

10. Analiza strukturalno-geologiczna wyników badań i innych danych oraz wstępne wnioski dla poszukiwań i określenia perspektyw występowania wód termalnych

10.1. Budowa geologiczna poszczególnych rejonów badań

Blok karkonosko-izerski

Niecka turoszowsko-żytańska

10.1.1. Opolno Zdrój - uskoki Opolna (*kontakt masywu gnejsów izerskich z plutonem granitów zawidowskich*)

Rejon badań Opolno Zdrój zlokalizowany jest ok. 2-4 km na S od Bogatyni (Fig. 3.2.1), na pograniczu kenozoicznego obniżenia, zwanego niecką turoszowsko-żytańską na NW oraz strefy wychodni skał podłoża tej niecki na SE, oddzielonych uskokiem Opolna o rozciągłości NE-SW. W położonej ok. 2 km na NW od linii badawczej miejscowości Opolno Zdrój znane jest obecnie nieczynne uzdrowisko z wodami leczniczymi typu żelazisto-siarkowymi („witriolowymi”). Krążenie wód leczniczych ustało w związku z działalnością w pobliskiej kopalni węgla brunatnego „Turów”. W samej odkrywce Kopalni Węgla Brunatnego „Turów”, w rejonie uskoku głównego o kierunku W-E, kilkakrotnie natrafiono na wody termalne o temperaturze na wypływie 26° C (Ciężkowski, Sztuk, 1985; Ciężkowski i in., 2011). Wody te są silnie zmineralizowane oraz zawierają bardzo wysokie zawartości fluoru.

Niecka turoszowsko-żytańska wypełniona jest paleogeńsko-neogeńskimi osadami wulkanicznymi (lawami oraz tufami) oraz neogeńskimi, klastycznymi, węglonośnymi osadami neogenu (miocen dolny i środkowy), osiagającymi miąższość do 350 m oraz nadścielającymi je osadami czwartorzędu, związanymi głównie ze zlodowaceniami południowopolskimi i północnopolskimi (Berezowski 1973; Kasiński, 2000; Fig. 3.2.3, 10.1.1d). Zdaniem niektórych autorów (np. Kasiński 1991; Badura i Aleksandrowski 2013) niecka stanowi bezpośrednio NE przedłużenie (Fig. 10.1.1f) regionalnych rozmiarów rowu Ohřy (Egeru), ciągnącego się przez całe północno-zachodnie Czechy i zawierającego znacznej objętości wystąpienia kenozoicznych bazaltoidów. Również niecka żytańska, a w szczególności Opolno Zdrój, znajduje się w zasięgu centrum wulkanicznego Opolno-Frydlant, wykazującego główną aktywność od oligocenu po środkowy miocen (Alibert i in. 1987; Cajz

i in. 1999; Birkenmajer i in. 2011). Datowanie w ramach niniejszego opracowania metodą Ar-Ar bazaltoidu pobranego z odwiertu w Opolnie (Kasiński i in., 2016) dało wynik 30,12 Ma (wczesny oligocen).

W podłożu niecki turoszowsko-żytańskiej występują późnoneoproterozoiczne (~545-530 Ma - Kröner i in., 1994; Tikhomirova, 2002) granitoidy zawidowskie i szarogłazy łużyckie, natomiast w jej SE obrzeżeniu - wczesnopaleozoiczne (późny kambr, ~500 Ma) granitognejsy, gnejsy i granity (rumburskie) masywu izerskiego, który stanowi fragment większej jednostki tektonicznej – masywu („bloku”) karkonosko-izerskiego (np. Żelaźniewicz i in. 2011; Aleksandrowski 2017). Młode (lub odmłodzone) strefy dyslokacyjne i spękania w tych krystalicznych utworach mogą stanowić drogi migracji wgłębnych wód, infiltrujących w wyniesionym topograficznie masywie Gór Izerskich, przyległych od SE do rejonu Opolna.

Linia badawcza Opolno Zdrój w swym północnym krańcu lokalizuje się nad uskokiem Opolna, tj. na krawędzi morfologicznej niecki turoszowsko-żytańskiej, która jednak w obrazie DEM opartym na zdjęciu lidarowym (Fig. 10.1.1 b, c) nie upoważnia do wniosku o występowaniu uskoku właśnie w tym miejscu. W swoim dalszym biegu ku S, linia prawdopodobnie przecina szereg dyslokacji równoległych do krawędzi niecki, a także dyslokacji ustawionych do niej pod dużym kątem, równoległych do pobliskiego dużego uskoku Zatonia (WNW-ESE), które jednak w morfologii terenu wydają się manifestować tylko w postaci linii cieków.

Prace geofizyczne w rejonie Opolna Zdroju zaprojektowano w miejscu występowania przy uskoku Opolna wystąpień ciał wulkanicznych (bazaltoidy i trachity; Berezowski 1973). W wierceniu Opolno PIG (Kasiński i in., 2016), położonym w pobliżu zaplanowanych prac geofizycznych, stwierdzono ślady przepływów wód silnie zmineralizowanych. Wody te były niewątpliwie z jednej strony związane z krążeniem roztworów w osadach piroklastycznych tuż po erupcjach wulkanicznych, mogły jednak utrzymywać się znacznie dłużej, na co wskazuje współczesne występowanie w Opolnie Zdroju słabo zmineralizowanych szczaw oraz wypływy wód termalnych w dnie odkrywkowej kopalni Turów (Ciężkowski i in., 2011). Wzdłuż linii badawczej Opolno Zdrój wykonano, w ramach niniejszego opracowania jedynie profil spektrometryczny (fig. 8.22-23). Wyniki pomiarów eU wskazują na dwudzielność profilu spowodowaną zróżnicowaniem litologicznym. Dodatkowo zapewne lokalne podwyższenie wartości eU w południowej części profilu jest związane z przecinaniem dyslokacji równoległych do krawędzi niecki i może sugerować występowanie w tych miejscach emanacji radonowych. Natomiast próby przeprowadzenia badań sejsmicznych i elektrooporowych nie przyniosły dotychczas zadowalających rezultatów i powinny być

powtórzone w nieco zmodyfikowanej lokalizacji w kolejnym etapie realizacji przedsięwzięcia.

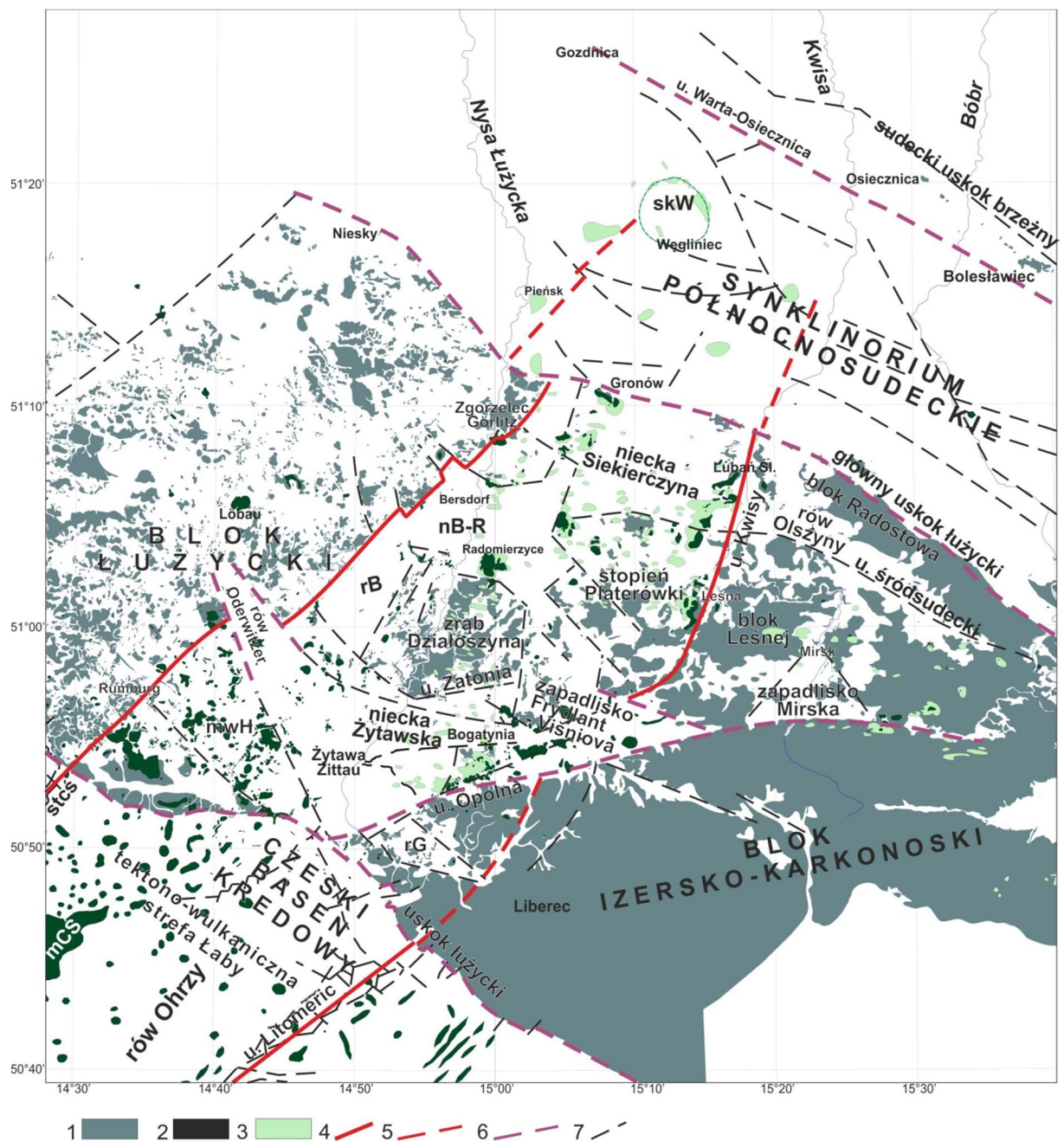


Fig. 10.1.1f. Północny fragment rowu Ohře (Egeru), ukazujący sytuację niecki żytawskiej (turowszowsko-żytawskiej) na tle schematycznej mapy geologicznej (wg Badury). 1- podłoże paleozoiczne i starsze, 2 – wulkaniczne skały kenozoiczne, 3 – wulkanity kenozoiczne pod młodszymi osadami, 4 – uskoki ramowe rowu Ohře, 5 – inne główne uskoki, 6, 7 – inne uskoki.

Masyw gnejsów izerskich

10.1.2. Szklarska Poręba-Kamienna (*neogeński rów Rozdroża Izerskiego*)

Ten rejon badań lokalizowany jest w najwyższych częściach, odpowiednio – wschodniej i zachodniej, dolin rzecznych Kwisy i Małej Kamiennej (Fig. 3.2.1 i 10.1.2a), pomiędzy północnym stokiem Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich blisko jego wschodniego krańca, a południowym stokiem Grzbietu Kamienickiego). Geologicznie, rejon badań zajęty jest głównie przez wychodne izerskich gnejsów warstwkowo-oczkowych wieku późnokambryjskiego. Na południu występuje wąskie równoleżnikowe, wyklinowujące się ku wschodowi pasmo łupków łyszczykowych Szklarskiej Poręby, zmienione kontaktowo na brzegu karbońskiego plutonu granitowego Karkonoszy. Linie pomiarowe, o kierunku N-S, w całości przebiegają po wychodniach gnejsów izerskich, jedynie w swej środkowej partii przecinają wschodni kraniec tzw. neotektonicznego rowu Rozdroża Izerskiego (Oberc 1975), który zdaniem cytowanego autora miał wykształcić się w późnym miocenie podczas regionalnego wypiętrzania się masywu karkonosko-izerskiego i całych Sudetów. Dno tego rowu wykorzystywane jest przez wspomniane na początku ciekę wodne. Rów, pod względem morfologicznym, ma charakter panwi o płaskim dnie, szerokim na ok. 400-500 m, wyścielonym płasko zalegającymi osadami czwartorzędowych deluwiów i aluwiów. Do subrównoleżnikowych uskoków brzeżnych rowu Rozdroża Izerskiego, pod wysokim kątem dochodzą - jak się wydaje – niższej rangi uskoki lub strefy spękania o kierunku NNW-SSE. Południowa krawędź rowu tworzy jeden z najlepiej wykształconych topolineamentów kontynuujących się na teren Czech do okolic Frydlandu (Migoń, 1996). Zdaniem Mroczkowskiego i Ostaficzuka (1985) przebieg rowu Rozdroża Izerskiego „pokrywa się niemal dokładnie z uskokiem Pasma Kamienieckiego, opisanym przez Oberca (1975), i jest być może fragmentem wielkiego lineamentu Świeradów-Przeworno (Solecki 1982) mającego być odbiciem głębokiej strefy rozłamowej.”

Na podstawie map magnetycznych przypuszcza się, że we wschodniej części rowu występują dajki bazaltowe ułożone równoleżnikowo, tj. równoległe do zboczy Wysokiego Grzbietu. Po zachodniej stronie rowu Rozdroża Izerskiego znajdują się uzdrowiska w Świeradowie Zdroju i Czerniawie Zdroju. Obecność termalnych wód w Cieplicach oraz wiązanie powstanie młodych neogeńskich żył zawierających minerały uranonośne we wschodniej części Gór Izerskich (Mochnacka, Banaś, 2000) pozwala na postawienie hipotezy o dużej możliwości znalezienia na tym obszarze perspektywicznych złóż wód ciepłych i zmineralizowanych.

Zaplanowane w tym rejonie badania geofizyczne miały za zadanie stwierdzić czy we wschodniej części rowu Rozdroża Izerskiego mogą występować warunki strukturalno-geologiczne sprzyjające występowaniu wód mineralnych podobnych do tych z rejonu Świeradowa Zdroju położonego w zachodniej części tej neotektonicznej struktury.

Wykonane badania sejsmiczne (fig. 4.3.1) wykazały obecność w dnie doliny słabo zaznaczonej strefy uskokowej, o szerokości strefy zniszczeniowej do 80 m oraz węższej strefy uskokowej na południe od osi doliny, o szerokości strefy zniszczeniowej około 20 m (co w znacznej mierze potwierdza układ młodych stref dyslokacyjnych wyinterpretowanych na podstawie przebiegu morfolineamentów – fig. 10.1.2b-d). Strefy dyslokacyjne są tu silnie zlokalizowane w wąskich pasmach, poza którymi brak wyraźnych stref o obniżonych prędkościach. Wyniki badań VLF (fig. 5.2.1) wskazują na obecność wąskich stref uskokowych o wyraźnie obniżonej oporności jedynie w południowej części profilu. Strefa uskokowa w dnie doliny w wynikach profilowania zaznacza się słabo. Może to być spowodowane nieznacznym kontrastem opornościowym pomiędzy skałami uskokowymi a otoczeniem, wynikającym niskiego udziału frakcji drobnych budujących skały uskokowe strefy.

Pluton granitowy Karkonoszy

10.1.3. Przesieka (*uskok śródkarkonoski*)

Rejon badań Przesieka zlokalizowany jest na przejściu pomiędzy tzw. karkonoskim padołem śródgórskim, a północnym stokiem głównego grzbietu Karkonoszy, ok. 13 km na SSW od centrum Jeleniej Góry (Fig. 3.2.1 i 10.1.3a). Rejon badań pod względem geologicznym w całości znajduje się w obrębie plutonu granitoidowego Karkonoszy, zbudowanego z późnokarbońskich granitoidów o wieku głównych ich odmian (granitów profirowatych i równoziarnistych) ostatnio precyzyjnie oznaczonym na pomiędzy 312.5 ± 0.3 i 312.2 ± 0.3 Ma (Kryza i in. 2014a, b). W całym rejonie badań przy powierzchni terenu występują granity karkonoskie odmiany gruboziarnistej, porfirowatej, biotytowej (Szałamacha 1960). Linie pomiarowe w rejonie badań ukierunkowane są w przybliżeniu N-S i przecinają uskoc śródkarkonoski (Aleksandrowski 2013), przebiegający WNW-ESE i odgraniczający padoł śródgórski od północnego stoku głównego grzbietu Karkonoszy (Fig. 10.1.3d). Zdaniem Soleckiego (2018) duże dyslokacje tego rejonu nawiązują do przebiegu regionalnych rozmiarów fotolineamentu Sobieszów-Ząbkowice (Solecki 1983). Cyfrowy model terenu dla rejonu badań skonstruowany w oparciu o dane lidarowe (Fig. 10.1.3b i c) ukazuje szereg prawdopodobnych uskoców bądź stref spękaniowych w granitowym podłożu, wykazujących dominujące kierunki WNW-ESE i NNE-SSW.

W rejonie karkonoskiego padołu śródgórskiego koło Przesieki opisywane były gruzowiska bloków bazaltowych przypuszczalnie związanych z występowaniem małych kominów wulkanicznych (Berg, 1930) podobnych do tych z Małego Śnieżnego Kotła (Zagożdżon, Zagożdżon, 2006). Wiek tych ostatnich bazaltów został wydatowany na późny oligocen przez Pecsckaya i in. 2004 – fide Zagożdżon i Zagożdżon, 2006), natomiast wykonane w ramach niniejszego zadania badania na jednej próbce (Śnieżne Kotły MST-23 – por. rozdział 9) pobranej z rumoszu, dały wiek 1,71 mln lat (por. s. 259 tego opracowania). Tej ostatniej danej, jako obarczonej dużym marginesem niepewności, zdecydowano się nie uwzględniać jako wiążącej, do czasu ew. powtórzenia wyniku na lepszej próbce.

Geneza karkonoskiego padołu śródgórskiego nie została dotąd w jednoznaczny sposób wyjaśniona (Kasprzak, Traczyk, 2010). Przyjmuje się, że jest to rów tektoniczny lub szereg zapadlisk tektonicznych ułożonych równolegle do uskoku podkarkonoskiego (Sroka, 1991; Migoń, 1992). Projektowane prace miały pozwolić na potwierdzenie lub wykluczenie obecności dużych stref tektonicznych w tym rejonie Karkonoszy.

Na wykonanym w ramach tego opracowania przekroju sejsmicznym (fig. 4.3.2) zaznaczają się dwie lub trzy strefy uskokowe, o szerokości stref zniszczenia około 10-20 m. Ich niewielka szerokość może przemawiać za ograniczoną perspektywicznością tych dyslokacji jako kanałów przepływu wód podziemnych. Lokalne obniżenia prędkości występujące jedynie w warstwie przypowierzchniowej (poniżej których prędkość wzrasta) raczej nie mają związku z obecnością uskoków, a z niejednorodnym rozkładem stref wietrzenia granitów. Wyniki badań VLF (fig. 5.2.2) potwierdzają obecność wąskich stref uskokowych, i sugerują ich przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Wykonany profil spektrometryczny (fig. 8.18 – 8.21), jest nieco przesunięty względem linii pomiarów sejsmicznych. Bardzo wyraźna anomalia eU koreluje się bezpośrednio z jednym z morfolineamentów, co może potwierdzać tam obecność strefy o podwyższonej przepuszczalności. Pomniejsze anomalie również powtarzają przebieg lineamentów – w obszarze o jednolitej litologii taka zmienność sugerować może występowanie licznych drobnych stref dyslokacyjnych, być może niosących emanacje radonowe. Generalnie, uzyskane wyniki są niesprzeczne z tektoniczną interpretacją morfolineamentów przedstawioną na fig. 10.1.3b-d.

Pluton granitowy Karkonoszy

10.1.4. Podgórzyn (*uskok brzeżny Karkonoszy*)

Rejon badań Podgórzyn zlokalizowany jest w strefie przejścia pomiędzy Kotliną Jeleniogórską, a masywem górskim Karkonoszy, ok. 9 km na SSW od centrum Jeleniej Góry (Fig. 3.2.1). Rejon badań pod względem geologicznym w całości znajduje się w obrębie plutonu granitoidowego Karkonoszy, zbudowanego z późnokarbońskich granitoidów o wieku głównych ich odmian (granitów porfirowatych i równoziarnistych) ostatnio precyzyjnie oznaczonym na pomiędzy 312.5 ± 0.3 i 312.2 ± 0.3 Ma (Kryza i in. 2014a, b). Rejon badań rozcięty jest w swej południowej części ukierunkowanym WNW-ESE uskokiem brzeżnym Karkonoszy, oddzielającym skłon podniesionego tektonicznie, poczynając od późnego miocenu (Oberc 1972, 1975), Przedgórza Karkonoszy od – względnie obniżonego - dna Kotliny Jeleniogórskiej.). Zdaniem Soleckiego (2018) duże dyslokacje tego rejonu nawiązują do przebiegu regionalnych rozmiarów fotolineamentu Sobieszów-Ząbkowice (Solecki 1983). Na południu oraz północy rejonu badań na powierzchni terenu odsłaniają się granity karkonoskie odmiany gruboziarnistej, porfirowatej, biotytowej (Fig. 10.1.4d). Środkowa, obniżona topograficznie i tektonicznie część rejonu badań pokryta jest kilkudziesięciometrowej miąższości pokrywą osadów czwartorzędowych, głównie plejstocenijskich z okresów zlodowaceń środkowo- i północnopolskich (Szałamacha 1960; Szałamacha 1965). W bezpośredniej bliskości rejonu badań (1.5-3.5 km na NE i N), znajdują się odwierty ujmujące wglębne wody termalne w Cieplicach, które występują na skrzyżowaniu uskoków odgałęziających się od uskoku brzeżnego Karkonoszy, przecinających granity pod przykryciem czwartorzędu (Fistek, Dowgiałło 2003). Linie pomiarowe w rejonie badań ukierunkowane są w przybliżeniu N-S i przecinają uskoki śródkarkonoskie (Aleksandrowski 2013), przebiegający WNW-ESE i odgraniczający padół śródgórski od N stoku głównego grzbietu Karkonoszy (fig. 10.1.4b-d).

Ponieważ na mapach geologicznych uskoki brzeżny Karkonoszy (u. podkarkonoski) nie jest zaznaczany (Szałamacha, 1960, 1965), a jego przypuszczalna obecność wynika z analiz morfotektonicznych (Sroka, 1991; Migoń, 1992; Aleksandrowski 2013) celowe jest jego potwierdzenie badaniami geofizycznymi, co zostało zaplanowane w ramach realizowanego zadania, ale niezrealizowane ze względu na napotkane lokalne trudności techniczne. Wykonano tu pomiar spektrometryczny (fig. 8.17), jednak ze względu na elementy infrastruktury i duże zawilgocenie, jego wyniki uznano za niewiarygodne i nieodpowiednie do wzięcia pod uwagę przy interpretacji tektonicznej. Z uskokiem

znajdującym się u podstawy wysoko podniesionego masywu granitoidowego mogą być związane przepływy wód o podwyższonej temperaturze.

Rów górnej Nysy Kłodzkiej – tektoniczny kontakt z metamorfikiem Śnieżnika

Rów górnej Nysy/metamorfik Krowiarek

10.1.5. Stary Waliszów (wzgórze Babilon, uskoki Krosnowic)

Rejon badawczy Stary Waliszów (wzgórze Babilon) zlokalizowany jest ok. 3-5 km na NNE od Bystrzycy Kłodzkiej (Fig. 3.1.1-3, 10.1.5a-d), na pograniczu wypełnionych skałami osadowymi górnej kredy rowu górnej Nysy Kłodzkiej po stronie SW, a zbudowanym z łupków metamorficznych pagórkowatym pasmem Krowiarek, geologicznie reprezentującym fragment masywu Łądka-Śnieżnika (masywu orlicko-śnieżnickiego). Obie jednostki strukturalne są w rejonie badań rozdzielone przebiegającym NW-SE uskokiem Krosnowic (Fig. 10.1.5d.; Badura, Rauch, 2014b), który – sądząc m.in. z rzeźby terenu, uwidoczniającej się na cyfrowym modelu terenu opartym na danych skaningu laserowego – jest prawdopodobnie dużą strefą uskokuwą o szerokości nawet do 400-700 m, składającą się z kilku równoległych powierzchni przemieszczeń. Zdaniem Dona i Gotowały (2008) grzbiet wzgórza Babilon jest strukturą kompresyjną, w jądrze której skały turonu przebijają utwory koniak. Wyniesienie margli turońskich jest rzędu 300 m, a być może i więcej metrów. Góra Babilon jest wschodnim zakończeniem długiej na ponad 15 km struktury, w skład której wchodzi między innymi Kamienny Grzbiet (Don, Gotowała, 2008). Zbliżoną interpretację przedstawiają Gawlikowska i Opletal (w druku; Fig. 10.1.5f). Skały turonu są wypiętrzone wzdłuż uskoku Kamienny Grzbiet-Babilon stanowiącego prawdopodobnie wschodni odcinek jednego z najważniejszych uskokuw w synklinorium śródsudeckim - uskoku Pstrężna – Hronov – Poříčí (Valenta i in., 2008; Wojewoda, 2009). Fistek (1989) nazwał go uskokiem Pstrężna-Gorzanów. Gawlikowska i Opletal (w druku) tę strefę tektoniczną widzą dalej na wschód jeszcze w Nowym Waliszowie między G. Pagórnika a Krowiarkami (Fig. 10.1.5f).

Przyległe od NE wzniesienia Krowiarek zbudowane są głównie ze staropaleozoicznych łupków łyszczykowych, dolomitów krystalicznych i ortognejsów laminowanych odmiany śnieżnickiej (Cwojdzński 1979), ujętych w duże formy fałdowe o kierunku osi NW-SE.

Prace geofizyczne realizowanego przedsięwzięcia w rejonie Starego Waliszowa zaprojektowano w strefie wschodni skał turonu przebijających grubą pokrywę skał koniak. Na zachodnim przedłużeniu tej strefy w Gorzanowie znane są ujęcia wód mineralnych (Kielczawa, Teisseyre, 2000). W pobliżu bliskiego występowania na niewielkim obszarze licznych dyslokacji towarzyszących stromemu odwróconemu uskokiowi Krowiarek, w tym uskoku Kamiennej Góry-Babilonu, można spodziewać się występowania wód leczniczych

lub termalnych. Fistek (1989) widzi możliwość przemieszczania się w strefie tego uskoku wód mineralnych nasyconych CO₂ i mieszania się z wodami słabo zmineralizowanymi. Głęboki otwór badawczy 7R odwiercony w strefie połego zalegania utworów kredowych, położony 4 km na SE od wzgórza Babilon, nie nawiercił wód ciepłych lub mineralnych (Grzegorzczak i in., 1993), zapewne dlatego, że był wykonany poza zasięgiem dużych dyslokacji.

W rejonie Starego Waliszowa wykonano profilowania geofizyczne metodą sejsmiczną i metodą tomografii elektrooporowej wzdłuż linii przecinającej znaczną część szerokości strefy dyslokacyjnej Krosnowic (fig. 4.3.3-4.3.4). Stwierdzono szeroką na ok. 100 m strefę zniszczeniową przy jednej z powierzchni strefy uskoku Krosnowic, rozwiniętej w skałach kredowych (por. fig. 10.1.5b-d). Uwidoczniono też stowarzyszony z głównym uskokiem, antytetyczny uskok odwrócony, o nachyleniu 20° na NE, o szerokości strefy zniszczeniowej do 15-20 m. Jedynie pozycja tego uskoku została zarejestrowana na wynikach badań VLF (fig. 5.2.3). Brak jednoznacznego efektu występowania pozostałych stref uskoku na wynikach badań VLF może potwierdzać obecność szerokiej strefy uskoku, z rozproszonymi, słabo skoncentrowanymi spękaniami. Dalej na SW rozpoznano uskok o nieokreślonej szerokości zapadający na NE, również wchodzący w skład strefy uskoku Krosnowic.

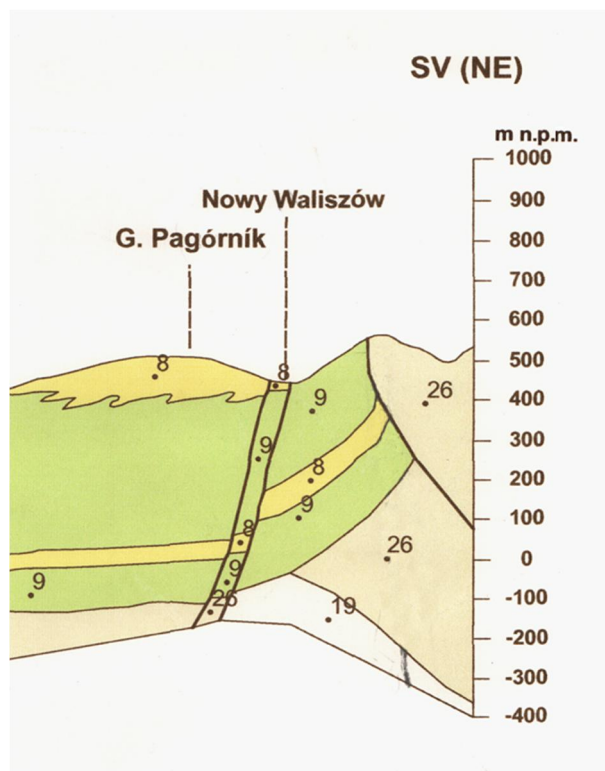


Fig. 10.1.5f. Tektonicznie wyniesione skały turonu (9) w pobliżu stromego odwróconego uskoku Krosnowic (E. Gawlikowska i M. Opletal - niepublikowane). Objasnienia: (8) i (9) - skały osadowe kredy grn., (19) i (26) – skały metamorficzne pasma Krowiarek.

Rów Nisy/jednostka Międzygórze

10.1.6 Idzików (*Pasterskie Skały, uskoku Wilkanowa*)

Rejon badawczy Idzików (Pasterskie Skały) znajduje się ok. 8 km na ESE od Bystrzycy Kłodzkiej (Fig. 3.2.1) i zawiera 2 linie badawcze przebiegające niemal równoleżnikowego, prostopadle do uskoku Wilkanowa (Cloos, 1922). Uskok ten, najprawdopodobniej inwersyjny (Cloos 1922; Frąckiewicz, 1965), oddziela położoną na wschodzie metamorficzną jednostkę Międzygórze, stanowiącą fragment masywu Śnieżnika, od brachysynkliny Idzikowa w obrębie leżącego na zachód od uskoku rowu tektonicznego górnej Nisy Kłodzkiej (Don 1996; Badura, Rauch 2014a).

Jednostka Międzygórze w okolicy Idzikowa (Cwojdzński 1983) zbudowana jest (Fig. 10.1.6d) z masywnych gnejsów śnieżnickich o teksturze słoju-oczkowej i oczkowej, o charakterze ortognejsów i późnokambryjskim wieku protolitu (Jastrzębski i in., 2010). Gnejsy generalnie wykazują cechy metamorfizmu regionalnego facji amfibolitowej, o generalnie średnich kątach nachylenia foliacji ku W i E, wynikających z jej zaangażowania w duże fałdy o południkowych osiach. Południkowy uskoku Wilkanowa obcina metamorfik Śnieżnika od zachodu, zrzucając gnejsy o kilkaset metrów ku zachodowi, gdzie, stanowią podłoże wypełnione utworami górnej kredy rowu górnej Nisy. Ślad intersekcyjny uskoku lekko wygina się ku E w poprzecznych dolinach potoków, co – o ile jego obraz kartograficzny został prawidłowo przedstawiony na mapie, a powierzchnia uskoku ma geometrię zbliżoną do płaszczyzny - może przemawiać za jego niewielkim odchyleniem ku wschodowi od położenia pionowego, co przekładałoby się na jego charakter kinematyczny typu uskoku odwróconego.

Przylegające do uskoku Wilkanowa skały osadowe górnej kredy, są wychylone do położenia 70° ku W i stopniowo, w strefie stanowiącej strome skrzydło fleksury o szerokości ok. 1 km, zmniejszają upady ku W, przechodząc do położenia połego (Cloos 1922; Frąckiewicz 1965; Radwański 1975; Don 1996). Utwory górnej kredy są reprezentowane przez piaskowce, margle, ilowce i zlepieńce. Przy powierzchni uskoku odsłaniają się najstarsze w tym rejonie ogniwa kredy, należące do dolnego turonu, zastępowane dalej na zachód przez turon górny, a następnie koniak (Jerzykiewicz 1971; Radwański 1975).

Oprócz głównego uskoku Wilkanowa, 800-1100 m na zachód od niego zaznacza się subrównoległy do niego b. stromy uskoku o znacznie mniejszym zrzucie, prawdopodobnie antytetyczny w stosunku do uskoku głównego (Fig. 10.1.6d). Układ lokalnych cieków oraz lokalne zestromienia i zmiany orientacji warstw osadów kredy pozwoliły na wyznaczenie na

arkusza Bystrzyca Kłodzka w południowej części rejonu badań również innych niewielkich uskoków o rozciągłości NW-SE do NNW-SSE (Wroński 1983), które prawdopodobnie odzwierciedlają się również w ukształtowania terenu. Także w północnej części rejonu badań można wyczytać występowanie prawdopodobnej strefy nieciągłości tektonicznej o kierunku NNE-SSW, przecinającej strome skrzydło fleksury towarzyszącej uskokowi Wilkanowa.

Problem genezy Pasterskich Skałek jako efektu przemieszczeń neotektonicznych, przedstawili Badura i inni (2002; 2005). Ich poglądy spotkały się z krytyką Dona i Wojewody (2005), którzy podtrzymali pogląd Jerzykiewicza (1971) na powstanie tej formacji skalnej poprzez ześlizg z podnoszącego się masywu Śnieżnika. Według Badury i in. (2002, 2005), Pasterskie Skałki stanowią element wypiętrzony z większej głębokości i reprezentują starsze od koniakowi kredy górnej. Wskazywać ma na to nie tylko strome ustawienie warstw (Don, Don, 1960; Badura, Rauch, 2014b), ale także przełomowe odcinki rzek (Ranoszek, 1999; Badura i in., 2002) oraz profile geoelektryczne przecinające ten rejon rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Farbisz, 1993). Z braku naturalnych odsłonień, wyłącznie przy zastosowaniu badań geofizycznych (głównie elektrooporowych) można sprawdzić, czy romboidalna w planie Wysoczyzna Idzikowa wraz z Pasterskimi Skałkami stanowi młody zrąb tektoniczny, czy też jest ostańcem erozyjnym. W pierwszym przypadku, zakładając znaczną 200-400 m amplitudę wyniesienia oraz bliskość uskoku Wilkanowa można domniemywać znaczne szerokości przyuskokowych stref zniszczeń, które stanowią potencjalne drogi migracji wód mineralnych i/lub ciepłych.

W rejonie Idzikowa wykonano badania metodą tomografii elektrooporowej (fig. 4.3.5), uzyskując zapis niskich oporności w osadowych skałach górnej kredy o litologii marglistej na wschód od Pasterskich Skał. Badania skoncentrowano na stromo nachylonych lub pionowo zalegających skałach osadowych gm. kredy, przylegających od zachodu do gnejsów jednostki Międzygórze, gdzie trudno jest bez badań geofizycznych zlokalizować położenia uskoków i stref spękań. Zarejestrowano tam obecność 3 stref tektonicznych o szerokości strefy zniszczeniowej rzędu 20 m, zapadających stromo na E. Wyniki badań VLF (fig. 5.2.4) nie zarejestrowały obecności stref uskokowych, najprawdopodobniej ze względu na ich niekorzystny dla badań, południkowy przebieg. Pomiar przeprowadzone tu metodą spektrometrii gamma (fig. 8.1 i 8.2) wskazują na wyraźną anomalię eU (a także DR i K) w zachodniej części profilu, pokrywającą się z lineamentem widocznym na obrazie LIDAR (fig. 10.1.6b-d). Równocześnie z obniżeniem oporności, pomiary te dodatkowo potwierdzają obecność strefy o podwyższonej przepuszczalności ośrodka.

Rów Nysy/jednostka Międzygórze

10.1.7. Wilkanów (*uskok Wilkanowa*)

Rejon badawczy Wilkanów znajduje się ok. 10 km na SE od Bystrzycy Kłodzkiej oraz 2 km na W od Międzygórze (Fig. 3.2.1). Dwie linie badawcze przecinają tu prostopadle stromy uskok Wilkanowa. Podobnie jak w rejonie badawczym Idzików, uskok Wilkanowa, oddziela położoną na wschodzie metamorficzną jednostkę Międzygórze, należąca do masywu śnieżnickiego od zlokalizowanej na zachodzie brachysynkliny Idzikowa w obrębie górnokredowego wypełnienia osadowego rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Fig. 10.1.7d). Górna kreda rowu Nysy jest na tym obszarze niemal zupełnie przykryta osadami kenozoicznymi, w szczególności plejstoceńskimi stożkami napływowymi zbudowanymi z materiału wyniesionego z wypiętrzonego obszaru masywu Śnieżnika. Osady kredy są przy uskoku Wilkanowa poddarte i nachylone, co najmniej 30° ku zachodowi. Gnejsy śnieżnickie, warstwowo-oczkowe i oczkowe, podobnie jak w rejonie Idzikowa są ujęte w duże południkowe fałdy.

Oprócz stromego, południkowego uskoku Wilkanowa, na arkuszach Domaszków i Międzygórze (Frąckiewicz, Teisseyre 1976; Walczak-Augustyniak, Wroński 1982), wykartowano dwa ponadkilometrowej długości uskoki do niego równoległe, jeden w osadach kredy, 150-200 m na zachód od głównej dyslokacji Wilkanowa; drugi od niej na wschód, w odległości ok. 300-600 m, co uwidacznia się również na współczesnych modelach terenu, opartych na danych skaningu laserowego (fig. 10.1.7b-d). Przemawia to za złożoną geometrią uskoku Wilkanowa jako strefy uskokowej grupującej szereg powierzchni nieciągłości, które w dzisiejszym regionalnym polu naprężeń tektonicznych na obszarze Polski (generalnie kompresja ~N-S; Jarosiński 2006) powinny wykazywać tendencje do rozwierania i być dobrymi drogami potencjalnej głębokiej migracji wód podziemnych.

Badania sejsmiczne i radiofalowe zostały wykonane bezpośrednio przy uskoku Wilkanowa; sama walna strefa uskokowa zarejestrowana została częściowo na wschodnim krańcu przekroju sejsmicznego (fig. 4.3.6) i rejestruje się wyraźnie jako struktura *crossover* na profilu VLF (fig. 5.2.5). W podłożu skrzydła zrzuconego (rów G. Nysy) zaznacza się tu asymetryczne ugięcie z zestromionym przyuskokowo skrzydłem wschodnim. Również w skrajnej (wschodniej) części profilu wykonanego metodą spektrometryczną zanotowano wyraźną anomalię wskazań eU (fig. 8.3). Pomiar ten wskazywać może przebieg strefy

„zluźnienia” materiału/dyslokacji, może być jednak częściowo zawyżony ze względu na jego wykonanie u stóp stoku.

W obu rejonach badań: Idzików i Wilkanów, podobnie jak na innych obszarach Sudetów o podłożu krystalicznym, występowanie potencjalnych wód termalnych głębokiego krążenia można przewidywać w obrębie stromych stref spękaniaowych i dyslokacyjnych o założeniach paleozoicznych głównie w obrębie piętra metamorficznego reprezentowanego gnejsy, granitognejsy i łupki łuszczkowe masywu orlicko-śnieżnickiego, podścielającego osady rowu górnej Nysy. Strefy te wykazują związki przestrzenne i genetyczne z uskokiemi brzeżnymi rowu Nysy (w tym przypadku z uskokiemi Wilkanowa), o możliwych założeniach paleozoicznych. Uskok Wilkanowa prawdopodobnie był aktywny w końcu kredy, z całą pewnością jednak został dotknięty przemieszczeniami zrzutowymi w późnym kenozoiku, kiedy to doszło do znacznego wypiętrzenia masywu Śnieżnika i Gór Bystrzyckich po obu stronach rowu Nysy. Można domniemywać, że wody w głębokiego krążenia w podłożu rowu górnej Nysy związane są z infiltracją na wyniesionych masywach górskich po obu stronach rowu, podobnie jak występujące w szeregu miejsc rowu wody mineralne. Złożony charakter uskoku Wilkanowa jako wielopowierzchniowej strefy uskokowej o znacznej szerokości, uwidoczniony zdjęciem geologicznym zwłaszcza w rejonie badawczym Wilkanów, pozwala przypuszczać, że może stanowić on ważną strefę krążenia głębokich wód podziemnych.

Badura (Badura i in. 2002; Badura, Rauch 2014) na podstawie, między innymi, profilowań elektrooporowych (Farbisz, 1993), uważa, że u podnóża Pasterskich Skałek, między Idzikowem a Nowym Waliszowem przebiega południkowa dyslokacja. Zdaniem Badury (Badura i in. 2002; Badura, Rauch 2014) oraz Grocholskich (1958), Pasterskie Skałki są zrębem tektonicznym powstałym przed masywem Śnieżnika. Deformacje sieci rzecznej oraz przelomowe odcinki cieków świadczą o młodym podnoszeniu obszaru nazwanego brachysynkliną Idzikowa przez Dona (1996). Nazwa ta odzwierciedlać ma domniemane efekty regionalnej kompresji laramijskiej na przelomie kredy i paleogenu, a nie przemieszczeń związanych z późnym neogenem, kiedy dominowała tektonika blokowa. Obniżenie między Pasterskimi Skałkami a gnejsami masywu Śnieżnika stanowi tymczasem młody rów tektoniczny wypełniany młodymi plejstoceniowymi i holoceniowymi osadami rzecznyymi.

Analiza archiwalnych profili elektrooporowych (Badura, Rauch 2014a) wskazuje, że w rowie górnej Nysy Kłodzkiej, a w szczególności w rejonie wyniesienia idzikowskiego wraz z Pasterskimi Skałkami istnieje dosyć gęsta sieć dyslokacji sięgających podłoża rowu, które mogą być perspektywiczne pod względem infiltracji i prowadzenia wód głębokiego krążenia.

Ponieważ w tym miejscu powierzchnia stropowa podłoża kredy tworzy jedno z najgłębszych obniżień w obrębie rowu Nysy, o głębokości ponad 640 m, wody ciepłe lub lecznicze mogą znajdować się tam nawet w osadowym wypełnieniu rowu, na co nie ma warunków w innych jego rejonach (Kielczawa, Teisseyre, 2000).

Sudecki uskok brzeżny

Niecka północnosudecka/metamorfik kaczawski pod przykryciem kenozoicznym

10.1.8. Ławszowa (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Ławszowa znajduje się ok. 16 do 18 km na NW od Bolesławca (Fig. 3.2.1), ok. 1 do 5 km na SW od autostrady A18, na NW przedłużeniu sudeckiego uskoku brzeżnego (Cymerman 2004, 2010), gdzie w podłożu miększej serii kenozoicznej następuje przejście od epi-metamorficznej serii kaczawskiej na wschodzie w skały osadowe, górnopermskie i triasowe NE skrzydła synklinorium północnosudeckiego na zachód i SW (Fig. 3.2.3). Na mapie zacytowanego autora uskoki brzeżny sudecki w podłożu kenozoiku jest interpretowany w postaci szerokiej na 2 km strefy uskokowej, wyrażonej, co najmniej dwiema równoległymi powierzchniami ślizgowymi o kierunku NW-SE oraz łączącymi je uskoki niższego rzędu, o kierunkach N-S. W Przejęsławiu strop silnie zwietrzałych utworów metamorficznych serii kaczawskiej (diabazy) nawiercono już na głębokości około 40 m (Urbański, 1994). Występują one pod plejstoceńskimi żwirami rzecznyymi i łąkami neogeńskimi.

Zaprojektowane w rejonie Ławszowej badania geofizyczne miały na celu wyznaczenie przebiegu kopalnej skarpy podłoża metamorficznego, związanej z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego. Hipotetyczny przebieg głównych młodych dyslokacji (fig. 10.1.8b-d) wyznaczono na podstawie mapy stropu podłoża kenozoiku (Badura i in. 2012), gdyż przykrycie skalnego podłoża, wraz z sudeckim uskokiem brzeżnym, osadami kenozoiku nie umożliwiało wykorzystania do tego celu analizy morfolineamentów.

W rejonie Ławszowej istnieje możliwość występowania w strefie uskoku brzeżnego wód głębokiego krążenia. Z wypływami takich wód, wzbogaconych o rozpuszczoną krzemionkę, wiązano pochodzenie tamtejszych scementowanych piasków neogeńskich popularnie nazywanych kwarcytami bolesławieckimi (Oberc, Dyjor, 1971). Autorzy ci wiązali wypływy tych wód na dyslokacjach w rejonie Osiecznicy z wulkanizmem neogeńskim mimo, że brak jego przejawów bezpośrednio w tym rejonie. Zdaniem Soleckiego (1994), alternatywnie można przyjąć, że sam fakt rozwoju dyslokacji mógł być wystarczającym mechanizmem dla wypływu na powierzchnię wód termalnych, wzbogaconych w krzemionkę o ile uwzględni się możliwość aktywności w tym rejonie mechanizmu tzw. *seismic pumping* zaproponowanego oryginalnie przez R.H. Sibsona i in. (1975; por. też Fyfe i in., 1978). Z drugiej strony należy wskazać, na fakt współwystępowania tzw. kwarcytów z pokładami węgla brunatnych, który może również mieć istotne znaczenie

dla wyjaśnienia zjawiska sylifikacji. Według Chmury i Lewowickiego (1957, 1962) prawdopodobnie powstały one praktycznie *in situ* w wyniku ługowania krzemionki przez kwasy humusowe z samych piasków kwarcowych. Rozpuszczona krzemionka następnie migrowała w obrębie tych piasków i wytrącała przy granicy strefy saturacji i aeracji, przy kontakcie z wodami o słabym odczynie zasadowym, tworząc silkrety znane z wystąpień w wielu rejonach świata. Realność tego procesu – nie przesądzając wszakże możliwości innego mechanizmu genezy omawianych skał – może czynić niepotrzebnym zarówno hipotetyczny udział wulkanizmu kenozoicznego, jak też i „pompowania sejsmicznego” w genezie „kwarcytów” bolesławieckich.

Najbliższe wychodnie tych „kwarcytów bolesławieckich”: występują w dnie Kwisy w Osiecznicy w rejonie uskoku Warta-Osiecznica. Z zaplanowanych prac geofizycznych, ze względów technicznych, udało się wykonać badania VLF (fig. 5.2.6), których wyniki zarejestrowały wpływ zmiany oporności w przypowierzchniowych warstwach. Zmian na profilu nie można jednak wiązać z wpływem głębszego podłoża. Wykonane w tym rejonie pomiary spektrometryczne (fig. 8.4) pozwalają natomiast na rozróżnienie utworów wysoczyzny od pradolinnych. Pomędzy lokalnymi minimami, na wydmach na N skraju wysoczyzny, zaznacza się wyraźne maksimum pomierzonej mocy dawki promieniowania i pozostałych parametrów, być może oznaczające przebieg krawędzi skarpy podłoża.

Niecka północnosudecka/metamorfik kaczawski pod przykryciem kenozoicznym

10.1.9. Tomaszów Bolesławiecki (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Tomaszów Bolesławiecki położony jest ok. 13 km na NE od Bolesławca (Fig. 3.2.1). Zawiera on dwie, ukierunkowane NE-SE, linie badawcze, Tomaszów I i Tomaszów II, przecinające NW przedłużenie uskoku sudeckiego brzeżnego (Fig. 3.2.3 i 10.1.9d). Uskok ten, którego przebieg w opisywanym rejonie, pod przykryciem osadami kenozoicznymi o miąższości 20-30 m jest znany jedynie w przybliżeniu, rozcina skały paleozoicznego, metamorficznego kompleksu kaczawskiego, reprezentowanego głównie przez fyllity i zieleńce. Ok. 0.5 do 1 km na SW od krańców obu linii, na bloku wyniesionym uskoku brzeżnego, całkowicie pod przykryciem kenozoicznym, znajduje się erozyjny północny brzeg synklinorium północnosudeckiego, reprezentowanego w tym miejscu przez strukturę niższego rzędu – półrów Bolesławca, którego NE skrzydło odsłania na powierzchni podkenozoicznej (lokalnie też na powierzchni terenu) skały klastyczne górnego permu i triasu, ku SW zanurzające się pod utwory górnej kredy. Synklinorium północnosudeckie powstało podczas transeuropejskiego epizodu kompresyjnego na przełomie kredy i paleogenu (tzw. kompresja laramijska).

Linie pomiarowe, oprócz uskoku brzeżnego sudeckiego, przecinają też prawdopodobne, mniej wyraziste i słabo zaznaczone na obrazie lidarowym (Fig. 10.1.9b i c), subrównoległe do niego uskoki niższego rzędu. W bezpośredniej okolicy (Cymerman, 2004, 2010) interpretuje też niewielkie uskoki prostopadłe do uskoku brzeżnego i równoległe do obu linii pomiarowych.

Potencjalne wody termalne głębokiego krążenia są najprawdopodobniej w tym rejonie związane ze strefami spękaniaowymi i dyslokacyjnymi o założeniach paleozoicznych w obrębie piętra metamorficznego (również w jego części stanowiącej podłoże synklinorium północnosudeckiego) reprezentowanego przez fyllity i zieleńce kaczawskie. Strefy te były zapewne reaktywowane np. w trakcie jurajskiej regionalnej ekstensji, a następnie zwłaszcza podczas kompresji laramijskiej na przełomie kredy i paleocenu oraz kenozoicznych (szczególnie w późnomiocenich) deformacji na dalekim przedpolu orogenów alpejskiego i karpackiego.

W rejonie Tomaszowa Bolesławieckiego zanika morfotektoniczna krawędź sudeckiego uskoku brzeżnego. Silne wietrzenie oraz wytrącenia żelaziste na łupkach metamorficznych serii kaczawskiej, występujących w Tomaszowie, wskazuje na płytkie krążenie wód silnie zmineralizowanych. Ponieważ wody zawierające duże ilości tlenków

żelaza występują w górnych partiach wzniesienia, mogą wskazywać na mieszanie się wód głębszego pochodzenia z wodami pierwszego poziomu wodonośnego. Celem prac geofizycznych w tym rejonie było zlokalizowanie głównej powierzchni sudeckiego uskoku brzeżnego i stwierdzenie ewentualnej szerokości strefy rozłamowej.

Badania sejsmiczne wykonane wzdłuż linii Tomaszów Bolesławiecki I (fig. 4.3.7) nie ujawniły obecności strefy samej uskokowej; jej położenie można wyznaczyć na podstawie innych danych (Badura i in. 2012). Zarejestrowano refleksy pochodzące od stropu podłoża podkenozoicznego oraz horyzonty kenozoiczne. Strop podłoża tworzy obniżenie, wypełnione przekraczając serią osadów kenozoicznych. Zapewne utworzyło się ono w związku z późnomioceną aktywnością zrzutową uskoku brzeżnego.

Na linii sejsmicznej Tomaszów Bolesławiecki II (fig. 4.3.8) ujawniono strukturę sudeckiego uskoku brzeżnego jako strefy uskokowej, złożonej z całej serii uskoków. Jeden z nich realizuje największy zrzut, a przynajmniej 3 pozostałe zmieniają położenie stropu podłoża, tworząc rowy i zręby. Jeden z uskoków, o szerokości strefy zniszczenia około 80 m, wyraźnie rozcina podłoże paleozoiczne. Uskoki wygasają ku górze w obrębie osadów miocenu i nie przechodzą w czwartorzęd. Badania VLF przeprowadzone wzdłuż linii pomiarowej Tomaszów Bolesławiecki I (fig. 5.2.7) zarejestrowały jedynie długookresową zmienność, prawdopodobnie związaną ze zmianą litologii osadów kenozoicznych. Nieznaczne anomalie rejestrowane na profilach nie są wywołane obecnością uskoków w podłożu. Wartości eU uzyskane w tym rejonie za pomocą pomiarów spektrometrycznych (fig. 8.5) są bardzo stabilne i znacząco podwyższone w SW części profilu. Wskazuje to być może na kontakt dwóch bloków o odmiennej litologii, tudzież na strefę o wyraźnie wyższej przepuszczalności.

Powyższa charakterystyka strukturalna, oraz przypuszczalnie głęboki zasięg dyslokacji związanych z uskokiem brzeżnym, może mieć implikacje dla poszukiwania wód termalnych na pograniczu wyniesionego bloku sudeckiego na kontakcie z obniżonym - przedsudeckim (por. fig. 10.1.9d).

Niecka północnosudecka/metamorfik kaczawski pod przykryciem kenozoicznym

10.1.10. Olszanica-Radziechów (Okmiany) (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Olszanica-Radziechów (Okmiany) jest położony ok. 20 km na E od Bolesławca (Fig. 3.2.1), zawiera trzy linie badawcze przecinające lub przebiegające w bezpośrednim pobliżu NW przedłużenia uskoku sudeckiego brzeżnego lub uskoku równoległych do niego (Fig. 3.2.3). Na skrzydle podniesionym zbudowanym z epimetamorficznych skał kompleksu kaczawskiego leży zmiennej miąższości nieciągła pokrywa osadów plejstocenijskich głównie związanych ze zlodowaczeniem Odry oraz lessów powstałych podczas zlodowaczenia Wisły (Sztromwasser, 1998; Fig. 10.1.10d). W obrębie Wału Okmiańskiego przekracza ona 100 m miąższości, na pozostałym obszarze nie przekraczając 5-20 m. Na skrzydle podniesionym uskoku brzeżnego występują paleogeńsko-neogeńskie bazaltoidy. Na skrzydle podniesionym miąższość osadów plejstocenijskich generalnie nie przekracza 20 m, z wyjątkiem głęboko rozciętych rynien subglacjalnych.

