian rocks (marls, siltstones and shales) as well as Upper Eifelian and Lower Givetian dolomites (Fig. 2). The Quaternary cover (up to 26 m thick) is composed of the following deposits (from the top): loess, silty sands, two till horizons separated by sands, and in the upper part of slopes also of residual clay. The hydrographic pattern on the northern slopes of the mountains is completely different than on the southern ones (Fig. 3). On the northern slopes both springs and seepages are arranged in belts (Fig. 3, 4), and three zones have been distinguished there according to the altitude of spring and physico-chemical properties of water. No relation of the water temperature to the position of springs has been found (Fig. 5) although both the reaction (Fig. 6) and total mineralization of water (Fig. 7) depend on the altitude. Waters of the 1st (highest) zone differ most distinctly from the remaining ones (Fig. 8). Their acid reaction (pH 4.4 - 6.0) is caused most probably by humic acids as the springs are situated in the woods. Their total mineralization amounts 150 - 200 mg/dm³. The II and III zones comprise neutral or slightly alkaline waters (pH 6.7 - 8.1) however mineralization in the IIIrd zone (450 - 550 mg/dm³) is higher than in the IIrd one (310 - 550 mg/dm³). No relation of the Na⁺ or K⁺ ions content to the place of outflow has been found (Fig. 9). Groundwaters have similar chemical composition in all three zones (Fig. 10, 11), and the mere differences reveal the same arrangement as described above i.e. in the 1st zone there are waters of HCO₃—Ca²⁺—Mg²⁺ and HCO₃—Mg²⁺—Ca²⁺ type while in the II and IIIrd zones they are of different type HCO₃—Ca²⁺. Ion content intervals and their mean values are shown in Tab. 1. Hydrogeological and geological data allowed the author to present a model of groundwater circulation (Fig. 12). Interstitial water was found within the Quaternary cover as well as fissure waters were encountered in the basement rocks. Both deep and shallow water circulations have been proceed in the northern slopes while in the southern ones only shallow circulation was observed. Generally southern slopes contain less water because of the northern dip of layers, lithology of basement rocks and Quaternary cover deposits as well as lower rainfall and short-lasting snow cover.