Na skrzydle zrzuconym, w obrębie bloku przedsudeckiego punktowo występują bazalty rozpoznane głównie na podstawie zdjęcia magnetycznego, oprócz kilku wystąpień napowierzchniowych, oraz w otworach wiertniczych (Sztromwasser, 1998). Miąższość osadów neogeńskich waha się w granicach 50-100 m. W ich podłożu, po obu stronach linii uskoku brzeżnego, występują zmetamorfizowane w facji zieleńcowej lub anchimetarmorficzne skały kompleksu kaczawskiego (Fig. 3.2.3), reprezentowane przez głównie przez wczesnopaleozoiczne (ew. sięgające wiekiem dewonu?) fyllity, łupki krzemionkowe i serycytowe, diabazy i zieleńce (Fig. 10.1.10d). Amplituda zrzutu na sudeckim uskoku brzeżnym wynosi od około 70 do 150 m. Bezpośrednio na SW od rejonu badań na podłożu metamorficznym leżą osady triasu lądowego i morskiego oraz utwory czerwonego spągowca i cechsztynu. Od metamorfiku kaczawskiego utwory triasu i permu oddzielone są przez uskoki Tomaszowa o zrzucie dochodzącym do 1000 m i rozciągłości WNW-ESE.

Rejon badań w swej części wschodniej i środkowej jest generalnie równinny, zaś w zachodniej pagórkowaty (Fig. 10.1.10b i c). Krajobraz pagórkowaty związany jest z południkowym wałem o długości prawie 12 km, o niejasnej dotąd genezie. Przymuszalnie reprezentuje ona wał akumulowany między dwoma lobami lądolodu lub osady zdeponowane u wylotu bramy lodowcowej. Prawdopodobnie forma ta ma związek z tektoniką sztywnego podłoża metamorficznego oraz permu-mezozoicznego i utworzyła się na granicy między nim a podłożem elastycznym zbudowanym z osadów neogenu i plejstocenu. Występujący w

podłożu uskok zmienił cyrkulację wód w stopie łądolodu w efekcie w rejonie Olszanicy powstało szereg rynien subglacjalnych oraz brama lodowcowa na przedpolu, której uformował się Wał Okmiański.

Wskutek kompletnego przykrycia osadami kenozoicznymi, w obszarze badań utrudnione jest śledzenie uwarunkowanych młodą tektoniką form rzeźby terenu; niemniej w obrazie lidarowym – zwłaszcza na obszarze pagórkowatym - można dopatrzeć się występowania ciągów niewysokich skarp morfologicznych, które mogą mieć taki charakter. Wspomniane ciągi obserwuje się na kierunkach NW-SE i NNW-SSE. Pewną stałość i podobieństwo kierunków do wyżej wspomnianych wykazują też prostolinijne odcinki cieków wodnych. Dochodzi tam też kierunek E-W do ENE-WSW, którym charakteryzują się większe cieki przecinające linię przebiegu sudeckiego uskoku brzeżnego.

Potencjalne wody termalne głębokiego krążenia w rejonie Olszanicy-Radziechowa powinny być związane ze stromymi strefami spękaniaowymi i dyslokacyjnymi o założeniach paleozoicznych w obrębie piętra metamorficznego reprezentowanego przez fyllity i zieleńce kaczawskie. Strefy te były zapewne reaktywowane w późniejszych, mezozoicznych i kenozoicznych wydarzeniach tektonicznych. Również z uskokiem Tomaszowa możliwa jest cyrkulacja wód zmineralizowanych lub o podwyższonej temperaturze związanych z gipsami i anhydrytami cechsztyńskimi.

Podobnie jak w rejonie Tomaszowa Bolesławieckiego, głównym zadaniem badań geofizycznych miało być ustalenie przebiegu sudeckiego uskoku brzeżnego na tym odcinku. Wcześniejsze badania pracowników AGH w rejonie Olszanicy (informacja ustna) ustaliły występowanie niewielkiej powierzchniowo, ujemnej anomalii grawimetrycznej o kolistym zarysie. Wstępna interpretacja nie wykluczała możliwości występowania w strefie uskokuwej diatremy. Jednak poszerzone badania nie potwierdziły tej koncepcji, wskazując na formę rynnową. Ponieważ w rejonie Osły, Olszanicy oraz dalej w kierunku wschodnim, pod obecną doliną Skory rozpoznano liczne rynny subglacjalne, spodziewać się można, że ich powstanie ma związek z głębokimi rozłamami poprzecznymi w stosunku do sudeckiego uskoku brzeżnego w tej części Sudetów. Przeprowadzone wzdłuż linii pomiarowej Radziechów pomiary VLF (fig. 5.2.8) wskazują na występowanie dwóch stref uskukowych, których położenie koreluje się z położeniem dwóch skarp morfologicznych, które najwyraźniej mają genezę tektoniczną.

W tym rejonie badań wykonano również pomiary spektrometryczne (fig. 8.6), w których moc dawki promieniowania gamma wskazuje na trójdzielność profilu i natomiast

lokalnie podwyższone zawartości eU i eTh być może należy korelować ze strefami o podwyższonej przepuszczalności w podłożu.

Metamorfik kaczawski/pluton granitowy Strzegom-Sobótka

10.1.11. Męcinka (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Męcinka położony jest ok. 4-6 km na WNW od Jawora (Fig. 3.2.1), w obrębie dwóch jednostek strukturalnych waryscyjskiego piętra bloku dolnośląskiego, rozgraniczonych sudeckim uskokiem brzeżnym: metamorfiku kaczawskiego na SW i plutonu granitowego Strzegom-Sobótka na NE (Fig. 3.2.3). Skrzydło podniesione uskoku brzeżnego odsłania na powierzchni terenu wczesnopaleozoiczne fyllity serycytowo-kwarcowe, łupki serycytowo-chlorytowe i serycytowo-kwarcowe jednostki Chełmca metamorfiku kaczawskiego, jedynie w dolinach cieków przykryte aluwiami (Fig. 10.1.11d). Na skrzydle zrzuconym uskoku karbońskie granitoidy plutonu Strzegom-Sobótka przykryte są w całości pokrywą osadów kenozoicznych o miąższości do 150 m (Badura i in., 2004), w obrębie której przy powierzchni dominują osady związane ze zlodowaceniami środkowopolskimi i tarasy rzeczne zlodowacenia Wisły (Jerzmański, 1955). Tak duża miąższość osadów kenozoicznych głównie mioceńskich związana jest z wypełnieniem głębokiego rowu Roztoki-Mokrzyszowa (Dyjur, Kuszell, 1977; Kural, 1979; Badura i in., 2004). W odległości ok. 1,5 km na SE od linii badawczej przy linii uskoku brzeżnego, na jego skrzydle podniesionym, zlokalizowane są dwa wystąpienia bazaltów, zapewne równoległe z pobliskimi bazaltoidami płytowymi dużego wystąpienia na skrzydle zrzuconym uskoku ok. 1,5 km na NE od linii uskoku (Jerzmański 1955), eksploatowanymi w kamieniołomie w Męcince, które były datowane przez zespół Birkenmajera (2002b) na 18,66 i 21,05 Ma (wczesny miocen). W Męcince znacznie starsze daty uzyskał Urry (1936) po raz pierwszy stosując metodę helową do datowania skał. Według tych dat działalność wulkaniczna rozpoczęła się w późnym oligocenie. Oligoceński wiek potoku lawowego z Góry Winnik należącej do bazaltowego obszaru płytowego Męcinki uzyskali także Badura i in., (2005).

Uskok sudecki brzeżny tworzy w rejonie badań wyraźną krawędź morfologiczną, jednak na mapie geologicznej (Jerzmański 1955) przebieg jego głównej powierzchni wyznaczony jest wzdłuż linii odległej od 200 do 600 m na NE od podnóża tej skarpy, co podyktowane jest zasięgiem wychodni skał kompleksu kaczawskiego jeszcze na stosunkowo płaskiej powierzchni podnóża skarpy, oraz przyjętym założeniu o cofaniu się morfotektonicznego stoku w wyniku erozji. Prostoliniowy przebieg cieku wodnego, subrównoległy do uskoku brzeżnego w NW przedłużeniu SE części wspomnianej skarpy, odległy od głównej linii o 200-300 m na SW, pozwala przypuszczać, że uskoki brzeżny sudecki ma w tym rejonie charakter dużej strefy uskokuwej, złożonej z kilku powierzchni i

mającej łączną szerokość kilkuset metrów (Fig. 10.1.11b, c i d; Badura i in., 2007). Prostolinijne elementy ukształtowania terenu pozwalają też przewidywać występowanie w krystalicznym podłożu nieciągłości strukturalnych ukierunkowanych E-W, NE-SW i NNE-SSW (Fig. 10.1.11b, c), których część przecina linie badawcze.

Występowanie potencjalnych wód termalnych głębokiego krążenia w rejonie Męcinki można przewidywać w obrębie stromych stref spękania i dyslokacyjnych o założeniach paleozoicznych w obrębie piętra metamorficznego reprezentowanego przez fyllity i zieleńce kaczawskie oraz w obrębie granitoidów masywu Strzegom-Sobótka. Strefy te mają związki przestrzenne i genetyczne z brzeżnym uskokiem sudeckim o założeniach karbońskich i były przynajmniej po części reaktywowane w późniejszych, mezozoicznych i kenozoicznych wydarzeniach tektonicznych.

W Jaworze od średniowiecza eksploatowane jest źródło św, Jadwigi, w którym występują słabo zmineralizowane szczawy, obecnie sprzedawane pod nazwą Jaworowy Zdrój. Wody tego typu mogą w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego występować częściej między Sichowem a Jaworem.

Prace geofizyczne w rejonie Męcinki zaprojektowano na granicy Sudetów i młodego rowu tektonicznego Męcinka-Jawor. Na obrzeżach tego rowu występują liczne wzniesienia bazaltowe. Bazalty stwierdzono także w otworach wiertniczych oraz między pokładami węgla brunatnego. Obecność potoków lawowych międzywęglowych wskazuje na stosunkowo młody, środkowioceński wiek aktywności wulkanicznej. Młodszej niż to wynika z datowań skał bazaltoidowych w tym rejonie (Urry, 1936; Badura i in., 2004), ale zgodnych z wynikami badań zespołu Birkenmajera (Birkenmajer i in., 2002b). Być może z obecnością tej młodszej fazy wulkanicznej, można łączyć obecność szczaw w pobliskim Jaworze.

Wykonane w rejonie Męcinki profilowanie ERT (fig. 4.3.9) wykazało, że najszersza strefa uskoku, prawdopodobnie odpowiadająca głównej dyslokacji sudeckiego uskoku brzeżnego, jest położona bardziej na południe od wyznaczonej na mapie geologicznej (por. fig. 10.1.11b-d). Szerokość strefy zniszczeniowej przekracza tam 120 m, ale może być wynikiem nałożenia się uskoku brzeżnego z dyslokacją przecinającą go pod niewielkim kątem. Granice strefy zniszczeniowej są prawie pionowe. Po jej stronie SW zaznacza się seria uskoku o wąskich strefach zniszczeniowych w skałach paleozoicznego podłoża. Z kolei, po stronie NE od głównej dyslokacji uskoku brzeżnego, występuje dodatkowy uskok – w miejscu, gdzie zlokalizowany jest uskok brzeżny na mapach geologicznych. Uskok ten wymusza zmianę miąższości stożka napływowego rozbudowującego się na krawędzi Sudetów, co może wskazywać na pewną aktywność strefy uskoku brzeżnego

jeszcze w plejstocenie. Wysokie oporności zarejestrowane w sąsiedztwie uskoku przecinającego stożek napływowy mogą nasuwać przypuszczenia o obecności bazaltów, jednak pozycja tej strefy (wyraźna subhoryzontalna warstwa ze stopniowo zmieniającymi się wartościami oporności) wskazuje, że oporności te są wynikiem obecności grubookruchowych skał w proksymalnym stożku napływowym. Badania VLF (fig. 5.2.9) rejestrują anomalie wynikające z obecności stref uskokowych. Rozmyty kształt anomalii odpowiadającej strefie sudeckiego uskoku brzeżnego potwierdza występowanie szerokiej strefy zniszczeniowej. Uskok położony na NE od uskoku brzeżnego wywołuje znacznie węższą anomalię typu *cross-over*, co sugeruje jego bardziej równoleżnikowy przebieg. Wykonane pomiary spektrometryczne pozwoliły na zarejestrowanie wyraźnego minimum wszystkich mierzonych parametrów w miejscu wyraźnego pików na krzywej VLF, tłumaczonego jako efekt obecności nieciągłości tektonicznej. Badania spektrometryczne (fig. 8.7) również zarejestrowały wyraźne obniżenie wartości DR w miejscu przecięcia uskoku brzeżnego.

Metamorfik kaczawski/pluton granitowy Strzegom-Sobótka

10.1.12. Myślubórz (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Myślubórz znajduje się ok. 5 km na SW od Jawora (Fig. 3.2.1), w obrębie dwóch dużych jednostek strukturalnych podłoża krystalicznego: przykrytego kenozoiczną pokrywą karbońsko-wczesopermskiego masywu granitoidowego Strzegom –Sobótka na NE i metamorfiku kaczawskiego na SW (Fig. 3.2.3). Ten ostatni reprezentowany jest przez wczesnopaleozoiczne łupki serycytowo-kwarcowe niskiego stopnia metamorfizmu i fyllity zaliczane tradycyjnie do ordowiku (Jerzmański 1955; Jerzmański, Kural 1960) występujące na pograniczu dwóch jednostek składowych metamorfiku kaczawskiego: jednostki Chełmca na NW i jednostki Jakuszowej na SE. Fyllity przebite są w dwóch miejscach nekami bazaltowymi o średnicy do 300 m (Fig. 10.1.12d). Datowania bazaltów w rejonie Myśluborza dały różny wiek: od oligocenu po wczesny miocen - 20,55 Ma (Urry, 1936; Birkenmajer i in., 2002b; Badura i in., 2006). Granicę pomiędzy metamorfikiem kaczawskim a pokrywą kenozoiczną plutonu granitoidowego wyznacza sudecki uskoc brzeżny, przebiegający w tym obszarze badań w kierunku NW-SE. Jest on przecinany przez linię badawczą (Fig. 10.1.12d), wzdłuż której wykonano pomiary sejsmiczne i VLF.

Pokrywa kenozoiczna na zrzuconym skrzydle uskoku brzeżnego ma miąższość do 200 m. Miąższość osadów neogeńskich zawierających cienkie pokłady węgla brunatnego oraz potoków lawowych i tufów może dochodzić do 180 m. Miąższość osadów plejstocenijskich na ogół nie przekracza 20 m. Są to przeważnie piaski wodnolodowcowe, cienkie warstwy glin zwałowych, lessy oraz osady teras rzecznych. Na przedpolu Sudetów w rejonie położonym między Myśluborzem a Jaworem znajduje się stożek wulkaniczny górujący nad okolicą. Około 4,5 km na północ od sudeckiego uskoku brzeżnego znajduje się w dolinie Nysy Szalonej źródło wód słabo zmineralizowanych Jaworowy Zdrój.

Wykonane w ramach zadania badania geofizyczne w rejonie Myśluborza miały podobny cel, jak te w rejonie Męcinki: rozpoznanie lokalizacji i sposobu wykształcenia strefy dyslokacyjnej związanej z sudeckim uskokiem brzeżnym i, ewentualnymi, głębiej położonymi ciałami bazaltowymi licznie występującymi na skrzydle podniesionym. Na skrzydle zrzuconym uskoku, w tej części bloku przedsudeckiego prowadzono swego czasu badania związane z poszukiwaniami złóż kaolinów. Archiwalne badania elektrooporowe, podobnie jak dla innych profili przebiegających w strefie przedsudeckich rowów tektonicznych (Badura i in. 2004), sugerują tam też głębokie na kilkaset metrów występowanie stropu skał metamorficznych lub plutonicznych.

Zrealizowany w rejonie Myśliborza profil sejsmiczny (fig. 4.3.10) ujawnił dwie wąskie strefy uskoku, pionowe, lub bardzo strome, które oddzielają od siebie trzy stopnie tektoniczne, stopniowo zrzucające stronę północną uskoku brzeżnego. Uskoki te zlokalizowane są w skałach bloku sudeckiego. Najszerszą strefę można uznać za odpowiadającą głównej dyslokacji uskoku brzeżnego sudeckiego (por. fig. 10.12b-d). Jej strefa zniszczeniowa ma szerokość około 100 m. Spąg kenozoiku na NE od tej strefy leży na głębokości około 200-250 m co odpowiada około 250 m. Wyniki VLF (fig. 5.2.10) rejestrują na odcinku SW wpływ ekranujących właściwości bazaltów występujących w sąsiedztwie. W obrębie bloku sudeckiego rejestrowana jest seria anomalii VLF typu *cross-over* odpowiadających spękanom i drobnym uskocom w podłożu. Przekroczenie sudeckiego uskoku brzeżnego manifestuje się zanikiem wahań w zapisie badań VLF, a nie jednoznacznie anomalią, co jest spowodowane występowaniem pokrywy skał niskooporowych.

Permska pokrywa metamorfiku kaczawskiego/ pluton granitowy Strzegom-Sobótka

10.1.13. Kłaczyna (*uskok sudecki brzeźny*)

Rejon badań Kłaczyna położony jest ok. 9 km na W od Strzegomia i ok. 7 km na ENE od Bolkowa (Fig. 3.2.1), łącząc dwie jednostki strukturalne waryscyjskiego piętra bloku dolnośląskiego, rozgraniczone sudeckim uskokiem brzeźnym: metamorfik kaczawski na SW i pluton granitowy Strzegom-Sobótka na NE (Fig. 3.2.3). Skrzydło podniesione uskoku brzeźnego odsłania na powierzchni terenu jednak nie kambryjsko-dewońskie formacje metamorfiku kaczawskiego, reprezentowane w podłożu tego obszaru przez jednostki Świerzawy i – zapewne – Bolkowa, ale przykrywająca je około 400 m miąższości pokrywę dolnego permu zapadliska Wolbromka (Fig. 10.1.13d), reprezentowaną przez zlepieńce, szarogłazy i mułowce czerwonego spągowca (Kural, Teisseyre, 1978). W skrzydle zrzuconym brzeźnego uskoku sudeckiego, na powierzchni terenu występuje górna część pokrywy kenozoicznej, reprezentowana głównie przez osady związane ze zlodowaczeniami środkowopolskimi, podścielona przez klastyczne utwory miocenu, o łącznej miąższości rzędu 300 m, wykształcone po części syntektonicznie z mioceńskim, zrzutowym przemieszczeniem na uskoku w NW przedłużeniu rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzeszowa (Dyjur, Kuszell 1977; Kural 1979; Badura i in. 2004). Podłoże skrzydła zrzuconego uskoku budują granitoidy karbońsko-permskiego plutonu Strzegom-Sobótka.

Linie badawcze rejonu przecinają poprzecznie uskoki brzeźny i szereg równoległych do niego topolineamentów (Fig. 10.1.13 b, c i d; Badura i in. 2007), reprezentujących prawdopodobnie podrzędne powierzchnie tej dużej strefy uskoku. W topografii rejonu badań zaznaczają się też kierunki prostoliniowych elementów rzeźby dochodzące do uskoku brzeźnego pod dużym kątem i zapewne stanowiące powierzchniowe odzwierciedlenie odmłodzonych stref tektonicznych nieciągłości skonsolidowanego podłoża skalnego.

Podobnie, jak w innych sąsiednich obszarach, również w rejonie Kłaczyny występowanie potencjalnych wód termalnych głębokiego krążenia można przewidywać w obrębie stromych stref spękaniowych i dyslokacyjnych o założeniach paleozoicznych w obrębie piętra metamorficznego reprezentowanego przez fylity i zieleńce kaczawskie, a także nadległe klastyki permu, oraz w obrębie granitoidów masywu Strzegom-Sobótka (Ciężkowski i in., 2011). Strefy te mają związki przestrzenne i genetyczne z brzeźnym uskokiem sudeckim o założeniach karbońskich i były przynajmniej po części reaktywowane w późniejszych, mezozoicznych i kenozoicznych wydarzeniach tektonicznych.

W Kłaczynie celem prowadzonych badań było rozpoznanie struktury sudeckiego uskoku brzeżnego w tym rejonie i jego stosunku do północnej granicy permskiego rowu tektonicznego Wolbromka. Zakładając wypełnienie tego zapadliska osadami permskimi o miąższości co najmniej 400 m, przy braku osadów permskich na bloku przedsudeckim, dochodzi się do wniosku, że w tym rejonie (skądinąd, zresztą, wiadomo, że nie tylko tam) sudecki uskok brzeżny ma historię starszą od ostatniego wypiętrzenia na nim Sudetów w późnym miocenie. To ostatnie przemieszczenie na uskoku brzeżnym musiało mieć zwrot przeciwny do przemieszczenia starszego, które zaszło na przełomie kredy i paleogenu (etap laramijski), co zresztą wcześniej zauważyli m.in. Oberc (1972) i Żelaźniewicz (1987). Wydaje się, ponadto, że w rejonie Kłaczyny istnieją dane terenowe umożliwiające wyjaśnienie, czy sudecki uskok brzeżny jest strukturą względnie młodą, oryginalnie laramijską, czy jedynie odnowioną na przełomie kredy i paleogenu, a następnie powtórnie reaktywowaną w późnym miocenie, dyslokacją o założeniach permsko-triasowych lub – co jeszcze bardziej prawdopodobne - waryscyjskich. Inną sprawą jest, na ile dostępne w ramach realizacji zadania metody pozwalają na identyfikację i wykorzystanie tych hipotetycznych danych.

Wykonany w rejonie Kłaczyny profil ERT (fig. 4.3.11) ujawnił szereg nieciągłości tektonicznych. Najszersza strefa zniszczeniowa (prawdopodobnie główna strefa uskoku brzeżnego) ma szerokość do 100 m, stromo zapada na N i jest położona na południe od rysowanej na mapie geologicznej na podstawie morfologii (fig. 10.1.13b-d). Głównej strefie uskoku towarzyszą mniejsze, co 50-100 m, równie strome dyslokacje, o szerokości stref zniszczeniowych 15-25 m. Uskoki stowarzyszone występują po obu stronach głównej dyslokacji uskoku brzeżnego. Po stronie NE przecinają one osady stożków napływowych, co zdaje się świadczyć o ich aktywności jeszcze podczas plejstocenu. Strefa wysokich oporności zarejestrowana przy jednym z uskoców podrzędnych może nasuwać przypuszczenie o występowaniu bazaltów. Płytkie położenie strefy wysokooporowej powinno jednak dawać efekty na powierzchni, których nie zarejestrowano. Przyjęto, że jest ona efektem występowania skał grubookruchowych. Wyniki badań VLF (fig. 5.2.11) rejestrują położenie uskoców podrzędnych w postaci nieznacznych anomalii *cross-over*, jednak strefa uskoku sudeckiego uskoku brzeżnego jest w nich słabo zaznaczona. Może to być spowodowane obecnością szerokiej strefy zniszczeniowej o słabo zdefiniowanych krawędziach. Jedyna silna anomalia VLF typu *cross-over* zlokalizowana jest nad strefą uskoku angażującą już stożki napływowe. Znaczne wartości odchyłeń parametrów fazowych są prawdopodobnie skutkiem dużego kontrastu opornościowego w tej strefie. Ustalona pomiarami spektrometrycznymi (fig.

8.8) moc dawki promieniowania gamma wykazuje dwa wyraźne minima DR pokrywające się z wyinterpretowanymi metodą ERT strefami uskokowymi.

Struktura Świebodzic/metamorfik Płaskich Wzgórz

10.1.14. Mokrzeszów (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Mokrzeszów położony jest ok. 4 km ESE od Świebodzic i 8 km na W od Świdnicy, bezpośrednio na S i SE od wsi Mokrzeszów Górny (Fig. 3.2.1); linia badawcza dla pomiarów magnetotellurycznych zlokalizowana jest 1,5 km dalej na SE, na N od m. Witoszów Górny. Sudecki uskok brzeżny spina tu dwie odrębne jednostki tektoniczne bloku dolnośląskiego (Fig. 3.2.3): waryscyjską strukturę („depresję” lub basen) Świebodzic na SW i kenozoiczny rów Roztoki-Mokrzeszowa na NE Dyjor, Kuszell, 1977; Kural, 1979; Badura i in., 2004), w którego podłożu występuje tzw. metamorfik Płaskich Wzgórz (Oberc 1972). W tym też, mniej więcej, miejscu przebiega, zdaniem Soleckiego (1982), regionalny lineament Przeworno-Świeradów.

W południowo-zachodniej części rejonu badań spod dominującej w obniżeniach terenu pokrywy osadów czwartorzędowych, głównie glacialnych, związanych ze zlodowaczeniami środkowopolskimi, na wzniesieniach odsłaniają się okruchowe skały osadowe struktury Świebodzic – głównie gruboziarniste zlepieńce i szarogłazy oraz mułowce. Ich wiek uważany dotychczas za górny dewon i najniższy karbon (turnej; np. Teisseyre, Gawroński 1966; Porębski 1981), obecnie bywa kwestionowany i w całości odnoszony do wizenu (Wojewoda 2014). Późnopaleozoiczne skały struktury Świebodzic ujęte są w duże stojące, ściśnięte fałdy o osiach z grubsza prostopadłych do uskoku brzeżnego.

W północno-wschodniej części rejonu badań, na skrzydle zrzuconym uskoku brzeżnego, na powierzchni terenu występują osady czwartorzędowe, głównie związane z glacialami północno-, środkowo- i południowopolskimi (Teisseyre, Sawicki 1958; Teisseyre, Gawroński 1966; Haydukiewicz i in. 1984; Walczak-Augustyniak 1991; Fig.10.1.14 d). Występują one w stropie głębokiego rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzeszowa, uchodzącego za najgłębszy młody rów tektoniczny w Polsce, o głębokości przewyższającej 660 m (Grocholski 1977). Poniżej czwartorzędu występują w nim osady miocenu, w tym formacji poznańskiej, a od około 400 m paleogenu; w osadach rowu nawiercono też bazaltoidy (Badura i in. 2004, 2007, 2005). W strefie głębokiego, prawdopodobnie wulkanotektonicznego zapadliska Roztoki-Mokrzeszowa mogą występować wody głębokiego krążenia o podwyższonej temperaturze oraz mineralizacji. Niezależnie, istotny potencjał w zakresie występowania wglębnych wód termalnych głębokiego krążenia można przewidywać w obrębie stromych stref spękaniowych i dyslokacyjnych w obrębie metamorficznego podłoża rowu Roztoki- Mokrzeszowa, reprezentowanego przez łupki łyszczykowe

metamorfiku Płaskich Wzgórz, stanowiące SE osłonę plutonu granitowego Strzegom-Sobótka, którym Oberc (1972) przypisuje wiek późnoproterozoiczny i/lub wczesnopaleozoiczny.

Morfologia rejonu badań uwidoczniła na modelu terenu opartym na zdjęciu lidarowym (Fig. 10.1.14 b i c) pozwala, oprócz uskoku brzeźnego, przewidywać w rejonie badań nieciągłości tektoniczne przebiegające doń pod znacznym kątem i ukierunkowane WSW-ENE i WNW-ESE, które również stanowią potencjalne drogi migracji wgłębnych wód termalnych.

Około jednego kilometra na północ od sudeckiego uskoku brzeźnego, w Mokrzeszowie, do głębokości 660 m nie przewiercono osadów oligoceńskich (Grocholski, 1977). Obniżone o ponad 300 m - w stosunku do nawierconego w najbliższych sąsiednich otworach - dno tego obniżenia oraz obecność potoków lawowych oraz pokryw piroklastycznych i tufitowych w nawierconych osadach, wskazuje jego powstanie w trakcie – a być może i wskutek - działalności wulkanicznej. Ponieważ w profilu otworu nie stwierdzono występowania osadów jeziornych, opisywane obniżenie można ew. uważać za diatremę a nie maar. Zasięg obniżenia w kierunku Sudetów nie jest znany. Jeśli faktycznie reprezentuje ono kopalną diatremę, to w jej okolicy można spodziewać się wypływu wód głębokiego krążenia, o podwyższonej temperaturze i/lub mineralizacji związanej z rozpuszczaniem produktów wulkanicznych.

Jak wynika ze zrealizowanego profilowania sejsmicznego, uskoki składające się na strefę sudeckiego uskoku brzeźnego tworzą w rejonie Mokrzeszowa co najmniej 2 stopnie tektoniczne, odległe od siebie o około 100 m. Szerokość strefy zniszczeniowej każdego z tych z uskoków wynosi około 20-30 m. Uskoki wygasają ku górze w spągu kenozoiku, lub w dolnej części sekwencji kenozoicznej. Uskoki są pionowe lub bardzo strome. W SW części występują 2 strefy uskokowe o strefach zniszczeniowych o szerokości 80-120 m. Szerokość ich wynika prawdopodobnie ze skośnego przebiegu w stosunku do profilu. Uskoki te tną skały karbońskie i są skośne do uskoku brzeźnego (Fig. 10.1.14 d). Wykonane profilowanie magnetotelluryczne pozwoliło – co prawda tylko w bardzo ogólnym zarysie prześledzić subwertykalne uskoki składające się na strefę uskoku brzeźnego, do głębokości 4 km. W strefie zewnętrznej strefy, w miejscu głównego zrzutu i kontaktu bloków sudeckiego i przedsudeckiego obserwuje się na przekroju magnetotellurycznym dwie strefy niskich oporności, sięgające 2,5-4 km głębokości, odległe od siebie ok. 200-250 m, co odpowiada obserwacji z profilu płytkiej sejsmiki. W odległości ok. 700 m na SW od głównej strefy przemieszczenia, a zatem w obrębie skrzydła podniesionego uskoku brzeźnego, w obrazie

magnetotellurycznym zaznacza się jeszcze jedna pionowa strefa nieciągłości, o szerokości rzędu 200 m (o ile można w ten sposób interpretować przekrój uzyskany tą metodą) i głębokości sięgającej co najmniej 4 km, ale znacznie mniejszym kontraście elektroprzewodności względem rezystywnego otoczenia. Niewątpliwie jest to głęboki uskoku, ale zapewne słabo zawadniony i – zatem – mniej perspektywiczny pod względem poszukiwań wód termalnych.

Na linii pomiarowej Mokrzeszów w toku comiesięcznego monitoringu zmian temperatur w gruncie zarejestrowano liczne strefy anomalii temperatury (fig. 7.3.1.1), które związane są jednak z infiltracją wód opadowych lub strefą źródeł. Anomalia permoanentnie pozytywna, zlokalizowana na NE od strefy uskoku sudeckiego uskoku brzeżnego jest niejednoznaczny, i jej związek z obecnością wód termalnych jest niejasny.

Badania VLF (fig. 5.2.12 i 13) wykazały po stronie bloku sudeckiego liczne, szerokie anomalie typu *cross-over*. Ich kształt wskazuje na skośny przebieg w stosunku do sudeckiego uskoku brzeżnego. Sam uskoku brzeżny zaznacza się już w tych pomiarach słabo, prawdopodobnie ze względu na przykrycie go osadami niskooporowymi.

Badania magnetotelluryczne wykonano na profilu przesuniętym względem innych linii pomiarowych z Mokrzeszowa ku wschodowi, w rejon wsi Witoszów Górny (fig. 6.1.2) – ze względu na problemy z zakłóceniami generowanymi przez lokalną infrastrukturę energetyczną. Uzyskany przekrój geoelektryczny MT-1 (fig. 6.1.4) eksponuje zróżnicowanie litologii głównych formacji skalnych występujących po obu stronach uskoku brzeżnego oraz odzwierciedla główne rysy strukturalne tej struktury do głębokości 4 km, ukazując złożoną, schodową – jak się wydaje – geometrię uskoku, na którą składają się 3 pionowe nieciągłości. Dla uwidocznionej najdalej na W (w położeniu ok. 500 m na skali odległości poziomej przekroju, na skrzydle podniesionym uskoku brzeżnego) nieciągłości strukturalnej, trudno jest – ze względu na brak geofizycznego odzwierciedlenia ew. różnicy litologii jej skrzydeł - określić czy reprezentuje ona uskoku o składowej zrzutowej, czy głęboko sięgającą strefę zagęszczenia spękań (strefę spękaniową), wzdłuż której można spodziewać się występowania umiarkowanie obfitych wystąpień wód głębokiego krążenia, na co mogłyby wskazywać umiarkowanie obniżone wartości elektrooporności w strefie o szerokości rzędu 100-300 m, zwłaszcza w zakresie głębokości 1750-3600 m. Wartość tej obserwacji jest jednak znacząco obniżona przez poprowadzenie linii pomiarowej na tym odcinku dnem głęboko wciętej dolinki, poprzecznej do biegu uskoku brzeżnego, która może być związana z obecnością podrzędnego młodego uskoku o kierunku WSW-ENE, tj. kierunku pokrywającym się z przebiegiem linii pomiarowej. Z kolei, szeroka na ok. 300-500 m, kolejna ku E pionowa strefa

obniżonych elektrooporności ujawniona na profilu MT w zakresie odległości poziomej 1300-1600 m, niewątpliwie reprezentuje główną strefę uskokową, oddzielającą skały lite paleozoiku na skrzydle zachodnim, podniesionym, i niezlityfikowane, luźne osady kenozoiczne na obniżonym skrzydle wschodnim, sięgające głębokości 2500 m. Wspomniana strefa znacznie obniżonych elektrooporności sięga aż do spągu profilu na głębokości 4000 m i jest perspektywiczna pod względem możliwości względem nasycenia wodami głębokiego krążenia, o niewątpliwie podwyższonej temperaturze.

Wykonane w rejonie Mokrzyszowa pomiary spektrometryczne zarówno wzdłuż linii profilowych, jak i na zdjęciu powierzchniowym (fig. 8.9-8.14) w znacznej części potwierdzają interpretacje prac wykonanych innymi metodami. Szeroka strefa wyraźnie pozytywnych wartości eU i eTh w centrum obszaru pokrywa się ze strefą uskokową, wyinterpretowaną metodą sejsmiczną i VLF. Podobnie jest w południowo-wschodnim krańcu profilu, gdzie sugerowana VLF obecność strefy uskokowej pokrywa się z wyraźnym spadkiem wartości mocy pomierzonej dawki promieniowania gamma.

Masyw gnejsowy Gór Sowich

10.1.15. Ostroszowice (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Ostroszowice zlokalizowany jest ok. 4-6 km na S od Bielawy (Fig. 3.2.1), wokół miejscowości Ostroszowice, na obydwu skrzydłach sudeckiego uskoku brzeżnego (Fig. 3.2.2 i 3.2.3), który w tej okolicy osiąga maksymalne wielkości zrzutu, sięgające 600 m (Badura i in. 2007) oraz - na całej swej długości - najbardziej zbliżony do południkowego kierunku przebiegu (NNW-SSE). Po obu stronach uskoku brzeżnego, zarówno w jego skrzydle podniesionym, jak i zrzuconym, występują skały krystaliczne, zaliczane do tej samej (geologicznie) jednostki strukturalnej bloku dolnośląskiego – masywu sowiogórskiego (Fig. 10.1.15d). Masyw ten reprezentowany jest przez skały krystaliczne wysokiego stopnia metamorfizmu, zmienione w warunkach facji amfibolitowej – głównie różnego typu para- i ortognejsy z wkładkami amfibolitów. Mimo, iż na obu skrzydłach uskoku brzeżnego występują na powierzchni skały tej samej jednostki strukturalnej, to jednak od czasów Cloosa (1922) uważa się, że skrzydło zrzucone uskoku ukazuje wyraźnie głębszy poziom intersekcyjny, niż skrzydło podniesione, co ma być efektem odwrócenia zwrotu ruchu zrzutowego na uskoku brzeżnym w późnym miocenie, w stosunku do sytuacji po epizodzie laramijskim, kiedy to wyniesione miało być skrzydło NE uskoku, co doprowadzić miało do zerodowania z części masywu sowiogórskiego położonego dziś na bloku przedsudeckim znacznej miąższości skał.

Gnejsowy kompleks sowiogórski na bloku przedsudeckim tworzy pagórkowatą rzeźbę (Fig. 10.1.15b, c), świadczącą o (niewielkiej wartości) wtórnym uniesieniu, prawdopodobnie połączonym z rotacją i wychyleniem ku S zrzuconego skrzydła uskoku brzeżnego. Pomiędzy wychodniami serii krystalicznych na obu blokach uskokowych wykształciła się równoległa do uskoku brzeżnego strefa morfologicznie obniżona, przykryta osadami kenozoicznymi – głównie osadami rumoszowymi u podnóża skarpy uskoku oraz osadami plejstoceniowymi nieco dalej od niej. Strefa ta ma w najwęższym miejscu szerokość niewiele większą niż 1 km i prawdopodobnie reprezentuje przypowierzchniową manifestację kenozoicznego rowu tektonicznego, którego jednym uskokiem ramowym jest sudecki uskok brzeżny, a drugim, mniejszy uskok antytetyczny względem tego pierwszego. Obszar wspomnianego rowu wydaje się korzystnie rokować dla poszukiwań wód termalnych głębokiego krążenia, które mogą być zasilane zarówno od południa – wodami infiltrującymi w wysoko wyniesionym masywie Gór Sowich, jak i od północy na wzgórzach N przedpola uskoku brzeżnego.

Cyfrowy model terenu rejonu badań oparty na danych lidarowych, oprócz wydatnej skarpy uskoku brzeżnego, pociętej poprzecznymi dolinami potoków o charakterze wciosowym na charakterystyczne trójkątne lica (fig. 10.1.15b-c), ujawnia prawdopodobną obecność dość gęstego zespołu dyslokacji lub stref spękaniowych generalnie prostopadłych do uskoku brzeżnego. Wraz z – zapewne złożoną z szeregu równoległych lub anastomozujących powierzchni ślizgu – sudecką brzeżną strefą uskokową, stanowią one obiecujące drogi migracji potencjalnych termalnych wód głębokiego krążenia w obszarze badań.

W rejonie Ostroszowic prace geofizyczne wykonywane w ramach przedsięwzięcia zlokalizowano w wąskim rowie tektonicznym (Badura, Przybylski, 2000; Badura i in., 2007), oddzielającym Sudety od Wzgórz Bielawskich położonych na bloku przedsudeckim (fig. 10.1.15c-d). Na mapach geologicznych nie zaznaczano uskoków od strony Wzgórz Bielawskich (Cymerman, 2010). W strefie rowów przedsudeckich tylko w tym rowie nie występują osady neogeńskie. Zachowały się w nim prawie wyłącznie gliny zwałowe i mułki zastoiskowe zlodowaceń południowopolskich oraz lessy i osady rzeczne związane z ostatnim zlodowaczeniem i holocenie. Wcześniejsze rozpoznanie geofizyczne (Badura i in., 2002) stwierdziło w podłożu metamorficznym występowanie w formie słupów skał o bardzo dużej oporności. Być może są to skały maficzne występujące w obrębie gnejsów sowiogórskich lub przejaw selektywnego wietrzenia w wyniku, którego pozostały niezwiertzałe kolumny skał otulone zwietrzeliną.

Wykonany w rejonie Ostroszowic profil ERT (fig. 4.3.13) ujawnił b. stromą, subwertykalną (odwróconą?) powierzchnię uskoku brzeżnego Sudetów bezpośrednio u podnóża gór. W obrębie skał podłoża (gnejsów sowiogórskich) występuje pojedyncza strefa nieciągłości, bardzo wąska i dobrze zdefiniowana. Ma ona szerokość strefy zniszczeniowej maksymalnie ok. 20 m. Na NE skrzydle głównej nieciągłości zaznacza się seria mniejszych uskoków - wąskich i stromych, zmieniających położenie stropu gnejsów, co tworzy blokową strukturę podłoża. Strop gnejsów generalnie wypłyca się pod osadami kenozoicznymi ku NE i zbliża się do powierzchni terenu. Wspomniane drobne nieciągłości być może są odzwierciedlone również w bardzo zróżnicowanych wynikach pomiarów spektrometrycznych (fig. 8.15). Dodatkowo odnotowano występowanie wyraźnej anomalii eU, w środkowej części profilu, w rejonie strefy uskokowej potwierdzonej wynikami badań VLF.

Badania VLF (fig. 5.2.14) wykazały istnienie anomalii typu *cross-over* zarówno nad uskokiem brzeżnym sudeckim, w obrębie gnejsów sowiogórskich, jak i w obrębie bloku przedsudeckiego. Anomalia związana z tym ostatnim uskokiem jest najsilniejsza i koreluje się

przestrzenie z uskokiem, wzdłuż którego podłoże gnejsowe jest wyniesione na niewielką głębokość od powierzchni.

Struktura bardzka/masyw gnejsowy Gór Sowich oraz serpentynity Braszowic

10.1.16. Srebrna Góra-Budzów (*Brzeźnica, uskok sudecki brzeźny*)

Rejon badań Srebrna Góra-Budzów (Brzeźnica) znajduje się bezpośrednio na wschód i SE od Srebrnej Góry (Fig. 3.2.1), tworząc prostokąt o boku 6 x 4 km, po którego przekątnej przebiega sudecki uskok brzeźny, mający tu kierunek NW-SE (Fig. 3.2.2 i 3.2.3). Na SW, podniesionym skrzydle uskoku odsłaniają się późnoneoproterozoiczne gnejsy sowiogórskie. Na północy obszaru, k. Srebrnej Góry reprezentują one fragment zwartej części masywu sowiogórskiego, natomiast przy uskoku brzeźnym, na wschód od Zdanowa, prawdopodobnie tworzą izolowany olistolit w sukcesji wizeńskiego dzikiego fliszu Gór Bardzkich (Wajsprych, 1978, 1986), która buduje resztę skrzydła podniesionego uskoku brzeźnego w tym rejonie badań (Fig. 10.1.16d). Skrzydło zrzucone uskoku w większości przykryte jest pokrywa kenozoiczna, reprezentowaną przez osady neogenu oraz zlodowaceń południowo- i środkowopolskich oraz osady synchroniczne ze zlodowaczeniami północnopolskimi. W południowo-wschodniej jego części odsłania się na powierzchni masyw serpentynitowy Braszowic-Grochowej (późny sylur/wczesny dewon?), podścielający na znacznym obszarze osady czwartorzędu.

W tym rejonie badań uskok brzeźny jest w obrazie kartograficznym wyraźnie porożciniany i poprzemieszczany krótkimi uskokami prostopadłymi do jego śladu. Na podstawie analizy morfometrycznej małych zlewni położonych na morfotektonicznym zboczu Sudetów (Badura i in., 2007) stwierdzono, że odcinek od Srebrnej Góry do Pieszyc jest najszybciej podnoszącym się fragmentem brzeźnej części gór. W tym też, mniej więcej, miejscu przebiega, zdaniem Soleckiego (1983), regionalny fotolineament Sobieszów-Ząbkowice.

W trakcie prac terenowych prowadzonych przed laty w rejonie Brzeźnicy (Badura i in. 2002), natrafiono na trzy zagadnienia. Przy sudeckim uskoku brzeźnym osady neogenu są poddarte i zapadają ku północy pod kątem 60°. U ich podstawy występują skały maficzne typowe dla masywu Braszowic, leżące na bloku przedsudeckim, a nie karbońskie osady kulmu, budujące Góry Bardzkie. Ostatnie, zagadnienie stanowi silna cementacja krzemionką zlepieńców neogeńskich, która, zdaniem Soleckiego (2018), może być bezpośrednio związana z mechanizmem *seismic pumping* (Sibson, 1975; Fyfe et al., 1978; por. też Solecki, 1994), wydostającym na powierzchnię wzdłuż strefy uskoku silnie zmineralizowane i ogrzane wody głębokiego krążenia, z których na wypływie strąca się krzemionka. W rejonie Brzeźnicy obecność skał maficznych opisywali Wajsprych (1978) oraz Oberc (1987).

Zakładają oni, odpowiednio, allochtoniczny charakter skał maficznych, lub kontakt tektoniczny (brak ciągłości jednostek) między Sudetami a blokiem przedsudeckim. Prowadzone w ramach przedsięwzięcia prace badawcze miały na celu zlokalizowanie stref tektonicznych w rejonie kontaktu bloków sudeckiego i przedsudeckiego oraz, podobnie jak w Kłaczynie, bliższe poznanie budowy sudeckiego uskoku brzeźnego.

Ponieważ podłoże gnejsowe oraz skały maficzne pod strukturą bardzka występują na głębokości 2 km (Chorowska i in. 1985), to należy się spodziewać, że sudecki uskoku brzeźny po mioceńskiej reaktywacji w neogenie jest stromym uskoku odwróconym. Problem silifikacji osadów klastycznych można łączyć z głębokim krążeniem wód w strefie uskoku lub z procesami wietrzenia w klimacie miocenu środkowego. Prowadzone prace powinny być dostarczyć nowych danych dotyczących sudeckiego uskoku brzeźnego.

Wykonany profil sejsmiczny (fig. 4.3.14) ukazuje dość niewyraźny zasięg strefy zniszczeniowej sudeckiego uskoku brzeźnego, o szerokości dochodzącej do 200 m. Jednocześnie zdefiniowana jest tylko granica SW strefy zniszczeniowej, wyrażona prawie pionową powierzchnią. Strop skał krystalicznych na skrzydle NE uskoku jest prawie płaski, zalegając na głębokości około 50 m. Strefa uskoku daje efekty (obniżenie prędkości) prawie do samej powierzchni terenu, co zdaje się świadczyć o pewnej aktywności tektonicznej jeszcze podczas kenozoiku. Na profilu VLF (fig. 5.2.15) zarejestrowano subtelną anomalię typu *cross-over* nad strefą uskoku brzeźnego. Położenie anomalii odpowiada położeniu strefy uskoku wyznaczonej na podstawie badań sejsmicznych. Wykonany profil spektrometryczny (fig. 8.16) wskazuje lokalnie znaczny wzrost zawartości eU i eTh, co można korelować wstępnie z potencjalną obecnością strefy o podwyższonej przepuszczalności.

Kłodzko-złotostocki pluton granitoidowy/metamorfki niemczańsko-kamieniecki

10.1.17. Mąkolno (*uskok sudecki brzeżny*)

Rejon badań Mąkolno rozciąga się wzdłuż brzeżnego uskoku sudeckiego, w odległości 1-5 km na NW od Złotego Stoku (Fig. 3.2.1). Na skrzydle zrzuconym uskoku, na podłożu krystalicznym zbudowanym ze skał metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego (Cymerman, 2004, 2010; Fig. 3.2.3) zalega pokrywa osadów kenozoicznych, przy powierzchni terenu reprezentowana głównie przez żwiry tarasów plejstoceńskich i holocenięskie aluwia w dolinach potoków (Fig. 10.1.17d). Na podstawie rozpoznania wiertniczego oraz geoelektrycznego stwierdzono, że maksymalna głębokość podłoża w przedgórskim zapadlisku tektonicznym Paczkowa może wynosić nawet 350 m (Dyjur, 1975; Cwojdziański, Jodłowski, 1978; Badura, Przybylski, 2000). Na skrzydle podniesionym odsłaniają się hornblednowe i hornblendowo-biotytowe granitoidy plutonu kłodzko-złotostockiego (Cwojdziański, 1976), datowane na ok. 351 do 344 Ma (turnej-wizen; Białek, Werner 2004). Ukształtowanie terenu (Fig. 10.1.17 b, c i d) widoczne na mapie lidarowej, oprócz dość złożonego, „łamanego” śladu uskoku brzeżnego, w poprzek którego biegnie pomiarowa linia sejsmiczna, ujawnia szereg prostoliniowych topolineamentów ustawionych skośnie bądź prostopadle do uskoku, sugerujących występowanie w podłożu stref tektonicznych, mogących tworzyć drogi infiltracji wód do znacznej głębokości.

Podobnie jak w rejonie Brzeżnicy, prowadzone w okolicach Mąkolna prace geofizyczne miały pomóc rozpoznać strukturę sudeckiego uskoku brzeżnego. Czy jest to uskok o pojedynczej powierzchni ślizgu, czy też tworzy schodową strefę uskokową i czy blok przedsudecki z utworzonym w jego obrębie rowem Paczkowa obniża się na nim jednolicie do głębokości ok. 300 m. Także tutaj można podejrzewać, że sudecki uskok brzeżny ma starsze, waryscyjskie założenia.

Wykonany profil sejsmiczny (fig. 4.3.15) ukazuje strefę uskoku brzeżnego o szerokości strefy zniszczeniowej dochodzącej do 120 m; z wyraźną granicą tej strefy od strony SW. Powierzchnia ta jest stroma, nachylona lekko na S (uskok odwrócony). Towarzyszy jej kilka drobniejszych (genetycznie związanych?) uskoców po obu stronach dyslokacji głównej. Szerokości stref zniszczeniowych mniejszych uskoców dochodzą do 30 m. Uskoki te prawdopodobnie wygasają ku górze w obrębie osadów kenozoiku.

Wyniki badań VLF (fig. 5.2.16), choć nie zarejestrowały jednoznacznych anomalii typu *cross-over*, pozwalają zidentyfikować położenie granicy pomiędzy blokiem sudeckim, gdzie odsłaniają się granitoidy kłodzko-złotostockie, a pokrytym przez osady kenozoiczne

blokiem przedsudeckim, na podstawie trendów w przebiegu krzywych składowych fazowych. Precyzja tego rozróżnienia jest jednak niewielka. W części zachodniej badania VLF zarejestrowały też mało jednoznaczne anomalie *cross-over*, związane prawdopodobnie z podrzędnymi uskokami i strefami spękań występującymi w obrębie masywu granitoidowego.

Blok przedsudecki - wschodnie obrzeżenie masywu gnejsowego Gór Sowich

Strefa ścinania Niemczy

10.1.18. Niemcza

Rejon badań Niemcza zlokalizowany jest na terenie miasta Niemcza i bezpośrednio od niego na zachód, w obrębie jednostki tektonicznej należącej do wschodniej części bloku przedsudeckiego, zwanej strefą ścinania Niemczy (Fig. 3.2.1). Jednostka ta jest interpretowana jako lewoskrętna strefa ścinania oddzielająca masyw sowiogórski od metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego (Mazur, Puziewicz 1995) i w rejonie badań jest reprezentowana przez gnejsy mylonityczne, mylonity gnejsowe, fyllonity (Cwojdzński i Walczak-Augustyniak 1985) o protolicie wieku neoproterozoicznego lub wczesnopaleozoicznego, zdeformowane głównie podczas orogenezy waryscyjskiej, także ciała karbońskich granodiorytów. Wychodnie poszczególnych odmian skalnych ciągną się regularnymi pasmami, ukierunkowanymi średnio NNE-SSW (Fig. 10.1.18d). Większa część rejonu badań pokryta jest osadami czwartorzędowymi miąższość do 15 m, głównie plejstoceniowymi, związanymi ze zlodowaczeniami środkowo- i północnopolskimi. Pod nimi leżą zmiennej grubości ropy, mułki i piaski późnego miocenu, fm. poznańskiej.

Pod względem tektonicznym rejon Niemczy położony jest w obrębie młodego rowu tektonicznego o rozciągłości południkowej (Badura 1999; Badura, Przybylski 2000). Rów ten częściowo pokrywa się ze strefą ścinania Niemczy. Miasto Niemcza znajduje się na lokalnym zrębie. W rowie Ślęzy drugorzędne zrębowe wyniesienia są stosunkowo częste. W dolinie Ślęzy koło Niemczy przy wschodnim obramowaniu rowu Niemczy występuje dajka bazaltowa. W rejonie Gilowa przy uskokach obramowujących rów od zachodu znajdują się bazaltowe stożki wulkaniczne (Cwojdzński, Walczak-Augustyniak 1985).

W rejonie badań, na podstawie morfologii terenu, wyinterpretowano hipotetyczny, dość skomplikowany obraz przebiegu młodych linii dyslokacyjnych o kierunkach ENE-WSW, WNW-ESE i NNE-SSW (Fig. 10.1.18b, c i d), spośród których część przecięto liniami pomiarowymi. W Przerzeczynie Zdroju w podobnie przebiegających dyslokacjach występują wody siarczkowe (Fistek, Uscieńska 1975).

W rejonie Niemczy, położonej w młodym, późnoneogeńskim rowie tektonicznym (Badura, 1999), podobnie jak i w sąsiednim Przerzeczynie Zdroju, można – ze względu na sytuację geologiczno-strukturalną - spodziewać się występowania wód mineralnych, zaś - zdaniem Soleckiego (2018) - utlenianie minerałów siarczkowych wzdłuż stref przepływu wód głębokiej cyrkulacji może być mechanizmem podnoszącym temperaturę wód podziemnych.

Analiza topolineamentów np. z obrazu lidarowego (fig. 10.1.18b-c) wskazuje na obecność licznych, potencjalnie pod tym względem perspektywicznych, głęboko sięgających dyslokacji w podłożu.

Wykonany profil sejsmiczny (fig. 4.3.16) przecina dwie strefy uskokowe, przy czym żadna nie rejestruje istotnego zrzutu w obrębie osadów kenozoiku. Strefa zniszczeniowa uskoku w centralnej części przekroju ma około 80 m. Zarejestrowano wypchnięty ku górze blok (klin), co nadaje strefie cechy struktury kwiatowej. Sugeruje to ew. możliwość przesuwczej składowej uskoku. Strefa zniszczeniowa zachodniego uskoku ma szerokość 40 m i stromo zapada na E. Uskok u podnóża wzgórz zbudowanych ze sjenitów – prawdopodobnie stanowi strukturę (jeden z uskoków) wyznaczającą krawędź doliny.

Na linii pomiarowej Niemcza w toku comiesięcznego monitoringu zmian temperatur w gruncie (fig. 7.3.2.1) zarejestrowano anomalie temperatury spowodowane infiltracją wód opadowych, występowaniem wypływów wód podziemnych oraz nierównomiernym nagrzewaniem się powierzchni terenu. Nie zanotowano jednoznacznej anomalii, która mogłaby mieć związek z obecnością wód termalnych.

Badania VLF (fig. 5.2.17) nie zarejestrowały istotnej zmienności wskazującej na obecność stref uskokowych. Prawdopodobnie jest to związane z brakiem zawodnienia w płytkich partiach tych stref, lub niekorzystnym ich przebiegiem w stosunku do wykorzystywanych nadajników. Profil spektrometryczny wykonano w innej lokalizacji niż pomiary sejsmiczne i VLF i dlatego nie jest możliwa bezpośrednia jego korelacja z wynikami prac sejsmicznych. Wykonane pomiary (fig. 8.25-26) pozwoliły na wykartowanie przebiegu dwóch potencjalnych stref uskokowych, widocznych wyraźnie na profilu eU oraz mapie LIDAR.

Metamorfik niemczańsko-kamieniecki

10.1.19. Ciepłowody

Rejon badań Ciepłowody zlokalizowany jest ok. 4 km na E od Przerzeczyzna Zdroju, 11 km na NNE od Ząbkowic Śląskich (Fig. 3.2.1), w obrębie jednostki tektonicznej zwanej metamorfikiem niemczańsko-kamienieckim, zlokalizowanej we wschodniej części bloku przedsudeckiego. W rejonie badań (Wójcik 1973, Cwojdzinski i Walczak-Augustyniak 1985) skały metamorficzne reprezentowane są przez łupki łyszczykowe (biotytowo-muskowitowe i muskowitowo-skaleniowe), łupki kwarcowo-skaleniowe („gnejsy plagioklazowo-mikroklinowe”), gnejsy leptytowe i łupki kwarcowo-grafitowe o nieokreślonym bliżej wieku (neoproterozoik?/wczesny paleozoik?) tworzące południkowo wydłużone strefy wychodni (Fig. 10.1.18d), w poprzek których wyznaczono linie pomiarowe. Pomimo iż foliacja w skałach metamorficznych zapada generalnie pod średnimi i małymi kątami ku W i E, to jednak obraz intersekcyjny ich wychodni (fig. 10.1.19d oraz 6.2.2 i 6.2.3) wskazuje, że granice pomiędzy odmianami litologicznymi przebiegają w przybliżeniu pionowo, a młodsza od nich foliacja nie jest zgodna z pierwotnym uwarstwieniem protolitu. W pobliżu Ciepłowód metodami geofizycznymi rozpoznano też ciała interpretowane jako wystąpienia bazaltów (Badura 1981). Wiek bazaltów prawdopodobnie jest zbliżony do wieku analogicznych skał występujących w rejonie Kowalskich, Żelowic i Targowicy oraz w rejonie masywu Strzebińskiego (Birkenmajer i in. 2004; Awdankiewicz 2005; Badura i in. 2006), a więc mieści się zapewne w przedziale od późnego oligocenu po dolny miocen.

W Ciepłowodach pod cienką (do 20 m) pokrywą osadów plejstoceniowych związanych ze zlodowaczeniami środkowo- i północnopolskimi, znajdują się osady ilaste oraz piaszczyste związane z formacją poznańską. W ich spągu występują także cienkie pokłady węgla brunatnego o miąższości 1-4 m. Skały podłoża metamorficznego są zwiertzałe, miejscami do głębokości ponad 50 m (Kościówko 1982). Zwiertzeliny stanowią poziom izolujący wody głębokiego krążenia od wód związanych z piętrem kenozoicznym.

Na podstawie analizy opartej głównie na archiwalnych wynikach profilowań elektrooporowych oraz na zmianach miąższości osadów w otworach wiertniczych, wykazano, że między Wzgórzami Niemczańskimi a Strzebińskimi znajduje się rozległe zapadlisko tektoniczne (zapadlisko Ziębic), pokrywające się z zasięgiem Kotliny Henrykowskiej (Badura 1999; Badura i Przybylski, 2000). Dno tego zapadliska jest hipsometrycznie zróżnicowane w związku z występowaniem licznych niewielkich zrębów i rowów w podłożu osadów kenozoicznych. Głęboka cyrkulacja wód podziemnych może więc być tam związana tak z głównymi, obramowującymi zapadlisko dyslokacjami, ale też i z nieciągłościami występującymi wewnątrz niego. W rejonie Czerńcyc, na WNW od Ziębic, natrafiono na źródło, z którego wydobywa się wolny CO₂ (Badura 1981).

W średniowieczu w bezpośredniej okolicy Ciepłowód znane były napowierzchniowe wystąpienia wód termalnych, co wynika z zapisów w Księdze henrykowskiej (1269-73) oraz m.in. ze wzmianek w literaturze dziewiętnastowiecznej (Weigel 1806 - *vide* Olichwer i Tarka 2005), gdzie również ogólnie scharakteryzowano ówczesnie znane źródła wód zmineralizowanych. Według niepublikowanej prognozy IGSMiE PAN (Barbacki, Bujakowski, Hołojuch 1996 – *vide* Olichwer i Tarka 2005), wykonane jednorazowo w r. 1927 pomiary temperatury wody w cieku przepływającym przez Ciepłowody oraz w pobliskiej

studni wykazały temperatury, odpowiednio, 9°C oraz 7°C przy aktualnie występujących znacznych ujemnych temperaturach powietrza (odpowiednio, -12°C i -24°C).

Z kolei, współczesne badania temperatury wód w otworach studziennych, studniach i źródłach na obszarze wsi Ciepłowody, wykonane w r. 2004 przez Olichwera i Tarkę (2005), wykazały istnienie lokalnych stref temperatury podwyższonej o 1,5°C w stosunku do średniej rocznej temperatury powietrza, a jednocześnie wyższej o 2°C od temperatury wody w innych okolicznych studniach. Autorzy tych ostatnich badań wiążą te strefy występowania płytkich wód podziemnych o podwyższonej temperaturze z uskokami na granicy wychodni skał krystalicznych niedawno tektonicznie wyniesionych w stosunku do otaczających je w obrazie kartograficznym osadów kenozoicznych.

W niniejszym studium jako wskaźnik prawdopodobnego występowania młodych struktur dyslokacyjnych przyjęto linijskie strefy gradientów hipsometrycznych, ujawniające się w rzeźbie terenu. Do ich wyznaczenia posłużono się metodą zagęszczonych poziomic (Badura, 1999) oraz analizą cyfrowych modeli terenu opartych na danych skaningu laserowego (LiDAR). Zdjęcia lidarowe rejonu Ciepłowod (Fig. 10.1.19b i c) nie ujawniły jednak zbyt wielu struktur morfologii terenu, które można by genetycznie łączyć z uskokami. Najwyraźniej, w tym rejonie postglacialna erozja oraz obecność pokrywy lessowej zatarły lub zamaskowały ślady ewentualnej młodej rzeźby związanej z młodą tektoniką.

W rejonie miejscowości Ciepłowody, w oparciu o dane skaningu laserowego, wyinterpretowano jedną, prawdopodobną większych rozmiarów, linię uskoku o przebiegu w przybliżeniu południkowym (Fig. 10.1.19d), którą przecięto liniami pomiarowymi. Uskok ten, wraz z pierwotnymi, przebiegającymi na znacznym dystansie pionowo, granicami litologicznym w kompleksie skał zmetamorfizowanych oraz stromymi powierzchniami foliacji, stwarzają szanse na głęboką cyrkulację wód podziemnych wzdłuż związanych z nimi systemów szczelin.

W Ciepłowodach wykonano dwa płytkie profile sejsmiczne, I i II, (fig. 4.3.17 i 18), które w obu przypadkach ujawniły dwie strefy uskoku o szerokości strefy zniszczeniowej około 20-30 m, wyznaczające rów tektoniczny, głęboki na 100-140 m, wypełniony kenozoikiem. Wieloetapowe wypełnianie rowu wskazuje na wielokrotną aktywizację uskoku w osadami kenozoiku. Po zachodniej stronie rowu podłoże krystaliczne wyniesione jest na powierzchnię, w części E skały krystaliczne znajdują się pod przykryciem kenozoiku o miąższości rzędu 20-50 m.

Na linii pomiarowej Ciepłowody I, w toku comiesięcznego monitoringu zmian temperatur w gruncie, zarejestrowano miejsce o permanentnym odchyleniu pozytywnym temperatury na powierzchni (fig. 7.3.1.3). Miejsce to pokrywa się z lokalizacją zachodniego uskoku ograniczającego rów tektoniczny. Wspomnianych wyników nie można jednak traktować jako wystarczającego występowania w tym miejscu wód termalnych głębokiego krążenia.

Wydaje się iż w Ciepłowodach wody szczelinowe mogą cyrkulować głęboko w skałach krystalicznego podłoża, uzyskując zasilanie w hipsometrycznie elewowanej okolicy na zachód od wsi, na Wzgórzach Niemczańskich, gdzie podłoże krystaliczne zalega b. płytko, lub jest eksponowane na powierzchni. Ku wschodowi podłoże jest zaizolowane pokrywą kenozoiczną i może być drenowane punktowo w rejonie wsi Ciepłowody, gdzie wychodzi na powierzchnię w obrzeżeniu płytkiego rowu tektonicznego. Przepływ wód podziemnych może

zachodzić w tym rejonie z W na E i odbywać się na drodze migracji przez zeszcelinowane podłoże krystaliczne, osiągając głębokość zbliżoną do położenia spągu kenozoiku we wspomnianym rowie, czyli 150-200 m, co może skutkować podniesieniem temperatury wód podziemnych o 4-6°C. Niezależnie od wskazanego hipotetycznie mechanizmu, należy wskazać, że omawiany rejon jest podścielony występującym dość płytko masywem granitowym, który może przyczyniać się do podgrzewania wód podziemnych na skutek zwiększonej w stosunku do skał tła zawartości pierwiastków promieniotwórczych.

Wykonane w ramach tego opracowania sondowania magnetotelluryczne (fig. 6.2.7-6.2.9 oraz 6.2.10), zlokalizowane na dwóch odległych od siebie o ok. 2 km liniach pomiarowych, ukierunkowanych poprzecznie do generalnie południkowych struktur rejonu Ciepłowody (fig. 6.2.1-6.2.3), wykazały w obu przypadkach obecność strefy obniżonych wartości oporności na zachód od miejscowości Ciepłowody, sięgającej w głąb do poziomu 1500 - 2000 m (profil 1-C-17) lub 3000 m (profil 2-C-17) poniżej poziomu morza. W obu przypadkach chodzi najwyraźniej o tę samą południkową, niskooporową, szeroką na 600-700 m strefę, związaną prawdopodobnie z silnym zeszcelinowaniem i nasyceniem wodami termalnymi i/lub zmineralizowanymi łupków metamorficznych o stromej lub pionowej foliacji, otoczonych przez wysokoopornościowe gnejsy. Strefy niskich oporności, zdaniem geofizyków realizujących pomiary MT, można też alternatywnie wiązać z lokalną grafityzacją łupków. Z kolei, zdaniem Soleckiego (2018), należałoby się zastanowić czy pewne cechy rozkładu oporności obserwowane na profilach magnetotellurycznych rejonu Ciepłowód nie mogą być interpretowane jako wskaźnik istnienia wgłębnej mineralizacji siarczkowej w rejonie przeciętym profilem, „co potwierdzałoby tezę Soleckiego (1983), że: „ *Rozłam istniejący w podłożu rowu górnej Nysy i lineamentu Niemczy (kierunek zbliżony do 16°) może być przyczyną mineralizacji siarczkowej*. Jednocześnie, zaś, według tego samego autora (Soleckiego, 2018), utlenianie minerałów siarczkowych wzdłuż stref przepływu wód głębokiej cyrkulacji może być mechanizmem podnoszącym temperaturę wód podziemnych..

Badania VLF (fig. 5.2.18) nie przyniosły w tym rejonie badań istotnych rezultatów. Nie zarejestrowano jednoznacznych anomalii typu *cross-over*. Prawdopodobnie wynika to z faktu, że uskoki mają tam przebieg zbliżony do południkowego i z tego powodu generują słaby sygnał przy wykorzystaniu użytych nadajników. Również profilowanie spektrometryczne wykonane w Ciepłowodach (fig. 8.24) nie wykazało istotnych zmian mierzonych parametrów promieniowania w poprzek wyinterpretowanego uskoku.

Kredowa niecka opolska

Strefa uskokowa środkowej Odry – dyslokacja południowa, całkowicie pod pokrywą kenozoiku

10.1.20. Grabin

10.1.21. Tułowice

Rejon badawczy Grabin znajduje się ok. 8 do 12 km na SW od Niemodlina, podczas gdy rejon Tułowice – 4 do 8 km na S od tego miasta (Fig. 3.2.1).

Interpretacja genezy form rzeźby terenu oparta dawniej na analizie izolinii z map topograficznych, a obecnie głównie na cyfrowych modelach terenu, pozwoliła zidentyfikować na przedpolu Sudetów szereg form, których kształt wskazuje na powiązania z dyslokacjami tektonicznymi o stosunkowo niedawnej aktywności (Badura, Przybylski 1995). Jedną z takich form jest tzw. Wał Niemodliński. Formie tej przypisywano zwykle genezę glacialną i interpretowano jako przedłużenie moren otmuchowsko-nyskich (Woldstedt 1932), bądź jako *plateau* kemowe (Szponar 1974, 1986). Osady o genezie glacialnej lub fluwioglacialnej rzeczywiście pokrywają wierzchowinowe partie wału, ale kształt tego wyniesienia nie przypomina form polodowcowych. Niewielkiej miąższości pokrywa osadów wodnolodowcowych spoczywa na cokole zbudowanym z utworów formacji poznańskiej i gozdnickiej. W profilu otworu w Grabinie, odwierconego w wierzchowinowej partii wału na wysokości 205,5 m n.p.m., osady neogeńskie sięgają głębokości 246 m. Poniżej występują utwory górnej kredy, a na głębokości 485 m natrafiono na gnejsy. Na cyfrowym modelu terenu widoczna jest rzeczywiście forma wału, podciętego bardzo wyraźnymi, prostoliniowymi, krawędziami o kilkukilometrowej długości (Fig. 2.1.3b, 10.1.20b i c, 10.1.21b i c). Krawędzie te ograniczają Wał Niemodliński od strony doliny Nysy Kłodzkiej i od strony doliny Ścinawy. Po wschodniej stronie wału, pomiędzy Tułowicami i Niemodlinem, wyraźnie zaznacza się, z kolei, zglębienie o kształcie rombu. Obraz ukazujący się na cyfrowym modelu terenu sugeruje tektoniczne pochodzenie Wału Niemodlińskiego i graniczącego z nim od wschodu zglębienia o charakterze zapadliska. Przesłanką wniosku o tektonicznej genezie tych form jest występowanie późnopaleogeńskich i neogeńskich wulkanitów Graczy i Ligoty Tułowickiej na liniach krawędzi morfotektonicznych. Może to świadczyć o uaktywnieniu się w czwartorzędzie linii tektonicznych o paleogeńskich, lub starszych, założeniach. Przejawem młodej aktywności tektonicznej w tym rejonie może być również fakt występowania w Grabinie, na zachód od Niemodlina (Morawski, Sawicki, 1984; Czernski, Wojtkowiak, 1992) wód termalnych. W 1983 roku, na głębokości 545 m nawiercono

tam wody termalne znajdujące się pod ciśnieniem, co spowodowało wytrysnięcie słupa wody ponad wieżę wiertniczą. Temperatura wody wynosiła 31,4° C, a zawartość wolnego CO₂ sięgała 1,1 g/dm³. Badura i Przybylski (1995) uważają jednak, że młode zręby i zapadliska tektoniczne w rejonie Niemodlina powstały na skutek ruchów tektonicznych już po zlodowaceniu Odry. Także okresowe zmiany układu sieci rzecznej wskazują na młode ruchy tektoniczne, które mogły zachodzić w tym rejonie jeszcze w holocenie (Przybylski, Badura 2001). Dolina Nysy Kłodzkiej wykazuje wyraźne dopasowywanie się do przebiegu wyznaczonych stref i jednostek geomorfologicznych uwarunkowanych neotektoniką (Przybylski, 1998).

W strefach krawędzi Wału Niemodlińskiego stanowiącego rodzaj młodego zrębu tektonicznego, bądź raczej zespołu zrębów oddzielających dolinę Nysy Kłodzkiej od doliny Ścinawy Niemodlińskiej wykonano rozpoznanie geofizyczne, stosując różne metody badawcze. Głównym celem przeprowadzonych w rejonie Grabina i Tułowic badań geofizycznych w ramach realizacji raportowanego zadania było potwierdzenie, tak w pokrywie kenozoicznej i kredowej, jak i w podkredowym podłożu, występowania dyslokacji manifestujących się na powierzchni wzajemnie ortogonalnie przebiegającymi, prostoliniowymi krawędziami wysoczyzn i interpretowanych jako młode, plejstoceńskie linie tektoniczne (Badura, Przybylski, 2000, 1995a; Badura i in., 2004). Mała liczba otworów wiertniczych oraz trudności w prawidłowym rozdzielaniu różnowiekowych na profilach elektrooporowych nie pozwalała dotąd na jednoznaczne potwierdzenie związku tych skarp z młodą tektoniką. Nowe badania wykonywane między innymi z zastosowaniem płytkiej sejsmiki miały w założeniu wykazać obecność takiego związku lub go wykluczyć.

Wykonane w ramach tego opracowania prace sejsmiczne i ERT w Grabinie (fig. 4.3.19 i 20) nie wykazały jednoznacznej obecności uskoków. Sejsmika sięgnęła na głębokość 200 m, do stropu kredy, a sejsmika refleksyjna nawet do spągu kredy. Teoretycznie, na refleksyjnym profilu sejsmicznym można by próbować wykazać obecność wyniesionego bloku podłoża krystalicznego, ale – ze względu na niewystarczającą jakość otrzymanego obrazu sejsmicznego - badania trzeba by powtórzyć, ew. przedłużając dotychczasową linię pomiarową. W Grabinie, jednak wzdłuż innej linii pomiarowej niż dla profilowania sejsmicznego i ERT, wykonano też profilowanie magnetotelluryczne, uzyskując dane do głębokości ok. 6 km (fig. 6.1.3 i 6.1.5). Ukazują one występowanie do tej głębokości b. stromej strefy obniżonych elektrooporowości o szerokości rzędu 1.5 km, w obrębie której mogą w jej górnej części potencjalnie występować wody termalne. Wyniki badań

magnetotellurycznych ukazują też występowanie wyniesionego bloku skał neoproterozoicznych podłoża.

W rejonie badawczym Tułowice (fig. 10.1.21a-e) wykonano badania elektrooporowe i sejsmiczne (fig. 4.3.21 i 22), testując hipotezę o występowaniu pod skarpą Wysoczyzny Niemodlińskiej uskoku w podłożu trzeciorzędowym. Zarejestrowano horyzont odpowiadający stropowi kredy, oraz horyzonty wewnątrz kredowe. Jednak uzyskany obraz ukazuje strop kredy jako ciągły horyzont, nie zaburzony ew. obecnością uskoku o składowej pionowej przemieszczenia. Z kolei dla sugerowanej przez A. Soleckiego (2018) alternatywnej hipotezy o ew. uskoku przesuwczym przecinającym utwory kredowe brak jest – w opinii autorów tego opracowania - wystarczających podstaw w dotychczasowej wiedzy o neotektonice Dolnego Śląska i – co więcej – taki uskoki nie powodowałby efektu morfotektonicznego w postaci znacznej długości skarpy, wyjaśnienie genezy której próbowano znaleźć w występowania ew. uskoku zrzutowego.

Na linii pomiarowej Tułowice w toku comiesięcznego monitoringu zmian temperatur w gruncie (fig. 7.3.4.1) zarejestrowano anomalie temperatury spowodowane infiltracją wód opadowych i lokalnie płytkim występowaniem wód podziemnych. Nie zanotowano jednoznacznej anomalii, która mogłaby mieć związek z obecnością wód termalnych.

W badaniach VLF przeprowadzonych w Grabinie (fig. 5.2.18 i 19) zarejestrowano jedną anomalię zbliżoną do typu *cross-over*, powstałą prawdopodobnie w miejscu raptownej zmiany oporności podłoża. W Tułowicach, z kolei (fig. 5.2.20), zmienność w przebiegu składowych fazowych zawiera się w przedziałach, które można uznać za szum. Wykonane tam również pomiary spektrometryczne (fig. 8.27-28) ukazują, że zmiany zawartości DR i K korelują się wyraźnie z morfologią terenu (im powierzchnia terenu zalega niżej tym notowane są niższe wartości). Stabilna szeroka strefa podwyższonych zawartości eU może sugerować obecność strefy o podwyższonej przepuszczalności przesuniętej na NE od krawędzi wysoczyzny.

Monoklina przedsudecka

Strefa uskokowa środkowej Odry – dyslokacja północna pod pokrywą kenozoiku

10.1.22. Głuchów

10.1.23. Kępa

Rejon badawczy Głuchów znajduje się w odległości 4-8 km na SE od Trzebnicy; zaś rejon Kępa – 10-13 km na WNW od Oleśnicy (Fig. 3.2.1).

Na obszarze dalszego przedpola Sudetów, na którym pokrywa osadów kenozoicznych osiąga miąższości przekraczające 200 m, prostoliniowa południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich (Fig. 2.1.3a) jest również uważana za strefę o potencjalnie tektonicznej genezie. Wyraźna, prostolinijna, południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich, widoczna jest na odcinku około 20 km. Na mapach reliefu opartych o cyfrowe modele terenu rejonu Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich uwidaczniają się wyraźne zarysy typowych glacitektonicznych, lekko łukowatych wałów. Krawędź obcinająca łuk trzebnicki od południa jest tak bardzo wyraźna, że wydaje się być formą wtórną w stosunku do spiętrzonego wału. Nie można wytłumaczyć powstania tak ewidentnej, prostolinijnej formy podcięciem przez rzekę, bo żadna większa rzeka o takim kierunku nie płynie i nie płynęła u samego podnóża wzgórz. W dawnych pracach badaczy niemieckich uważano, że główną przyczyną powstania wysokiego wału wzgórz na północ od Wrocławia były młodomiocenijskie ruchy górotwórcze. Sugestie o młodym, tektonicznym pochodzeniu tej krawędzi wysuwali już Olbricht (1925), Czajka (1931) i Meister (1935). Również Dyjor i Kuszell (1975) zakładali możliwość odnowienia się ruchów tektonicznych o niewielkiej amplitudzie już po zaniku lądolodu. Frech (1901, 1915) dopatrywał się nawet związku pomiędzy kierunkiem Wzgórz Trzebnickich a przebiegiem uskoku sudeckiego brzeźnego. Według tego autora tak wysoki wał nie mógł powstać poprzez spiętrzenie przed czołem lądolodu. Walczak (1951) i Klimaszewski (1952) lądolodowi przypisują tylko wtórne zaburzenia na krawędzi już istniejącego wału. Tektoniczna geneza wału Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich przyjęta jest także w pracach Gołąba (1951) i Łyczewskiej (1964). Dla Czajki (1931) dowodem na to, iż już w miocenie Wzgórz Trzebnickie były wyniesione był brak na ich obszarze pokładów węgla, które miały się tworzyć tylko w przyległych do nich, od południa i północy, obniżeniach.

Brak lub istnienie, co najwyżej niewielkich, podrzędnych stref dyslokacyjnych w podłożu podkenozoicznym (choć na mapie Cymermana, 2005, 2010, przebiega tam hipotetyczny, ponadregionalnej skali, rozłam Hamburg –Kraków; Fig. 3.2.3) nie pozwala dotychczas jednoznacznie potwierdzić hipotez zakładających tektoniczną, blokową genezę

Wzgórz Trzebnickich. Zdaniem A. Soleckiego (2018), do zbioru hipotez tłumaczących genezę południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich należy dołączyć możliwość jej utworzenia wzdłuż uskoku przesuwczego, a także ewentualność relaksacyjnego wypiętrzenia Wzgórz po ustąpieniu obciążenia lądolodem w wyniku ostatniej deglacjacji (por. np. Markiewicz, Winnicki, 1997; Markiewicz, Piotrowski, 1999).

Podłoże podkenozoiczne zgodnie z rozpoznaniem w profilach głębokich otworów jest w strefie południowej krawędzi wzgórz stosunkowo wyrównane. W takiej sytuacji najbardziej prawdopodobne wydaje się, iż blok podłoża podkenozoicznego pod wzgórzami został jedynie nieznacznie wychylony. Nawet niewielkie, ale stałe przemieszczanie na odmłodzonym uskoku mogło spowodować ustalenie się liniowej tendencji procesów denudacyjnych i erozyjnych. Przeprowadzone dla potrzeb reambulacji arkusza Trzebnica (Badura, Przybylski, 2013) badania geoelektryczne potwierdziły możliwość istnienia uskoku w podłożu podkenozoicznym na linii południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich. Na podstawie przeprowadzonych badań można ocenić, że skrzydło północne zostało podniesione o około 20-30 m. Pomiary geodezyjne przeprowadzone na ciągu niwelacji precyzyjnej na odcinku Wrocław-Trzebnica wykazały, że rejon Wzgórz Trzebnickich wykazuje współczesną względną tendencję wznoszącą w stosunku do obniżanego basenu wrocławskiego (Grzempowski i in., 2009, 2013).

Wykonane dla potrzeb niniejszego opracowania ciągi rozpoznania geofizycznego w strefie południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich w rejonie Głuchowa i Kępy Kępy miały na celu weryfikację obecności struktur nieciągłych o charakterze uskoku w miększej pokrywie kenozoicznej tego rejonu oraz – o ile to będzie możliwe – również w starszym podłożu. Dotychczasowe prace geofizyczne (Mżyk vide Przybylski, Badura, 2013) nie wykazały bowiem jednoznacznie takiego związku. Stwierdzono w podłożu nieciągłość przemieszczającą skały triasowe o 20 m, ale w nadległych osadach neogenu już nie wykazano pionowych granic rozdzielających osady o różnej oporności. Wytłumaczenie obecności tak długiej prostoliniowej krawędzi morfologicznej w obszarze łuku moreny czołowej spiętrzonej inaczej niż przez jej genezę tektoniczną jest przy obecnym stanie rozpoznania osadów niemożliwa.

W rejonie badawczym Głuchów Górny płytkimi badaniami sejsmicznymi (fig. 4.3.23) zarejestrowano wyraźne horyzonty refleksyjne dla triasu (strop i jeden horyzont wewnątrz triasu). Horyzonty te nie wydają się przemieszczone uskokiem, który występowałby pod linią profilu. W obrębie serii kenozoicznej zanotowano natomiast wyraźnie nachylony horyzont, który zinterpretowano jako skierowany na S front strefy deformacji glacitektonicznych. Nie

wyklucza to jednak możliwości dopasowania przebiegu frontu odkształceń glacitektonicznych do jakichś struktur głębszych (progów uskokowych) w podłożu. W rejonie badawczym Kępa profilowanie ERT (fig. 4.3.24) nie wykazało występowania nieciągłości strukturalnej w przypowierzchniowych warstwach kenozoiku na S krawędzi południowej Wzgórz Trzebnickich. Dla wiarygodnego rozpoznania tektoniki podłoża kenozoiku oraz samego kenozoiku w obu tym rejonach potrzebne są dalsze, bardziej szczegółowe badania.

Na linii pomiarowej Głuchów, w toku comiesięcznego monitoringu zmian temperatur w gruncie (fig. 7.3.5.1) zarejestrowano anomalie temperatury spowodowane infiltracją wód opadowych, płytkim występowaniem wód podziemnych oraz nierównomiernym nagrzewaniem się powierzchni terenu. Nie zanotowano anomalii, która mogłaby mieć związek z obecnością wód termalnych.

Wykresy VLF dla obu linii (fig. 5.2.21 i 22) są zdominowane przez zakłócenia wynikające z sąsiedztwa infrastruktury. Dla linii Głuchów Górny jest to lokalna linia energetyczna biegnąca w przybliżeniu równolegle do profilu, dla Kępy jest to podziemny gazociąg. Dla linii nie zarejestrowano sygnału, który można by uznać za powstały nad uskokiem lub strefą spękań w podłożu.

Literatura

Aleksandrowski (oprac.), 2017 – Sudety. W: Nawrocki i Becker (red.), *Atlas Geologiczny Polski*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Aleksandrowski P., Słaby E., Szuszkiewicz A., Galbarczyk-Gąsiorowska L., Madej S., Szełęg E., 2013 - Budowa geologiczna. W: Knapik R., Raj A. (red), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra: 7-46.

Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L., 1987 - Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, 20, 4, 311-321.

Awdankiewicz M., 2005 - Reconstructing an eroded scoria cone: the Miocene Soonenica Hill volcano (Lower Silesia, SW Poland). *Geol. Quart.*, 49, 4: 439–448.

Badura J., 1981 - Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, arkusz Stolec: pp.71 + 7 tabl. Wyd. Geol. Warszawa.

Badura J., 1999 - The influence of Cainozoic tectonic movements on geomorphological development of the Niemcza-Strzelin Hills. *Quaternary Studies in Poland*, Special Issue: 219-225.

Badura J., Aleksandrowski P., 2013 - On the northern termination of the Eger (Ohře) Graben. Conference "Basalt 2013 – Cenozoic Magmatism of Central Europe". Senckenberg Scientific Conference, Abstracts & Excursion Guides, Görlitz (Eds: Büchner J., Rapprich V., Tietz O.), 24-28 April 2013, Czech Geological Survey & Senckenberg Museum of Natural History, Görlitz, 70-71.

Badura J., Przybylski B., 1995a - Neotektoniczne aspekty rzeźby przedpola Sudetów Wschodnich. *Przeł. Geol.*, 9, 762-766.

Badura J., Przybylski B., 2000 – *Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska*. CAG PIG Warszawa. Arch. NAG, Wrocław-Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 2013 - Arkusz Trzebnica (727) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 - Reambulacja. NAG PIG-PIB, Warszawa.

Badura J., Rauch M., 2014a - Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, Sudetes. *Geologia Sudetica*, 42: 137–148.

Badura J., Rauch M., 2014b - The CETeG 2014 excursion to the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes: morphotectonics and tectonics. *Geologia Sudetica*, 42: 161–166.

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Krzyszkowski D., Sroka W., 2002 - The Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin Faults, SW Poland, in the light of geoelectrical resistivity studies. *Acta Montana IRSM AS CR* (2002) Ser. A No. 20(124): 57-65.

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., 2004 - Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 1, 3 (135), 7–29.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005a - New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2, 3(139): 7-15.

- Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Sroka W., Jamroz O., 2005b** - Postalpejskie ruchy tektoniczne w rowie górnej Nysy Kłodzkiej: dyskusja. *Prz. Geol.*, 55, 3: 206-211.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006** - Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Prz. Geol.*, 54: 145–153.
- Badura J., Zuchiewicz W., Štěpančíková P., Przybylski B., Kontny B. & Cacoń S., 2007** - The Sudetic Marginal Fault: a young morphotectonic feature of Central Europe. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, 4 (148): 7-29. Praha.
- Badura J., Ihnatowicz A., Kozdrój W., 2012** - Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, Arkusz Bolesławiec (721). PIG – PIB, Warszawa (http://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0721.pdf).
- Berezowski Z., 1973** - Arkusz Bogatynia, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.
- Berg G., 1927** - Zur Geomorphologie des Riesengebirges. *Z.f. Geomorph.*, 2: 1-20.
- Berg G., 1930** – *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, 1:25 000, blatt Krummhübel*. Preuss. geol Landesanst., Berlin.
- Bialek D., Werner T., 2004** - Geochemistry and geochronology of the Javornik granodiorite and its geodynamic significance in the Eastern Variscan belt. *Geolines*, 17, 22-23.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M. W. & Zagożdżon P. P., 2002b** - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annates Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 241-253.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M. W., Zagożdżon P.P., 2004** — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar dating and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 74, 1: 1–19.
- Birkenmajer K., Grabowski J., Lorenc M. W. & Zagożdżon P. P., - 2011** - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar palaeomagnetic data from

basaltic rocks of the West Sudety Mountains and their northern foreland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 115–131.

Cajz V., Vokurka K., Balogh K., Lang M., Ulrych J., 1999 - The České středohoří Mts.: volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines* 9, 21—28. 17.

Chmura K., Lewowicki S., 1957 — Kwarcyty bolesławieckie i ich ekonomiczna wartość. *Prz. Geol.*, 5, 6: 264–271

Chmura K., Lewowicki S., 1962 - Kwarcyty trzeciorzędowe okolic Bolesławca na Dolnym Śląsku, *Biul.Inst. Geol.* 173: 5-56.

Chorowska M., Maciejewski S., Milewicz J., Siemiątkowski J., 1985 - *Dokumentacja wynikowa otworu Zdanów IG 1*. Arch. NAG, PIG. Wrocław.

Cieźkowski W., Michniewicz M., Przylibski T.A., 2011 - Wody termalne na Dolnym Śląsku. W: Żelaźniewicz, A., Wojewoda, J., Cieźkowski, W., [red.] – *Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska*, 107-120, WIND, Wrocław.

Cieźkowski W., Sztuk T., 1985 - Wody termalne kopalni „Turów”. Symp. Nauk.-Techn.: *Stan rozpoznania i perspektywy wykorzystania wód termalnych*. Kraków, 24-25.10.1985, 10-

Cloos, H., 1922 - Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. *Gebrüder Borntraeger*, 8: 1-107. Berlin.

Cwojdziański S., 1976 – Arkusz Złoty Stok, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Cwojdziański S., 1983 – Arkusz Stronie Śląskie, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Cwojdziański S., Jodłowski S., 1978 – Ukształtowanie powierzchni podłoża i geologia kenozoiku południowo-wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 22, 1: 181-193.

Cwojdziański S., Walczak-Augustyniak M., 1985 – Arkusz Niemcza, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Cymerman Z. 2004: Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego. Wyd. 1. Państwowy Instytut Geologiczny.

- Cymerman Z.**, 2010 – *Mapa tektoniczna Sudetów* w skali 1:200 000, Wyd. 2. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Czajka W.**, 1931 – *Der Schlesische Landrücken. Eine landeskunde Nordschlesiens*, 1. *Veröffentlichungen der Schlesischen Gesellschaft für Erdkunde* E. V., 11: pp. 156. M. & H. Marcus, Breslau.
- Czerski M., Wojtkowiak A.**, 1992 - *Szczawy termalne w Grabinie*. W: *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, Pokrzywna, 10-12 września 1992, Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław, 22-27.
- Don J.**, 1996 - The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic–Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 24: 317–324.
- Don J., Gotowała R.**, 2008 - Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 40: 51–63.
- Don J., Wojewoda J.**, 2005 - Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53: 212–221.
- Don, J., Skácel, J., Gotowała, R.**, 2003 - The boundary zone of the East and West Sudetes on the geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units. *Geologia Sudetica*, 35: 25–59.
- Dyjur S., Kuszell T.**, 1975 – Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 247, *Prace Geol.–Mineral.*, 4: 115–163.
- Dyjur S., Kuszell T.**, 1977 – Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzyszowa. *Geol. Sudet.*, 12, 2: 113-132.
- Farbisz E.**, 1993 - *Dokumentacja badań geoelektrycznych temat: Rów Nysy Kłodzkiej, woj. wałbrzyskie*. NAG Warszawa.
- Fistek J.**, 1989 - Rola uskoku Pstrężna-Gorzanów w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych SW obrzeżenia Synklinorium Śródsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, 58: 361-368.
- Fistek J., Dowgiałło J.**, 2003 – Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1969-73 i 1997-98. W: Ciężkowski W.,

Wojewoda J., Żelaźniewicz A., (red.) *Sudety Zachodnie od wendy do czwartorzędu*: 207-224. WIND, Wrocław.

Fistek J., Uścińska M., 1975 – *Dok. hydrogeol. ujęcia wód leczniczych i zwykłych z utworów algonckich metamorfiku Niemczańsko-Kamienieckiego w Przerzeczynie Zdroju*. Maszynopis Balneoprojekt Warszawa.

Frąckiewicz, W., 1965 - Obserwacje nad bezpośrednim kontaktem gnejsów śnieżnickich i górnej kredy w Nowej Wsi i Wilkanowie koło Bystrzycy Kłodzkiej (Sudety – grupa Śnieżnika. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 181: 5–22.

Frąckiewicz W, Teisseyre H., 1976 - Arkusz Międzygórze, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Frech F., 1901 – Über glaziale Druck- und Faltungserscheinungen im Odergebiet. *Zeit. Ges. Erdk.* Berlin, 36: 219–221.

Frech F., 1915 – Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont.*, 14, Stuttgart: 417–419.

Fyfe W.S., Price N.J., Thompson A.B., 1978 – *Fluids in the Earth's crust*. Elsevier.

Gołąb J., 1951 – Geologia wzgórz ostrzeszowskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7: 113–144.

Grocholska J., Grocholski A., 1958. Tektonika północno-wschodniej części rowu Nysy. *Przegląd Geologiczny*, 8-9: 351-353.

Grocholski, A., 1977 - Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta. Univ. Wratislaviensis, Prace Geol. Miner.*, 6: 89-103.

Grzegorzczak K., Krawczyk J., Nowak A., Dąbrowski S., Wijura A., Fistek J., 1993. *Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach kredy górnej rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i Niecki Batorowa*. NAG Warszawa.

Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012 - Geodynamics of south-eastern part of the Central European subsidence zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 9, No. 3 (167), Prague: 359–369.

Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Przybylski B., 2009 – Recent vertical movements in the Wrocław section of the Middle Odra Fault Zone, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 6, No. 3 (155), Prague: 339–349.

Haydukiewicz A., Olszewski S., Porębski S., Teisseyre A.K., 1984. Arkusz Wałbrzych, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Jarosiński M., 2006 - Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geological Quarterly*, 50 (3): 303-321.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Nowak I., Murtezi M., Larionov A.N., 2010 - Protolith age and provenance of metasedimentary rocks in Variscan allochthon units: U–Pb SHRIMP zircon data from the Orlica–Śnieżnik Dome, West Sudetes. *Geol. Mag.* 147, 3: 416–433.

Jerzmański J., 1955 - Arkusz Chełmiec, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Jerzmański J., Kural S., 1960 - Arkusz Iwiny, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Jerzykiewicz, T., 1971 - A flysch/lithoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta Geologica Polonica*, 21: 165–199.

Kasiński J.R., 1991 - Tertiary lignite-bearing facies of the Zittau Basin: Ohře rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia. [In:], P. Anadón, L. Cabrera, J. Calvo (Eds.): *Lacustrine facies analysis*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 13: 93-107. Oxford.

Kasiński, J. R., 2000 - *Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żytawskiej*. 59 pp., Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kasiński J. R., Badura J., Pańczyk M., Pécskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015 - Osady paleogeńskie w polskiej części Niecki Żytawskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 295-324.

Kasprzak M., Traczyk A., 2010 - Geomorfometria granitowej części Karkonoszy. *Landform Analysis*, 13: 33–46.

- Kielczawa B., Teisseyre B.,** 2000 - Nowe dane do tektoniki okolic Gorzanowa w Sudetach Środkowych. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej*, 87, Studia i Materiały, 28: 19–27.
- Klimaszewski M.,** 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 137-268.
- Kościówko H.,** 1982 - Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 336, 7-52.
- Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.H., Krauss M., Eidam J.,** 1994 – Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geologische Rundschau*, 83: 375-376.
- Kryza R., Pin C., Oberc-Dziedzic T., Crowley Q.G., Larionov A.,** 2014a - Deciphering the geochronology of a large granitoid pluton (Karkonosze Granite, SW Poland): an assessment of U-Pb zircon SIMS and Rb-Sr whole-rock dates relative to U-Pb zircon CA-ID-TIMS. *International Geology Review*: January 2014 DOI: 10.1080/00206814.2014.886364
- Kryza R., Pin C., Oberc-Dziedzic T., Crowley Q.G., Larionov A.,** 2014b - Geochronology of a composite granitoid pluton: A high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland), *International Journal of Earth Sciences* 103(3), DOI 10.1007/s00531-013-0995-0.
- Księga henrykowska,** 1269-1273. *Liber foundationis claustris sanctae Mariae Virginis in Heinrichow.* Muzeum Archidiecezjalne we Wrocławiu, sygn V.7.
- Kural S.,** 1979 – Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 313: 9-68.
- Kural S., Teisseyre H.,** 1978 - Arkusz Roztoka, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000.*
- Łyczewska J.,** 1964 – Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski Środkowej i Zachodniej. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 34: 115–149.
- Markiewicz A., Piotrowski A.,** 1999 — Wpływ tektoniki soli cechsztyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Przeł. Geol.* 47: 937–941.
- Markiewicz A., Winnicki J.,** 1997 — On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geol. Quart.*, 41: 347–363

- Mazur S., Puziewicz J.**, 1995 — Mylonity strefy Niemczy. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 64: 23–52.
- Meister E.**, 1935 – Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 281, Blatt Wise, no 2767: pp. 51. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- Migoń P.**, 1988 - Morfologiczne znaczenie młodotrzeciorzędowego wulkanizmu w Karkonoszach. *Czas. Geogr.* 59, 3: 313-319.
- Migoń P.**, 1992 - Tektoniczne formy rzeźby na północnym stoku Karkonoszy. *Opera Corcontica* 29: 5-24.
- Migoń P.**, 1996 – Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomic. *Czas. Geogr.*, 67, 2: 233-244.
- Mochnacka K., Banaś M.**, 2000 – Occurrence and genetic relationships of Uranium and thorium mineralization in the Karkonosze-Izera Block (The Sudety Mts, SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 2: 137-150.
- Morawski T., Sawicki L.**, 1984 - Wystąpienie szczaw termalnych w Grabinie koło Niemodlina. W: Wody podziemne i geologia formacji wodonośnych Śląska Opolskiego. *Materiały i Studia Opolskie*, 24, 52/53, 235-239.
- Mroczkowski, J., Ostaficzuk, S.**, 1981. A ring structure near Złotoryja—Świerzawa—Jawor (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 29: 157—166
- Oberc J.**, 1972 — *Budowa geologiczna Polski*, T. 4, *Tektonika*. Cz. 2, *Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Oberc J.**, 1975 - Neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego. We: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, Materiały I Krajowego Sympozjum: 157-170. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Oberc J.**, 1987 — Odsłonięcie uskoku sudeckiego brzeżnego w Górach Bardzkich. *Przegląd Geologiczny*, 35, 6: 312-315.
- Oberc J., Dyjor S.**, 1971 - Związek kwarcytów okolic Bolesławca z tektoniką trzeciorzędową i perspektywy poszukiwawcze. *Prz. Geol.*, 19, 12 :531–538.
- Olbricht K.**, 1925 – Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes. *Schles. Monatshefte*, 1: 108–113.

Olichwer T., Tarka R., 2005. Warunki hydrogeologiczne w okolicach Ciepłowodów w aspekcie możliwości ujęcia wód termalnych. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*, t. XII, Toruń, 833-837.

Opletal M., Gawlikowska E., w druku – Góry Bystrzyckie i Góry Orlickie- mapa geologiczna dla turystów. CGU, PiG.

Porębski S.J., 1981 – Świebodzice succession, Upper Devonian - lowermost Carboniferous, Western Sudetes: a prograding mass-flow dominated fan-delta complex. *Geologia Sudetica*, 16: 101-192.

Przybylski B., 1998 – Glacial and neotectonic constraints on the Quaternary evolution of the Fore-Sudetic reach of the Nysa Kłodzka River. *Geological Quarterly*, 42: 221-238.

Przybylski B., Badura J., 2001 - Objasnienia do arkusza Niemodlin (872) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Radwański S., 1975 - Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 187: 5–59.

Ranoszek W., 1999. Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progów tektonicznych na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Śnieżnika. *Prz. Geol.*, 47: 1027-1031.

Sibson R.H., 1975 - Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society*, 131 (6): 653-659.

Solecki A., 1982 - Próba interpretacji pewnych elementów obrazu Landsata dla SW Polski. Preliminary interpretation of some elements of Landsat imagery for SW Poland. *Prz. Geol.*, 6: 309-311.

Solecki A., 1983 – Wody mineralne Sudetów, ich związek z tektoniką w świetle analizy obrazu Landsata i koncepcji planetarnych stref spękań. W: II Ogólnopolskie Sympozjum *Współczesne Problemy Hydrogeologii Regionalnej*, Łądek Zdrój. 13-16 października 1982, Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego: 299-305.

Solecki A., 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 45: 1-59. Wyd. Uniw. Wrocławskiego.

Solecki A., 2018 – *Opinia/koreferat na temat: Raportu końcowego pt. Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych*,

strukturalnych i termometrycznych – etap I. Materiał niepublikowany, ss. 33; archiwum Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska.

Sroka W., 1991 - Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 378, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 29: 239-249.

Szałamacha M., 1960 – Arkusz Sosnówka, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Szałamacha J., 1965 – Arkusz Jelenia Góra Zachód, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Szałamacha J., 1972 – Arkusz Piechowice, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.

Szponar A., 1974 - Etapy deglacjacji w strefie przedgórskiej na przykładzie przedpola Sudetów Środkowych. *Acta Univ. Wratisl.*, 220, Stud. Geogr., Wrocław, 89 pp.

Szponar A., 1986 - Chronostratygrafia i etapy deglacjacji strefy podgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Acta Univ. Wratisl.*, 963, Stud. Geogr., 45, 1-202, Wrocław.

Sztromwasser E., 1998- Arkusz Chojnów, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Teisseyre H., Gawroński O., 1966. Arkusz Świebodzice, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Teisseyre H., Sawicki L., 1958. Arkusz Zagórze Śląskie, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.

Tikhomirova M., 2002 – Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology - a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). *Chemical Geology*, 191: 209-224.

Urbański K., 1994 – *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Świętoszów*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Urry W.D., 1936 - Ages by helium method. II. Post-Keewenawan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47: 1217–1234.

- Valenta J., Stejskal V., Štěpančíková P.,** 2008 - Tectonic pattern of the Hronov-Poříčí trough as seen from pole-dipole geoelectrical measurements. *Acta Geodyn. Geomater.*, 5, 2 (150): 185-195.
- Wajsprych B.,** 1978 - Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 38, 1: 99-127.
- Wajsprych B.,** 1986 - *Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian - Carboniferous continental margin (Sudetes)*. IAS 7th European Meeting. Kraków - Poland. Excursion Guide Book: 141-164. Ossolineum. Wrocław.
- Walczak W.,** 1951 - Sprawozdanie z badań nad stratygrafią i morfologią utworów plejstocenijskich w okolicy Trzebnicy. *Czas. Geogr.*, 21/22, 434-438.
- Walczak-Augustyniak M.,** 1991 – Arkusz Świdnica, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1:25 000.
- Walczak-Augustyniak M., Wroński J.,** 1982 - Arkusz Domaszków, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.
- Wojewoda J.,** 2009 - Žďar-ky-Pstražna Dome: A strike slip fault - related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). *Acta Geodyn. Geomater.*, 6,3 (155): 273–290.
- Wojewoda J.,** 2014 - Świebodzice Unit revisited – kinematic, structural and facial evolution. 15th Czech-Polish Workshop on recent geodynamics of the Sudeten and the adjacent areas, Karlov pod Pradedem, Czech Republic, November 5-8, 2014, abstract volume: 63-64.
- Woldstedt P.,** 1932 - Über Endmoränen und Oser der Saale (=Riss) -Vereisung in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 84, 78-84.
- Wójcik L.,** 1973 – Arkusz Ciepłowody, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.
- Wroński J.,** 1983 – Arkusz Bystrzyca Kłodzka, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów* w skali 1 : 25 000.
- Zagożdżon P.P., Zagożdżon K.,** 2006 - Charakterystyka wystąpienia oligocenijskiego bazaltoidu w Małym Kotle Śnieżnym (Karkonosze). *Przegląd Geologiczny*, 54, 6, 2006.
- Żelaźniewicz A.,** 1987 — Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 203–348.

10.2. Neotektoniczna aktywność obszaru badań z uwzględnieniem badanych stref tektonicznych

Niniejszy rozdział został przygotowany w celu uzupełnienia prowadzonej w tej części raportu (rozdział 10) analizy struktur w poszczególnych rejonach badań, o tło geodynamiczne - w postaci zwięzłego wyboru znanego ze współczesnej literatury opisu zjawisk tektonicznych zachodzących na obszarze sudeckim podczas kenozoiku.

Na przełomie kredy i paleogenu obszar Sudetów wraz z obecnym blokiem przedsudeckim został poddany deformacji kruchej (np. Solecki, 1986, 1994, 2011) oraz wypiętrzony w wyniku tzw. kompresyjnego wydarzenia laramijskiego na przełomie kredy i trzeciorzędu (por. np. Kley i Voigt, 2008, Reicherter i in. 2008; Jarosiński i in. 2009; Cacace i in. 2009). Zapewne wypiętrzenie to wiązało się ze zróżnicowaniem amplitudy ruchów pionowych poszczególnych jednostek tektonicznych, z których dziś składa się ten obszar i ich różnych co do wielkości bloków tektonicznych w ich obrębie. Przypuszcza się, że Karkonosze, Góry Izerskie, masyw Śnieżnika i Góry Orlickie dźwigały się szybciej niż synklinoria śródsudeckie i północnosudeckie (np. Badura i in. 2004, 2007, Danišik et al. 2010, 2012.). Obecność osadów oligoceńskich w dwóch zapadliskach żytawskim i Roztoki-Mokrzyszowa wskazuje na zmianę ogólnego reżimu tektonicznego i tendencję do ruchów dyferencjalnych i tworzenie się niewielkich zapadlisk i wypiętrzeń. Ruchom tym towarzyszyły erupcje wulkaniczne bazaltoidów (np. Birkenmajer i in. 1977, 2002, 2004; Badura i in. 2005). Największe centra związane z działalnością wulkaniczną powstały w niecce żytawskiej, stanowiącej północne przedłużenie rowu Ohřy (Badura, Aleksandrowski, 2013) oraz w rejonie Złotoryi (Mroczkowski i Ostaficzuk, 1981; Cwojdziański, Jodłowski, 1982; Solecki 1986, 1994; Birkenmajer i in., 2002, 2004).

W odwiercie wykonanym na zrzuconym skrzydle uskoku brzeżnego w Mokrzyszowie Grocholski (1977) stwierdził ponad 200 m grubości serię osadów wulkanicznych i tufitowych wypełniających do głębokości ponad 660 m zapadlisko wulkano-tektoniczne. Prawdopodobnie utwory te stanowią wypełnienie paleogeńskiej diatremy, związanej ze strefą osłabienia skorupy wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. Litologia żwirów w tym zapadlisku wskazuje, że spływały do niego ciekły płynące z północy. Oznacza to, że w oligocenie Sudety nie były jeszcze wypiętrzone ponad blok przedsudecki za pośrednictwem sudeckiego uskoku brzeżnego, aczkolwiek ten ostatni zapewne istniał jako waryscyjska nieciągłość o rozmiarach skorupowych, wzdłuż której prawdopodobnie była realizowana jakaś aktywność tektoniczna

oraz – z pewnością - wulkaniczna. Od północy w rejonie Głogowa oraz na północ od Pieńska stwierdzono osady wczesnooligoceneskiego morza rupelskiego (Matl, Śmigielka, 1977).

Podczas wczesnego miocenu silna subsydencja zachodziła w wielu miejscach na Dolnym Śląsku (Kasiński 1984). Przede wszystkim w zapadlisku żytańskim i zgorzeleckim. Dolnomioceneskie osady występują w rowach tektonicznych położonych przy sudeckim uskoku brzeźnym. Na tej podstawie można przypuszczać, że już wówczas Sudety zaczęły się wypiętrzać względem bloku przedsudeckiego, a na granicy między nimi rozwijały się zapadliska tektoniczne. W miocenie środkowym tempo pionowych przemieszczeń zwiększyło się. Wskazuje na to grubość osadów deponowanych w rowach tektonicznych. Nie były to ruchy jednostajne, lecz relatywnie szybkie, przerywane długimi okresami spokoju tektonicznego. W okresach tych panowały warunki umożliwiające sedymentację torfów. Jedynie w rowie Kędzierzyna, zlokalizowanego na bezpośrednim przedpolu przesuwających się ku północy Karpat, miała miejsce transgresja morska. W rowie Kędzierzyna, w późnym miocenie, silna subsydencja doprowadziła do powstania prawie 300 m grubości pokrywy zbudowanej ilów, mułków oraz piasków. Na bloku przedsudeckim miąższość osadów górnomioceneskich rzadko przekracza 100 m. Jednak jest ona największa ze wszystkich serii osadowych neogenu, co świadczy o znacznej amplitudzie różnicowych ruchów blokowych w tym okresie.

W miocenie środkowym i górnym na bloku przedsudeckim oprócz podsudeckich rowów tektonicznych powstał szereg innych, na dalszym przedpolu Sudetów. Największe z nich, to rów tektoniczny w rejonie Legnicy z grubymi pokładami węgla brunatnych. Kolejne rowy pokrywają się z przebiegiem obecnych dolin rzecznych Ślęzy, Oławy czy Krynki. Mniej wyraźnie zaznacza się strefa subsydencji związana ze strefą uskoku środkowej Odry (Stackebrandt, 2004; Badura i in., 2007). Jest ona przedłużeniem środkowoeuropejskiej strefy subsydencji i kontynuuje się ku SE aż po rów Kędzierzyna.

W neogenie ruchy tektoniczne zachodziły niewątpliwie także w Sudetach, jednak z braku osadów korelatywnych nie ma możliwości ich czasowej weryfikacji. Wydaje się, że większość, a nawet wszystkie, kotliny śródgórskie są zapadliskami tektonicznymi, tak jak rów górnej Nysy Kłodzkiej (Badura, Rauch, 2014).

W pliocenie, w rejonie Łąka Zdroju miała miejsce schyłkowa na obszarze polskich Sudetów działalność wulkaniczna (Birkenmajer i in., 2002). Na podstawie sytuacji topograficznej kontaktu lawy z żwirami rzeczными można oszacować, że w czasie od 5,2 Ma do dziś, Góry Złote podniosły się o około 60 m. Podobnej wielkości ruchy pionowe miały miejsce koło Proboszczowa, gdzie na stożku wulkanicznym leżą plioceńskie żwiry rzeczne,

znacznie podniesione ponad poziom rzeki. Na tej podstawie można szacować, że w pliocenie Sudety w tym rejonie podniosły się od 50 do 100 m.

Amplitudę ruchów podnoszących w plejstocenie ocenia się na podstawie podobnych kryteriów na około 25-35 m w rejonie przełomu Nysy Kłodzkiej w Bardzie (Krzyszowski i in., 2000). W innych rejonach sudeckiego uskoku brzeżnego skala ruchów pionowych była mniejsza. W każdym razie, terasy zlodowacenia Wisły i terasy holocenijskie nie wykazują już efektów przemieszczeń, które można by uznać za tektoniczne.

Podobnie jest z krawędziami po południowej stronie Wzgórz Trzebnickich i w rejonie Niemodlina. Są one wyraźnie zaznaczone się modelach terenu wygenerowanych na podstawie danych skaningu laserowego lub na podstawie map topograficznych, lecz- jak dotąd - nie wykazano ich powiązania z uskokami podłoża.

Prowadzone w ramach zadania PSG „Młode strefy tektoniczne...” prace w większości przypadków uszczegółwiają naszą wiedzę o strukturze młodych uskoków i stref spękań, lecz w niektórych sytuacjach, np. takich jak dotycząca S krawędzi Wzgórz Trzebnickich, czy interpretowanych plioceńsko-czwartorzędowych przemieszczeń na sudeckim uskoku brzeżnym, dopiero wykonanie wykopów badawczych (por. Badura i in., 2002) odsłaniających powierzchnie uskokowe spod zwietrzliny i osadów stokowych, mogłoby pozwolić na bardziej precyzyjną odpowiedź na pytanie, czy konkretne zaznaczające się w morfologii terenu skarpy i topolineamenty są jest pochodzenia tektonicznego czy też należy poszukiwać innych przyczyn ich powstania.

Literatura

Badura J., Aleksandrowski P., 2013 - On the northern termination of the Eger (Ohře) Graben. In: J. Büchner, V. Rappich, O. Tietz (Eds.), Basalt 2013 *Cenozoic magmatism in Central Europe*. 24th to 28th April, Görlitz/Germany: Abstracts & Excursion Guides: 70-71. Czech Geological Survey Prague & Senckenberg Museum of Natural History Görlitz.

Badura J., Rauch M., 2014 – Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. *Geologia Sudetica* 42, No 3-189 (2014) 137-148.

Badura J., Przybylski B., Krzyszowski D., Zuchiewicz W., Farbisz J., Sroka J., 2002 — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin faults, SW Poland, in the light of geoelectrical resistivity studies. W: V. Schenk & Z. Schenková (Eds.), Recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas. *Acta Montana, A*, 20(124), *Geodynamics*: 57–65.

Badura, J., Przybylski B., Zuchiewicz W., 2004 - Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: A new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography, *Acta Geodyn. Geomater.*, 1(3/135), 7-29.

Badura, J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005, New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland, *Acta Geodyn. Geomater.*, 2(3/139), 7-15.

Badura, J., Zuchiewicz W., Štěpančíková P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007 - The Sudetic Marginal Fault: A young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, central Europe, *Acta Geodyn. Geomater.*, 4(4), 7-29.

Birkenmajer, K., Jeleńska M., Kądziałko-Hofmokr M., Kruczyk J., 1977 - Age of deep-seated fractures zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and paleomagnetic dating of Tertiary basalts, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47(4), 545-552.

Birkenmajer, K., Pecskey, Z., Grabowski, J., Lorenc, M. W., Zagożdżon, P. P., 2002 - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar ages and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72 (3): 241-253.

Birkenmajer, K., Pecskey, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P. P., 2004 - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. K-Ar ages and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 1-19.

Cacace M., Bayer U., Marotta A.M., 2009 - Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic evolution of the Central European Basin System (CEBS): Constraints from numerical modelling. *Tectonophysics*, **470**: 105-128.

Cwojdzinski S., Jodłowski, S., 1982 - "Plamowe" koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 341, 203-222.

Danišík, M., Migoń P., Kuhlemann J., Evans N.J., Dunkl I., Frisch W., 2010 - Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., central Europe, *Geomorphology*, 117, 78-89, doi:10.1016/j.geomorph.2009.11.010.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012 - Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: An example of the Sudetic Marginal Fault(Bohemian Massif, central Europe). *Tectonics*, 31, TC2003, doi:10.1029/2011TC003012.

Grocholski A., 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta. Univ. Wratislaviensis, Pr. Geol. Miner.*, 6: 89–103.

Jarosiński M., Poprawa P. Ziegler P.A., 2009 — Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, 53 (1): 3–26.

Kasiński J., 1984 – Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Przeegl. Geol.* 373: 260-268.

Kley J., Voigt T., 2008 - Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology* 36, 11.

Krzyszkowski D., Przybylski B., Badura J., 2000 — The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (south western Poland). *Geomorphology*, 33(2000): 149–166.

Matl K., Śmigielska T., 1977 — Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia-Poland). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1: 11-25.

Mroczkowski J., Ostaficzuk S., 1981 – A ring structure near Złotoryja-Świerzawa-Jawor (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. de la terre*, 29; 2.

Reicherter, K., Froitzheim, N., Jarosiński, M., Badura, J., Franzke, H.-J., Hansen, M., Hübscher, H., Müller, R., Poprawa, P., Reinecker, J., Stackebrandt, W., Voigt, T., Von

Eynetten, H., Zuchiewicz, W., 2008 - Alpine tectonics north of the Alps. In: McCann, T. (Ed.), *The Geology of Central Europe*. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society, London, pp. 1233–1285.

Sobczyk A., Danišik M., Aleksandrowski P., Anczkiewicz A., 2015 - Post-Variscan cooling history of the central Western Sudetes (NE Bohemian Massif, Poland) constrained by apatite fission-track and zircon (U-Th)/He thermochronology. *Tectonophysics* 649, 47–57.

Solecki, A.T., 1986 - *Tektonika dysjunktywna i jej wpływ na warunki występowania kopalin w synklinorium północnosudeckim*. Niepubl. rozprawa doktorska, maszynopis, Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego, 152 s.

Solecki A.T., 1994 – Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1618, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 45: 1-60.

Solecki A., 2011 – Rozwój strukturalny epiwarwaryjskiej pokrywy platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. W Żelaźniewicz A., Wojewoda J., Ciężkowski W. (red.) – *Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska*, WIND, Wrocław: 19-36.

Stackebrandt W., 2004 - Zur Neotektonik in Norddeutschland. *Z. geol. Wiss.*, 32, 2–4: 85-95. Berlin.

10.3. Budowa i struktura wewnętrzna stref tektonicznych (uskokowych i spękaniaowych)

10.3.1. Wstęp

Celem tego przeglądowego podrozdziału jest dostarczenie czytelnikowi teoretycznej podbudowy do prowadzenia analizy strukturalnej i hydrogeologicznej tektonicznych struktur kruchych, zwanych często niecałkiem formalnie *strefami tektonicznymi* – uskoków i stref uskokowych (ang. *faults, fault zones*), spękań (ang. *joints*) i stref koncentracji spękań (ang. *fracture zones*), w tym tzw. korytarzy spękaniaowych (ang. *fracture corridors*), tak pod względem ich geometrii i budowy wewnętrznej, jak i zdolności do kanalizowania przepływu płynów. Omówiono tu szereg wyników współczesnych badań geologiczno-strukturalnych, opisujących dobrze odsłonięte strefy tektoniczne, zapoznanie się z którymi ułatwia syntezę informacji dotyczących wykształcenia stref deformacji kruchej, uwzględniającej opis ich wykształcenia, różnorodność rozwoju geometrycznego oraz znajomość szerokiego spektrum rozwoju tych stref. Przypadki analizowane w tej części raportu są, przynajmniej w części, odpowiednikami rozpoznawanych przy realizacji zadania PSG „Młode strefy tektoniczne...” za pomocą pośrednich metod geofizycznych i geologicznych sudeckich stref tektonicznych. Z tego względu oraz z uwagi na niską zazwyczaj jakość odsłoneń badanych w Sudetach struktur tektonicznych, przy ich opisie i interpretacji niezbędne jest szerokie odwołanie się do literatury przedmiotu. Podstawowym kryterium wyboru materiałów literaturowych do sporządzenia tej części raportu, stanowiło prognozowane podobieństwo opisywanych w nich struktur i ich charakterystyk do takich spodziewanych w warunkach budowy geologicznej obszaru sudeckiego. Zgodnie z właściwą dla obszaru Sudetów charakterystyką przeważającego typu podłoża i wynikającymi z niej warunkami występowania większości przejawów podziemnych wód głębokiego krążenia, w tym termalnych, w Sudetach, które związane są z głębokimi strefami uskokowymi i skoncentrowanym przepływem tych wód, w rozdziale tym pominięty jest wpływ porowatości i przepuszczalności skał związany z przestrzeniami międzyziarnowymi. Uwaga autorów koncentruje się, natomiast na przepływach w ośrodkach szczelinowym, wykorzystujących *porowatość szczelinową*, gdzie praktycznie jedynymi dostępnymi drogami krążenia wód są różnego rodzaju i wielkości szczeliny (uskoki, spękania, mikrospękania i strefy ich koncentracji) wytworzone przez tektoniczną deformacją kruchą ośrodka skalnego.

Strefy uskokowe (*fault zones*) są strukturalnie anizotropowymi i litologicznie niejednorodnymi nieciągłościami w górnej części skorupy ziemskiej (Caine, et al., 1996). Składają się na nie dwa główne elementy: strefa głównego ślizgu (*fault core*) oraz strefa

zniszczenia (*fault damage zone*). Strefa głównego ślizgu powstaje poprzez propagację i nukleację mniejszych nieciągłości, realizują się w niej największe przemieszczenia. Strefa zniszczenia jest rezultatem powstawania, rozrastania się i ewolucji strefy głównego ślizgu. Stosunek wielkości oraz rozłożenia tych dwóch głównych elementów kontroluje przepływ płynów w strefie uskokowej i przyuskokowej. Strefa zniszczenia jest uznawana za kluczowy czynnik warunkujący wiele procesów i zjawisk geologicznych oraz kontrolujących je parametrów, takich jak (Choi, et al., 2016):

- deformacje związane z powstawaniem uskoków (Wilson, et al., 2003)
- dystrybucja odkształceń i historia deformacji regionu (Walsh, et al., 1991)
- trzęsienia ziemi (Choi, et al., 2012)
- przepuszczalność skał skorupy ziemskiej, która kontroluje przepływ wód podziemnych (Cilona, et al., 2015), powstawanie złóż węglowodorów (Aydin, 2000), rud złota (Sillitoe, 1997) czy efektywność sekwestracji CO_2 (Dockrill, Shipton, 2010).

Informacje na temat architektury oraz parametrów geometrycznych stref uskokowych mogą być pozyskane z map strukturalnych, obserwacji terenowych czy analizy mikrostrukturalnej. Struktura strefy zniszczenia jest bezpośrednio powiązana z ewolucją uskoku. W wielu pracach można odnaleźć próby korelacji pomiędzy ewolucją uskoków a szerokością ich strefy zniszczenia oraz przemieszczeniem (Choi, et al., 2016).

10.3.2. Struktury tektoniczne odpowiadające za przepływ w ośrodku nieprzepuszczalnym

Pojedyncza szczelina (szczelina albo spękanie) jest w naszych rozważaniach podstawową strukturą umożliwiającą przepływ w ośrodku. Do realizacji jakiegokolwiek przepływu niezbędna jest apertura, czyli rozwarcie szczeliny (przynajmniej częściowe), a zatem ważną rolę odgrywa też szorstkość powierzchni spękania oraz wzajemne przemieszczenie ścian spękania. Nawet przy bardzo dużych szorstkościach, przy braku jakiegokolwiek przemieszczenia, ściany spękania będą ściśle do siebie przylegać, tym samym uniemożliwiając przepływ. Wiele prac modelowych, zarówno analogowych (Kishida, et al., 2013), jak numerycznych (Auradou, et al., 2006; Briggs, et al., 2014; Zou, et al., 2017), pokazuje zależność pomiędzy aperturą a przepływem realizującym się w szczelinie. Istotnym czynnikiem jest również występowanie, jak i rodzaj połączeń pomiędzy poszczególnymi

spękaniem. Determinuje to możliwości krążenia wód w skali całego ośrodka (Gong, Rossen, 2016; Huang, et al., 2018).

Spękania ciosowe (*joints*) - zbiór spękań wykazujących pewne uporządkowanie przestrzenne najczęściej w postaci zespołów lub systemów spękań (minimum 2 nakładające się zespoły). Do najczęstszych systemów spękań należą: system ortogonalny oraz romboidalny (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Charakterystyczne dla spękań ciosowych jest ich występowanie w miarę równych odstępach (*spacing*). Klasycznym przykładem ciosu są 3 zespoły spękań występujące w granitach (Cloos, 1928) gdzie obserwuje się dwa pionowe zespoły spękań przecinające się pod kątem 90 oraz jeden poziomy. W naszych rozważaniach spękania ciosowe mają duże znaczenie, gdyż stanowią tło. W „nieprzepuszczalnych” skałach krystalicznych z racji bardzo pospolitego występowania cios jest podstawową strukturą złożoną, mogącą umożliwić przepływ płynów.

Korytarze spękań (*fracture corridors, fracture zones, fracture swarms, joint zones, joint clusters* (Ogata, et al., 2014) – terminologia jest zależna od autorów i nie zawsze jednoznaczna. Określenie „*fracture corridor*” pojawia się w pracy: Ogata, et al. (2014) w odniesieniu do strefy uskokowej wraz ze strefą zniszczenia, podczas gdy: Cilona, et al. (2016) wyraźnie oddzielają je od pojęcia stref uskokowych. W podziale, jaki proponujemy w tym opracowaniu, przez korytarze spękań rozumiemy - strefy zagęszczonego występowania spękań, w których nie obserwuje się wyraźnych makroskopowych przemieszczeń. W morfologii terenu charakteryzują się zazwyczaj negatywnym reliefem co związane jest z ich dużą przepuszczalnością (stanowią drogę infiltracji wód powierzchniowych) a w efekcie podatnością na erozję. W strefach takich nie obserwuje się zazwyczaj makroskopowych przemieszczeń na poszczególnych spękaniach; często składają się one ze spękań ekstensyjnych, które wzrastały (propagowały) zgodnie z tzw. modelem I wzrostu szczelin (ang. *mode I crack propagation* – np. Lawn, 1993; Anderson, 1995) , o czym świadczą struktury pierzaste na ich powierzchniach. Ewentualnie obserwowane przemieszczenia są znikome, rzędu milimetrów lub pojedynczych centymetrów, w przypadku braku wypełnienia spękania przez mineralizację może zachodzić podejrzenie, że przemieszczenie jest efektem czysto egzogenicznym, związanym z wietrzeniem i odprężeniem ośrodka. Wielkości tak rozumianych korytarzy spękań mogą wahać się znacząco, jednak zazwyczaj są to struktury o szerokości kilku metrów i długości dziesiątek metrów (Cilona, et al., 2016), co potwierdzają również własne obserwacje terenowe przeprowadzone w kamieniołomach granitu masywu Strzegom – Sobótka. Dostrzegalną cechą korytarzy spękań jest ich przestrzenna powtarzalność (Bisdom, et al., 2014; Cilona, et al., 2016; Le Garzic, et al., 2011).

Spękania związane z wydzieleniami litologicznymi - ze względu na odmienne parametry mechaniczne poszczególnych ośrodków, ważnym czynnikiem decydującym o rozkładzie spękań może być odmienne wykształcenie litologiczne lub istnienie granic pomiędzy tymi wydzieleniami. O ile spękania tego typu ograniczone do warstwy (*strata bound*) są charakterystyczne dla warstwowych skał osadowych, o tyle zmiana zagęszczenia spękań może być również związana z występowaniem intruzywnych skał żyłowych (Senger, et al., 2015). Skały żyłowe wykazujące odmienne parametry mechaniczne od skał otoczenia, reagują odmiennie na naprężenia i mogą pewnych okolicznościach wykazywać większy stopień spękania od skał otoczenia tworząc swego rodzaju korytarze spękań. Dodatkowym czynnikiem determinującym zagęszczenie sieci spękań w okolicach, jak i wewnątrz żył jest fakt ich częstego ulokowania w obrębie już istniejących stref dyslokacji.

Strefy uskokowe (*fault zones*) - składające się z wielu powierzchni nieciągłości, na których doszło do przemieszczenia mas skalnych w wyniku ścinania (Childs, et al., 2009; Davatzes, Aydin, 2003). W obręb strefy uskokowej można zaliczyć również otaczającą ją strefę zniszczenia oraz uskoki potomne. Podręcznikowa (Dadlez, Jaroszewski, 1994) definicja uskoku jako pojedynczej płaskiej lub listrycznej powierzchni na której realizowane jest przemieszczenie jest bardzo zgrubnym uproszczeniem. W rzeczywistości „uskok” składa się z wielu, często undulujących i anastomozujących powierzchni, na których realizowane jest przemieszczenie w różnych skalach (Candela, et al., 2012). Wyznaczenie szerokości strefy uskokowej jest problematyczne. Childs, et al. (2009) definiują ją jako dystans pomiędzy dwoma sąsiednimi kinematycznie powiązаныmi powierzchniami uskokowymi o zbliżonej orientacji i zrzucie, które można wskazać w odsłonięciu. Ta definicja szerokości pasuje przede wszystkim do anastomozującej strefy uskokowej i nie obejmuje strefy zniszczeniowej, jest również problematyczna do zastosowania w przypadku strefy uskokowej o jednej nadrzędnej powierzchni przemieszczenia otoczonej strukturami potomnymi typu uskoców antytetycznych (

Figura 10.3. 1). Wykształcenie stref uskokowych może być bardzo skomplikowane i zmienne zależnie od analizowanego przypadku. Dlatego też przedstawiamy tu głównie ich schematyczny opis. Pod względem reologicznym strefy uskokowe możemy podzielić na dwie grupy: kruche (*brittle*) i podatne (*ductile*). Pierwsze, reprezentowane są przez przerwania ciągłości ośrodka skalnego na skutek koncentracji naprężeń, zaś drugie przez wzajemne przemieszczenie fragmentów ośrodka bez przerwania jego ciągłości. W opracowaniu rozważane są struktury kruche ze względu na możliwość krążenia w nich wód. Ze względu na charakter (kinemetykę) wzajemnych przemieszczeń ich skrzydeł, uskoki można podzielić na

normalne (*normal*), powstałe przez rozciąganie skorupy ziemskiej, odwrócone (*reverse*) - przez skracanie skorupy oraz przesuwczcze (*strike-slip*). Poszczególne typy kinematyczne uskoku charakteryzują odmienne reżimy naprężeń, w których położenie pionowe zajmują, odpowiednio, największe ściskające naprężenie główne σ_1 , najmniejsze ściskające naprężenie główne σ_3 oraz, pośrednie naprężenie główne σ_2 .

W celu omówienia budowy strefy uskokuwej, na figurach 10.3.1 i 10.3.2 przedstawiono przykładowy model koncepcyjny strefy uskokuwej związanej z przemieszczeniem przesuwczym (Choi, et al., 2016; Mitchell, Faulkner, 2009). Głównymi elementami strefy uskokuwej (*fault zone*) są: strefa głównego ślizgu (*fault core*), strefa zniszczenia (*damage zone*), uskoki potomne (*secondary faults*) oraz, otaczająca całość, niezmodyfikowana przez tektoniczną aktywność uskoku skała macierzysta (*host rock*). Strefa głównego ślizgu jest rezultatem działania silnie zlokalizowanych odkształceń i sił ścinających, powodujących przesuwanie się mas skalnych względem powierzchni ślizgowych (*slip surfaces*) w obrębie stref działania tych sił (*shear zones*). Na skutek dużych przemieszczeń materiału skalnego w obrębie strefy głównego ślizgu występują tektonicznie wytworzone odmiany skalne, takie jak: mączki (*gouges*) i brekcje tektoniczne (*breccias*) oraz kataklazyty (*cataclasites*) i ultrakataklazyty (*ultracataclasites*) oraz inne, które omówione są szerzej w Rozdziale 10.3.3. Niekiedy strefa głównego ślizgu może składać się z kilku

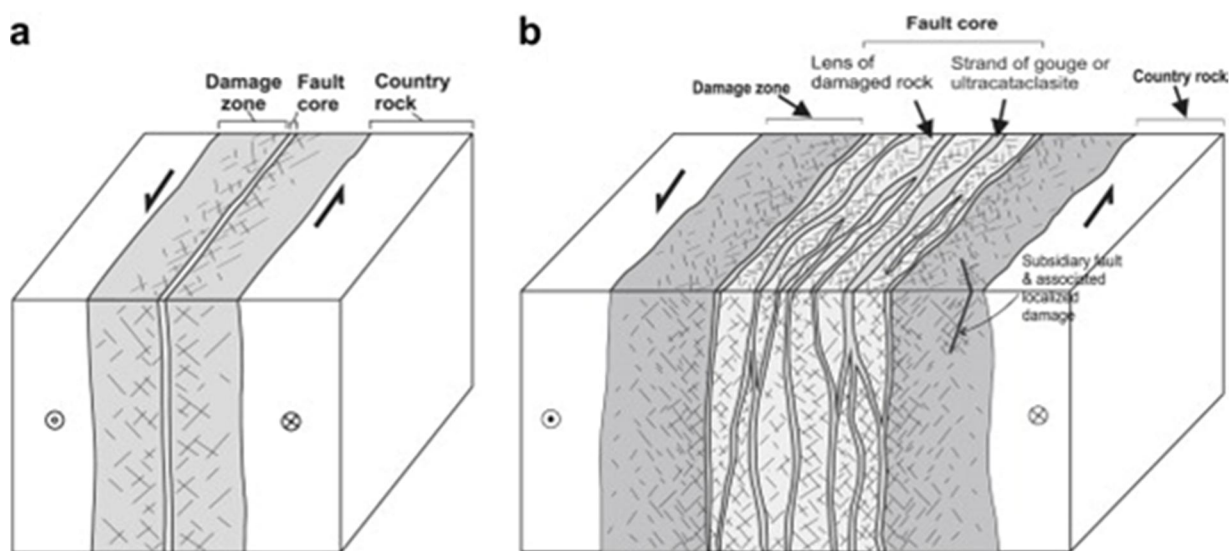


Figura 10.3. 1. Model budowy strefy uskokuwej złożonego z jednego (a) oraz kilku (b) uskokuw (wg: Mitchell, Faulkner 2009).

uskoków, jak przedstawiono na figurze 10.3.1. Strefa zniszczenia charakteryzuje się znacznie mniejszymi odkształceniami i przemieszczeniami w porównaniu ze strefą głównego ślizgu i zawiera w sobie struktury takie jak: uskoki wtórne (*subsidiary faults*), spękania (*fractures*), żyły (*veins*), fałdy (*folds*), które są opisane w Rozdziale 10.3.3 i są skutkiem przenoszenia odkształceń przez ośrodek skalny z centrum strefy uskokowej.

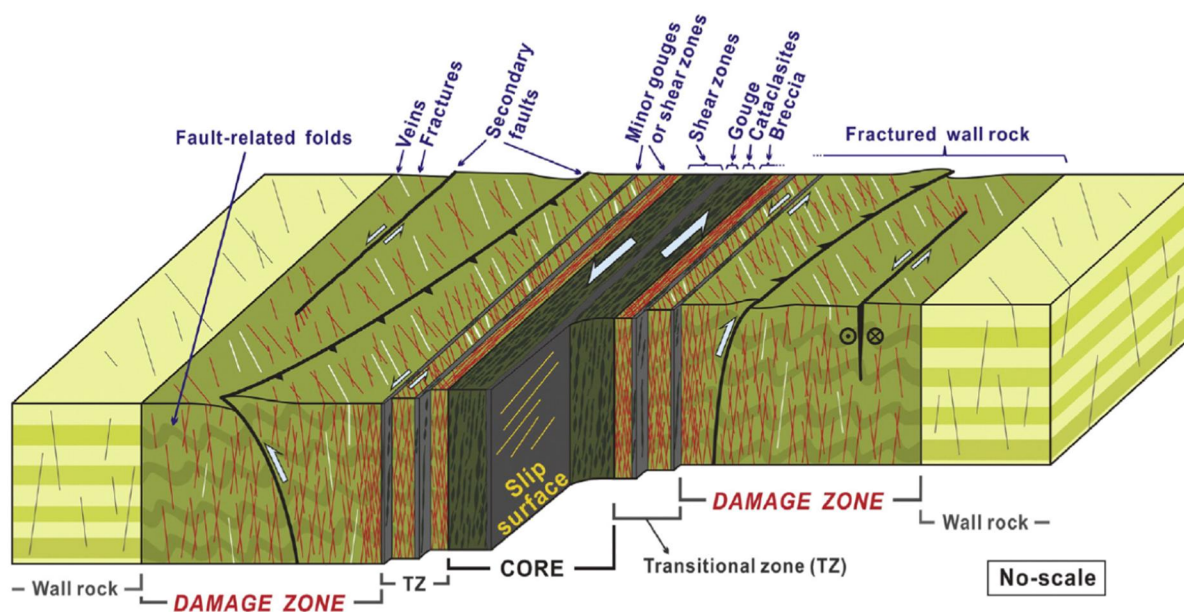


Figura 10.3.2. Model koncepcyjny budowy strefy uskokowej (wg: Choi, et al., 2016).

10.3.3. Skały w strefie uskokowej

Skały w strefie uskokowej stanowią cenne źródło informacji na temat procesów mających miejsce w głównej strefie ślizgu (Sibson, 1977). W tym rozdziale podjęto próbę opisu tych skał i powiązania ich z odpowiednimi reżimami deformacji.

Na figurze 10.3.3a przedstawiono poglądowy przekrój przez strefę uskokową w funkcji głębokości, zaś na 10.3.3b zaprezentowano cztery główne typy skał uskokowych, ich rozkład oraz geometrię strefy uskokowej.

Deformacja krucha, która dominuje głównie w górnych częściach skorupy ziemskiej, jest odpowiedzialna za powstawanie dyslokacji kruchych (*brittle faults*). Przemieszczenia związane z tą deformacją miały i kruszą skały pierwotne położone wokół uskoku, tworząc skały o niskiej lub zerowej kohezynności o coraz to większej dezintegracji, tj. megabreccje (*megabreccia*), breccje (*breccia*) oraz mikrobreccje (*microbreccia*) uskokowe i mączkę

uskokową (*gouge*). Proces przeobrażania skał obciążonych nadkładem na skutek ruchów tektonicznych, typu kruszenie, obtaczanie i przemieszczanie ziaren mineralnych lub większych fragmentów skał bez ich przebudowy chemicznej i krystalograficznej nazywa się kataklazą, a całą klasę tych skał można nazwać kataklazytami. Kataklazyty często mogą ulegać wtórnemu scementowaniu przez depozycję różnych minerałów rozpuszczonych w przepływających roztworach. Na głębokościach poniżej 1 km, wskutek intensywnego rozkruszania i tarcia skał wyjściowych wydzielają się duże ilości ciepła, które prowadzą do zeszklenia drobnoziarnistych okruchów skalnych i powstania pseudotachylitów (*pseudotachylites*).

Na dużych głębokościach, warunkach podwyższonej temperatury i ciśnienia, analogicznie do kataklazytów i pseudotachylitów powstają mylonity (*mylonites*), będące efektem deformacji podatnej. Charakterystycznymi strukturami występującymi w mylonitach są foliacja mylonityczna i towarzysząca jej lineacja mylonityczną (Cymerman, 1998).

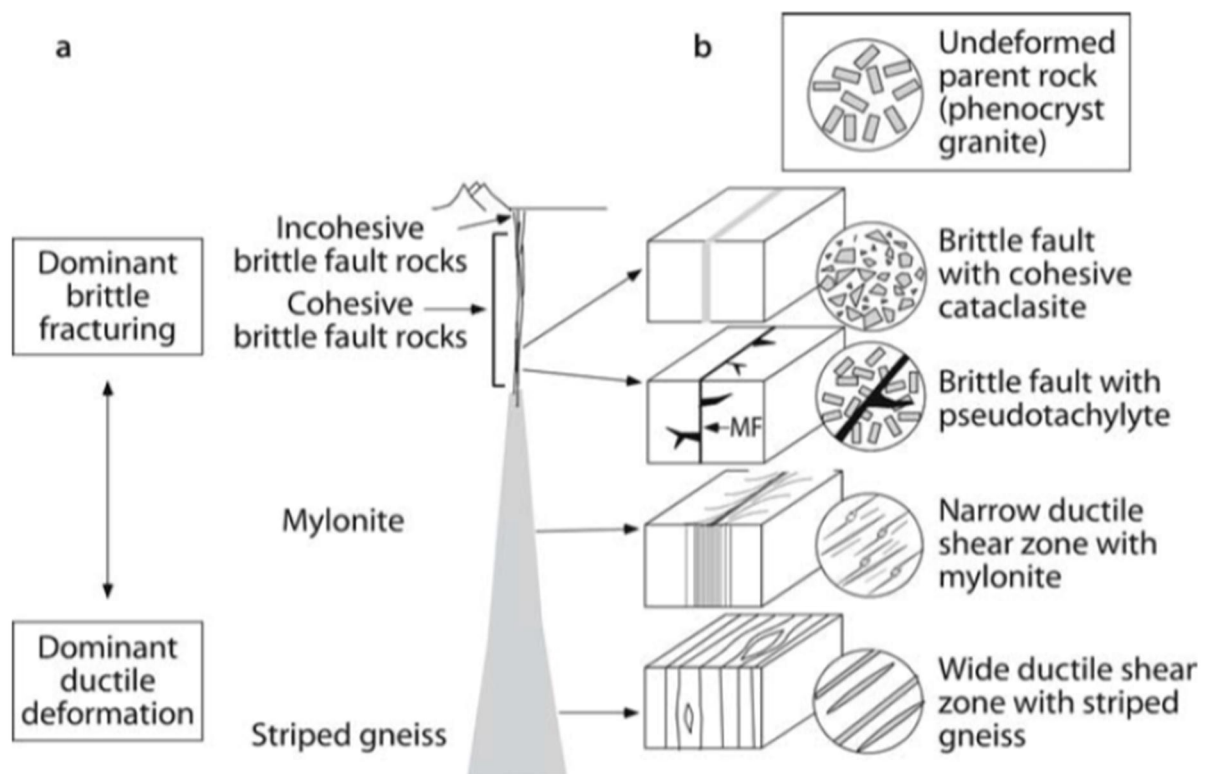


Figura 10. 3. 3. Główne typy skał występujące w strefach uskokowych (wg: Passchier, Trouw, 2005).10.3.4. Budowa a przepuszczalność dyslokacji kruchych.

10.3.4. Budowa a przepuszczalność dyslokacji kruchych

10.3.4.1. Przepływ w spękaniach ciosowych

W warunkach, w których nie występują znaczące naprężenia dyferencjalne, obserwujemy właściwie płaską hierarchię struktur, zależną od gęstości systemu spękań, ich wzajemnych połączeń oraz charakterystyki poszczególnych spękań (apertura, mineralizacja, szorstkość). Na figurze 10.3.4c jako analog przedstawiono uskoki z płaską hierarchią struktur przyuskokowych, na którą składa się sieć podobnych, krzyżujących się ze sobą spękań. Zwykle gęstość spękań ciosowych znacznie maleje wraz ze wzrostem głębokości (cios odprężeniowy), więc najistotniejszą rolę odgrywać będą one w strefie przypowierzchniowej jako podstawowe drogi infiltracji wód. W takim przypadku zakładając, w miarę równe lub uśrednione parametry spękań (długość, wysokość, gęstość) to ilość i jakość połączeń pomiędzy poszczególnymi spękaniemami determinowała będzie przepuszczalność.

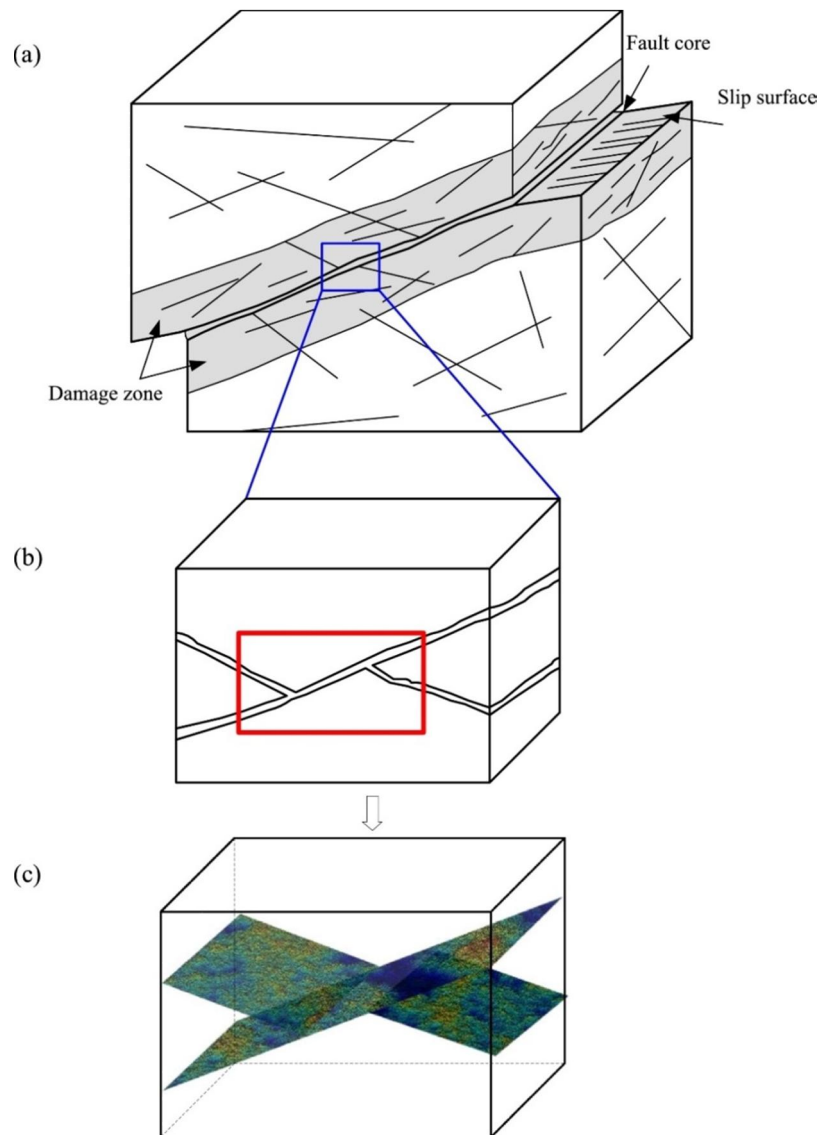


Figura 10.3.4. (a) Schematyczny rysunek przemieszczenia na uskoku, (b) widok skrzyżowanych spękań wokół uskoku, (c) model numeryczny dwóch skrzyżowanych spękań (kolorami oznaczono szorstkość szczeliny - im cieplejszy kolor, tym większa apertura szczeliny). (Źródło: Huang, et al., 2018).

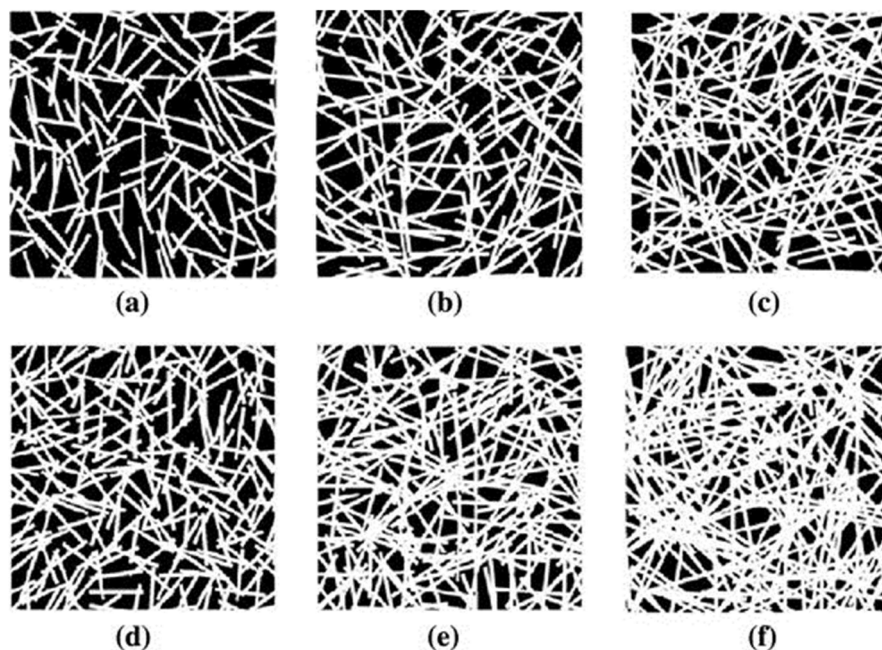


Figura 10.3.5. Syntetyczne sieci spękań dla różnych gęstości i długości spękań: (a) gęstość = 0.4, długość = 4; (b) gęstość = 0.4, długość = 6; (c) gęstość = 0.4, długość = 8; (d) gęstość = 0.6, długość = 4; (e) gęstość = 0.6, długość = 6; (f) gęstość = 0.6, długość = 8. Dla wszystkich spękań przyjęto rozwarcie $b = 0.3\text{cm}$. (Źródło: Yin, Zhao, 2016).

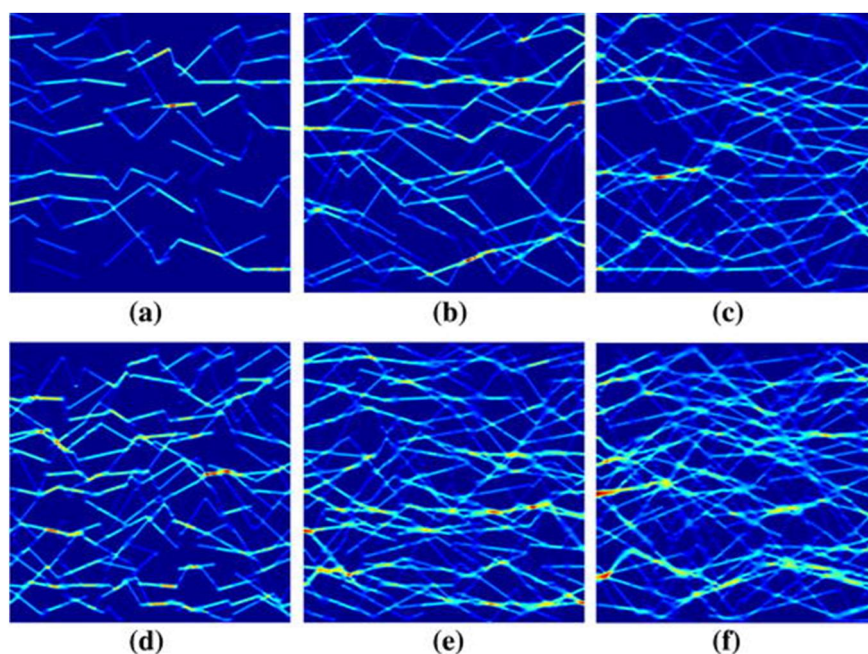


Figura 10.3.6. Pola przepływu przez sieci spękań prezentowane na Fig. 10.3.5 (im cieplejszy kolor, tym szybszy przepływ). (Źródło: Yin, Zhao, 2016).

Figura 10.3.5 przedstawia syntetyczne sieci spękań w 2D dla różnej gęstości i długości spękań, zaś na figurze 10.3.6 prezentowane są dla nich pola przepływu. Przepływ napędzany jest różnicą ciśnień przyłożoną między lewą i prawą granicą bloku, przy czym przepływ odbywa się od lewej strony do prawej. Figura 10.3.6 pokazuje, że przepływ w znacznej mierze zależy od gęstości i długości spękań, a niepołączone lub słabo połączone regiony sieci spękań nie biorą udziału w przewodzeniu płynu.

W przypadku analizy wpływu zakończeń spękań i sposobu ich przecięć między sobą na finalną przepuszczalność, stosować można podejście analogiczne do opisanego w ostatnim akapicie podrozdziału 10.3.4.3. Przepływ w strefie uskokowej, gdzie rozważany jest wpływ typów zakończeń „I”, „Y” oraz „X”.

10.3.4.2. Przepływ w korytarzach spękań

Korytarze spękań (Figura 10.3.7) w rozważaniach przepływu, jako jednostka nadrzędna w stosunku do spękań ciosowych i podrzędna w stosunku do stref uskokowych, są pospolicie występującą często periodyczną strukturą opisywaną w wielu typach skał (Bisdorn, et al., 2014; Le Garzic, et al., 2011; Roy, et al., 2010; Welch, et al., 2015). W porównaniu do spękań ciosowych charakteryzują się dużą przewodnością (zagęszczenie połączonych spękań) i znacznym zasięgiem (dziesiątki - setki metrów); dodatkowo nie występują w nich strefy kataklazy oraz mączki uskokowe, a co za tym idzie, nie stanowią one poprzecznej bariery dla przepływu. Lokalizacja korytarzy spękań może być związana z występowaniem „zależka” uskoku, intruzji żyłowych (Senger, et al., 2015), przegubów fałdów lub zakończeń uskoków (*fault tips*) (Ogata, et al., 2014). Ze względu na swą powszechność, stanowić mogą ważne drogi infiltracji wód powierzchniowych, jak i dalszego ich przepływu w głąb ośrodka skalnego lub poziomej migracji wód.

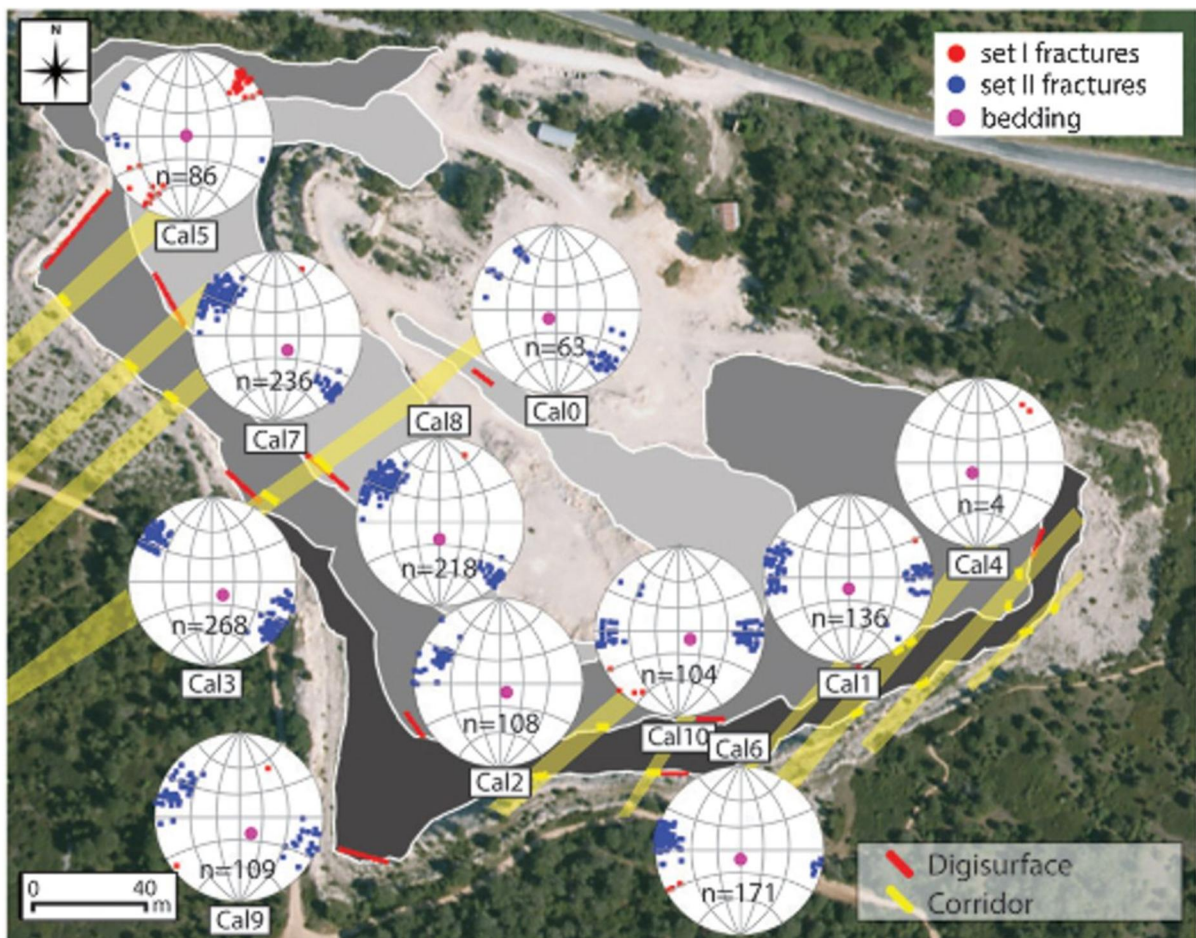


Figura 10.3.7. Przykład rozmieszczenia korytarzy spękań w kamieniołomie wapienia (Źródło: Bisdom, et al., 2014)

10.3.4.3. Przepływ w strefie uskokowej

Istnieje wiele czynników, które mogą wpływać na przepływ w obrębie strefy uskokowej. Caine (1996) przedstawił klasyfikację budowy stref uskokowych ze względu na ich przepuszczalność (Figura 10.3.8). Klasyfikacja opiera się na czterech głównych grupach: zlokalizowanej przewodności (*localized conduit*), rozproszonej przewodności (*distributed conduit*), mieszanej przewodności-rezystywności (*combined conduit-barrier*) oraz zlokalizowanej rezystywności (*localized barrier*). Grupa zlokalizowanej przewodności charakteryzuje się słabo wykształconą strefą ślizgu głównego oraz słabo wykształconą strefą zniszczenia. Najczęściej do tej grupy zalicza się strefy uskokowe z wieloma małymi uskokiemi, wzdłuż których odbywa się przepływ. W grupie rozproszonej przewodności, strefa ślizgu głównego jest słabo wykształcona, natomiast strefa zniszczenia posiada gęstą sieć drożnych spękań, przepływ odbywa się poprzez obie struktury. W modelu mieszanej

przewodności-rezystywności, zarówno strefa ślizgu głównego, jak i strefa zniszczenia są dobrze rozwinięte; pierwsza z nich działa jak bariera dla przepływu natomiast druga, jako dobry przewodnik. Na cechy związane z ostatnią grupą składają się: bardzo rozwinięta strefa ślizgu głównego i praktycznie brak strefy zniszczenia. Przepływ w tej grupie będzie hamowany przez strefę ślizgu głównego. Caine, et al. (1996) zaproponowali sposób przypisania rozważanego uskoku na podstawie szerokości strefy ślizgu głównego oraz strefy zniszczenia do odpowiedniej grupy oraz dokonał klasyfikacji wybranych uskokuw.

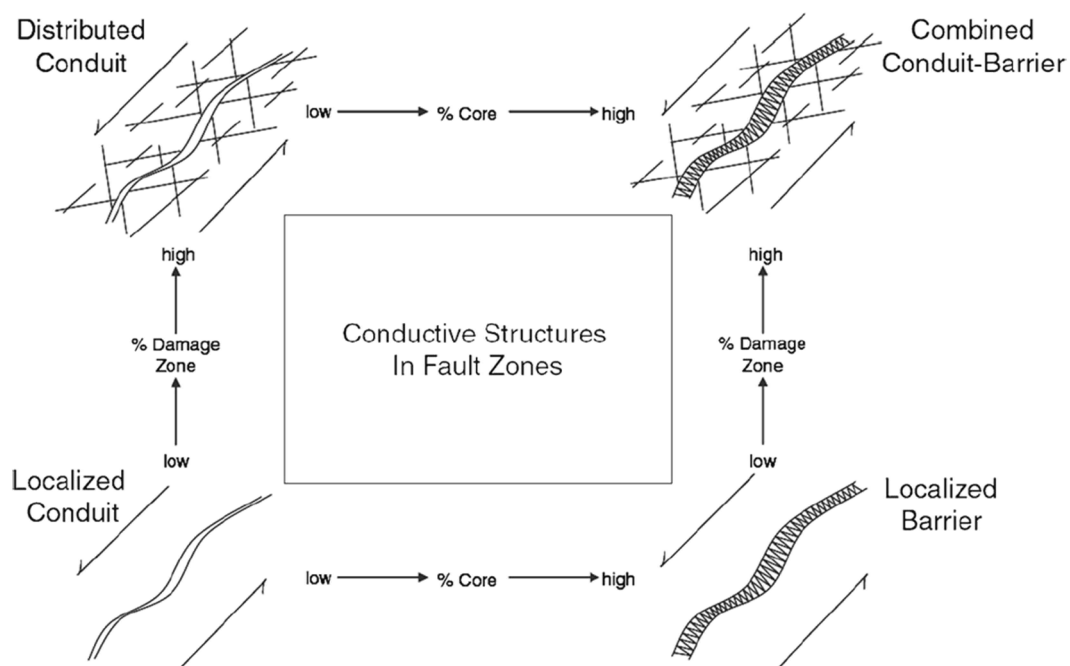


Figura 10. 3. 8. Schemat koncepcyjny dla przepuszczalności różnych geometrii stref uskokuw (za: Barani, et al., 2014; Caine, et al., 1996).

W systemach uskokuw głównie typu zlokalizowanej przewodności (wg. klasyfikacji Caine'a), gdzie mamy do czynienia z obecną ale słabo wykształconą strefą ślizgu głównego oraz słabo wykształconą strefą zniszczenia, połączenia między poszczególnymi uskokuwami warunkowane są przez ich wzajemną orientację, typ zakończenia oraz położenie (Manzocchi, et al., 1998). Najczęściej system uskokuw zdominowany jest przez dwie lub więcej głównych rodzin orientacji, z pojedynczymi uskokuwami, które charakteryzują się niewielkimi odchyłkami od głównych orientacji. Połączenia poszczególnych uskokuw w systemie uskokuw są dzielone na trzy główne typy: X, Y oraz I (Antonellini, Aydin, 1994; Dershowitz, Einstein, 1988; Manzocchi, et al., 1998). Typ X reprezentuje przecięcia się dwóch uskokuw, typ Y

odpowiada rozgałęzieniom uskoków lub sytuacji, kiedy jeden z uskoków kończy swój bieg na innym, zaś typ I odpowiada pojedynczym, izolowanym uskokom. Na figurze 10.3.9 zwizualizowano wpływ wyżej wymienionych czynników geometrycznych na ilość połączeń pomiędzy poszczególnymi uskokami. Najbardziej istotny wpływ na ilość połączeń ma orientacja uskoków (Figura 10.3.9b), gdyż w przypadku gdy większość uskoków jest względem siebie równoległa połączeń między nimi praktycznie nie będzie. W przypadku, gdy zwiększymy ilość połączeń typu I oraz Y w stosunku do typu X, liczba wzajemnych przecięć uskoków ulegnie zmniejszeniu (Figura 10.3.9c). Zmiana położenia uskoków nie wpływa drastycznie na liczbę połączeń, ale reguluje wielkość komórek skalnych (*fault compartments*) otoczonych przez uskoki (Figura 10.3.9d). Manzocchi, et al. (1998), w nawiązaniu do piaskowców (wysoka przepuszczalność matrycy skalnej w porównaniu z przepuszczalnością uskoków – kontrast na poziomie 1000), badali przy użyciu symulacji numerycznych wpływ wzajemnej orientacji oraz zakończeń uskoków na wypadkową przepuszczalność ośrodka.

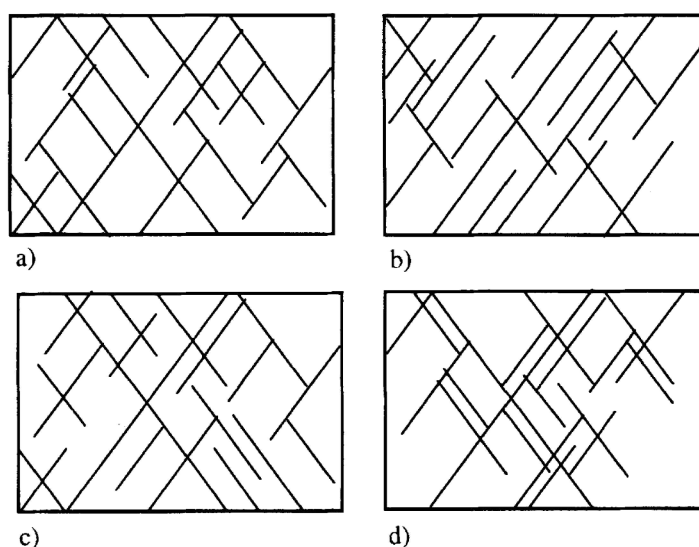


Figura 10. 3. 9. Wpływ geometrii uskoków na wzajemne połączenia uskoków (źródło: Manzocchi, et al. 1998): (a) Wyjściowy zestaw danych; (b) Efekt orientacji uskoków; (c) Efekt dominującego typu zakończenia uskoku; (d) Efekt położenia uskoków.

Na figurze 10.3.10a pokazano, przepuszczalność malejącą nieliniowo wraz z wyrównywaniem się proporcji pomiędzy występującymi rodzinami orientacji (*orientation population density ratio x*). I tak, kiedy $x = 1$, proporcje pomiędzy dwiema rodzinami orientacji są takie same, zaś przy $x = 0$ występuje tylko jedna rodzina orientacji. Na figurze 10.3.10b zaprezentowano znaczenie udziału poszczególnych zakończeń uskoków dla przepływu i - dla rozważanego przykładu - najwyższe przepuszczalności uzyskuje się przy

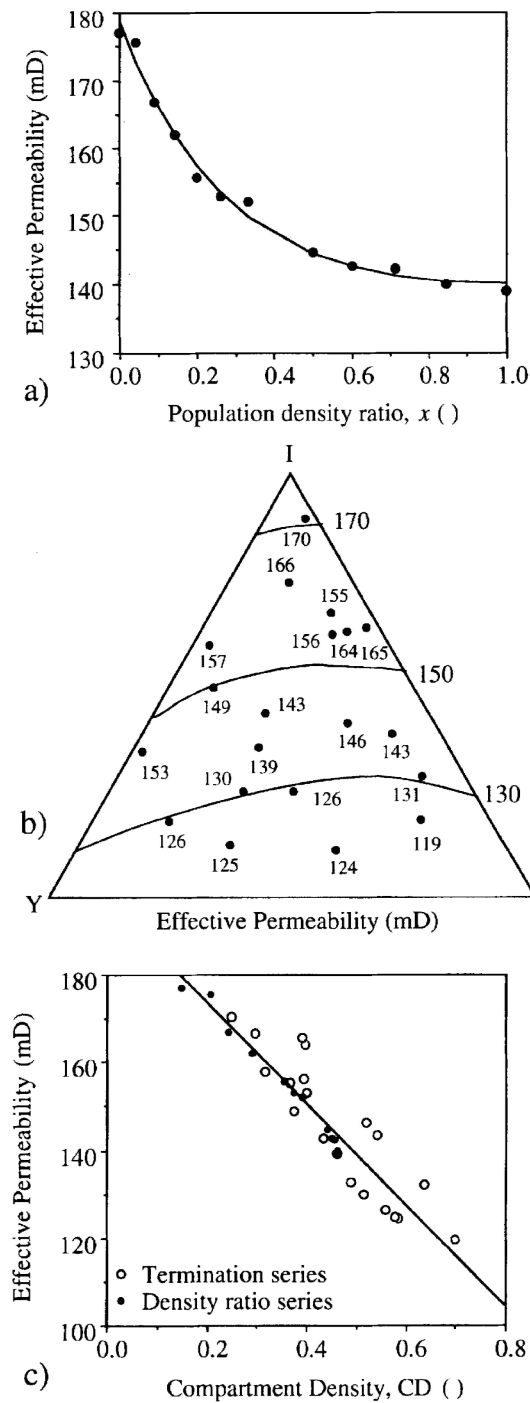


Figura 10.3.10. Wpływ właściwości geometrycznych systemu uskoków na efektywną przepuszczalność efektywną (za: Manzocchi, et al., 1998) (a) Przepuszczalność vs współczynnik gęstości orientacji; (b) Zależność przepuszczalności od proporcji typów zakończeń uskoków XYI w systemie uskokowym; (c) Przepuszczalność w funkcji miary gęstości komórek skalnych wyodrębnionych przez uskoki CD (compartment density).

zakończeniach typu I, jako że przepływ realizuje się w głównej mierze w matrycy skalnej a uskoki działają tutaj jak bariera dla przepływu. Ostatecznie, na figurze 10.3.10c pokazano

liniową zależność przepuszczalności od współczynnika łączącego wyżej wspomniane cechy geometryczne (*compartment density CD*), który charakteryzuje wielkość bloków ograniczonych systemem uskoku.

10.3.4.4. Przykładowe modele strefy uskokuwej

System uskoku i towarzyszących im mikrospeków w granodiorytach na pustyni Atakama (północne Chile) opisali (Mitchell, Faulkner, 2012). Autorzy ci, zestawiając dane obserwacyjne z badaniami w laboratoryjnymi (trójosiowe ścisnienie rdzenia z jednoczesnym pomiarem przepuszczalności) przedstawiają zależność gęstości speków od odległości od strefy głównego ślizgu dla uskoku o różnej wartości przemieszczenia względnego skrzydeł ($D = 0.0012 - 5000m$). Figura 10.3.11 przedstawia architekturę wyżej wspomnianej strefy uskokuwej dla przemieszczenia względnego skrzydeł $D = 5000m$. Strefa zniszczenia składa się głównie z gęstej sieci mikrospeków, której gęstość maleje stopniowo wraz z oddaleniem się od

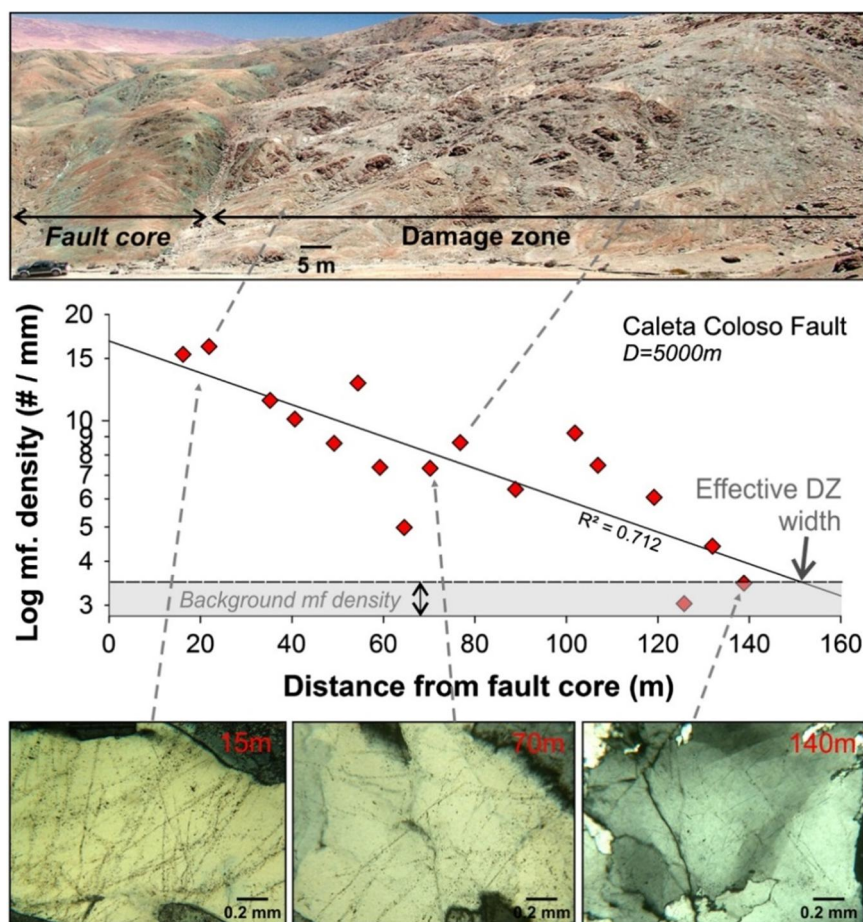


Figura 10.3.11. Geometria strefy uskokuwej wraz siecią mikrospeków w obrębie strefy zniszczenia (wg: Mitchell, Faulkner, 2012). Prezentowany uskoku ma charakter przesuwczy, a względne przesunięcie jego skrzydeł wynosi 5000 m.

strefy głównego ślizgu. Oszacowaną przepuszczalność strefy zniszczenia wokół wyżej wspomnianego uskoku oraz dla uskoku o mniejszych przesunięciach skrzydeł przedstawia Figura 10.3.12. Jak można było się spodziewać, przepuszczalność liniowo maleje w miarę oddalania się od centrum uskoku.

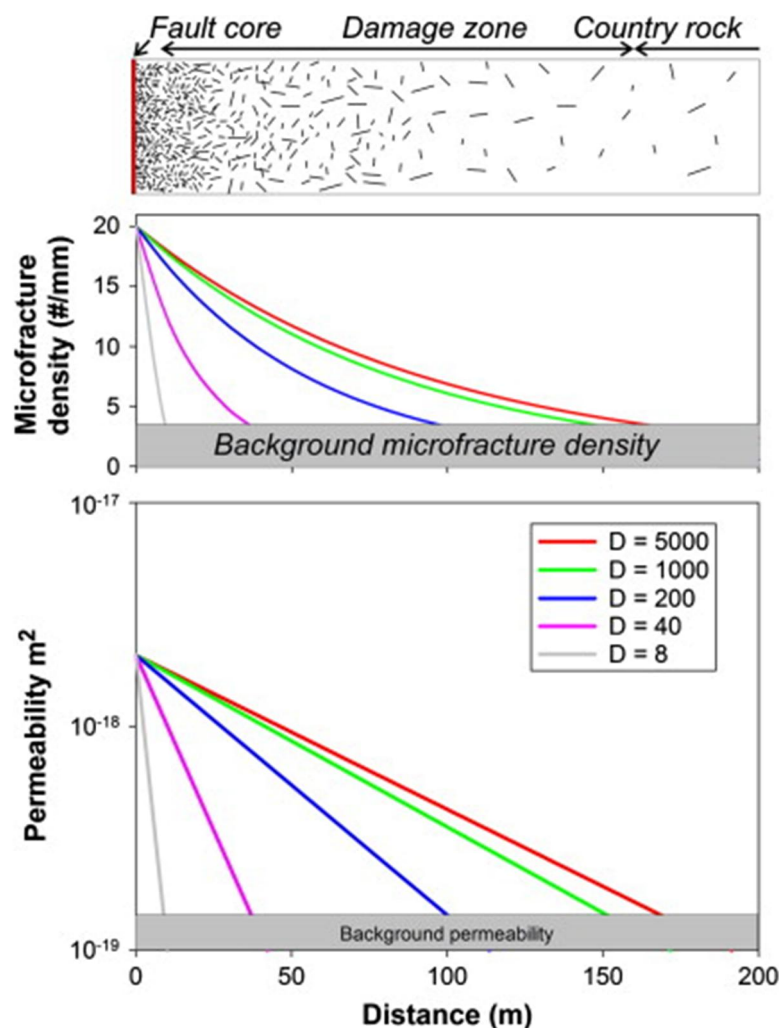


Figura 10. 3.12. Zależność gęstości mikrospękań i ich przepuszczalności dla strefy uskokuwej w funkcji odległości dla uskoku o różnych wartościach przesunięcia D skrzydeł. (Źródło: Mitchell, Faulkner, 2012).

Na figurze 10.3.13 przedstawiono model koncepcyjny struktur przyuskokowych wg: Trice (2014) dla strefy uskokuwej w skałach krystalicznych złoża Lancaster. Wyróżniono tu strefę głównego ślizgu, wokół której tworzy się strefa zniszczenia wypełniona w głównej mierze równoległymi do uskoku spękaniami, powiększonymi dodatkowo procesami wietrzeniowymi. Dalej mogą tworzyć się uskoki wtórne wytworzone na skutek aktywności uskoku głównego. Przestrzeń wokół stref zniszczenia stanowi drobno spękana matryca

skalna, która może mieć również znaczący wpływ na przepuszczalność. Przepuszczalność sukcesywnie rośnie wraz ze zmniejszaniem się odległości do strefy ślizgu głównego.

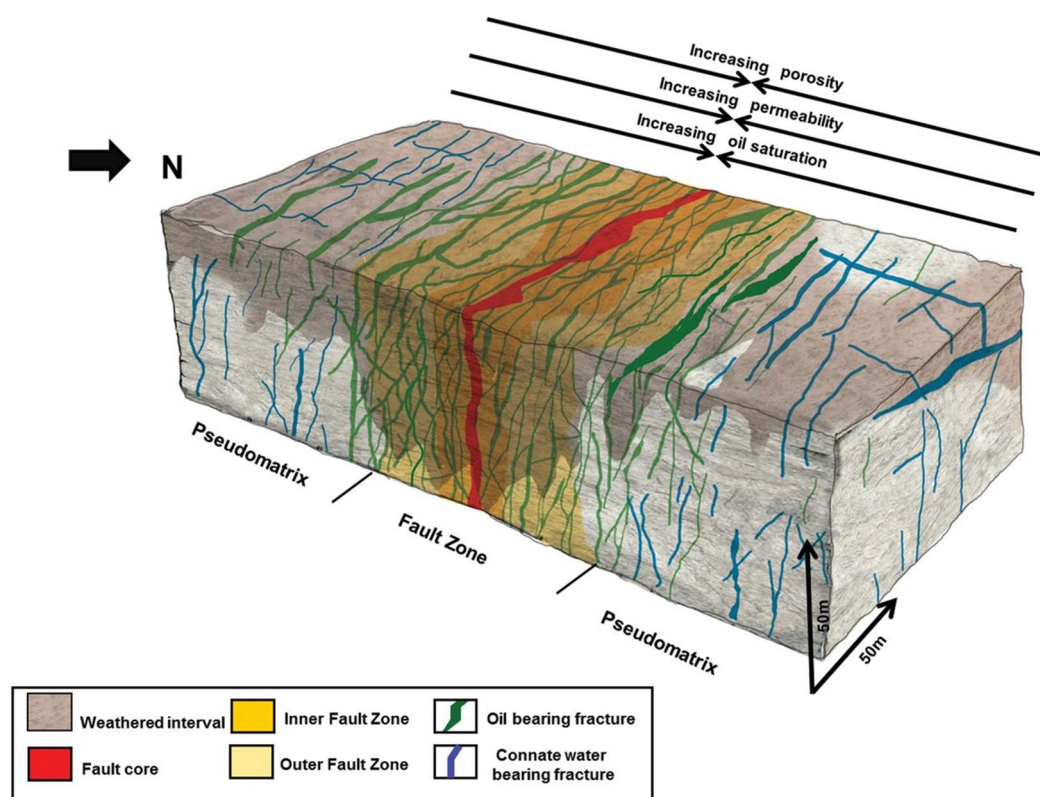


Figura 10. 3. 13. Model koncepcyjny struktur tektonicznych w strefie uskokuwej w złożu Lancaster (skały krystaliczne). (Źródło: Trice, 2014).

Bardziej szczegółową klasyfikację stref uskokuwych na podstawie obserwacji terenowych w lewoskrętnej strefy uskokuwej Salzach–Ennstal–Mariazell–Puchberg w Alpach Wschodnich oraz badań wykształcenia kataklazytów w strefie głównego ślizgu przedstawili Hausegger, Kurz (2013). Wydzielają oni trzy typy stref uskokuwych (Figura 10.3.14):

Typ I obejmuje najbardziej skomplikowane strefy uskokuwe, związane z głównymi nieciągłościami. Posiadają silnie rozwiniętą strefą ślizgu głównego o szerokości sięgającej dziesiątek metrów. W strefie ślizgu głównego obserwuje się duże zróżnicowanie wielkości klastów w kataklazytach (różny stopień zmielenia) oraz porwaki skał nierozdrobnionych, bądź pozostałe *in situ* nierozdrobnione fragmenty skał w których powstał uskoku. Pomędzy poszczególnymi wydzieleniami kataklazytów w strefie głównego ślizgu notuje się występowanie różnej szerokości stref przejściowych bądź powierzchni ślizgu. Strefa głównego ślizgu w tym typie spełnia definicję podaną przez: Childs, et al. (2009), czyli oddzielona jest od strefy zniszczenia wyraźnymi powierzchniami przemieszczenia,

ewentualnie granicę jej stanowi strefa przejściowa do strefy zniszczenia. Strefa zniszczenia określona jest jako silnie rozwinięta z dużą ilością gęstych makro spękań.

Typ II charakteryzuje się progresywną segmentacją strefy głównego ślizgu na dwie do kilku zon o odmiennej gradacji przy miąższości strefy głównego ślizgu dochodzącej do 1 metra. W strefie głównego ślizgu obserwuje się zony silniej zmielonego materiału równoległe do generalnej orientacji strefy uskokowej. Obrzeżenia strefy głównego ślizgu mają charakter powierzchni ślizgowych bądź stref przejściowych do strefy zniszczenia. W otoczeniu obserwuje się dużą lub średnią gęstość makrospękań. Tego typu strefy uskokowe charakteryzują się zbliżoną (do 15° - 20° różnicy) orientacją w stosunku do stref typu I i są w stosunku do nich podrzędne.

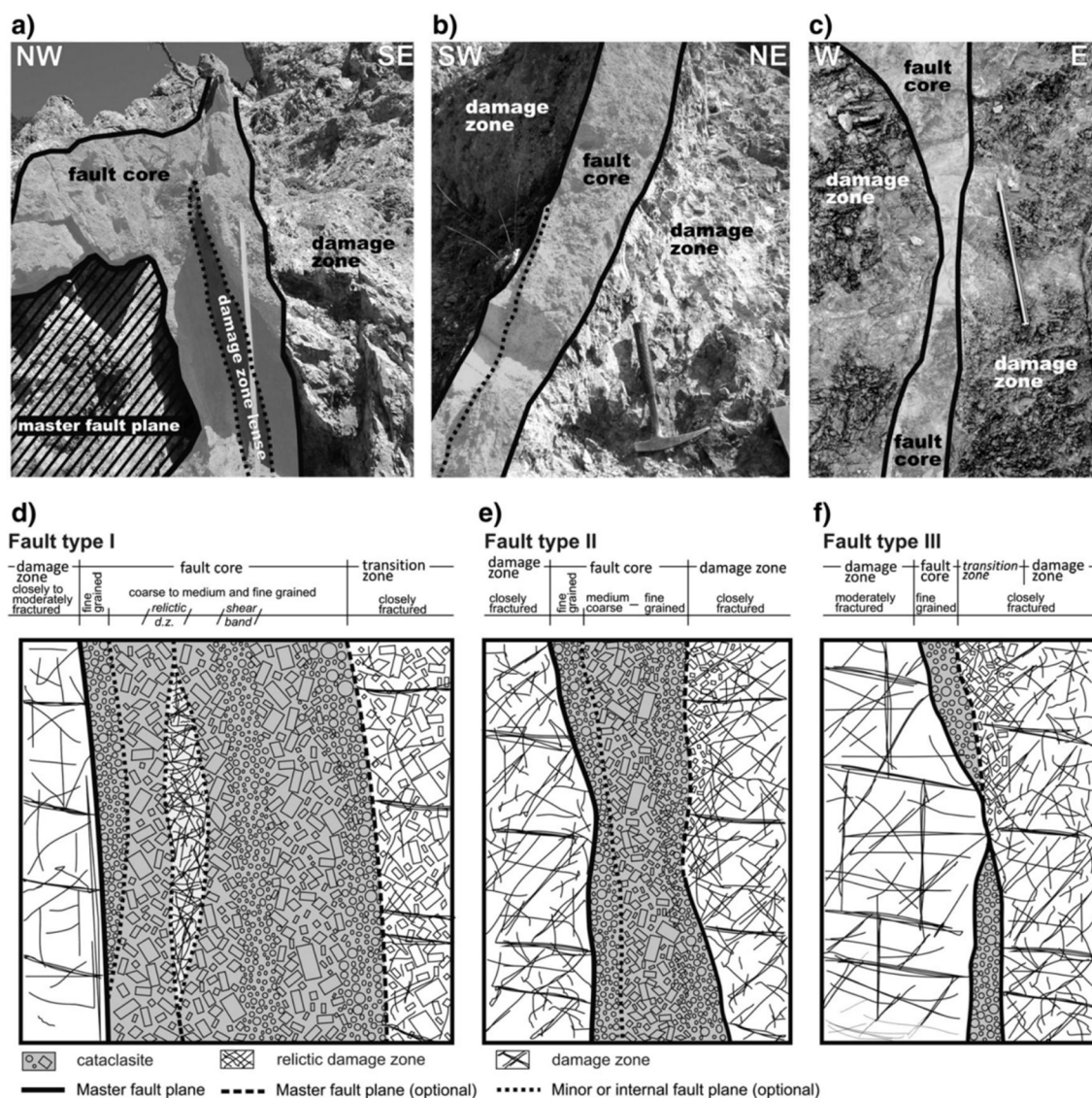


Figura 10.3.14. Typy wykształcenia stref uskokowych (wg: Hausegger, Kurz, 2013)

Typ III, najniższej rangi, wykazuje nieciągłą strefę kataklazy (strefę głównego ślizgu) o szerokości dochodzącej do 20 cm, ograniczoną zwykle powierzchniami przemieszczenia a rzadziej niewielkimi strefami przejściowymi. W strefie zniszczenia obserwuje się średnią lub dużą gęstość makrospeknięć.

Podsumowując, w skałach krystalicznych przepływ odbywa się głównie w silnie spękanej strefie zniszczenia, zaś strefa ślizgu głównego, składająca się w dużej mierze z rozdrobnionych okruchów skalnych oraz mączki uskokowej i często stanowi barierę dla przepływu. Jest wiele prac pokazujących zmniejszanie się gęstości sieci speknięć w miarę oddalania się od strefy ślizgu głównego (Mitchell, Faulkner, 2012; Shipton, et al., 2002; Trice, 2014; Wilson, et al., 2003), co jest czynnikiem kontrolującym przepuszczalność. Skały otaczające strefę uskokową mogą zawierać speknięcia często niezwiązane z aktywnością uskoku, mogące mieć drugorzędny udział w przepływie. Typowa zależności przepuszczalności od gęstości sieci speknięć i odległości od centrum uskoku pokazuje figura 10.3.15 z pracy: Bense, et al. (2013). Szacując przepływ w okolicy strefy uskokowej i bazując na danych z odsłoneń, trzeba mieć na uwadze, że na powierzchni strefa jest zazwyczaj silnie zmieniona na skutek procesów wietrzeniowych, a sama skała jest rozprężona. Chcąc szacować przepuszczalność *in-situ* na zadanej głębokości, trzeba posłużyć się modelowaniem numerycznym/matematycznym, bądź poprawkami uzyskanymi na podstawie badań laboratoryjnych (Evans, et al., 1997). W warunkach suprakrustalnych, strefa głównego ślizgu z racji obecności brekcji uskokowych, może również zostać w znacznym stopniu zmieniona procesami wietrzeniowymi, jak i subrozją co skutkować może powstaniem silnie przepuszczalnego ośrodka (znacznie bardziej niż strefa zniszczenia). Sytuację taką zaobserwować można na przykładzie otworu Czerwony Potok PIG 1 (Wróblewska M., 2013), gdzie w przelocie 83 – 107 m makroskopowo stwierdzono jedynie słabo rozwiniętą strefę zniszczenia a strefa głównego ślizgu wykształcona jest jako silnie zawodniona strefa słabo zwięzłej i zwietrzalej brekcji.

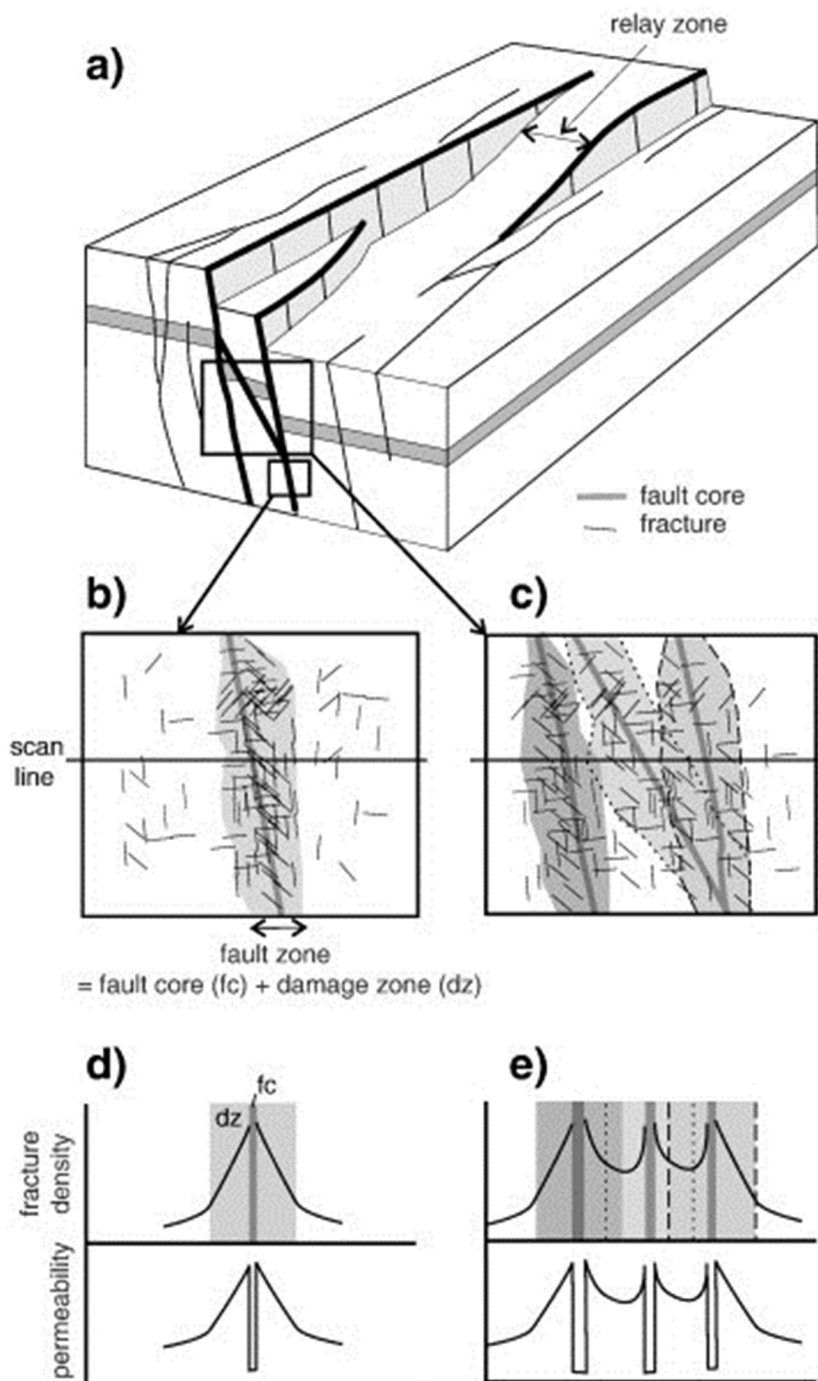


Figura 10. 3. 15. Model koncepcyjny przepływu w obrębie strefy uskokuwej (wg: Bense, et al., 2013). a) blok diagram normalnej strefy uskokuwej z rampą międzyuskokową, b) oraz c) przekroje przez strefę uskokuwą, d) oraz e) przepuszczalność i gęstość spękań w tych profilach.

10.3.5. Model hierarchiczny

Jak wcześniej opisano, struktury tektoniczne odpowiadają za przepływ w różnej skali, zależnej od występowania i intensywności konkretnych struktur, od pojedynczych spękań, aż

do w pełni wykształconych stref uskokowych z całym inwentarzem struktur potomnych. Dlatego w celu zobrazowania możliwości przepływu w ośrodku szczelinowatym, przychylamy się do modelu hierarchicznego gdzie przepływ ogniskuje się w coraz to bardziej złożonych strukturach dysjunktywnych. Poniżej (Figura 10.3.16) przedstawiamy model zaprezentowany przez Cilonę (2016), powstały na podstawie kompleksowych badań prowadzonych w *Santa Susana Field Laboratory*. W pracy tej wykazano powszechne występowanie spękań ciosowych odpowiadających za względnie równomierny przepływ

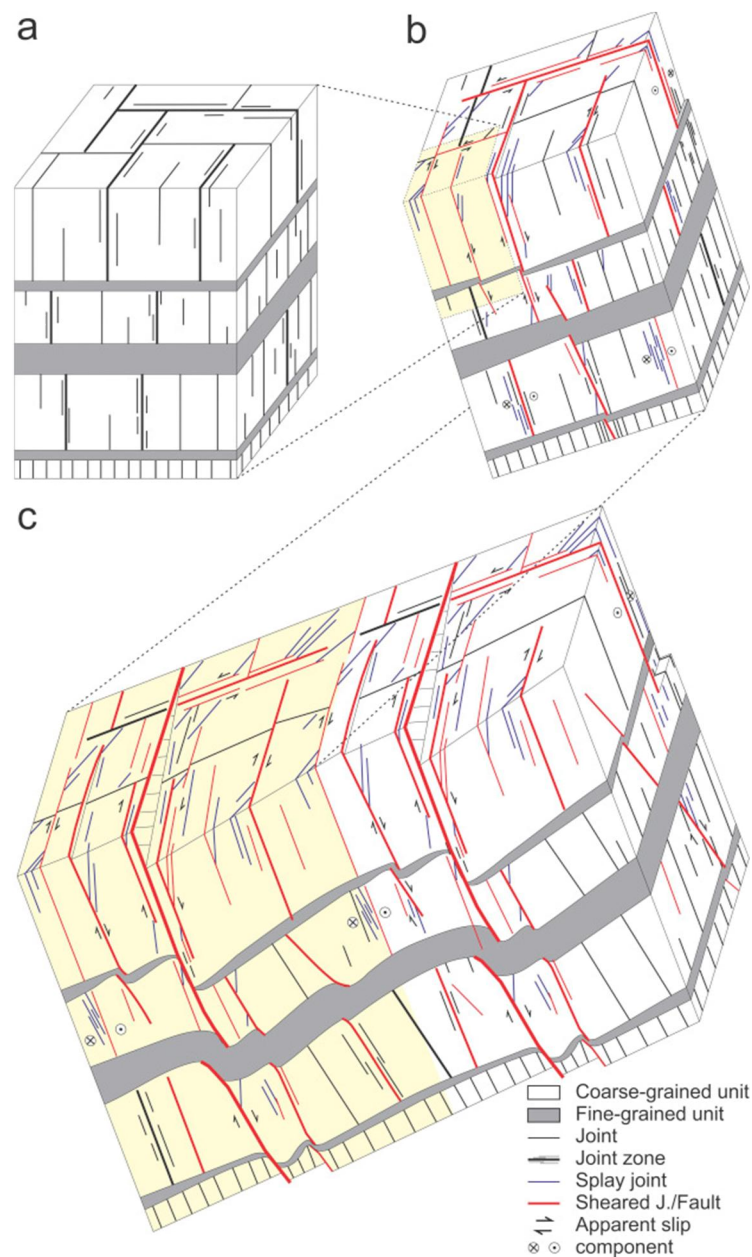


Figura 10.3.16. Hierarchiczny model struktur tektonicznych odpowiadających za przepływ „Santa Susana Field Laboratory”. (Źródło: Cilona, et al., 2016).

w ośrodku o słabej i średniej przepuszczalności oraz istnienie struktur, w rozumieniu przepływu, nadrzędnych. Do struktur tych zaliczono korytarze spękań w mniejszej skali oraz nadrzędne w stosunku do nich strefy uskokowe.

Na podstawie próbnych pompowań wskazano również związek występowania struktur uskokowych i spękań z przewodnością ośrodka zarówno wertykalną i lateralną. W strefach głównego ślizgu, w silnie rozwiniętych strefach uskokowych, gdzie dochodzi do całkowitego roztarcia skał i powstania mączki, obserwowany jest spadek przepuszczalności o 2-3 rzędy wielkości. O ile więc w strefie zniszczenia obserwuje się wzrost ilości spękań oraz wzrost przewodności (powstają drogi migracji równoległe do uskoku) o tyle samo „jądro” uskoku stanowi barierę dla przepływu (powstaje bariera dla przepływu w poprzek uskoku). Zależność taka nie jest obserwowana na słabiej rozwiniętych strefach uskokowych, które z racji braku występowania mączki uskokowej stanowią preferowane drogi przepływu zarówno w poprzek jak i wzdłuż uskoku (Figura 10.3.17).

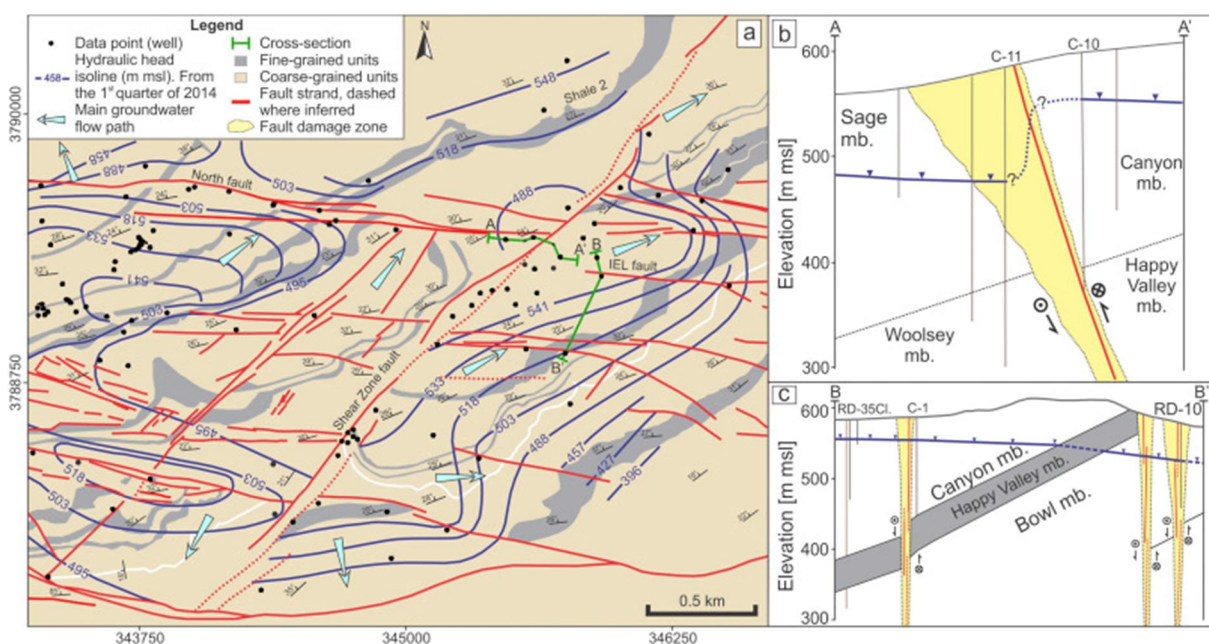


Figura 10.3.17. mapa hydrogeologiczna oraz przekroje przez „Santa Susana Field Laboratory” (za: Cilona, et al., 2016).

Wyniki prac Cilony (2016) wskazują również na ewolucyjny model powstawania struktur nieciągłych; w modelu tym dochodzi do nukleacji spękań, a następnie do powstania i dalszej rozbudowy struktury uskokowej. Gabrielsen, Braathen (2014) przedstawia ewolucję struktur spękania, w której wyróżnia następujące etapy: rój spękań (*joint swarm*),

korytarz spękań (*fracture corridor*) oraz uskok (w rozumieniu raczej strefy uskokowej niż pojedynczej powierzchni przemieszczenia); do tego momentu rozwoju wzrasta ilość spękań i przewodność takiej struktury. Następne stadium związane jest z rozwojem strefy głównego ślizgu, w której dochodzi do powstania mączki uskokowej oraz poprzecznej bariery dla przepływu.

W modelu zaproponowanym przez Trice'a (2014) dla złoża Lancaster (Figura 10.3.18) wyróżniono podobny, również hierarchiczny model z przepływem skupionym wokół większych dyslokacji. Zauważono przy tym zależność przepuszczalności od aktualnych głównych kierunków naprężeń. Spękania na kierunku sub-prostopadłym do kierunku głównego naprężenia ściskającego są zaciskane, przez co zmniejsza się ich apertura, a w efekcie przepuszczalność. Skutkuje to powstaniem kierunkowej anizotropii przepływu niezwiązanej z gęstością spękań, ale z ich orientacją względem kierunków naprężeń głównych.

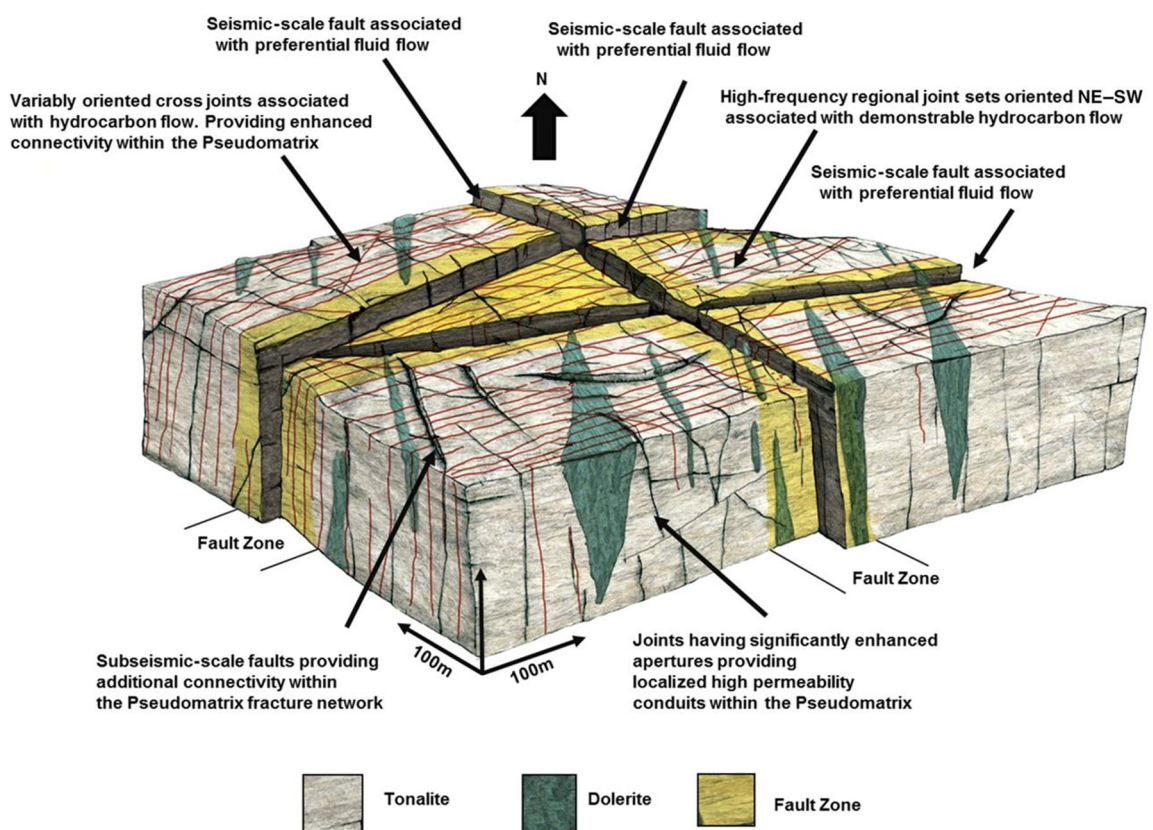


Figura 10.3.18. Koncepcyjny model sieci spękań w złożu Lancaster (wg: Trice, 2014).

Literatura

T.L. Anderson (1995). *Fracture Mechanics: Fundamentals and Applications*. CRC Press. Taylor & Francis, 610 s.

Antonellini, M., Aydin, A., 1994 — Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG bulletin* 78, 355-377.

Auradou, H., Drazer, G., Boschan, A., Hulin, J.-P., Koplik, J., 2006 — Flow channeling in a single fracture induced by shear displacement. *Geothermics* 35, 576-588.

Aydin, A., 2000 — Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology* 17, 797-814.

Barani, H. R., Lashkaripour, G., Ghafoori, M., 2014 — Predictive permeability model of faults in crystalline rocks; verification by joint hydraulic factor (JH) obtained from water pressure tests. *Journal of Earth System Science* 123, 1325-1334.

Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., Scibek, J., 2013 — Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews* 127, 171-192.

Bisdom, K., Gauthier, B. D. M., Bertotti, G., Hardebol, N. J., 2014 — Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate three-dimensional outcrop fracture network: Implications for naturally fractured reservoir modeling. *AAPG Bulletin* 98, 1351-1376.

Briggs, S., Karney, B. W., Sleep, B. E., 2014 — Numerical modelling of flow and transport in rough fractures. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 6, 535-545.

Caine, J. S., Evans, J. P., Forster, C. B., 1996 — Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025.

Candela, T., Renard, F., Klinger, Y., Mair, K., Schmittbuhl, J., Brodsky, E. E., 2012 — Roughness of fault surfaces over nine decades of length scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, n/a-n/a.

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., Schopfer, M. P. J., 2009 — A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31, 117-127.

Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.-S., 2016 — Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews* 152, 70-87.

Choi, J.-H., Jin, K., Enkhbayar, D., Davvasambu, B., Bayasgalan, A., Kim, Y.-S., 2012 — Rupture propagation inferred from damage patterns, slip distribution, and segmentation of the 1957 MW8. 1 Gobi-Altay earthquake rupture along the Bogd fault, Mongolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.

Cilona, A., Aydin, A., Johnson, N. M., 2015 — Permeability of a fault zone crosscutting a sequence of sandstones and shales and its influence on hydraulic head distribution in the Chatsworth Formation, California, USA. *Hydrogeology Journal* 23, 405-419.

Cilona, A., Aydin, A., Likerman, J., Parker, B., Cherry, J., 2016 — Structural and statistical characterization of joints and multi-scale faults in an alternating sandstone and shale turbidite sequence at the Santa Susana Field Laboratory: Implications for their effects on groundwater flow and contaminant transport. *Journal of Structural Geology* 85, 95-114.

Cloos, H., 1928 — Über antithetische Bewegungen. *Geologische Rundschau* 19, 246-251.

Cymerman, Z., 1998 — Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinań podatnych w Sudetach. *Przeegląd Geologiczny* 46, 609-616.

Dadlez, R., Jaroszewski, W., 1994 — *Tektonika*. Wydawnictwo Naukowe PWN.

Davatzes, N. C., Aydin, A., 2003 — Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 25, 1795-1813.

Dershowitz, W., Einstein, H., 1988 — Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock mechanics and rock engineering* 21, 21-51.

Dockrill, B., Shipton, Z. K., 2010 — Structural controls on leakage from a natural CO₂ geologic storage site: Central Utah, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 32, 1768-1782.

Evans, J. P., Forster, C. B., Goddard, J. V., 1997 — Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology* 19, 1393-1404.

- Gabrielsen, R. H., Braathen, A.**, 2014 — Models of fracture lineaments — Joint swarms, fracture corridors and faults in crystalline rocks, and their genetic relations. *Tectonophysics* 628, 26-44.
- Gong, J., Rossen, W. R.**, 2016 — Modeling flow in naturally fractured reservoirs: effect of fracture aperture distribution on dominant sub-network for flow. *Petroleum Science* 14, 138-154.
- Hausegger, S., Kurz, W.**, 2013 — Cataclastic faults along the SEMP fault system (Eastern Alps, Austria) — A contribution to fault zone evolution, internal structure and paleo-stresses. *Tectonophysics* 608, 237-251.
- Huang, N., Liu, R., Jiang, Y., Li, B., Yu, L.**, 2018 — Effects of fracture surface roughness and shear displacement on geometrical and hydraulic properties of three-dimensional crossed rock fracture models. *Advances in Water Resources* 113, 30-41.
- Kishida, K., Sawada, A., Yasuhara, H., Hosoda, T.**, 2013 — Estimation of fracture flow considering the inhomogeneous structure of single rock fractures. *Soils and Foundations* 53, 105-116.
- Lawn, B.R.**, 1993 - *Fracture of Brittle Solids*. Cambridge Solid State Science Series, Cambridge University Press, 2nd Edn.
- Le Garzic, E., de L'Hamaide, T., Diraison, M., Graud, Y., Sausse, J., De Urreiztieta, M., Hauville, B., Champanhet, J.-M.**, 2011 — Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. *Journal of Structural Geology* 33, 519--536.
- Manzocchi, T., Ringrose, P., Underhill, J.**, 1998 — Flow through fault systems in high-porosity sandstones. *Geological Society, London, Special Publications* 127, 65-82.
- Mitchell, T. M., Faulkner, D. R.**, 2009 — The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 31, 802-816.

Mitchell, T. M., Faulkner, D. R., 2012 — Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 339-340, 24-31.

Ogata, K., Senger, K., Braathen, A., Tveranger, J., 2014 — Fracture corridors as seal-bypass systems in siliciclastic reservoir-cap rock successions: Field-based insights from the Jurassic Entrada Formation (SE Utah, USA). *Journal of Structural Geology* 66, 162-187.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005 — *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.

Roy, A., Perfect, E., Dunne, W. M., Odling, N., Kim, J.-W., 2010 — Lacunarity analysis of fracture networks: Evidence for scale-dependent clustering. *Journal of Structural Geology* 32, 1444-1449.

Senger, K., Buckley, S. J., Chevallier, L., Fagereng, Å., Galland, O., Kurz, T. H., Ogata, K., Planke, S., Tveranger, J., 2015 — Fracturing of doleritic intrusions and associated contact zones: Implications for fluid flow in volcanic basins. *Journal of African Earth Sciences* 102, 70-85.

Shipton, Z. K., Evans, J. P., Robeson, K. R., Forster, C. B., Snelgrove, S., 2002 — Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: Implications for subsurface modeling of faults. *AAPG bulletin* 86, 863--883.

Sibson, R. H., 1977 — Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191-213.

Sillitoe, R. H., 1997 — Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* 44, 373-388.

Trice, R., 2014 — Basement exploration, West of Shetlands: progress in opening a new play on the UKCS. *Geological Society, London, Special Publications* 397, 81-105.

Walsh, J., Watterson, J., Yielding, G., 1991 — The importance of small-scale faulting in regional extension. *Nature* 351, 391.

Welch, M. J., Souque, C., Davies, R. K., Knipe, R. J., 2015 — Using mechanical models to investigate the controls on fracture geometry and distribution in chalk. *Geological Society, London, Special Publications* 406, 281-309.

Wilson, J. E., Chester, J. S., Chester, F. M., 2003 — Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California. *Journal of Structural Geology* 25, 1855-1873.

Wróblewska M., B. W., Barbacki, B. Bielec A., Hołojuch G., Kasztelewicz A., Kępińska B., Miecznik M., Pająk L., Skrzypczak R., Tomaszewska B., 2013 — Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m), W.S. A. Wójcicki A., Bujakowski W. ,Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m)

Yin, P., Zhao, G.-F., 2016 — Numerical simulation of fluid flow through deformable natural fracture network. *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources* 2, 343-363.

Zou, L., Jing, L., Cvetkovic, V., 2017 — Shear-enhanced nonlinear flow in rough-walled rock fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 97, 33-45.

10.4. Stan rozpoznania warunków geotermicznych w SW Polsce

Krytyczne zestawienie dotychczasowych danych geotermicznych dotyczących obszaru badań i jego bliskiego otoczenia, stanowiące przedmiot niniejszego podrozdziału, zdecydowano się umieścić w obrębie rozdziału 10, poświęconego głównie analizie uzyskanych wyników zrealizowanych badań oraz innych danych, do których zaliczają się dane geotermiczne, stanowiące dotąd na tle obszaru Polski przedmiot licznych kontrowersji. Przyczyny takiej lokalizacji niniejszego podrozdziału są podobne, jak w przypadku dwóch poprzedzających podrozdziałów (10.2 i 10.3). W rozdziale tym, po obszernym przeglądzie i dostępnych – często wzajemnie sprzecznych danych otworowych - sformułowano szereg postulatów metodycznych i wskazano problemy do rozwiązania w trakcie dalszych badań termometrycznych, planowanych w kolejnych etapach realizacji zadania w oparciu o metodykę odmienną od zastosowanej na etapie 1.

Ze względu na małą liczbę głębokich odwiertów w SW Polsce, rozpoznanie warunków geotermicznych w tej części kraju jest stosunkowo słabe. Większość pomiarów temperatury została przeprowadzona w otworach zlokalizowanych na obszarze monokliny przedsudeckiej, w szczególności w rejonie LGOM, oraz w obrębie kotlin górskich Sudetów. Nierównomierne rozmieszczenie otworów powoduje znaczne trudności przy konstruowaniu szczegółowych map geotermicznych (Bruszevska, 2000), zwłaszcza że warunki termiczne na bloku przedsudeckim są rozpoznane tylko w niewielkim stopniu.

W SW Polsce dominują płytkie otwory, szczególnie w obszarze sudeckim niewiele jest otworów głębszych od 1 km, a zaledwie kilka z nich przekroczyło głębokość 2 km. Należy liczyć się z tym, że pomiar temperatury oraz późniejsze oznaczenia gradientu termicznego i strumienia cieplnego w oparciu o dane uzyskane w płytkich otworach mogą być obarczone dużymi błędami. W szczególności, w płytkich otworach hydrogeologicznych istotną rolę zaburzającą może odgrywać czynnik adwekcji ciepła związanej z przepływami w przypowierzchniowych poziomach wodonośnych. Z kolei, w przypadku głębokich otworów hydrogeologicznych właściwa analiza wymaga rozpoznania systemu głębokiego krążenia wód i odpowiedniej oceny równowagi termicznej między badanymi w otworze wodami a otaczającym górotworem. W praktyce, np. otwory z samowypływem wód termalnych nie powinny być używane jako repery geotermiczne (Dowgiałło, 1976).

Dodatkową komplikację podczas badań strumienia cieplnego stanowią długookresowe wahania temperatury powierzchniowej (Szewczyk, 2005). Na terenie Polski, przede wszystkim w jej części północno-wschodniej, rozpoznano znaczne zaburzenia w przypowierzchniowym rozkładzie temperatury, które wiążą się z oddziaływaniem zmian

temperatury na powierzchni terenu pod wpływem czwartorzędowych cykli klimatycznych (Szewczyk, 2002; Szewczyk i Nawrocki, 2011). Podczas ostatniego zlodowacenia obszar SW Polski poddany był oddziaływaniu znacznie chłodniejszego klimatu niż obecny i zasadne jest uwzględnianie poprawki klimatycznej przy oznaczaniu strumienia ciepłego w otworach z tego terenu (Puziewicz i in., 2011).

Każdorazowo warto mieć też na uwadze techniczne problemy występujące podczas pomiarów temperatury w otworach wiertniczych. Szczegółowa dyskusja szeregu czynników, które mogą mieć zaburzający wpływ na stabilny pomiar temperatury w otworze, a także właściwą ocenę temperatury samego górotworu, została przedstawiona w kompleksowym opracowaniu Plewy (1994). Bezkrytyczne analizy termogramów mogą prowadzić do dużych błędów i przy niewielkiej ilości dostępnych pomiarów silnie zafałszowywać obraz pola termicznego w skali regionalnej. Dla oceny strumienia ciepłego istotne są też problemy związane z wyznaczaniem przewodności cieplnej skał. Ze względu na ich niską porowatość, pomiary przewodności cieplnej w typowych dla obszaru sudeckiego skałach krystalicznych, w odróżnieniu od chociażby skał osadowych monokliny przedsudeckiej, nie są szczególnie uzależnione od właściwego wysycenia płynami porowymi. Z kolei, w przypadku skał metamorficznych warto pamiętać o możliwości wystąpienia silnej anizotropii przewodności. Przy analizach dla głębokich otworów albo modelowaniach w skali całej skorupy, należy uwzględnić zależność przewodnictwa od temperatury. Jak zawsze, problematyczna pozostaje reprezentatywność próbek pochodzących z rdzenia przy określeniu parametrów termicznych dla jednostek geologicznych w większej skali.

W najbliższych latach nie należy spodziewać się napływu dużej ilości nowych danych termicznych dla obszaru sudeckiego, chociaż w latach 2018-2019 planowane jest wykonanie głębokiego (ok. 2.5 km) otworu na terenie gminy Łądek Zdrój (Ciężkowski i in., 2016). Natomiast warto pokusić się zarówno o reinterpretację, jak i bardziej systematyczną kompilację dotychczasowych pomiarów, a także o ponowne lub dodatkowe pomiary w otworach hydrogeologicznych.

10.4.1. Pomiary temperatury i strumienia ciepłego w otworach zlokalizowanych w SW Polsce

W oparciu o pomiary przeprowadzone w odwiertach i, na późniejszym etapie, w wyrobiskach kopalnianych, Downorowicz (1971) opisuje wyniki rozpoznania warunków geotermicznych lubińskiego złoża rud miedzi. W publikacji przedstawione są wartości gradientu geotermicznego w rozbiciu na jednostki stratygraficzne występujące w rejonie

Lubina-Sieroszowic (czerwony spągowiec, serie węglanowa, siarczanowa i iłolupkowa w cechsztynie, pstry piaskowiec oraz trzeciorzęd), oraz pokazana jest mapa rozkładu strumienia w ścięciu poziomym na głębokości złoża. Najniższe wartości gradientu na poziomie 1,8-2,1 °C/100 m zmierzono w obrębie chemicznych osadów cechsztynu, a najwyższe, sięgające 3.5 °C /100 m, odnotowano w osadach ilastych trzeciorzędu. W pracy zamieszczona została także mapka geotermiczna dla większego regionu, ukazująca wartości gradientu termicznego w kilku otworach zlokalizowanych na monoklinie oraz w niecce północnosudeckiej. Niestety nie zamieszczono dokładnej lokalizacji tych otworów. Warto zauważyć, że przynajmniej część z tych oznaczeń nie została wykorzystana w późniejszych opracowaniach.

Praca Dowgiałło (1976) wyczerpująco przedstawia ówczesny stan wiedzy o warunkach hydrogeologicznych występowania sudeckich wód termalnych. Autor opisuje m.in. wyniki pomiarów uzyskanych w wykonanych w latach 1971-72 otworach C-1 (głębokość 661 m) i C-2 (głębokość 750 m) w Cieplicach. Temperatury zmierzone na dnie tych otworów wyniosły, odpowiednio, 55,5 °C i 68 °C. W pracy nie przedstawiono bezpośredniej analizy gradientu termicznego w tych otworach. Opisano w niej także efekty dwóch głębokich wierceń wykonanych w latach 1970-73 w Łądku Zdrój. Pierwsze z wierceń, które osiągnęło głębokość 597 m, dostarczyło wody o temperaturze 18 °C. Natomiast w drugim odwiercie na głębokości 700 m stwierdzono wody o temperaturze dochodzącej do 46 °C. Otwór Łądek 1, w którym stwierdzono występowania wód chłodnych, posłużył do wyznaczenia powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego w górotworze, przy założeniu, że pozostaje on poza strefą zaburzeń temperatury związanych z cyrkulacją wód termalnych. Uzyskano wynik 1.69 HFU, co przekłada się na ok. 71 mW·m⁻². Autor wspomina też o głębokim otworze Batnovice, zlokalizowanym w południowym obrzeżeniu niecki środsudeckiej, w którym stwierdzono występowanie wód o temperaturze dochodzącej do 58 °C, co przekłada się na gradient termiczny sięgający aż 4.1°C/100 m. Wcześniej, Čermak (1968) uzyskał zbliżone wartości gradientu dla obszaru na N od nasunięcia *Poříčí-Hronov* (ze względu na niską przewodność cieplną, oznaczenia strumienia ciepłego zawierały się tam w zakresie 58.7 – 67 mW·m⁻²). Dowgiałło (1976) stwierdza, że rozpoznanie pola strumienia ciepłego na obszarze Sudetów jest praktycznie zerowe, a pomiary uzyskane zarówno w Łądku, jak i Cieplicach powinny być traktowane z dużą ostrożnością ze względu na możliwość występowania silnego, konwekcyjnego zaburzenia pola termicznego w otoczeniu tych otworów. W latach 1970-tych na terenie Łądku przeprowadzono też badania termiczne w płytkich otworach (53 otwory o głębokościach w przedziale 25-30 m), które pozwoliły na udokumentowanie gradientu termicznego dochodzącego lokalnie do 0,18 °C /1 m

(Ciężkowski, 1980), co wskazuje na duży udział składowej adwekcyjnej w kształtowaniu obrazu płytkiego pola termicznego. W opinii Dowgiałło (1976), w przypadku Łądka czynnikiem wpływającym na strumień cieplny może być bliskie sąsiedztwo wciąż stygnących mas magmowych związanych z wulkanizmem, który ówczesznie datowany były na ok. 700 tys. lat. Autor wspomina też o wysokiej zawartości pierwiastków promieniotwórczych w granicie karkonoskim, co może prowadzić do lokalnego podwyższenia powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego na terenie Kotliny Jeleniogórskiej. Warto zauważyć, że - biorąc pod uwagę brak wystąpienia wód termalnych w otworze C-1 w Łądku - zastrzeżenia autora odnośnie pomiaru strumienia cieplnego są dość surowe. Oznaczenie strumienia cieplnego w Łądku Zdrój ($71.2 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$) jest raportowane w kolejnych opracowaniach dotyczących warunków geotermicznych na terenie Polski, począwszy od pracy Majorowicza i Plewy (1979) i używane przy konstruowaniu map geotermicznych dla terenu Dolnego Śląska. Plewa (1994) tłumaczy wysoką wartość oznaczenia strumienia w Łądku podwyższonym poziomem generacji ciepła radiogenicznego oraz występowaniem ścienionej skorupy na tym obszarze Sudetów.

W serii prac opublikowanych w pierwszej połowie lat 70-tych, w oparciu o własne opracowania pomiarów geotermalnych oraz wcześniejsze oznaczenia strumienia przez Plewę (1966) i Węsierską (1970), Majorowicz przedstawił sukcesywnie uszczegółowianą mapę rozkładu stopnia geotermicznego na terenie Polski. W najwcześniejszych z tych publikacji (Majorowicz, 1971 i 1972), obraz pola w południowo-zachodniej Polsce został wyinterpolowany w oparciu o dane pochodzące z Masywu Czeskiego (Čermak, 1968). W późniejszych publikacjach (Majorowicz, 1973 i 1974) pojawiły się lokalizacje z oznaczeniem stopnia geotermicznego na obszarze monokliny przedsudeckiej, a także punkt w pobliżu Srebrnej Góry z pomiarami temperatury na głębokości 1 i 2 km (niestety lokalizacja tego punktu nie została szczegółowo opisana, a w bazie CBDG nie udało się zlokalizować otworu o takiej charakterystyce). W zbiorczym opracowaniu pt. „*Terrestrial Heat Flow in Europe*” w rozdziale dotyczącym Polski (Majorowicz i Plewa, 1979), dla obszaru sudeckiego w tekście powołano pomiar strumienia cieplnego w Łądku Zdrój oraz wyniki uzyskane przez Čermaka dla okolic Žaclerza. Na przedstawionej w opracowaniu mapie strumienia cieplnego w polskiej części Sudetów wskazane zostały 3 punkty pomiarowe: 2 zlokalizowane w pobliżu Nowej Rudy oraz 1 w okolicy Świebodzic (na mapce brak jest punktu pomiarowego w Łądku). Szereg punktów z oznaczonym strumieniem znalazł się na monoklinie przedsudeckiej. Na mapach ścięcia głębokościowego (poziom 1 i 2 km) obrazującego przebieg izoterm jedynym

wskazany punkt pomiarowy w Sudetach jest wspomniany wcześniej punkt w okolicy Srebrnej Góry.

Plewa (1994) przedstawił obszerne podsumowanie ówczesnego stanu badań geotermalnych na terenie Polski, w którym zamieścił m.in. kompilację dostępnych pomiarów stopnia termicznego oraz gęstości powierzchniowego strumienia ciepła, wraz z oceną błędów oraz analizą użyteczności wyników. Pomiary gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego zaprezentowane zostały w formie tabelarycznej dla 84 otworów (w tym czasie dostępne były w literaturze 4 dodatkowe pomiary, ale zostały one odrzucone ze względu na podejrzenie niepełnej stabilizacji cieplnej). Według Plewy jedynym dostępnym oznaczeniem strumienia ciepłego w polskiej części obszaru sudeckiego był pomiar przeprowadzony w latach 70-tych w otworze Łądek Zdrój (LZ). W opracowaniu przedstawione zostały wykonane wcześniej pomiary dla kilku otworów zlokalizowanych na monoklinie przedsudeckiej. Dla otworu Lubin Lb S 200 podana została wartość $63 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (na podstawie badań S. Downorowicza, 1983), w otworze Ostrzeszów O-1 gęstość strumienia określono na $55,6 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (wcześniejsze badania S. Plewy), a dla otworu Wschowa W-1 zmierzono $71,6 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (błąd na poziomie 8%, wcześniejsze badania S. Plewy).

W kolejnym roku pojawiły się nowe oznaczenia powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego w kilkunastu głębokich otworach zlokalizowanych na terenie Polski, w tym 3 wyniki dla obszaru sudeckiego (Plewa i in., 1995). W otworze Unisław Śląski IG-1 w jego głębszej części, na odcinku 400-1480 m gradient termiczny osiągnął $2,61 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. W oparciu o ten wyniki oraz pomiary przewodności cieplnej strumień ciepły został oznaczony na poziomie $62,2 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. W otworze Dzikowiec IG-1 gradient temperatury w głębszej części otworu (1130-1780 m) wyniósł $2,79 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, a wyznaczony strumień sięgnął $63,0 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$. W otworze Niedźwiedź IG-2 stwierdzono zauważalnie niższy przyrost temperatury z głębokością – na głębokości 1000 m wyniosła ona zaledwie $25 \text{ }^\circ\text{C}$. W głębszych partiach otworu (odcinek 990-1670 m) gradient termiczny został przez autorów oszacowany na $2,16 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, a dla strumienia ciepłego otrzymano wynik $46 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$.

Najgłębszym otworem hydrogeologicznym w Sudetach jest obecnie otwór C-1 w Cieplicach, który po przegłębieniu w 1997 r. osiągnął głębokości 2002.5 m. Podczas prac wiertniczych obserwowano dopływ wód termalnych w kilkunastu strefach, a od głębokości 1600 m dopływały wody o temperaturze przekraczającej $70 \text{ }^\circ\text{C}$ i osiągającej podczas ostatniego etapu wiercenia niemal $88 \text{ }^\circ\text{C}$ na wypływie (Dowgiałło & Fistek, 1998). Późniejsze sondowanie termiczne ujawniło dość złożony rozkład temperatury w otworze, sugerujący silną cyrkulację oraz mieszanie wód o zróżnicowanych temperaturach, a na głębokości 2000

m udało się zmierzyć temperaturę 97.7 °C. Zaobserwowane podczas wiercenia otworu C-1 zaburzenia wydajności w płytszym otworze C-2 oraz w okolicznych źródłach oraz zbliżony skład chemiczny wód pochodzących z różnych poziomów głębokościowych wskazują na obecność systemu głębokiego krążenia wód (Dowgiałło, 2000a). W opinii Dowgiałło (2000a), strefa cyrkulacji wód termalnych może sięgać nawet 3000 m, a na głębokości 2500 m wody mogą osiągać temperatury na poziomie 120 °C, na co zdają się wskazywać wyniki badań geotermometrycznych oparte o chemizm wód. Warto zauważyć, że w rejonie Cieplic udokumentowane zostały krzyżujące się strefy uskokowe, które stanowią zapewne ścieżki migracji dla wód termalnych w tym obszarze. Według Dowgiałło (2000a) wysokie temperatury wody zaobserwowane już na głębokości 2000 m w otworze C-1, nie odzwierciedlają występowania anomalii strumienia ciepłego w tym obszarze, a związane są z silną cyrkulacją wgłębną. W efekcie pomierzony gradient termiczny o wartości 2.8 °C/100 m oraz wyznaczona wartość strumienia ciepłego na wysokim poziomie 79 mW·m⁻² zawierają w sobie silną składową konwekcyjną i nie są reprezentatywne dla stanu geotermicznego w górotworze (Dowgiałło, 2000a).

Bruszevska (2000) szczegółowo analizuje warunki geotermiczne Dolnego Śląska na podstawie pomiarów temperatury w 72 głębokich otworach wiertniczych. Ostatecznie, gradient termiczny i strumień ciepły zostały oznaczone w 51 otworach, z czego 10 pomiarów wykonano w 1996 r. w monitoringowej sieci hydrogeologicznej PIG (wg autorki są to pomiary wysokiej jakości ze względu na wysoką dokładność pomiaru oraz kilkuletnią stójkę otworów). W pracy przedstawiona została mapka pokazująca lokalizację oraz nazwy użytych otworów wiertniczych, wraz z głębokością pomiaru i czasem stójki. Niestety wartości zmierzonych temperatur oraz wyznaczonych gradientów termicznych nie zostały bezpośrednio podane, a wyniki zaprezentowane zostały wyłącznie w formie graficznej (mapy izolinii temperatury na głębokościach 500, 1000 i 1500 m p.p.t.). Wśród analizowanych otworów nie znalazły się otwory z Cieplic oraz Łądka. Autorka analizuje pomiary w otworach Unisław Śląski IG-1 oraz Niedźwiedź IG-2, ale nie odnosi się do wyników uzyskanych wcześniej przez Plewę i in. (1995). Nie jest jasne, czy pomiar z otworu Dzikowiec został przez autorkę odrzucony, czy też nie był analizowany. W obszarze sudeckim użyto 8 otworów o głębokości przekraczającej 1000 m (Lubawka IG-1, Grzędy IG-1, Unisław Śląski IG-1, Głuszyca Górna IG-1, Ludwikowice W-1, Jaworów IG-1, Boguszyn IG-1, Niedźwiedź IG-2) oraz 4 otworów o głębokości mniejszej od 1000 m (otwory Stary Waliszów 7R i Długopole Dolne o głębokościach odpowiednio 270 i 292 m, w których wykonano nowe pomiary, otwór Świdna IG-1 o głębokości 638 m oraz jedyny otwór w centralnej części bloku

przedsudeckiego - Szymanów IG-1 o głębokości 895 m). Do wyznaczenia powierzchniowego strumienia ciepłego uśredniono przewodność cieplną w analizowanych interwałach głębokościowych, opierając się zarówno o bezpośrednie pomiary w otworach (np. otwór Niedźwiedź IG-2), średnie wartości dla jednostek stratygraficznych neogenu na podstawie pomiarów dla GZW, szczegółowych danych dla rejonu lubiński złóż miedzi oraz reprezentatywnych danych literaturowych.

Dowgiało (2000b) przedstawił kolejne podsumowanie warunków geotermalnych dla regionu sudeckiego, wraz z analizą perspektyw ujęcia wód termalnych na tym obszarze. Autor wskazuje na rozbieżność między wynikami pomiarów powierzchniowego strumienia ciepłego w otworach Łądek, Cieplice, Unisław oraz Dzikowiec a obrazem izolinii strumienia uzyskanym przez Bruszewską (2000). (w podziękowaniach wspomniane są wyniki pomiarów termicznych z 9 bliżej nieokreślonych otworów sudeckich, które zostały przekazane autorowi przez J. Majorowicza).

Szewczyk i Gientka (2009) przedstawili nową mapę rozkładu strumienia ciepłego na terenie Polski, przy tworzeniu której systematycznie stosowana była poprawka klimatyczna. Do konstrukcji mapy w obszarze sudeckim użyto 11 otworów (8 otworów o głębokości przekraczającej 1000 m użytych wcześniej przez Bruszewską (2000), otwór Dzikowiec, oraz najprawdopodobniej 2 otwory w Cieplicach). W porównaniu z wcześniejszymi kompilacjami, znacznie mniejsza ilość otworów została wykorzystana dla obszaru monokliny przedsudeckiej.

Puziewicz i in. (2011) reinterpreterują oznaczenie powierzchniowego strumienia ciepłego w otworze Niedźwiedź IG-2. Dla głębszej partii otworu gradient termiczny został oszacowany na ok. $25\text{ }^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$, już po uwzględnieniu niewielkiej poprawki na technologiczne zaburzenie warunków termicznych. W oparciu o własne pomiary przewodności cieplnej amfibolitów z Masywu Niedźwiedzia, autorzy wyznaczyli strumień ciepły w otworze Niedźwiedź IG-2 uzyskując $62,5\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, co jest wartością o ok. 35% większą niż oznaczenie przedstawione w pracy Plewy i in. (1995). Poprawka klimatyczna związana z ostatnim cyklem glacialnym dla analizowanego interwału głębokościowego została oszacowana na $7\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, a ostateczne oznaczenie strumienia ciepłego dla Masywu Niedźwiedzia sięgnęło wartości $69,5\text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$.

Badania przeprowadzone w zlokalizowanym w rejonie Szklarskiej Poręby płytkim (200 m) otworze badawczym Czerwony Potok PIG-1, wykazały wysoki gradient termiczny rzędu $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, co powiązano z wysoką produkcją ciepła radiogenicznego w granicie z okolic Szklarskiej Poręby (Wróblewska i in., 2013). W opinii J. Szewczyka (koreferenta

raportu) wartość ta jest zdecydowanie za wysoka i niereprezentatywna dla obszaru masywu karkonoskiego.

W 2013-2014 r. w Kotlinie Jeleniogórskiej wykonano dwa głębokie otwory wiertnicze w Stanisławowie (1501 m) oraz Karpnikach (1997 m). W otworze w Karpnikach główny dopływ wody do otworu pochodzi ze strefy uskokowej na głębokości ok. 1800 m, a jej temperatura wynosi 59,1 °C. W oparciu o badania przewodności cieplnej na rdzeniu strumień cieplny został oszacowany na poziomie ok. 70 mW·m⁻². (Liber-Makowska i Łukaczyński, 2016). W otworze w Stanisławowie stwierdzono obecność wód o temperaturze dochodzącej do 37,3 °C.

10.4.2. Obszar SW Polski na mapach geotermicznych

Zgodnie z obrazem przedstawionym na mapie autorstwa Majorowicza i Plewy (1979) w Sudetach dominować mają wartości strumienia na poziomie między 50 – 60 mW·m⁻², z nieco obniżonymi wartościami (<50 mW·m⁻²) w okolicy Kotliny Jeleniogórskiej i wyraźnie zaznaczającym się wzrostem powierzchniowej gęstości strumienia na monoklinie przedsudeckiej (60 - 70 mW·m⁻²). Na mapach ścięcia głębokościowego, temperatury na głębokości 1 km kształtują się na poziomie ok. 35 °C w części sudeckiej, a na monoklinie osiągają wartości 45 °C. Z kolei na głębokości 2 km w SW Polsce mają dominować temperatury poniżej 65 °C. Przedstawiona mapa rozkładu gradientu termicznego na terenie Polski wskazuje na występowanie wartości poniżej 2,5 °C/100 m na obszarze Sudetów i ich wzrost ku monoklinie przedsudeckiej oraz GZW.

Mapa rozkładu powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego na terenie SW Polski przedstawiona przez Bruszewską (2000) jest dużo bardziej szczegółowa od wcześniejszych opracowań. W obrazie rozkładu wyraźnie zaznacza się lokalne obniżenie strumienia cieplnego do wartości poniżej 50 mW·m⁻² na bloku przedsudeckim, ale należy zaznaczyć, że dla tego obszaru autorka dysponowała niewielką ilością pomiarów. Strumień cieplny wyraźnie rośnie ku SW w części górskiej Sudetów, przekraczając miejscami wartość 60 mW·m⁻², oraz ku NE na monoklinie przedsudeckiej. Na przedstawionej mapie największe wartości strumienia >70 mW·m⁻² zaznaczają się w okolicach Leszna oraz Opola. Na mapie temperatury na głębokości 1500 m p.p.t. wyraźnie zaznacza się minimum temperatury <38 °C w okolicach Masywu Niedźwiedzia. Największe temperatury dla części górskiej Sudetów występują w Kotlinie Jeleniogórskiej osiągając na głębokości 1500 m wartości przekraczające 48 °C. Dość wysokie wartości temperatury (do 50 °C) zostały wykreślone dla centralnej i zachodniej części bloku przedsudeckiego. Przebieg izolinii na monoklinie przedsudeckiej

wskazuje na generalny wzrost temperatury ku NE, a najwyższe wartości przedstawione na mapce osiągają 60 °C (obszar na Niżu). Podwyższone wartości strumienia ciepłego w okolicy Opola nie znajdują odzwierciedlenia w rozkładzie temperatury na głębokości 1500 m, ale na mapie ścięcia głębokościowego 500 m p.p.t. widoczna jest wyraźna strefa podwyższonych temperatur w tej okolicy. Na mapie średniego gradientu temperatury na obszarze położonym na południowy zachód od uskoku Odry, dominuje wartość 2,5 °C/100 m. Nieco wyższy gradient temperatury, przekraczający 3,0 °C/100 m, występuje w południowej części Kotliny Kłodzkiej, a najniższe wartości < 2,0 °C/100 skupione są wokół Masywu Niedźwiedzia. Na monoklinie przedsudeckiej gradient temperatury w dużej części obszaru przekracza 2,5 °C/100 m i wykazuje systematyczny wzrost w kierunku Niżu Polskiego, osiągając wartość powyżej 3,0 °C/100 m. W kilku miejscach pojawiają się wyspowe wystąpienia gradientu powyżej 3,5 °C/100 m, a w okolicach Opola przekracza on wartość 4,0 °C/100 m.

Na mapie geotermicznej Polski zestawionej przez Polską Geotermalną Asocjację im. Prof. J. Sokołowskiego (Zimny i in., 2008) izolinie temperatury dla dużej części obszaru Sudetów nie zostały wykreślone. Ich przebieg w SW Polsce wykazuje charakterystyczny łukowaty kształt, który nawiązuje do granicy między blokiem dolnośląskim a platformową pokrywą osadową. Izolinia 75 °C widoczna jest w niewielkiej odległości na południe od Zielonej Góry, następnie wyginając się łukowato ku południu przebiega przez NW obrzeżenie Wrocławia i dobiega do granicy z Czechami w pobliżu Nysy. Ostatnia z wyznaczonych na obszarze sudeckim izolinii o wartości 55 °C przebiega na NE od łuku łączącego miejscowości Bolesławiec-Złotoryję-Jawor-Świdnicę-Dzierżoniów-Ząbkowice Śl-Złoty Stok. Warto zauważyć, że przyjmując tak niską temperaturę na głębokości 3000 m otrzymujemy w efekcie gradient geotermiczny poniżej 2,0 °C/100 m.

Szewczyk i Gientka (2009) opracowali nową mapę powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego na terenie Polski, uwzględniając systematycznie poprawkę klimatyczną. Mapa ta jest obecnie szeroko stosowana przy badaniach geotermalnych w Polsce. Uzyskane wartości strumienia dla SW Polski są wyraźnie wyższe od wcześniejszych oznaczeń, szczególnie dotyczy to obszaru sudeckiego. Wciąż zaznacza się mocny trend wzrostu strumienia w kierunku platformy, przy czym jest on bardziej wyraźny w kierunku ku północy, gdzie w Wielkopolsce występuje silna anomalia dodatnia strumienia, niż ku wschodowi, gdzie wyjątkowo wysokie wartości strumienia obserwowane są jedynie na terenie GZW. Zgodnie z obrazem mapy, strumień ciepły jest nieco większy na bloku przedsudeckim niż w części górskiej. Najniższe wartości strumienia w SW części Polski – ok. 65 mW·m⁻² -

występują w Kotlinie Kłodzkiej i w okolicach Masywu Niedźwiedzia. Dla rejonu Kotliny Jeleniogórskiej wykreślone zostały wartości zbliżone do $80 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, a strumień na bloku przedsudeckim, z wyjątkiem jego wschodniej części, praktycznie wszędzie przekracza tę wartość. Izolinia $90 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, która otacza dodatnią anomalię strumienia w Wielkopolsce, przebiega w niedużej odległości na północ do Wrocławia. Warto nadmienić, że poprawka klimatyczna przedstawiona na mapie Majorowicza i Wybrańca (2011) wykazywała lokalne maksimum na terenie Sudetów osiągając ok. $10 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, a w kierunku Niżu wyraźnie malała, praktycznie spadając do zera.

Literatura

Bruszevska, B., 2000 - Warunki geotermiczne Dolnego Śląska. *Przegląd Geologiczny*, 48, 7.

Cięzkowski W., 1980 — *Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łądku Zdroju. Probl. Uzdrow. z. 4* (150.)

Cięzkowski W., Marszałek H., Wąsik M., 2016 - *Projekt robót geologicznych poszukiwania wód termalnych otworem LTZ-1 w Łądku-Zdroju. Archiwum Urzędu Gminy Łądek-Zdrój.*

Čermák, V., 1968. - *Heat flow in Žaclér–Svatofovice Basin. Acta Geophys. Pol.* 16, 3–9

Dowgiałło, J., 1976 - Wody termalne Sudetów. *Acta Geologica Polonica* Vol. 26, No 4.

Dowgiałło, J., Fistek, J., 1998 - Wstępne wyniki hydrogeologiczne wiercenia C-1 w Jeleniej Górze Cieplicach. *Przegląd Geol.* 46, 178.

Dowgiałło J., 2000a. - Thermal water prospecting results at Jelenia Góra-Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecasts. *Environmental Geology*, 39 (5): 433-436.

Dowgiałło J., 2000b — The Sudetic geothermal region of Poland new findings and further prospects. *Proceedings World Geothermal Congress 2000: 1089–1094.* Kyushu–Tohoku, Japan.

Downorowicz, S., 1971 - Geotermika głębokich kopalń rud miedzi i klasyfikacja geotermiczna złóż, *Przegląd Geologiczny* Nr 12, Warszawa.

Downorowicz S., 1983 - *Geotermika złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Liber-Makowska, E., Łukaczyński, I.**, 2016 - Charakterystyka nowo rozpoznanego złoża wód termalnych w Karpnikach na tle warunków geotermicznych Kotliny Jeleniogórskiej. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, r. 55, nr 2, 5-16
- Majorowicz, J.**, 1971 - Przebieg wartości stopnia geotermicznego w Polsce w przedziale głębokości 200 – 2500 m. *Kwart. Geol.*, 15, 4.
- Majorowicz, J.**, 1972 - Związki elementów pola cieplnego z wiekiem konsolidacji podłoża obszaru Polski, *Kwart. Geol.* 16, nr 4
- Majorowicz, J.**, 1973 - Heat flow in Poland and its relation to the geological structure. *Geothermics* 2, 24–28
- Majorowicz, J.**, 1974 - Obraz pola cieplnego Ziemi w obszarze Polski, *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 44(2–3): 425–443.
- Majorowicz, J., Plewa S.**, 1979 - Study of Heat Flow in Poland with Special Regard to Tectonophysical Problems. In: Čermak, V; Rybach, L (eds.), *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer, Heidelberg-Berlin-New York, 240-252,
- Majorowicz, J., Wybraniec S.**, 2011 - New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application, *Int. J. Earth Sci.*, 100, 881–887
- Plewa S.**, 1966 - Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. *Prace Geofizyczne i Geologiczne*, Kraków, 1–88
- Plewa S.**, 1994 - *Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski*. Wydawnictwo CPPG-SMiE PAN, Kraków, 1-138.
- Plewa M., Plewa S., Sroka K., Śmieszek R.**, 1995 - New determination of the terrestrial heat flow in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 43 (4): 207-223
- Puziewicz J., Czechowski L., Krysiński L., Majorowicz J., Matusiak-Malek M., Wróblewska M.**, 2012 - Heat budget in the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedźwiedź amphibolite massif (SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1211-1228

Szewczyk J., 2002. Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, t. 50: 1109-1114.

Szewczyk J., 2005. Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi, *Przegląd Geologiczny*, t. 53, 77-86.

Szewczyk J., Gientka D., 2009 - Terrestrial heat flow density in Poland - a new approach. *Geological Quarterly*, 53 (1): 125-140

Szewczyk, J. & Nawrocki, J., 2011 - Deep-seated relict permafrost in northeastern Poland. *Boreas*, Vol. 40, pp. 385–388.

Wróblewska M., Bujakowski W., Barbacki, B. Bielec A., Hołojuch G., Kasztelewicz A., Kępińska B., Miecznik M., Pająk L., Skrzypczak R., Tomaszewska B., 2013 - Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m). W: Wójcicki A., Sowizdżał A., Bujakowski W. (red.), *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce.*

Zimny J., Karch M., Szczotka K. (oprac.), 2008 – *Mapa temperatur zasobów geotermalnych Polski na głębokości 3000 m wg prof. J. Sokołowskiego i innych (1987-2008 r.)*. Polska Geotermalna Asocjacja im. Prof. J. Sokołowskiego, Kraków.

10.5. Znaczenie efektów kenozoicznego epizodu wulkanizmu bazaltoidowego

10.5. 1. Wstęp

Podrozdział ten powstał m.in. ze względu na potrzebę odpowiedzi na pytanie, o ile zasadne są przewidziane i realizowane w raportowanym zadaniu PSG badania geochronologiczne młodych bazaltoidów Sudetów w kontekście ich potencjalnego wpływu na wystąpienia podziemnych wód termalnych. Tym samym jego treść odnosi się w znacznym stopniu do uzyskanych wyników badań geochronologicznych.

Omówione w tym podrozdziale przeprowadzone modelowanie numeryczne zostało celowo skupione wyłącznie na analizie efektu termicznego związanego z wystąpieniem podskorupowego nagromadzenia magmy. Ze względu na dość niski poziom nieliniowości termicznych parametrów materiałowych, standardowo przyjęte jest prowadzenie cząstkowych analiz poszczególnych mechanizmów kształtujących pole temperaturowe Ziemi, których sumaryczny efekt może zostać w prosty sposób uzyskany zgodnie z zasadą superpozycji. Autorzy tego opracowania są świadomi zarówno wpływu radiogenicznych źródeł ciepła, jak i cykli klimatycznych na rozkład temperatury i strumienia ciepłego w skorupie ziemskiej. Do czynników, które mogą odgrywać istotną rolę w kształtowaniu stanu termicznego litosfery pod SW Polską należą m.in. przepływy hydrogeologiczne, zróżnicowanie parametrów termicznych między skałami osadowymi a krystalicznymi, czy też efekty topograficzne. Przedstawione modelowanie stanowi pierwszy, cząstkowy, etap tego typu prac przewidzianych na bardziej złożonym poziomie do wykonania podczas etapów 2 i 3 realizowanego zadania PSG. Dalsze prace badawcze w tym zakresie mają pozwolić na ilościowe określenie wpływu szeregu czynników na pole termiczne na badanym obszarze. Wykonane na tym etapie cząstkowe modelowanie miało na celu ukazanie wpływu wybranego czynnika, który często przywoływany jest w literaturze, a którego rola jest w bardzo różnym stopniu oceniana. Na kolejnym etapie prac przedstawiony model zostanie uzupełniony o efekty związane z ciepłem przemiany fazowej oraz uwzględniony zostanie wpływ epizodycznej dostawy magmy. Należy nadmienić, że o ile stopień rozpoznania geofizycznego litosfery w SW Polsce nie pozwala na bezpośrednie rozpoznanie rejonów kumulacji kenozoicznych magm, to zarówno badania geofizyczne na obszarach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie, jak też i badania petrologiczne, dają szereg przesłanek do wniosku o możliwym występowaniu podskorupowych, a być może także wewnątrzskorupowych, zbiorników magmowych tego wieku, w tym być może nawet współczesnych.

Dotychczasowe badania nie rozstrzygnęły jednoznacznie kwestii wpływu kenozoicznego wulkanizmu na rozkład powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego na obszarze Dolnego Śląska. W szeregu prac (np. Dowgiałło, 1976, 2000, 2002) wskazywano na możliwość rozwoju anomalii strumienia ciepłego pod wpływem działalności procesów magmowych. Niektórzy autorzy sugerowali wręcz juvenilny charakter niektórych wód termalnych Dolnego Śląska (Fistek, 1957), chociaż we współczesnych pracach przeważają opinie o ich meteorycznym pochodzeniu i wygrzaniu pod wpływem głębokiego krążenia (Dowgiałło, 2002). W niektórych opracowaniach wskazywano na związek genetyczny między wystąpieniami (np. Grabin) silnie wysyconych CO₂ wód a młodotrzeciorzędowymi procesami wulkanicznymi (Dowgiałło, 2000). Sugerowano też lokalny rozwój anomalii strumienia ciepłego pod wpływem efektów trzeciorzędowego wulkanizmu (Sowizdzał i in., 2013), chociaż w innych pracach wskazywano na brak korelacji między anomaliami strumienia a wystąpieniami bazaltów kenozoicznych (Dowgiałło, 2002). Należy podkreślić, że ze względu na niewielką ilość wierceń, powierzchniowy strumień ciepły jest dość słabo rozpoznany w rejonie sudeckim.

O ile w ogólności za bezsprzeczny można uznać rozwój powierzchniowej anomalii strumienia ciepłego pod wpływem obecności długotrwale zasilanej, płytkiej komory magmowej, o tyle nie ma podstaw fizycznych do występowania zauważalnej anomalii termicznej wokół niewielkich iniekcji wulkanicznych sprzed kilku, kilkunastu lub wręcz kilkudziesięciu milionów lat. Dotychczas nie opisano występowania aktywnych zbiorników magmowych w obrębie litosfery pod Dolnym Śląskiem, a najmłodszy wulkanizm w tym rejonie jest obecnie datowany na kilka milionów lat. Należy jednak zaznaczyć, że dużo młodsze, czwartorzędowe skały wulkaniczne występują w bezpośrednim sąsiedztwie rejonu sudeckiego, w obrębie Masywu Czeskiego, a występowania współczesnych zbiorników magmy nie można wykluczyć. W tym opracowaniu przeanalizowany zostanie powierzchniowy efekt termiczny związany z hipotetycznym scenariuszem jednorazowego nagromadzenia i późniejszego stygnięcia gorącego stopu u podstawy skorupy ziemskiej.

10.5. 2. Analiza

W tym rozdziale opracowania przeanalizowany zostanie proces dyfuzyjnego stygnięcia głęboko zalegającej, horyzontalnej strefy podwyższonej temperatury. W modelu przyjęto wystąpienie w chwili początkowej skokowej różnicy temperatury w obrębie zalegającej na głębokości L poziomej warstwy o miąższości D (parametry geometryczne

modelu zostały zobrazowane na Fig. 10.5.2.1. W bieżącej interpretacji wystąpienie zlokalizowanej anomalii termicznej w formie horyzontalnego pokładu wiązanego jest ze strefą nadtopienia skał lub iniekcji stopu. Przyjęcie modelu anomalii termicznej o nieograniczonym

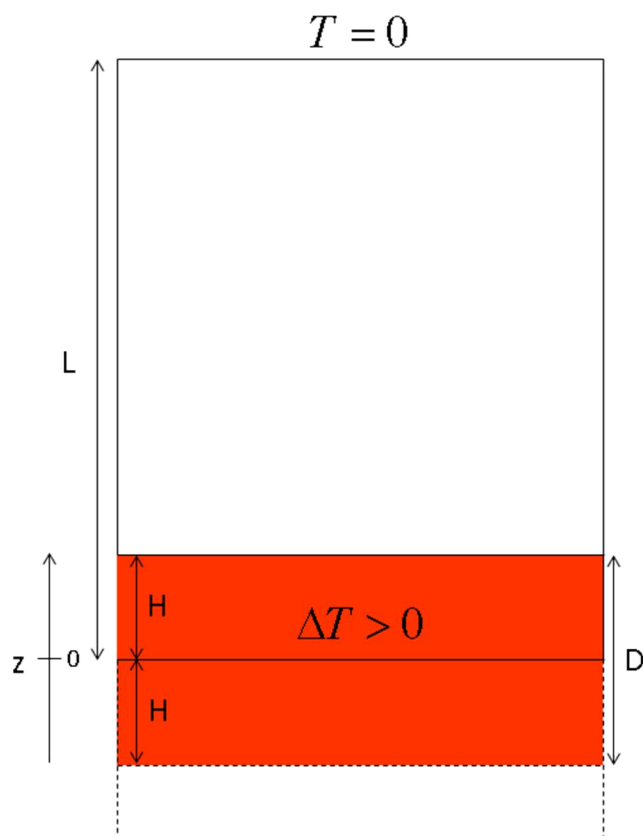


Fig. 10.5.2.1. Parametry geometryczne modelu stygnięcia horyzontalnej strefy o podwyższonej temperaturze – bliższe objaśnienia w tekście.

zasięgu horyzontalnym jest dużym uproszczeniem, które pozwala na zastosowanie jednowymiarowego modelu termicznego. Niemniej jednak, w konsekwencji spodziewane jest przeszacowanie efektów zaburzenia termicznego w porównaniu z modelami o bardziej realistycznej, soczewkowej geometrii strefy podwyższonej temperatury. Kolejnym niezbyt realistycznym uproszczeniem, ale już o mniejszym wpływie, jest przyjęta w modelu symetria zwierciadlana względem środka warstwy (początek układu współrzędnych). W efekcie domenę obliczeniową stanowi odcinek o współrzędnych od 0 (początek układu współrzędnych zlokalizowany został w środku warstwy) do L (powierzchnia terenu). W obrębie tak dobranej domeny obliczeniowej strefa skokowo podwyższonej temperatury rozciąga się pierwotnie między początkiem układu współrzędnych a punktem H (połówkowa miąższość warstwy), a w pozostałych punktach początkowe zaburzenie temperatury wynosi 0

. Ze względu na liniowość zagadnienia w modelu analizowana jest wyłącznie składowa zaburzająca stacjonarny profil termiczny tła, a sam profil stacjonarny nie jest jawnie reprezentowany. Na powierzchni terenu ($z=L$) dziedziczono warunek brzegowy typu Dirichleta dla temperatury tła, co przekłada się na warunek $T(z=0)=0$ dla składowej zaburzającej. Ze względu na przyjęcie symetrii lustrzanej względem środka warstwy, w $z=0$ gradient temperatury (składowej zaburzającej) zeruje się, $\frac{dT}{dz}(z=0)=0$.

W modelu przyjęto jednorodne parametry termiczne w całym modelu, tzn. zarówno w obrębie warstwy, jak i ośrodka otaczającego. Proces stygnięcia anomalii termicznej opisany jest równaniem dyfuzji temperatury (tutaj podane w jednowymiarowym wariacie dla ośrodka jednorodnego)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

gdzie κ oznacza współczynnik wyrównywania temperatury o jednostce $m^2 s^{-1}$, a przez T oznaczyliśmy składową zaburzającą stacjonarny profil termiczny tła. Parametr materiałowy κ wyznacza stosunek przewodnictwa cieplnego $k [W m^{-1} K^{-1}]$ i ciepła właściwego na jednostkę objętości $\rho C_p [J m^{-3} K^{-1}]$. Gęstość strumienia cieplnego dana jest wyrażeniem

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

W równaniu (1) pominięto wyraz związany z występowaniem radiogenicznych źródeł ciepła, które są równoważone w ramach stacjonarnego rozkładu temperatury w tle, oraz pominięto ewentualny wpływ ciepła przemiany.

Równanie różniczkowe (1), wraz ze stowarzyszonymi warunkami brzegowymi i warunkiem początkowym, może zostać rozwiązane numerycznie. W metodzie różnic skończonych dyskretyzacja operatora drugiej pochodnej przyjmuje postać

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=z_i} \approx \frac{T_{i-1} - 2T_i + T_{i+1}}{\Delta z^2} \quad (3)$$

gdzie T_i oznacza dyskretną wartość pola temperatury w i -tym węźle siatki obliczeniowej, a Δz to stała odległość między węzłami. W wariacie tzw. niejawniej dyskretyzacji równania (1) w czasie, która niezbędna jest ze względu na stabilność numeryczną, otrzymujemy generyczny schemat postaci

$$-sT_{i-1}^{j+1} + (1+2s)T_i^{j+1} - sT_{i+1}^{j+1} = T_i^j \quad (4)$$

gdzie $s = \kappa \frac{\Delta t}{\Delta z^2}$, Δt to krok czasowy, a superskrypt j indeksuje dyskretyzację w czasie.

Niejawny schemat (4) prowadzi do równania macierzowego, które należy sukcesywnie rozwiązywać dla kolejnych kroków czasowych po uwzględnieniu zmieniającego się wektora dyskretnych temperatur (prawa strona równania) oraz zmodyfikowaniu równań odpowiadających węzłom brzegowym zgodnie z przyjętymi warunkami brzegowymi. W macierzy niezerowe współczynniki znajdują się jedynie na diagonalu i w jej bezpośrednim sąsiedztwie (3 współczynniki w każdym wierszu) i przy implementacji korzystano ze struktury *sparse* dostosowanej do przechowywania macierzy rzadkich w środowisku MATLAB. Schemat numeryczny(4) jest schematem bezwarunkowo stabilnym, ale ze względu na dokładność obliczeń wartość kroku czasowego Δt nie powinna być zbyt duża, podobnie odległość między węzłami obliczeniowymi siatki Δz .

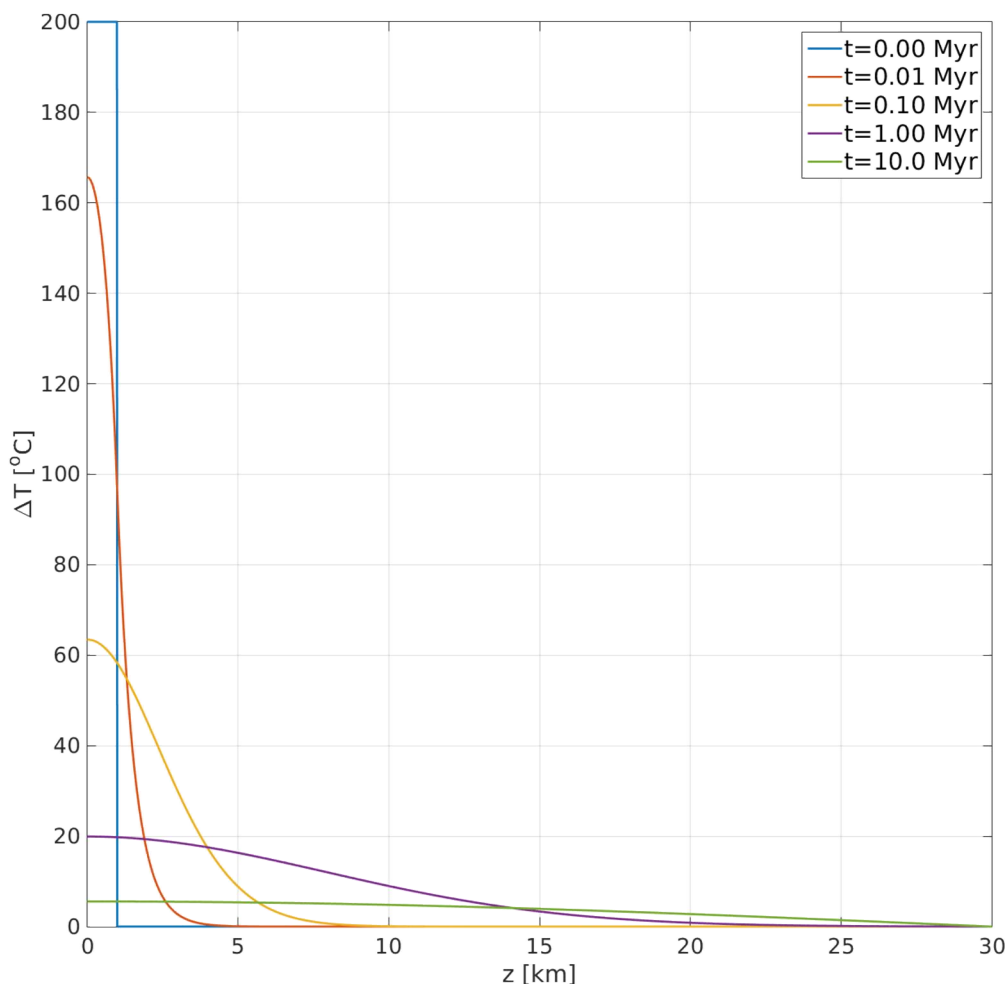


Fig. 10.5.2.2. Ewolucja profilu temperaturowego w przykładowym modelu stygnącej anomalii termicznej o geometrii warstwy. Szczegółowy opis przyjętych parametrów geometrycznych jest podany w tekście.

Na Fig. 10.5.2.2. przedstawiona została ewolucja krzywej temperatury dla przykładowego problemu stygnięcia płytowej anomalii termicznej. W problemie analizowano strefę podwyższonej temperatury położoną na głębokości $L = 30 \text{ km}$ o grubości równej 2 km ($D = 2 \text{ km}$ i $H = 1 \text{ km}$). Użyto współczynnika wyrównywania temperatury κ wynoszącego $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. W przykładzie przyjęto anomalię o amplitudzie $\Delta T = 200^\circ \text{C}$, a niebieska krzywa obrazuje rozkład temperatury w chwili początkowej uwidaczniając jej skok na granicy strefy anomalii i wyżejległego ośrodka. Wyniki symulacji pokazują, że po upływie 10 tys. lat zaburzenie temperatury w centrum strefy spadło do poziomu ok. 165°C , podczas gdy na jej granicy wzrosło do poziomu ok. 100°C . W odległości 5 km od centrum strefy zaburzenie jest wciąż praktycznie niezauważalne. Po 100 tys. lat zaburzenie temperatury w pierwotnej strefie anomalii kształtuje się między 65°C (środek) a 60°C (granica), a w odległości 4 km od centrum strefy wynosi ok. 20°C . W odległości 10 km, czyli na głębokości 20 km zaburzenie praktycznie zupełnie zanika. Po 1 mln lat zaburzenie temperatury w pierwotnej strefie uległo wyrównaniu i wynosi już tylko ok. 20°C , co daje 10-krotny spadek względem początkowej amplitudy anomalii. Zaburzenie obserwowane jest do odległości ok. 20 km (przyjmujemy poziom detekcji na poziomie 1°C), czyli na głębokości ok. 10 km. Na głębokości 15 km anomalia termiczna sięga teraz ok. 4°C . Po upływie 10 mln lat maksymalny notowany poziom zaburzenia temperatury wynosi ok. 6°C w centrum. Zaburzenie powoli spada wraz z oddalaniem się od centrum strefy i osiąga ok. 4°C w odległości 15 km. Niewielka anomalia temperatury notowana jest teraz nawet w dużym oddaleniu od pierwotnej anomalii, docierając do strefy małych głębokości. Ze względu na założony warunek brzegowy zaburzenie temperatury powierzchniowej wynosi zawsze 0.

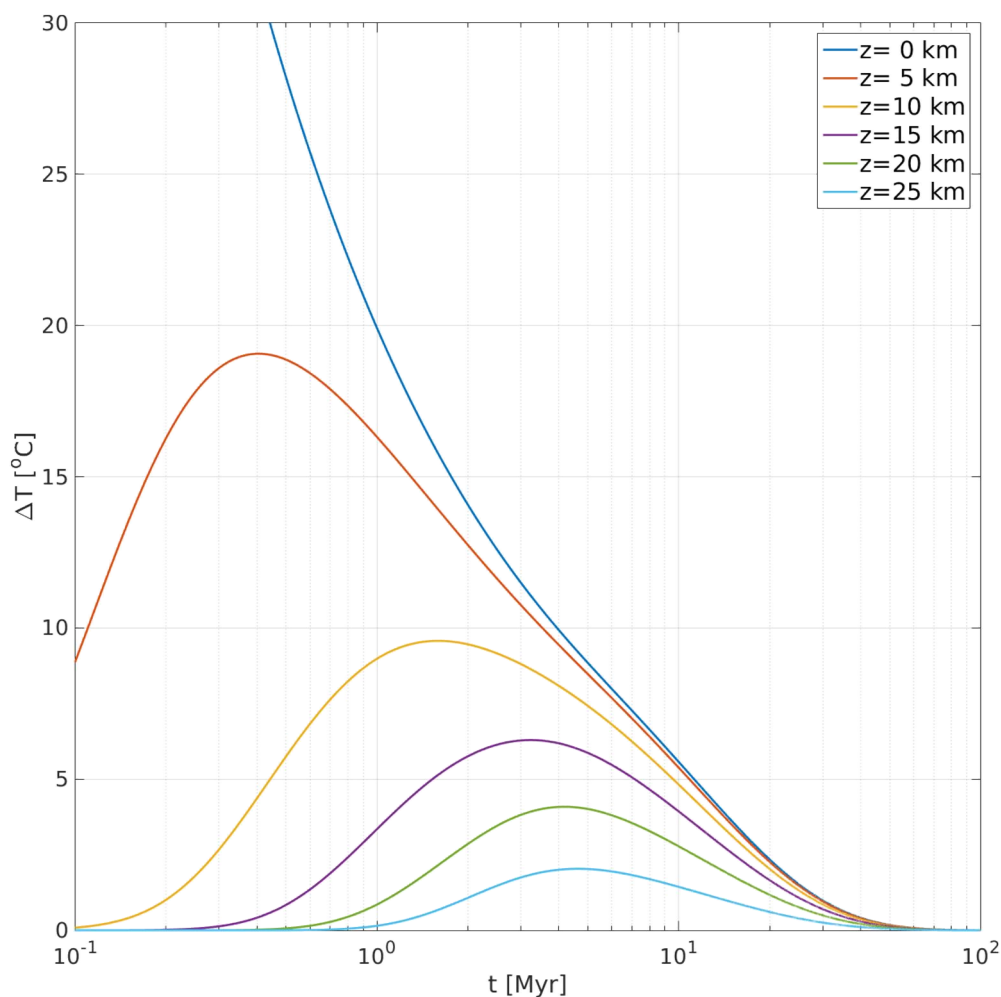


Fig. 10.5.2.3. Ewolucja temperatury w wybranych punktach modelu przykładowego. Dla osi czasu żyto skali logarytmicznej.

Fig. 10.5.2.3. pokazuje ewolucję temperatury w czasie w wybranych punktach przykładowego modelu. W punkcie centralnym strefy ($z = 0 \text{ km}$) zaburzenie temperatury maleje monotonicznie wraz z upływem czasu. Zgodnie z wcześniejszym opisem zaburzenie w centrum osiąga poziom 20°C po upływie 1 mln lat, po 10 mln lat jest to już zaledwie 6°C , a po ok. 40 mln lat anomalia jest praktycznie niezauważalna. W punktach położonych poza pierwotną strefą anomali zaburzenie temperatury początkowo rośnie, a następnie maleje do zera. Wraz ze zwiększaniem odległości od strefy (głębokość analizowanych punktów maleje) maksymalne zaburzenie jest osiągane w coraz późniejszych chwilach czasu, a maksymalna amplituda zaburzenia maleje. W odległości 5 km od centrum maksymalne zaburzenie obserwowane jest po pół mln lat i wynosi niemalże 20°C . W odległości 10 km amplituda zaburzenia spada do poziomu ok. 10°C , a maksimum jest osiągane po upływie ok. 1.5 mln lat. W strefie przypowierzchniowej na głębokości 5 km (odległość 25 km) maksymalna

amplituda zaburzenia wynosi ok. 2°C i została odnotowana po upływie ok. 5 mln lat od pierwotnego wystąpienia anomalii. Zauważmy, że ze względu na liniowość problemu obliczone profile termiczne skalują się bezpośrednio z początkową amplitudą perturbacji (skokiem) temperatury. Uzyskane wyniki pokazują, że dla założonej konfiguracji geometrycznej na głębokości 5 km maksymalne zaburzenie temperatury wynosi 1/100 początkowej amplitudy perturbacji.

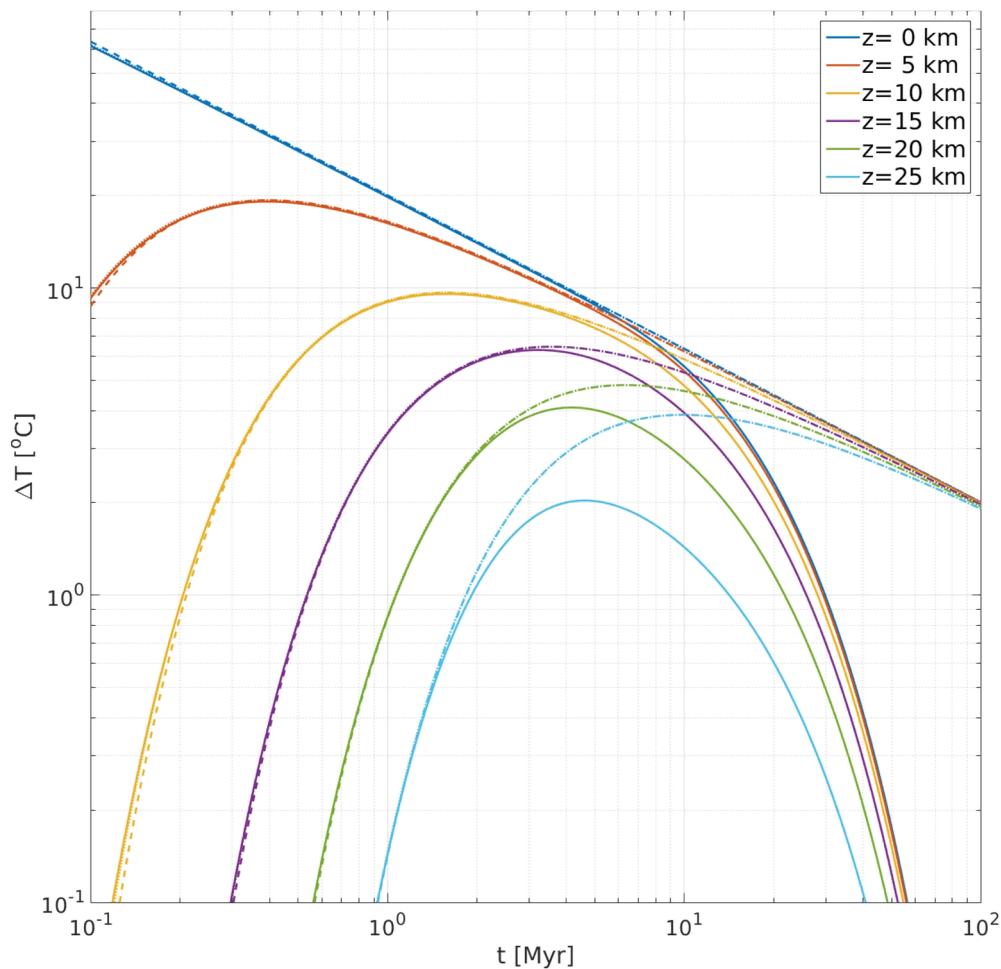


Fig. 10.5.2.4. Porównanie wyników numerycznych (krzywa ciągła) dla domeny ograniczonej i rozwiązania analitycznego (krzywa kropkowana – rozwiązanie dokładne; krzywa przerywana - rozwiązanie przybliżone) dla problemu stygnięcia anomalii termicznej w ośrodku nieskończonym. Użyto skali logarytmicznej dla osi czasu i temperatury.

W przypadku ośrodka nieskończonego i warunku początkowego zależnego tylko od jednej zmiennej przestrzennej (problem przestrzennie jednowymiarowy) rozkład temperatury po upływie czasu t dany jest całką

$$T(z) = \frac{1}{2\sqrt{\pi\kappa t}} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{T}(z') e^{-(z-z')^2/4\kappa t} dz' \quad (5)$$

gdzie \bar{T} to początkowy rozkład temperatury. Pomimo tego, że w analizowanym przez nas zagadnieniu studzenia anomalii termicznej obszar jest ograniczony przez powierzchnię terenu, wzór (5) może zostać użyty do wyznaczenia ewolucji temperatury na wczesnym etapie, poprzedzającym dotarcie zaburzenia termicznego do granicy domeny. Po zastosowaniu warunku początkowego otrzymujemy

$$T(z) = \frac{\Delta T}{2\sqrt{\pi\kappa t}} \int_{-H}^H e^{-(z-z')^2/4\kappa t} dz' \quad (6)$$

Po przekształceniu całki (6) rozkład temperatury wokół stygnącej anomalii termicznej zlokalizowanej w pasie o szerokości $2H$ można wyrazić wzorem

$$T(z) = \frac{\Delta T}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{z+H}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{z-H}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right] \quad (7)$$

gdzie erf to funkcja błędu Gaussa dana wzorem

$$\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt \quad (8)$$

Dla punktów w dużym oddaleniu od pierwotnej strefy anomalii może zostać ona potraktowana jako anomalia punktowa, co prowadzi do przybliżonego wyrażenia

$$T(z) = \frac{H\Delta T}{2\sqrt{\pi\kappa t}} e^{-z^2/4\kappa t} \quad (9)$$

Na Fig. 10.5.2.4. przedstawione zostało porównanie wyników numerycznych z rozwiązaniami analitycznymi danymi wzorami (7) i (9). Na wczesnym etapie ewolucji różnice między wynikami numerycznymi a dokładnym rozwiązaniem analitycznym (7) są praktycznie niezauważalne (różnice można zauważyć po powiększeniu rysunku) i wynikają jedynie z niedokładności charakteryzujących każde rozwiązania numeryczne (skończony rozmiar oczka siatki i kroku czasowego). Na tym etapie zauważalne są pewne rozbieżności między przybliżonym (9) a dokładnym (7) rozwiązaniem analitycznym, ale generalnie przybliżenie dane wzorem (9) jest bardzo dobre. Na późnych etapach ewolucji zauważalna jest duża rozbieżność między rozwiązaniami analitycznymi a rozwiązaniem numerycznym, w szczególności dotyczy to punktów znajdujących się blisko brzegu $z=L$ (powierzchni terenu), w który zastosowany został warunek brzegowy typu Dirichleta. W analizowanym przykładzie rozwiązania analityczne pozwalają dostatecznie przybliżyć ewolucję temperatury

w odległości do 15 km aż do kilku mln lat, co w przypadku punktów poza pierwotną strefą anomalii pozwala na właściwe uchwycenie momentu wystąpienia maksymalnego zaburzenia temperatury. Dla punktów położonych na małej głębokości rozwiązania analityczne (7) i (9) wyraźnie zawyżają amplitudę zaburzenia i przewidują wystąpienie maksimum znacznie później niż w rzeczywistości. Ta rozbieżność spowodowana jest oczywiście nieuwzględnieniem w rozwiązaniach analitycznych efektu brzegowego, który powoduje znacznie wyraźniejsze chłodzenie w punktach położonych blisko powierzchni terenu. Dla bardzo późnego etapu (100 mln lat) rozwiązania analityczne przewidują praktycznie taką samą rezydualną anomalię termiczną we wszystkich analizowanych punktach (w odległości do 25 km od centrum) na poziomie 2°C , podczas gdy rozwiązanie numeryczne wskazuje na

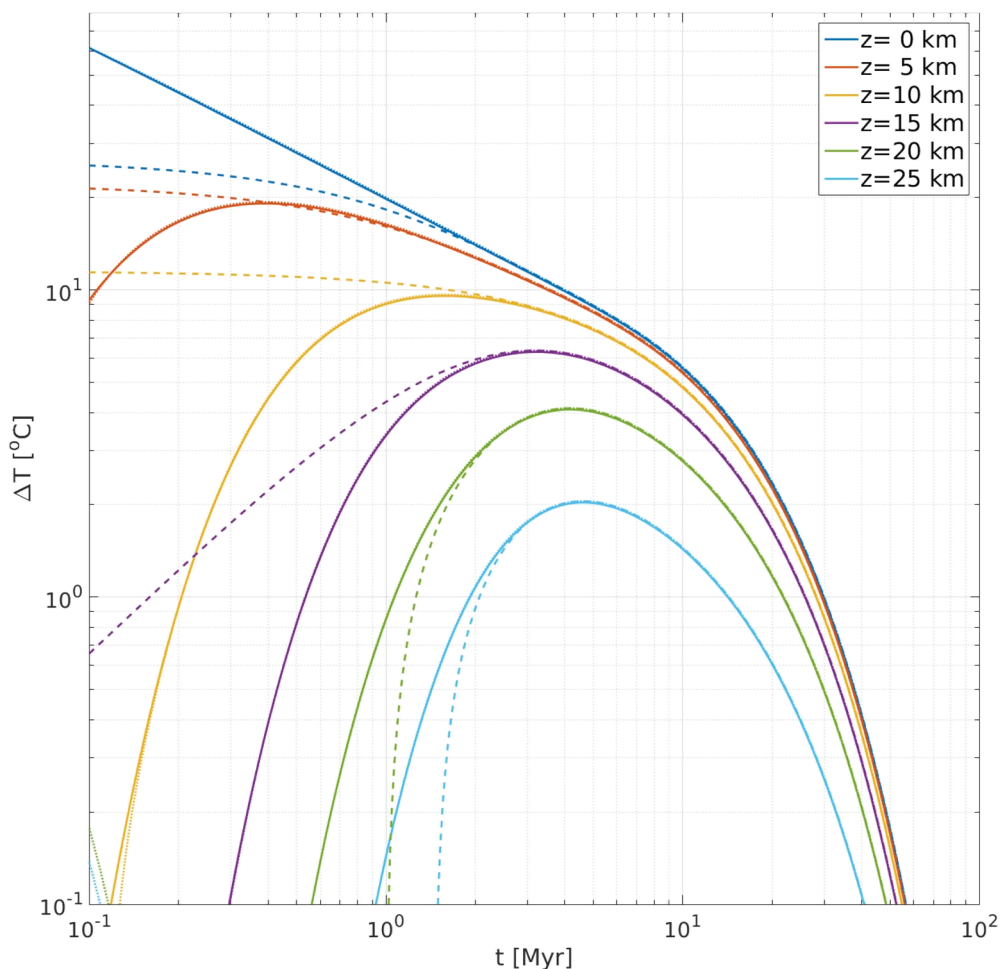


Fig. 10.5.2.5. Porównanie wyników numerycznych (krzywa ciągła) i rozwiązania analitycznego danego szeregiem Fouriera (krzywa przerywana – rozwiązanie dla $m=2$; krzywa kropkowana - rozwiązanie dla $m=10$) w wybranych punktach dla analizowanego przykładu stygnięcia warstwowej anomalii termicznej. Użyto skali logarytmicznej dla osi czasu i temperatury.

spadek anomalii poniżej 1°C po 30 mln lat nawet w centrum modelu. Biorąc pod uwagę, że dla geotermii interesujące jest zachowanie pola termicznego w przypowierzchniowej warstwie skorupy ziemskiej, możemy stwierdzić, że rozwiązanie analityczne dla wariantu problemu z nieskończoną domeną (brak warunku brzegowe) nie stanowi wystarczająco dobrego przybliżenia, które mogłoby zostać użyte do oceny wpływu głęboko posadowionej anomalii termicznej na warunki geotermalne.

Niestacjonarne zagadnienie termiczne dla ograniczonej w przestrzeni domeny może zostać rozwiązane analitycznie przy pomocy szeregu Fouriera. W przypadku warunków brzegowych danych przez zerowanie gradientu w punkcie $z = 0$ (konsekwencja przyjęcia symetrii lustrzanej) oraz zerowania temperatury (w naszym przypadku zaburzenia temperatury) w punkcie $z = L$ możemy ograniczyć się w rozwinięciu do funkcji typu $\cos\left((2n-1)\frac{\pi z}{2L}\right)$ indeksowanych przez $n = 1, 2, \dots$. W efekcie otrzymujemy szereg

$$T(z) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos\left((2n-1)\frac{\pi z}{2L}\right) e^{-\left[\frac{(2n-1)\pi}{2L}\right]^2 \kappa t} \quad (10)$$

gdzie stałe A_n można wyznaczyć rozwijając w analogiczny szereg Fouriera warunek początkowy

$$\bar{T}(z) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos\left((2n-1)\frac{\pi z}{2L}\right) \quad (11)$$

co prowadzi do wzoru

$$\begin{aligned} A_n &= \frac{2\Delta T}{L} \int_0^H \cos\left((2n-1)\frac{\pi z}{2L}\right) dz \\ &= \frac{4\Delta T}{(2n-1)\pi} \sin\left((2n-1)\frac{\pi H}{2L}\right) \end{aligned} \quad (12)$$

W praktyce rozwinięcie we wzorze (10) urywane jest po skończonej ilości wyrazów m . Zauważmy, że o ile ze względu na nieciągłość warunku początkowego możemy spodziewać się problemów ze zbieżnością jego rozwinięcia w szereg Fouriera (11), o tyle na późniejszym etapie możemy oczekiwać, że do przybliżenia rozwiązania niezbędne będzie użycie zaledwie

kilku początkowych wyrazów w rozwinięciu ,gdyż amplitudy stojący przy wyrazach wyższego rzędu (duże n) są silnie gaszone przez wyrażenie $\exp\left\{-\left[\frac{(2n-1)\pi}{2L}\right]^2 \kappa t\right\}$.

Fig. 10.5.2.5 pokazuje porównanie wyników numerycznych uzyskanych metodą różnic skończonych oraz rozwiązania analitycznego opartego o szereg Fouriera (10) dla $m=2$ oraz $m=10$. W przypadku rozwinięcia z 10 wyrazami obserwujemy dużą zbieżność między wynikami numerycznymi i analitycznymi dla całego zakresu analizowanych czasów (różnice między krzywymi widoczne są dopiero po powiększeniu wykresu). Używając zaledwie 2 początkowych wyrazów w szeregu udało się dobrze odtworzyć ewolucję temperatury na późnym etapie (pow. 1 mln lat), a w szczególności przybliżyć amplitudę i moment wystąpienia maksymalnej perturbacji dla punktów położonych w pobliżu powierzchni terenu. Należy zauważyć, że zwiększając ilość wyrazów w rozwinięciu możemy dowolnie zwiększać dokładność przybliżenia.

Ze względu na zaobserwowaną dobrą zbieżność szeregu dla późnych etapów możemy wyprowadzić przybliżone wyrażenie opisujące czas wystąpienia maksymalnej perturbacji w zależności od odległości od centrum strefy (lub głębokości). Spodziewamy się, że przybliżenie oparte o zaledwie 2 wyrazy rozwinięcia będzie dobrze pracować jedynie dla punktów położonych blisko powierzchni terenu. Przybliżenie dla późnych czasów ma postać

$$T(z) = \frac{4\Delta T}{\pi} \sin\left(\frac{\pi H}{2L}\right) \cos\left(\frac{\pi z}{2L}\right) e^{-\left(\frac{\pi}{2L}\right)^2 \kappa t} + \frac{4\Delta T}{3\pi} \sin\left(\frac{3\pi H}{2L}\right) \cos\left(\frac{3\pi z}{2L}\right) e^{-\left(\frac{3\pi}{2L}\right)^2 \kappa t} + K \quad (13)$$

Po obliczeniu oraz przyrównaniu do zera pochodnej T względem z (szukamy maksimum), zaniedbaniu wyrazów wyższego rzędu i po przekształceniach z wykorzystaniem tożsamości trygonometrycznych otrzymujemy wyrażenia na czas wystąpienia maksimum τ

$$\tau = \frac{L^2}{2\pi^2 \kappa} \left[\ln 3 + \ln\left(1 + 2\cos\left(\frac{\pi H}{L}\right)\right) + \ln\left(1 - 2\cos\left(\frac{\pi z}{L}\right)\right) \right] \quad (14)$$

Dla $H \ll L$ oraz $z \rightarrow L$ wzór (14) można przybliżyć zgodnie z rozwinięciami funkcji cosinus i logarytm otrzymując

$$\tau = \frac{L^2 \ln 27}{2\pi^2 \kappa} \left\{ 1 - \frac{\pi^2}{3 \ln 27} \left[\left(\frac{H}{L}\right)^2 + \left(\frac{h}{L}\right)^2 \right] \right\} \approx 0.167 \frac{L^2}{\kappa} \left\{ 1 - \left[\left(\frac{H}{L}\right)^2 + \left(\frac{h}{L}\right)^2 \right] \right\} \quad (15)$$

gdzie $h = L - z \ll 1$ oznacza głębokość. Dla $h = 5$ km wzory (14) i (15) przewidują praktycznie taki sam czas wystąpienia maksimum zaburzenia (różnice na poziomie promila), a dla głębokości $h=10$ km τ jest równe odpowiednio 4.17 i 4.23 mln lat. Maksymalna amplituda zaburzenia może zostać wyznaczona po wstawieniu czasu τ do wzoru (13).

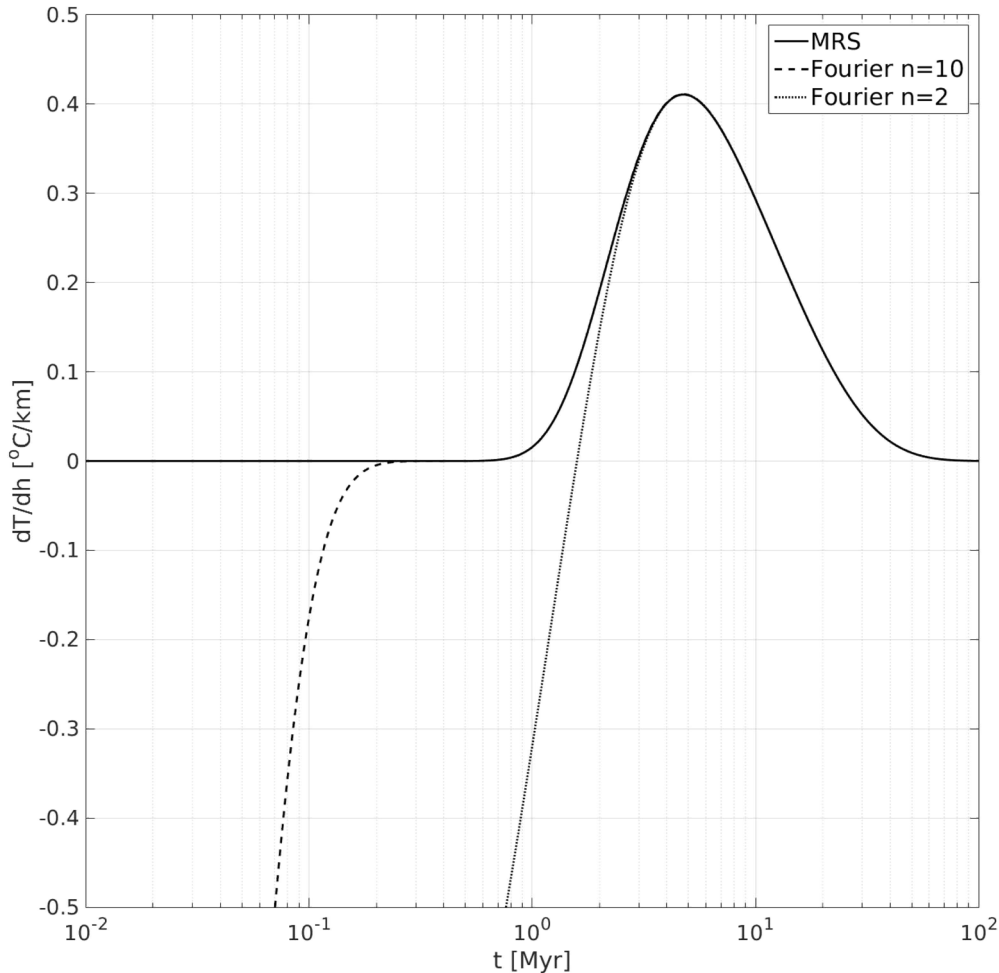


Fig. 10.5.2.6. Ewolucja przypowierzchniowego gradientu temperatury z głębokością – porównanie wyników numerycznych oraz analitycznego rozwinięcia w szereg Fouriera.

Ze względu na założony warunek brzegowy w punkcie $z = L$ (powierzchnia terenu) zaburzenie temperatury jest zerowe. Natomiast możemy spodziewać się wystąpienia niezerowego zaburzenia powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego. W tym celu należy wyznaczyć ewolucję przypowierzchniowego gradientu temperatury. Po zróżniczkowaniu szeregu Fouriera danego wzorem (10) względem zmiennej z oraz położeniu $z = L$ otrzymujemy

$$\left. \frac{dT}{dh} \right|_{z=L} = \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{2\Delta T}{L} \sin\left((2n-1) \frac{\pi H}{2L} \right) e^{-\left[\frac{(2n-1)\pi}{2L} \right]^2 \kappa t} \quad (16)$$

Fig. 10.5.2.6 pokazuje ewolucję przypowierzchniowego gradientu temperatury (gradient jest liczony względem głębokości – zmiennej h - i w związku z tym jest dodatni) dla analizowanego przykładu. Maksymalne zaburzenie gradientu geotermicznego wynosi ok. $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ i osiągnięte jest po upływie ok. 5 mln lat. Porównanie wyniku numerycznego i rozwiązania analitycznego uzyskanego z użyciem wzoru (16) wskazuje, że już zaledwie 2 początkowe wyrazy rozwinięcia są wystarczające do właściwego wychwycenia amplitudy i czasu wystąpienia maksymalnego zaburzenia.

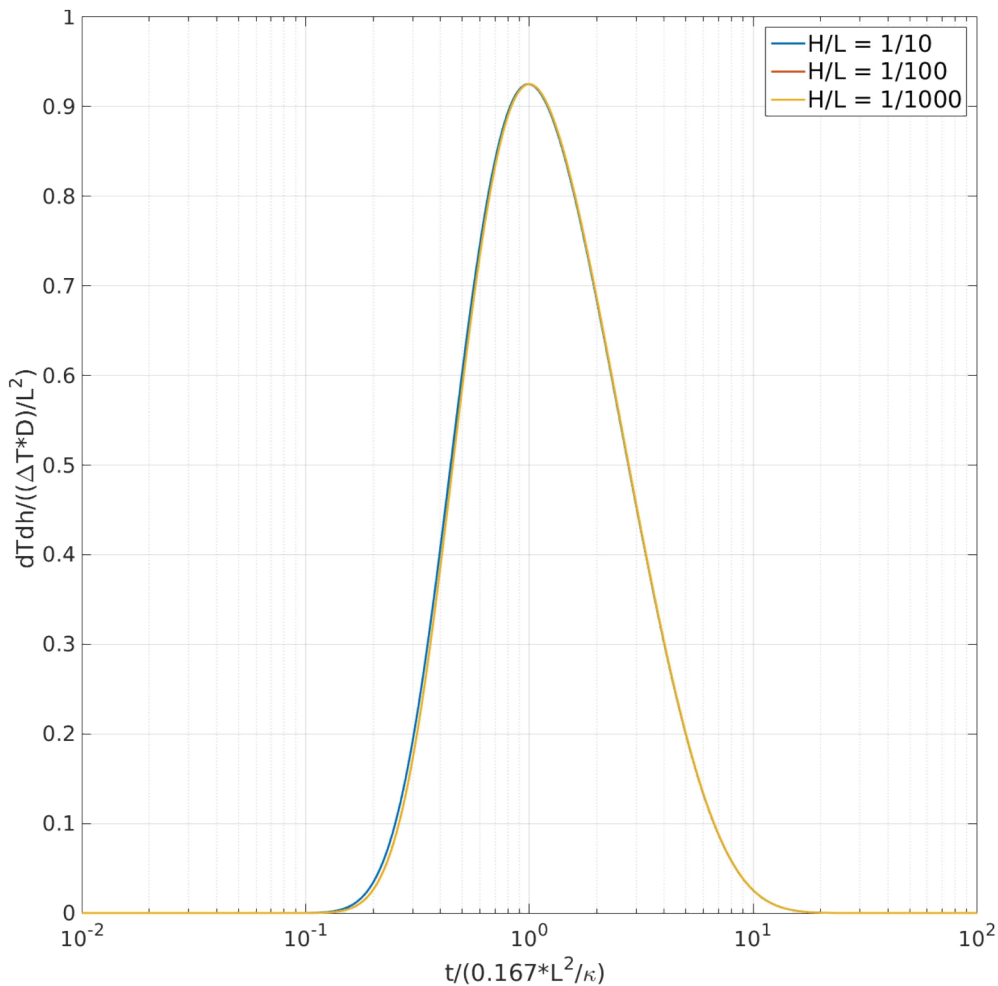


Fig. 10.5.2.7. Ewolucja przypowierzchniowego strumienia ciepłego w układzie znormalizowanych zmiennych.

Analiza wzoru (16) wskazuje na możliwość uzyskania uniwersalnej krzywej po znormalizowaniu gradientu geotermicznego przez wielkość $(\Delta T \cdot D) / L^2$ ($D = 2H$ to grubość pierwotnej strefy anomalnej temperatury) i po przeskalowaniu czasu przez czas wystąpienia maksymalnej perturbacji, który w przypadku strumienia przypowierzchniowego

wynosi $\tau = \frac{L^2 \ln 27}{2\pi^2 \kappa} = 0.167 \frac{L^2}{\kappa}$. Fig. 10.5.2.7 pokazuje, że normalizacja prowadzi do bardzo dobrego kolapsu krzywych (przynajmniej dla H/L poniżej wartości 1/10), a uzyskane maksimum zbliżone jest do 1. Wynik ten pozwala na łatwe szacowanie efektu zaburzenia przypowierzchniowego gradientu termicznego (lub gęstości strumienia cieplnego) dla dowolnej konfiguracji geometrycznej. Czas wystąpienia maksimum jest niezależny od amplitudy i rozprzestrzenienia (grubości warstwy) początkowej perturbacji, a zależy jedynie od głębokości wystąpienia anomalii oraz współczynnika wyrównywania temperatury. Przy założeniu typowego dla skał krystalicznych zakresu zmienności współczynnika κ między $1 \cdot 10^{-6}$ a $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ oraz głębokości wystąpienia anomalii między 30 a 50 km otrzymujemy czas wystąpienia maksymalnej perturbacji powierzchniowego gradientu między 0.5 mln lat ($\kappa = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ i $L = 30 \text{ km}$) a ok. 13 mln lat ($\kappa = 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ i $L = 50 \text{ km}$). Z kolei maksymalna amplituda zaburzenia dla bardzo wysokiej wartości stosunku $H/L = 1/10$ oraz $L = 30 \text{ km}$ wyniosłaby ok. $1^\circ \text{C}/\text{km}$ dla anomalii termicznej o początkowej amplitudzie $\Delta T = 300^\circ \text{C}$. Należy pamiętać, że opisane efekty mogą być znacznie słabsze w przypadku stygnięcia anomalii termicznej o ograniczonym zasięgu horyzontalnym. Z drugiej strony w modelu analizowaliśmy studzenie pulsowej anomalii termicznej. W przypadku stałej dostawy stopu do strefy anomalii możemy spodziewać się dużo silniejszych efektów termicznych w strefie przypowierzchniowej.

10.5. 3. Wnioski

Analizowano proces stygnięcia hipotetycznego, pulsowego nagromadzenia magmy pod spągiem skorupy. Przyjęto zbiornik magmy o wyidealizowanej geometrii nieskończonej płyty, co niewątpliwie można uznać za przypadek skrajny. Z przeprowadzonej analizy wynika, że dla wartości przewodnictwa temperaturowego typowych dla skał krystalicznych oraz zbiornika położonego w zakresie głębokości 30-50 km, maksymalne zaburzenie strumienia cieplnego dociera do powierzchni po ok. 1-10 mln lat. Nawet dla dość skrajnych wartości początkowej anomalii termicznej oraz znacznej miąższości zbiornika magmy otrzymano zaburzenie powierzchniowego gradientu termicznego o amplitudzie nie przekraczającej $1^\circ \text{C}/\text{km}$. Przyjmując wystąpienie nagromadzenia magmy na mniejszej głębokości, już w obrębie skorupy, można otrzymać znacznie większe zaburzenie powierzchniowego strumienia, ale należy oczekiwać dużo krótszego czasu jego propagacji do

powierzchni. Większej amplitudy zaburzenia możemy spodziewać się dla zbiorników zasilanych przez dłuższy okres gorącym stopem. Efekt ten zostanie przeanalizowany na dalszym etapie badań.

Literatura

Dowgiałło J., 1976. Wody termalne Sudetów. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 26, no. 4.

Dowgiałło J., 2000 — The Sudetic geothermal region of Poland new findings and further prospects. *Proceedings, World Geothermal Congress 2000*: 1089–1094. Kyushu–Tohoku, Japan

Dowgiałło, J., 2002 - The Sudetic Geothermal Region of Poland, *Geothermics*, 31, 343-359

Fistek J., 1957 - Wody mineralne Łąka Zdroju. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój 19-21 maj 1957 r.*, Wrocł. Druk. Naukowa. Wrocław

Sowiżdżał A., Hajto M., Stefaniuk M., Targosz P., Kępińska B., Kiersnowski H., Jureczka J., Karwasiecka M., Wilk S., Rolka M., Wójcicki A., Bujakowski W., Barbacki A., Bielec B., Hołojuch G., Kasztelewicz A., Miecznik M., Pająk L., Skrzypczak R., Tomaszewska B., 2013 - Lokalizacja potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (HDR/EGS) na obszarze Polski. W: Wójcicki A., Sowiżdżał A., Bujakowski W. (red.), *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce.*

10.6. Perspektywy występowania wód termalnych w Sudetach i na ich przedpolu

Krótki ten podrozdział zdecydowano się umieścić w rozdziale 10, poświęconym analizie uzyskanych wyników i innych danych, ze względu na podobne przesłanki, jak w przypadkach podrozdziałów 10.2 do 10.5. Zawiera on w zwartej formie aktualne przemyślenia i wnioski dotyczące możliwości występowania i poszukiwań podziemnych wód termalnych na obszarze badań realizowanego zadania PSG. Ponieważ dotychczasowe badania, raportowane w tym opracowaniu, miały na celu głównie rozpoznanie tektonicznych uwarunkowań występowania wód termalnych głębokiego krążenia w Sudetach i na ich przedpolu, siłą rzeczy zamieszczona tu analiza hydrogeologiczna ma charakter wstępny, bardzo ogólny i skrótowy, a zostanie znacznie rozwinięta i wzbogacona o pozyskane dane i oparte na nich wnioski, na etapach 2. i 3. realizacji zadania PSG „Młode strefy tektoniczne...”

Istotne znaczenie dla przepływów wód głębokiego krążenia, a tym samym dla możliwości pozyskiwania znaczących ekonomicznie ilości wód termalnych, mają różnego typu wgłębne dyslokacje i inne nieciągłości strukturalne, szczególnie młode lub odmłodzone w kenozoiku, a tym samym wykazujące podwyższone prawdopodobieństwo hydraulicznej drożności.

Aktualnie uważa się, że wody termalne są pochodzenia - w przeważającej części omawianego obszaru - infiltracyjnego, a temperatura ich związana jest głębokim krążeniem i geotermicznym ogrzewaniem tych wód. Opady atmosferyczne wnikające systemem szczelin i spękań masywu skalnego krążąc na znacznej głębokości ogrzewają się i wypływają na powierzchnię pod odpowiednim ciśnieniem hydrostatycznym w postaci źródeł termalnych. Głęboka infiltracja wód możliwa jest dzięki sieci spękań i głębokich rozłamów (uskoków) powstałych podczas orogenezy alpejskiej ewentualnie odnowieniu starszych dyslokacji wieku waryscyjskiego lub kaledońskiego (Krawczyk i in., 2011). W przedmiotowym obszarze badań związanym zarówno z wychodniami skał krystalicznych jak i stanowiącymi podłoże serii osadowych, występowanie wód termalnych związane jest z głębokimi dyslokacjami w obrębie skał krystalicznych. Notabene, zwykłe wody podziemne występują w obrębie masywów krystalicznych – poza płytkimi wodami partii zwietrzelinowo-rumoszowej, do głębokości 300 m i są również związane z obecnością stref tektonicznych.

Dotychczasowe wyniki badań prowadzonych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego, wskazują na ścisły związek potencjalnego występowania wód termalnych z przebiegiem większych dyslokacji, a ściślej ze strefami przecięcia się kilku dyslokacji (Mroczkowski, Ostaficzuk, 1985, Marszałek, 2010). Z hydrogeologicznego punktu widzenia

dla gromadzenia i przewodzenia wód podziemnych w masywach skalnych, szczególnie ważne są spękania i szczeliny tensyjne (Staško, 1996). Występowanie wód podziemnych w masywach krystalicznych jest uwarunkowane ich szczelinowatością wynikającą z obecności spękań, rys, pęknięć czy nieciągłości tektonicznych. Dla transportu wód w systemy głębokiego krążenia istotne są ich atrybuty, głównie długość, stopień wypełnienia i porowatość szczelinowa. Stąd też występowanie wód głębokiego krążenia związane jest ze strefami wodonośnymi, a nie warstwą czy poziomem z określonym horyzontem wodonośnym.

O kolektorskich właściwościach skał krystalicznych i osadowych decydują głównie parametry porowatości, wodochłonności i przepuszczalności. Ich wartości (Staško, 1996, Olichwer, 2007) w odniesieniu do stwierdzonych wydajności otworów ujmujących wody termalne, dla poszczególnych badanych stref zestawiono w Tabeli 10.6.1.

Najwyższymi wartościami porowatości spośród skał krystalicznych rzędu 6-7 % charakteryzują się bazalty i serpentynity, niższymi rzędu 1-3 % gnejsy, granity i amfibolity. Natomiast wodochłonność skał jest kilkakrotnie niższa i w zasadzie nie przekracza 1 % (poza bazaltami i serpentynitami).

Tabela 10.6.1. Parametry porowatości i wodochłonności ośrodków skalnych przyjętych stref tektonicznych

Strefa tektoniczna	Typ skały/obszaru	Porowatość [%]	Wodochłonność [%]	Wydajność otworu strefy wód termalnych [m ³ /h]
uskok sudecki brzeżny	serpentynity	0,70- 7,70	0,05-2,78	bd
	gnejsy sowiogórskie	1,10- 3,30	0,22-0,73	
	granit kłodzko- złotostocki	0,01- 2,30	0,10-0,80	
	granit Strzegom- Sobótka	1,10- 2,20	0,30-0,50	
	bazalty	0,70- 5,80	0,09-1,57	
	amfibolity	0,10-	0,05-0,88	

		3,30		
rów Górnej Nisy/masyw Śnieżnika	gnejsy śnieżnickie	1,8-4,5	0,23-1,68	3,6-31,3
	granit kłodzko- złotostocki	0,01-2,3	0,10-0,80	
	piaskowce	13,8- 14,9	bd	
masyw karkonosko-izerski	granit	0,34-2,2	0,14-0,83	20,5-54,0
metamorfik niemczańsko- kamieniecki	łupki, gnejsy	bd	bd	bd
kredowa niecka opolska	gnejsy	bd	bd	200,0
monoklina przedsudecka	piasko wce, mułowce	bd	bd	bd
metamorfik kaczawski	łupki, zieleńce	bd	bd	bd

Spośród przebadanych w I etapie i wytypowanych do dalszych badań stref tektonicznych, najlepszym rozpoznaniem - także pod względem geotermii - charakteryzuje się masyw karkonosko-izerski. Wykonane zostały w tym obszarze 3 otwory geotermalne o wydajnościach od 20,5 do 54 m³/h i temperaturze na wypływie od 23 do 86,7°C. Określony moduł odpływu podziemnego dla wód termalnych (Marszałek, 2007, Ciężkowski i in., 2011) w wysokości 0,2 l/s km², pozwala dla szacowanie zasobów wód termalnych w masywie karkonosko-izerskim na poziomie 1440 m³/h przy przyjęciu powierzchni 2 tys. km². Dla metamorficznego masywu Śnieżnika wielkość modułu określono na poziomie 0,3 l/s km² (Ciężkowski i in., 2011), ale przy mniejszym obszarze alimentacji wielkość zasobów wód termalnych jest niższa. W naturalnych wypływach wód termalnych w formie źródeł rejonu Łądką Zdroju o wydajności 8,7 l/s i temperaturze 20,3-28,3°C, po wykonaniu otworu ujmującego wody termalne o temperaturze 44°C i wydajności 8,3 l/s, nastąpiło zmniejszenie wielkości wypływu. Może to wskazywać na istnienie lokalnych układów hydraulicznych pozostających w równowadze hydrodynamicznej w danej strefie tektonicznej. Wynika to z dużej anizotropii ośrodka skalnego, co z kolei przekłada się na zróżnicowaną odnawialność stref wodonośnych i wiek wód podziemnych. W trakcie wiercenia otworu w Cieplicach-Zdroju, stwierdzono strefowość hydrogeotermiczną przejawiającą się kilkunastoma strefami

dopływu wód termalnych o temperaturach od 24,8 do 87,8 °C i wydajnościach od 0,5 do 130 m³/h (Marszałek, 2010). Dla rejonów objętych badaniami -poza blokiem karkonosko-izerskim i masywem Śnieżnika - nie zostały oszacowane wielkości zasobów wód termalnych. Przy punktowym, zarówno rozpoznaniu jak i występowaniu wód termalnych, do szacowanych wielkości zasobów należy zatem podchodzić z dużą ostrożnością.

Literatura

Cięzkowski W., Michniewicz M., Przylibski T.A., 2011 – Wody termalne na Dolnym Śląsku. Materiały LXXXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, *Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska*: 107-120. Wrocław.

Dowgiałło J., 2001. Sudecki region geotermiczny (SRG) – określenie, podział, perspektywy poszukiwawcze. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Wyd. Uniw. Wrocław., Wrocław.

Grzegorzczak K., Farbisz J., 2007 – *Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze bloku karkonosko-izerskiego na podstawie kompleksowych badań geofizycznych i pogłębionej analizy danych geologicznych*. PBG Warszawa & PG Proxima S.A., Wrocław

Krawczyk J., Aleksandrowski P., Chowaniec J., Skrzypczyk L., Farbisz J., Grzegorzczak K., Biel A., 2011 – *Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim*. PIG-PIB Warszawa.

Liber-Makowska E., Łukaczyński I., 2016 – Charakterystyka nowo rozpoznanego złoża wód termalnych w Karpnikach na tle warunków geotermicznych Kotliny Jeleniogórskiej. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój* nr 2/2016.

Marszałek H., 2007 – Kształtowanie zasobów wód podziemnych w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej. *Hydrogeologia. Acta Universitatis Wratislaviensis*. Wrocław.

Marszałek H., 2010 – Strefowość hydrogeologiczna w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej (Sudety Zachodnie). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 440: 87-100.

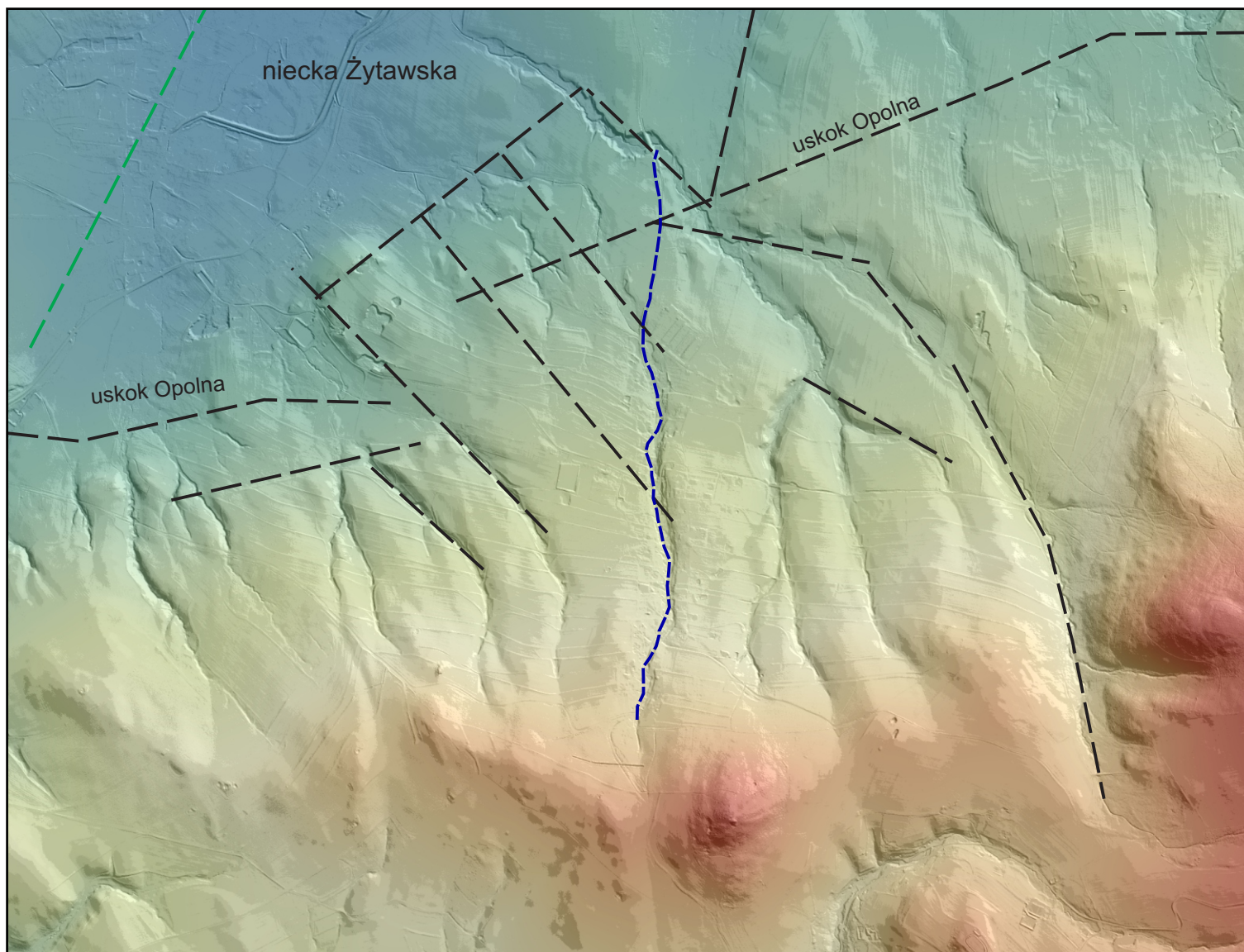
Mroczkowski J., Ostaficzuk St., 1985 – Konfrontacja zdjęcia satelitarnego z mapą geologiczną Karkonoszy i Gór Izerskich; próba interpretacji tektoniki dysjunktywnej. *Geologia Sudetica*, vol. XX, Nr 2.

Olichwer T., 2007 – Zasoby wód podziemnych Ziemi Kłodzkiej. *Hydrogeologia. Acta Universitatis Wratislaviensis*. Wrocław.

Staśko St., 1996 – Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Prace geologiczno-mineralogiczne*, 53, *Acta Universitatis Wratislaviensis* No 1870. Wrocław.

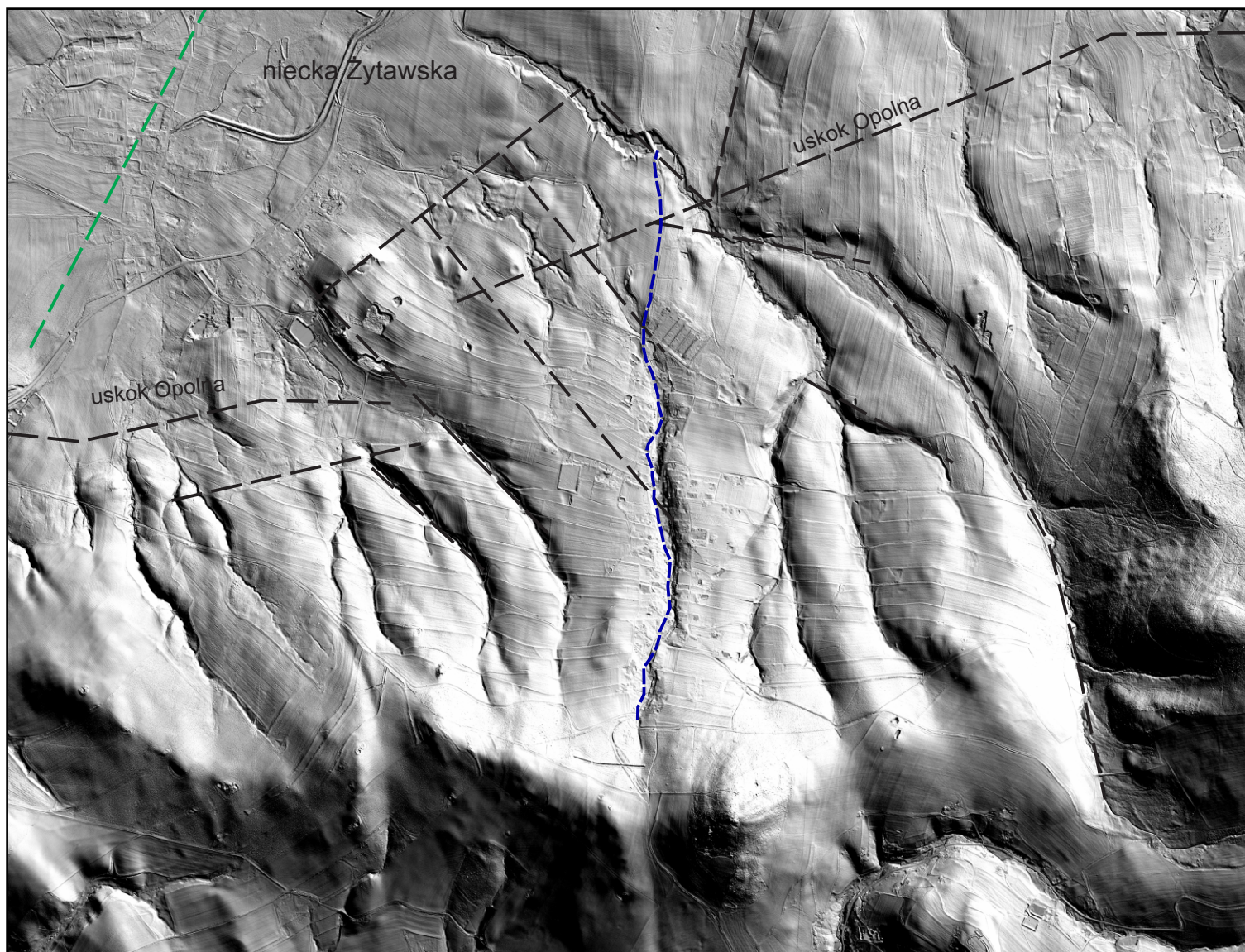


Fig. 10.1.1a. Rejon (obszar) badań Opolno. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie topograficznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodnie z legendą na Fig.10.1.1e.



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.1b. Rejon (obszar) badań Opolno Zdrój. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja kolorowa.



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.1c. Rejon (obszar) badań Opolno Zdrój. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja czarno-biała.

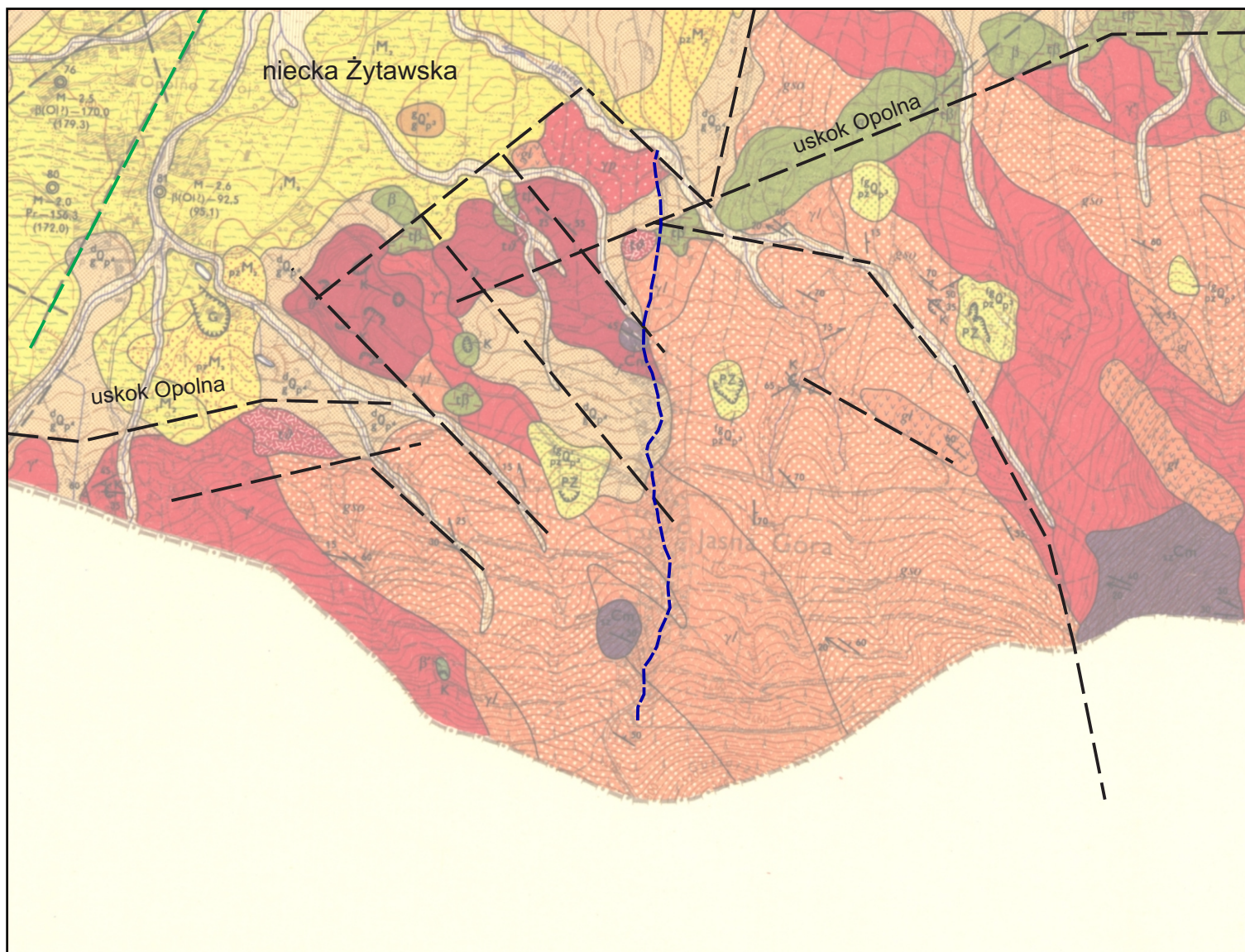


Fig. 10.1.1d. Rejon (obszar) badań Opolno Zdrój. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie geologicznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.6e.

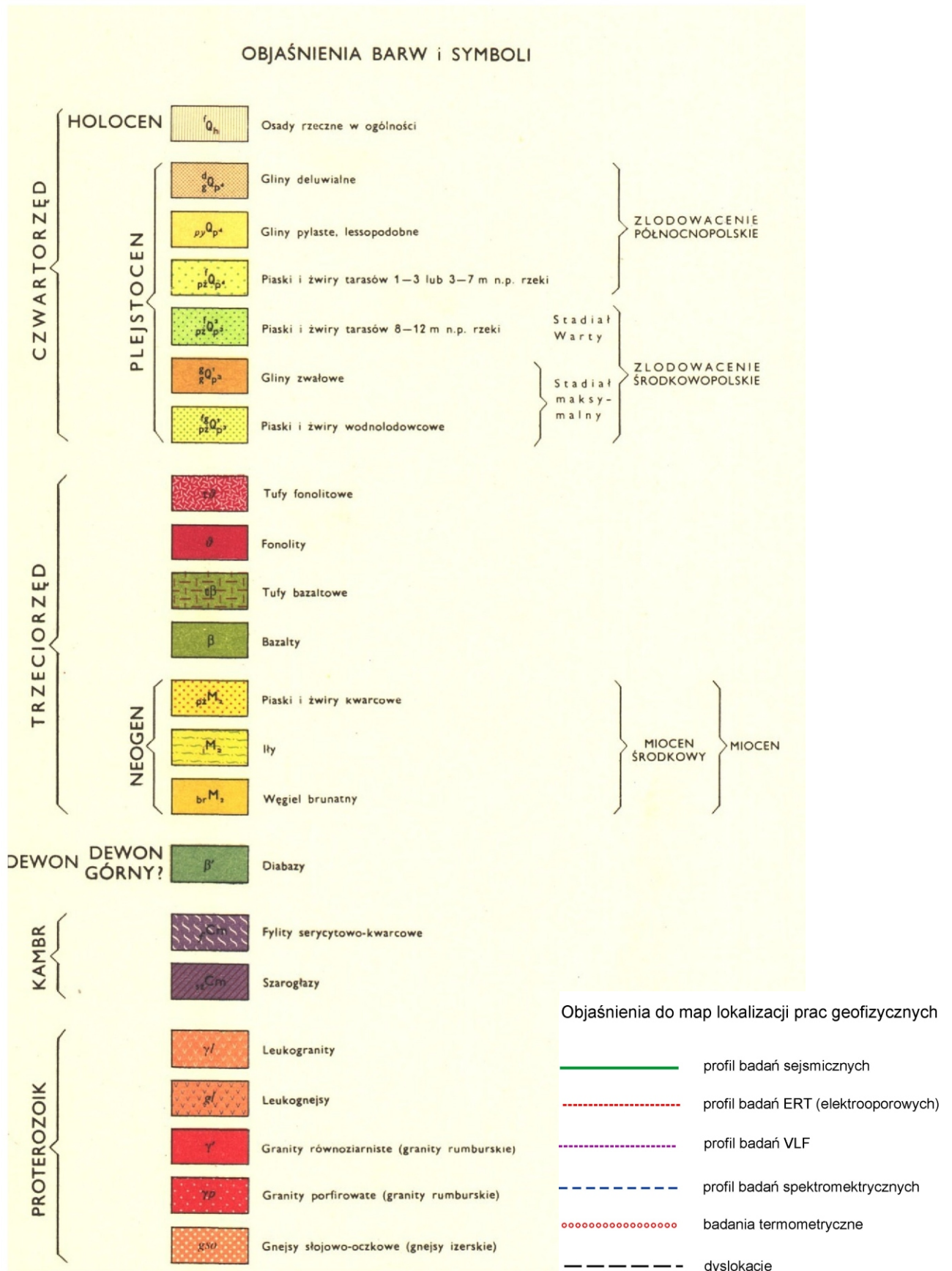
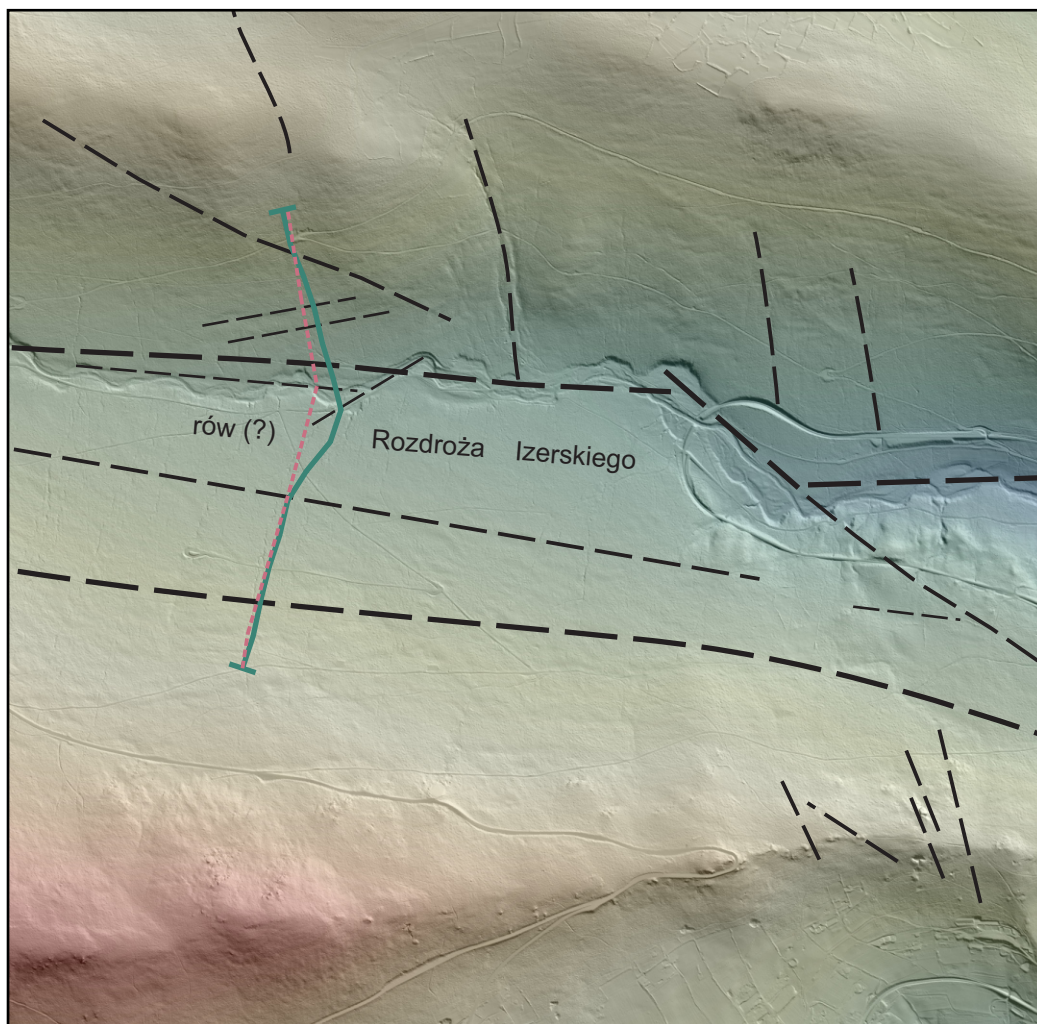


Fig. 10.1.1e. Rejon (obszar) badań Opatowitz. Objasnienia oznaczeń linii badawczych na mapach, na Fig. 10.1.1a-d oraz legenda do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, wykorzystanych na Fig. 10.1.1d.



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.2a. Rejon (obszar) badań Szklarska Poręba-Kamienna. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie topograficznej 1 : 25 000. Objąsnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.2e.



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.2b. Rejon (obszar) badań Szklarska Poręba-Kamienna. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja kolorowa.

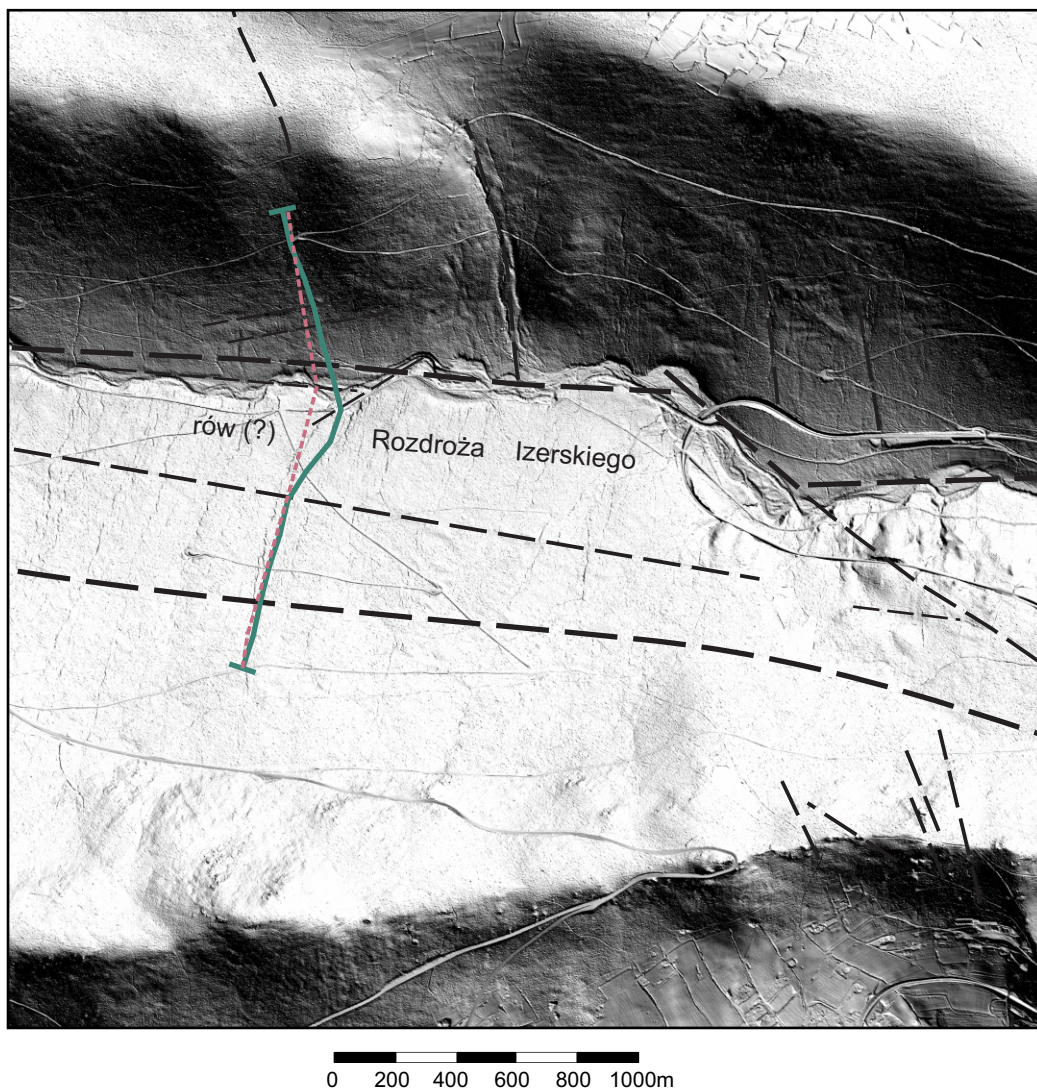


Fig. 10.1.2c. Rejon (obszar) badań Szklarska Poręba-Kamienna. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja czarno-biała.

SMGS ark. Piechowice



Fig. 10.1.2d. Rejon (obszar) badań Szklarska Poręba-Kamienna. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie geologicznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.2e.

Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000

ark. Piechowice (J. Szałamacha, 1972)

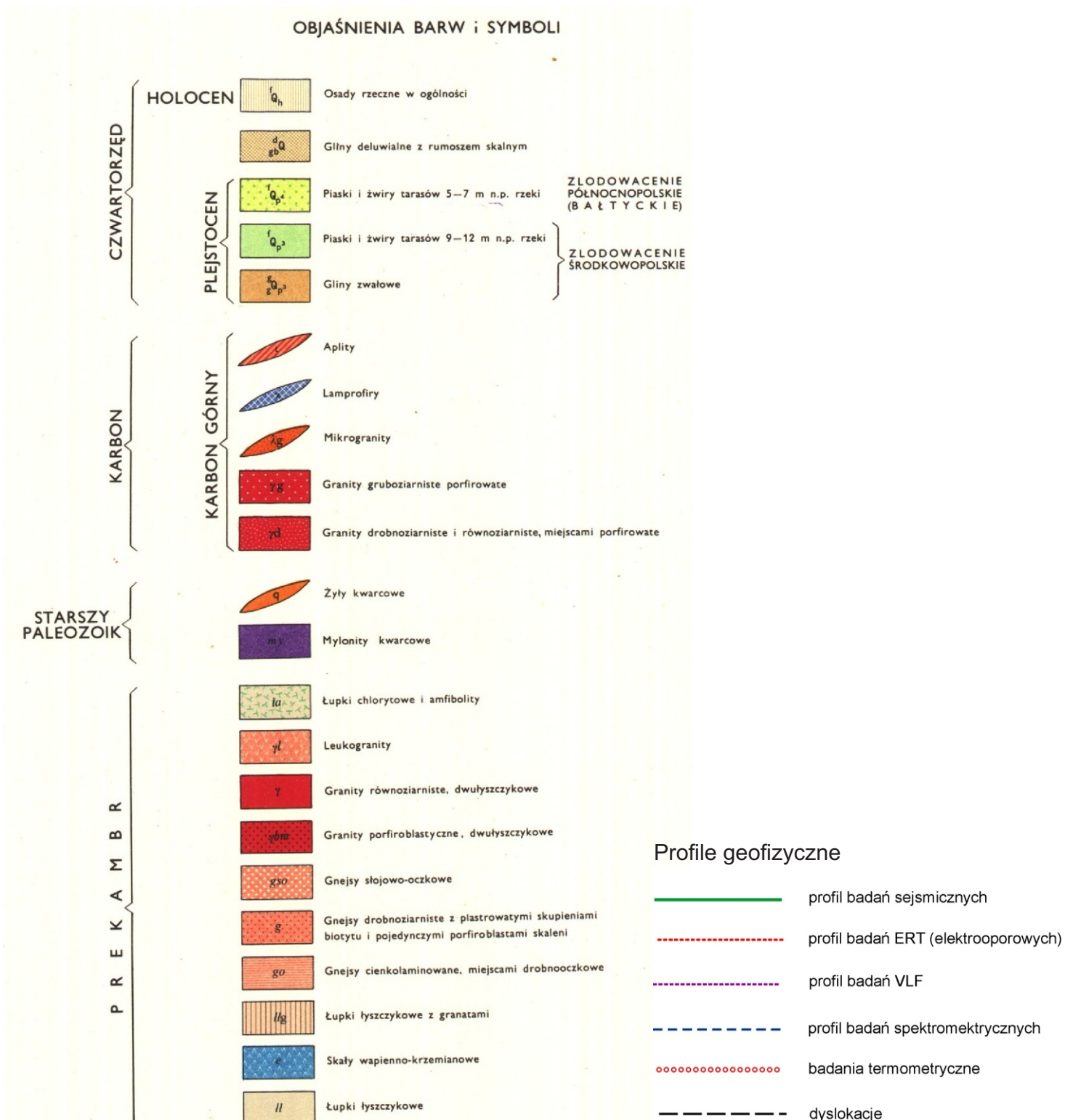


Fig. 10.1.2e. Rejon (obszar) badań Szklarska Poręba-Kamienna. Objasnienia oznaczeń linii badawczych na mapach, na Fig. 10.1.2a-d oraz legenda do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, wykorzystanych na Fig. 10.1.2d.



Fig. 10.1.3a. Rejon (obszar) badań Przesieka. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie topograficznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.3e.

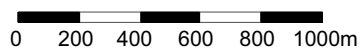
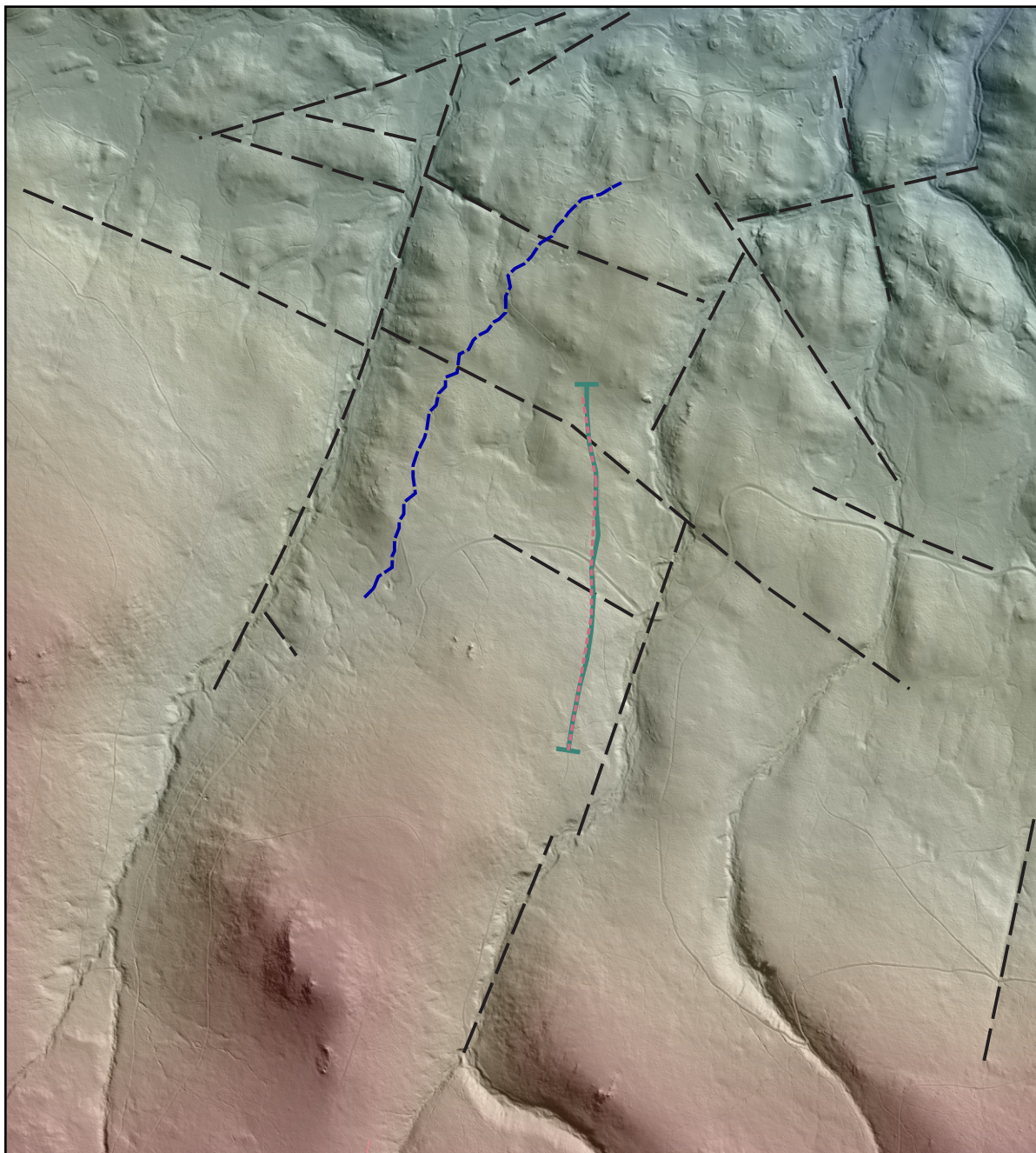


Fig. 10.1.3b. Rejon (obszar) badań Przesieka. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja kolorowa.

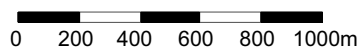
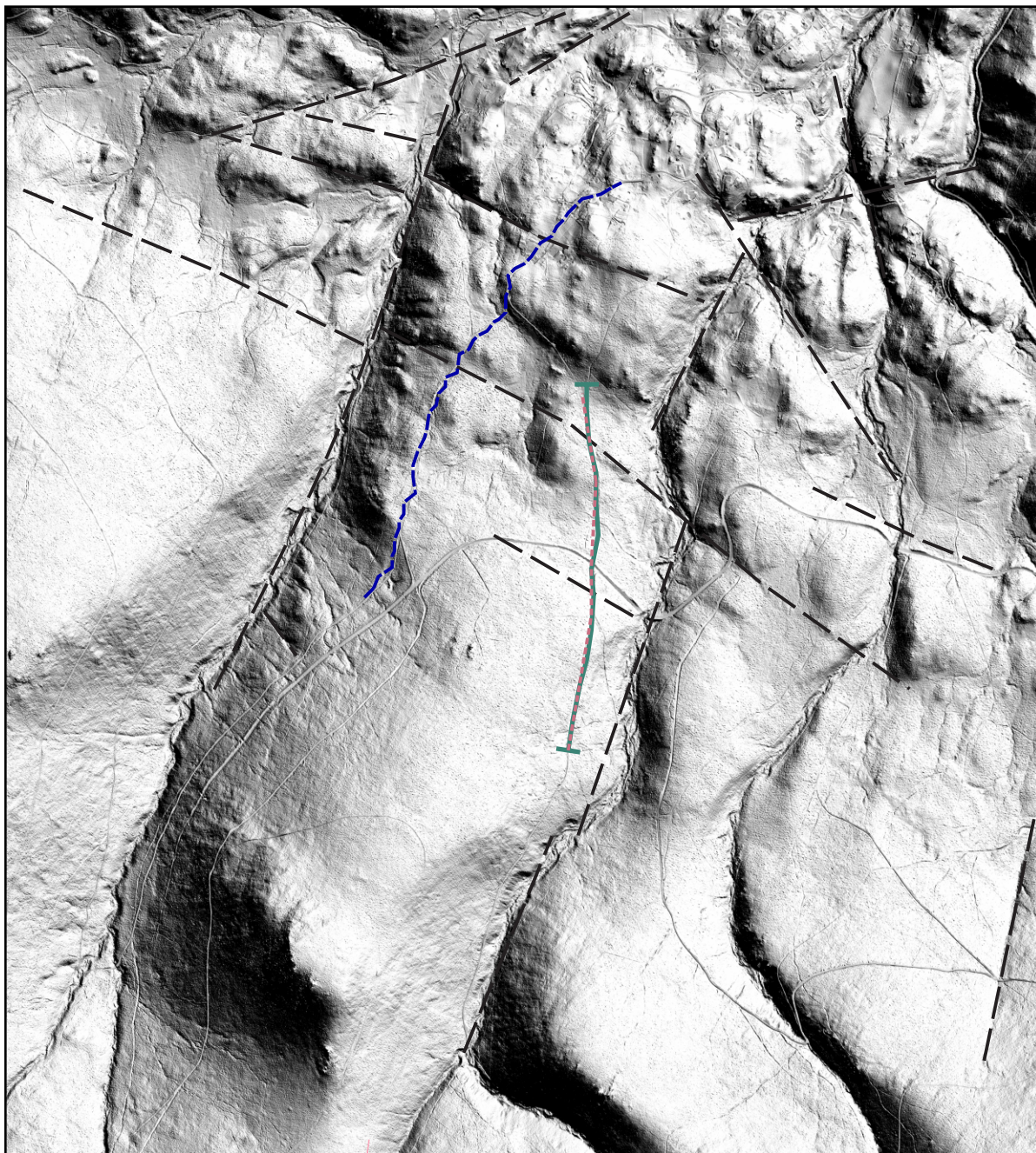
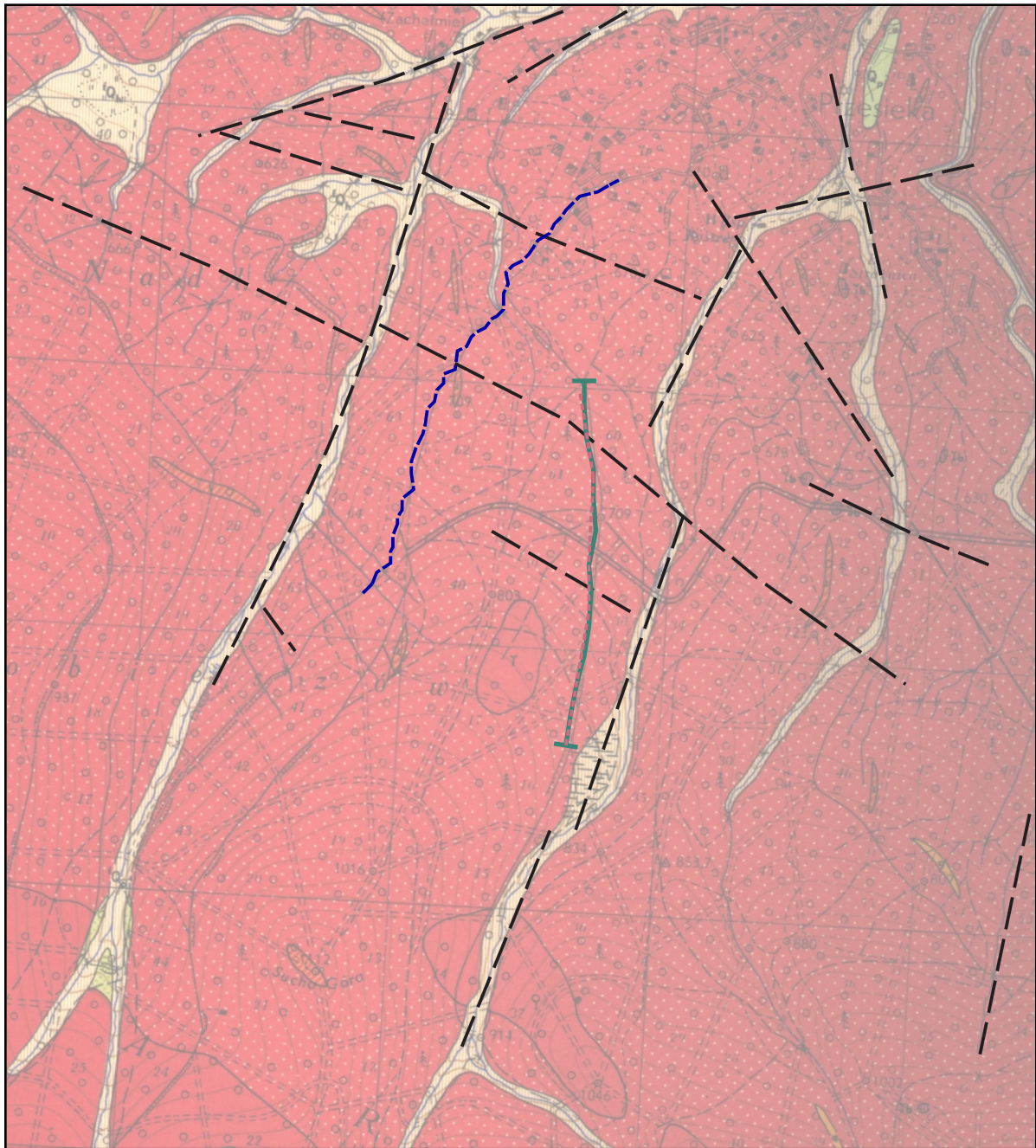


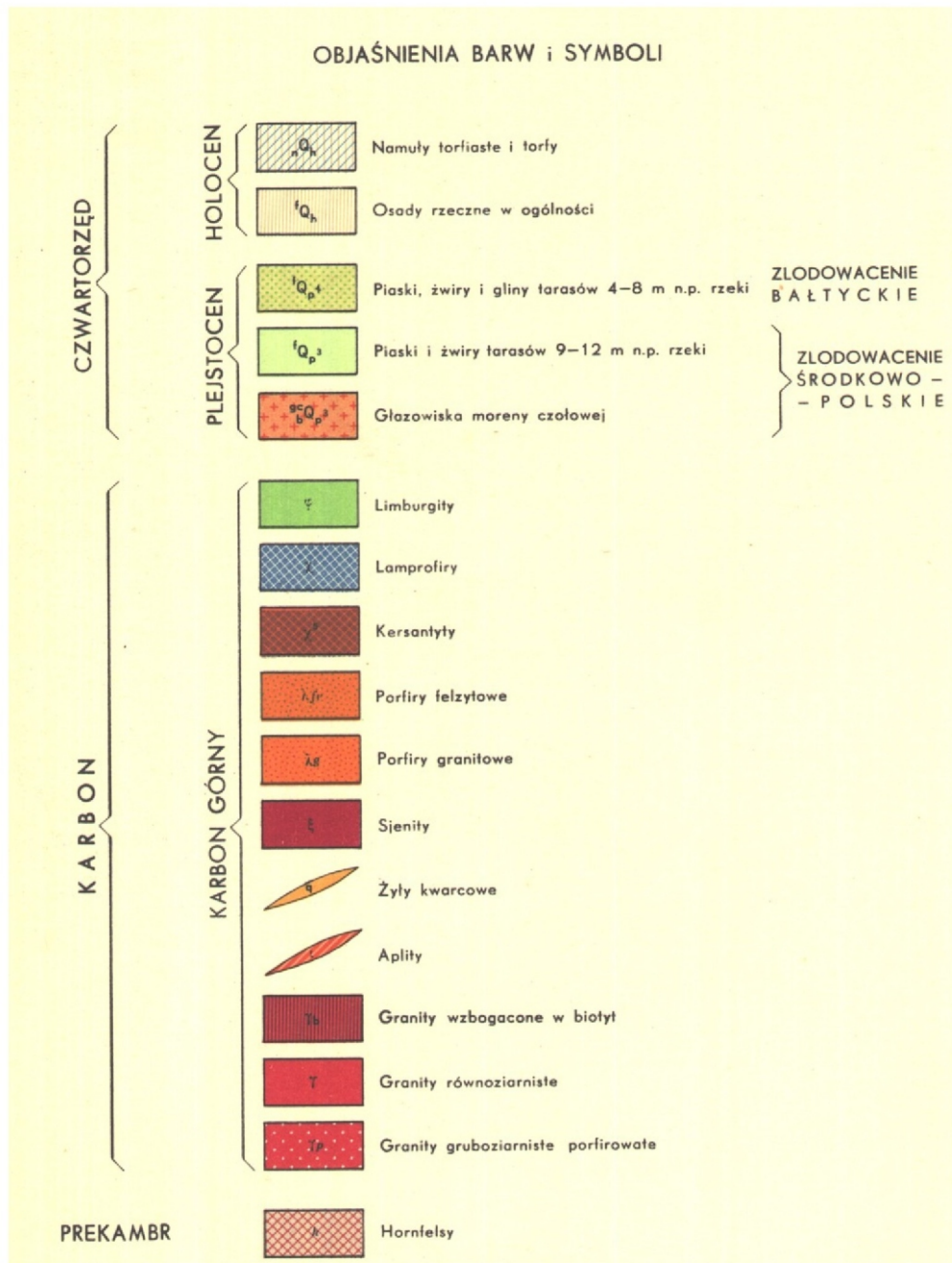
Fig. 10.1.3c. Rejon (obszar) badań Przesieka. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja czarno-biała.

SMGS
Sosnówka



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.3d. Rejon (obszar) badań Szklarska Przesieka. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie geologicznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.3e.



Profile geofizyczne

- profil badań sejsmicznych
- profil badań ERT (elektrooporowych)
- profil badań VLF
- profil badań spektrometrycznych
- badania termometryczne
- dyslokacje

Fig. 10.1.3e. Rejon (obszar) badań Przesieka. Objasnienia oznaczeń linii badawczych na mapach, na Fig. 10.1.3a-d oraz legenda do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, wykorzystanych na Fig. 10.1.3d.

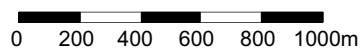
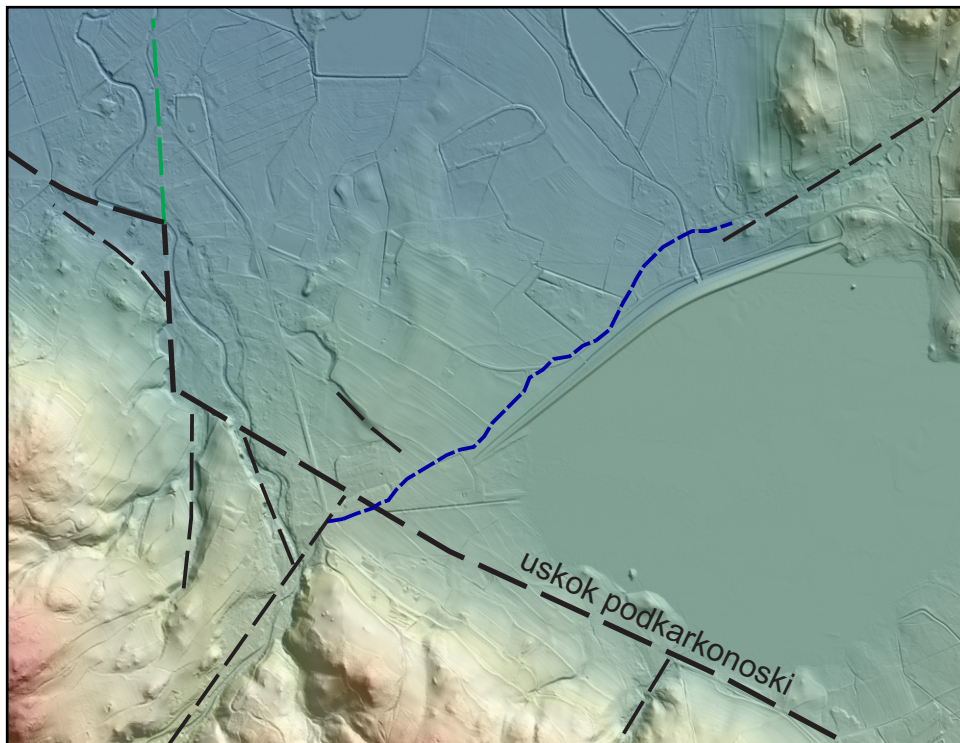


Fig. 10.1.4a. Rejon (obszar) badań Podgórzyn. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie topograficznej 1 : 25 000. Objasnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.4e.



0 200 400 600 800 1000m

Fig. 10.1.4b. Rejon (obszar) badań Podgórzyn. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja kolorowa.

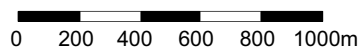
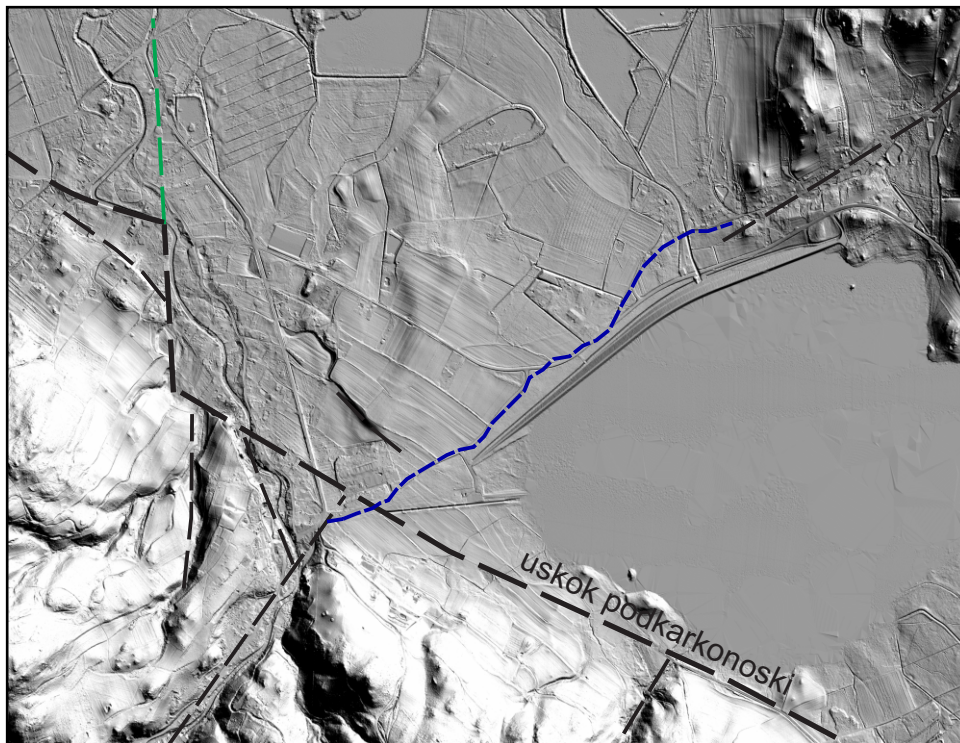


Fig. 10.1.4c. Rejon (obszar) badań Podgórzyn. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja czarno-biała.

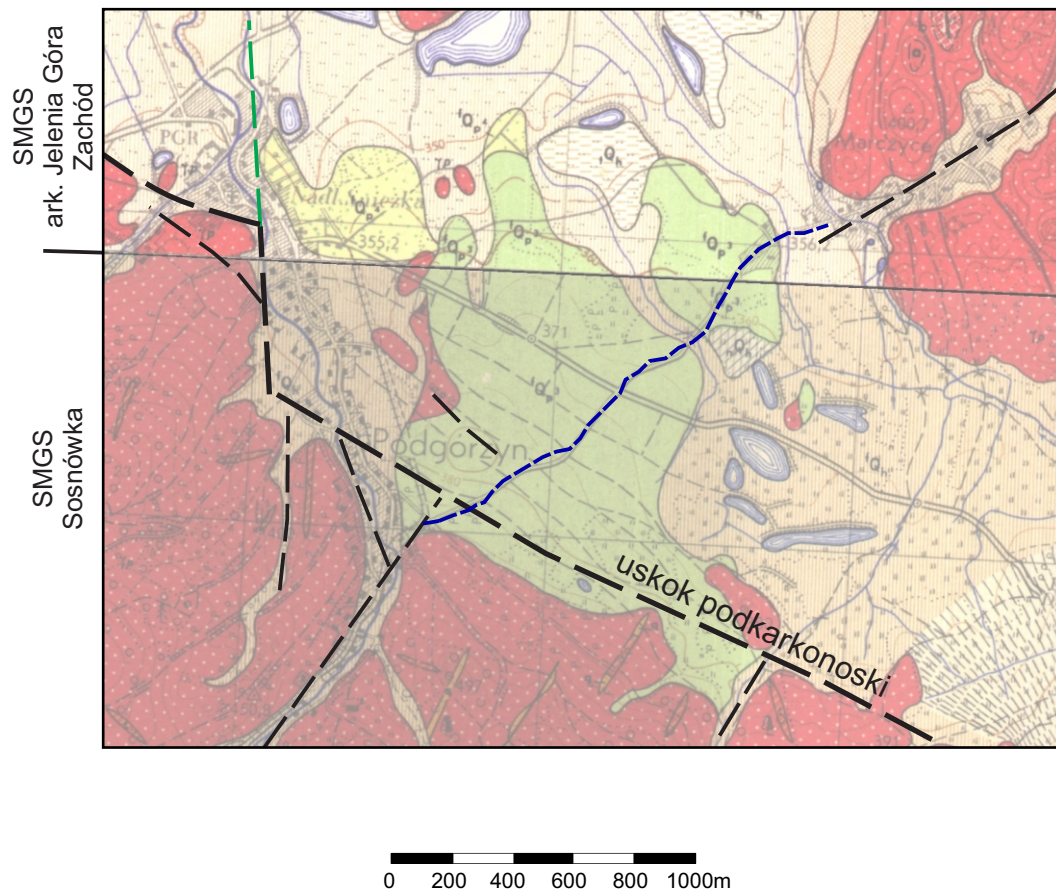
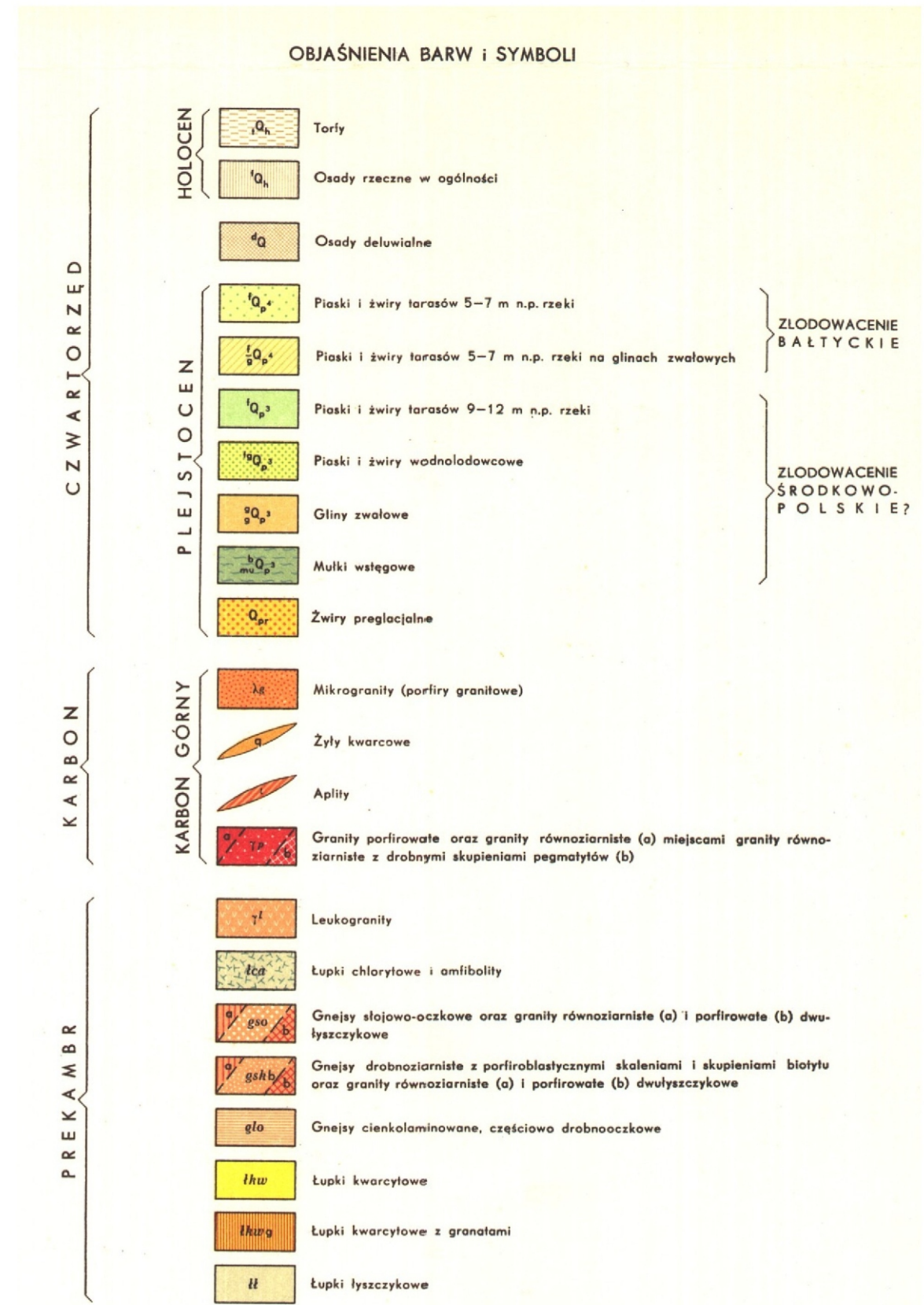
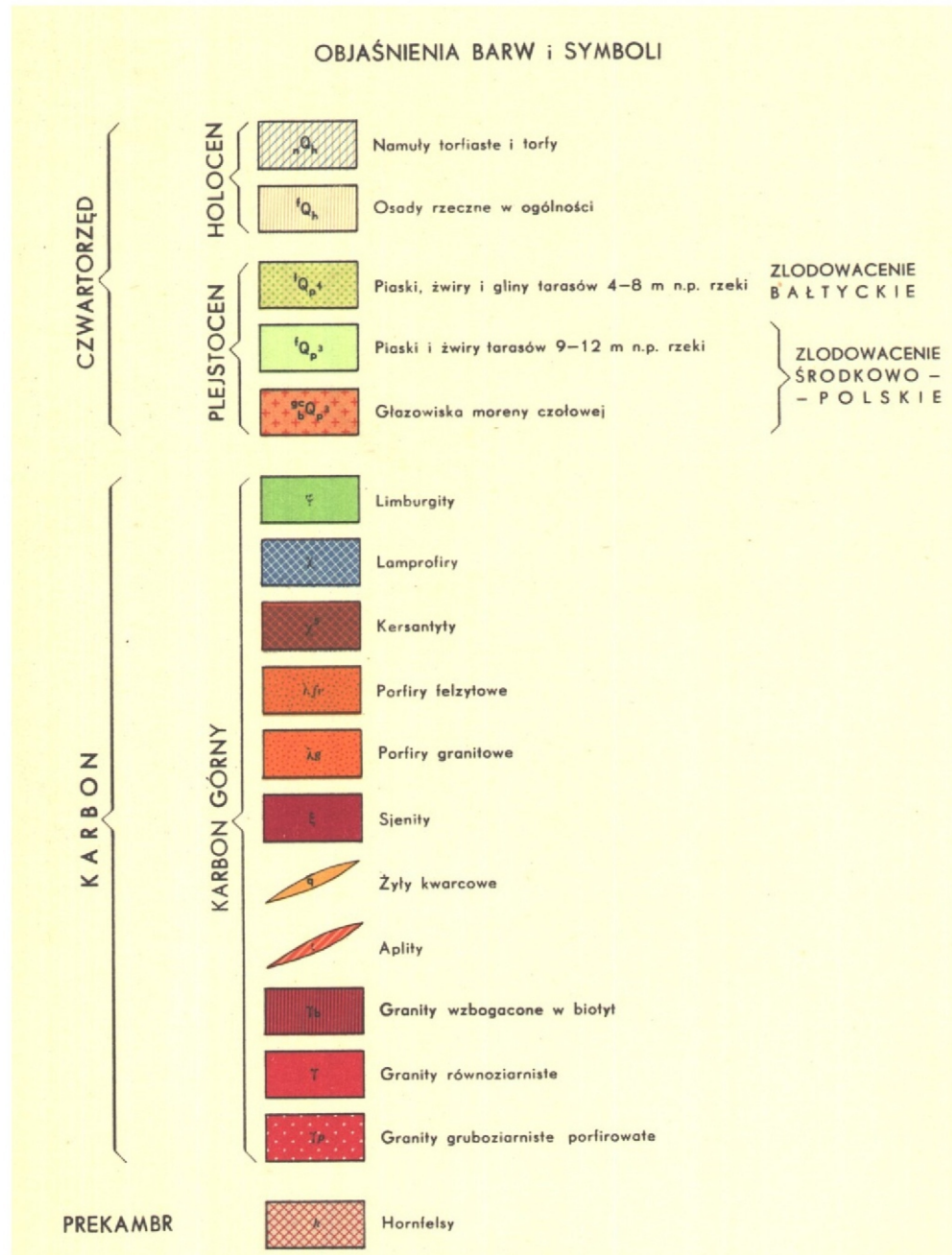


Fig. 10.1.4d. Rejon (obszar) badań Podgórzyn. Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie geologicznej 1 : 25 000. Objaśnienia zgodne z legendą na Fig.10.1.4e.



Dodatkowe objaśnienia

- profil badań sejsmicznych
- profil badań ERT (elektrooporowych)
- profil badań VLF
- profil badań spektrometrycznych
- badania termometryczne
- dyslokacje
- morfolineamenty

Fig. 10.1.4e. Rejon (obszar) badań Podgórzyn. Objasnienia oznaczeń linii badawczych na mapach, na Fig. 10.1.4a-d oraz legenda do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, wykorzystanych na Fig. 10.1.4d.



Fig. 10.1.5a. Rejon (obszar) badań Stary Waliszów (wzgórze Babilon). Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie topograficznej 1 : 25 000. Objąsnienia zgodnie z legendą na Fig.10.1.5e.

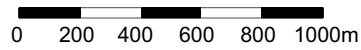


Fig. 10.1.5b. Rejon (obszar) badań Stary Waliszów (wzgórze Babilon). Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja kolorowa.

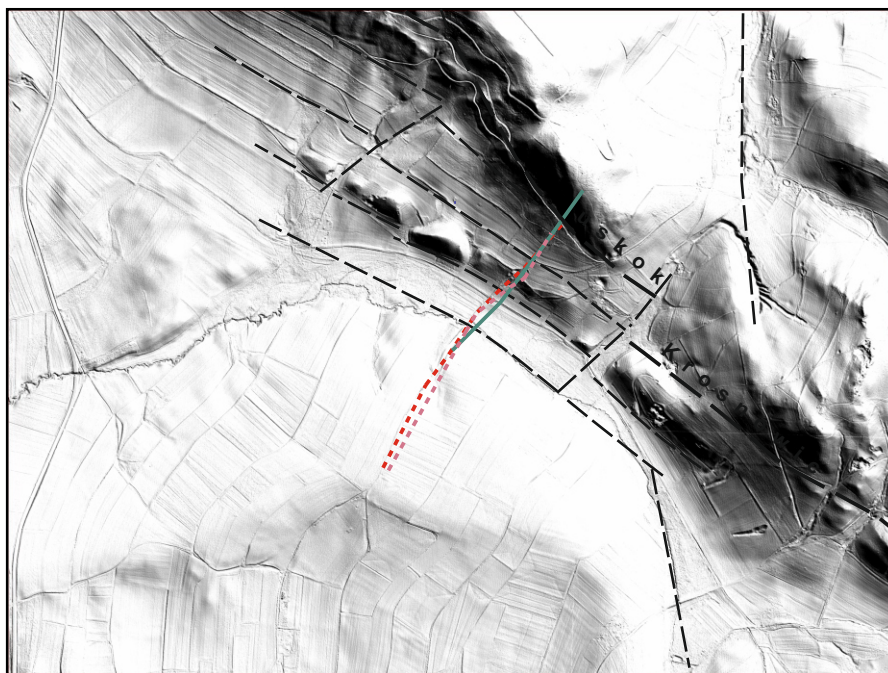


Fig. 10.1.5c. Rejon (obszar) badań Stary Waliszów (wzgórze Babilon). Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie cieniowanego reliefu, opartej na cyfrowym modelu terenu wykonanym na podstawie danych skaningu laserowego LIDAR – wersja czarno-biała.

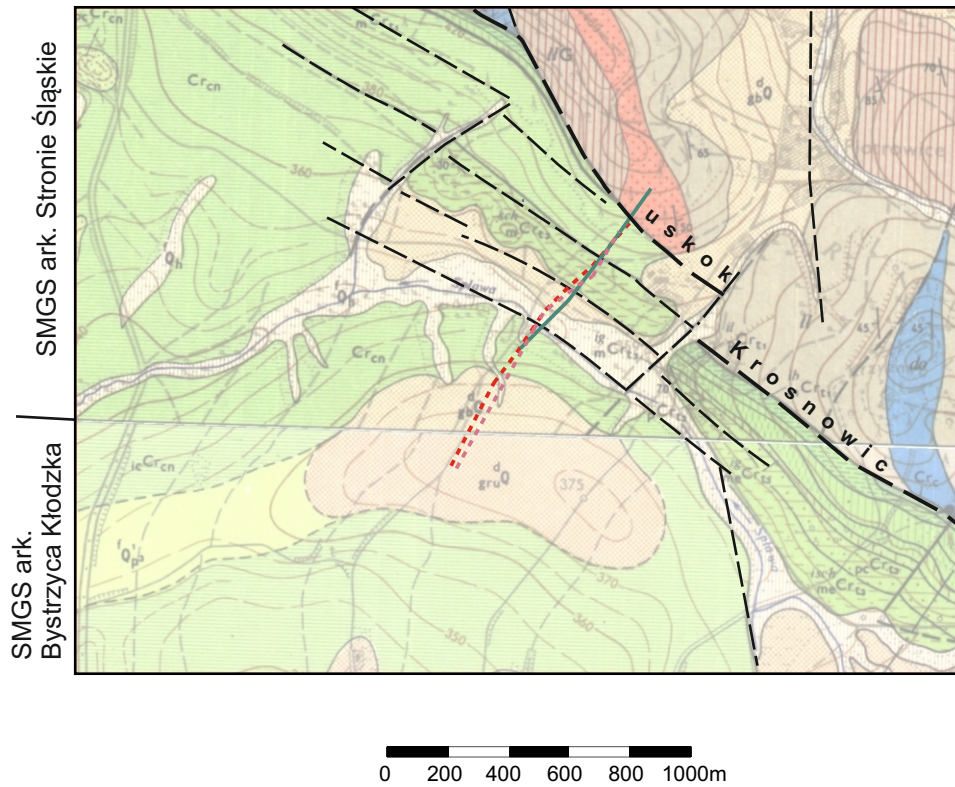


Fig. 10.1.5d. Rejon (obszar) badań Stary Waliszów (wzgórze Babilon). Lokalizacja badawczych linii pomiarowych na mapie geologicznej 1 : 25 000. Objąsnienia zgodnie z legendą na Fig.10.1.5e.

Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000

ark. Bystrzyca Kłodzka (J Wroński, 1983)

ark. Krosnowice (S. Cwojdzński, 1979)

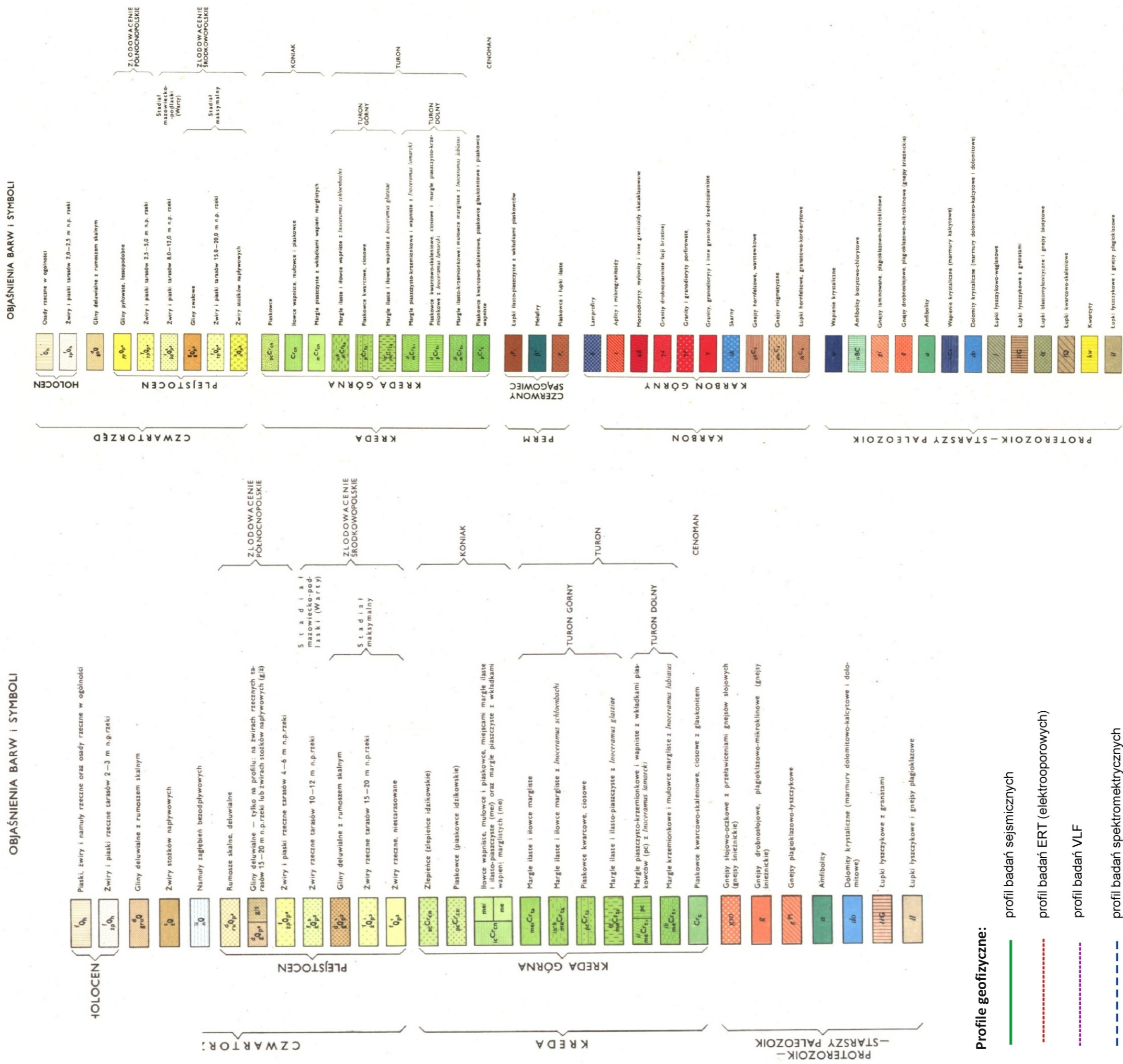


Fig. 10.1.5e. Rejon (obszar) badań Stary Waliszów (wzgórze Babilon). Objasnienia oznaczeń linii badawczych na mapach na Fig. 10.1.5a-d oraz legenda do arkusza Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, wykorzystanych na Fig. 10.1.5d.