

Robert SKRZYPCZAK*

Wskazówki dla poszukiwania miejsc lokalizacji tzw. suchych otworów geotermalnych oraz miejsc lokalizacji badań wstępnych

Streszczenie: Artykuł przybliża problem poszukiwania gorących suchych skał w Polsce – w obszarze Sudetów (głównie) i bloku przedsudeckiego – z myślą o wykorzystaniu ich energii cieplnej, która byłaby przetwarzana w energię elektryczną. Nawiązując do złożonej przeszłości geologicznej tych obszarów, dokonano przeglądu dawnych źródeł ciepła geotermalnego i związanych z nimi utworów skalnych. Przeanalizowano również mapę fotolineamentów satelitarnych i radarowych, poszukując zależności pomiędzy głębokimi rozłamami i strukturami kolistymi oraz lokalizacją trzeciorzędowych kominów wulkanicznych (relatywnie najmłodszych) a także wspomnianych starszych utworów skalnych. Uwzględniono potencjalne lokalizacje wulkanów pogrzebanych pod młodszymi osadami. Dodatkowo skorzystano z informacji o współczesnych strefach podwyższonej gęstości strumienia ciepłego oraz o strefie współczesnej wzmożonej aktywności sejsmicznej. Sformułowano wstępne kryteria wyboru poszukiwanych struktur i wskazano ich lokalizacje, w tym preferowane do dalszych badań.

Słowa kluczowe: Sudety, dawne źródła ciepła geotermalnego, gorące suche skały, fotolineamenty, kominy wulkaniczne

Directions for searching of hot dry rock places and initial research locations

Abstract: This article approaches a problem of hot dry rocks searching in Poland – in an area of the Sudetes (mainly) and the Fore-sudetic block – with a view to use of their thermal energy, which could be converted into electric energy. Establishing to the complex geological antecedents of those terrains, a review of relict sources of geothermal heat and relevant rock formations was made. Besides, a map of satellite and radar photolineaments was analyzed in order to search dependence between deep splits and circular structures and localization of Tertiary volcanic pipes (relatively the youngest) and also mentioned former rock formations. Potential

* Mgr, Zakład Energii Odnawialnej, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków;
e-mail: robskrzy@min-pan.krakow.pl

localizations of buried volcano under younger sediments were taken into account. Additionally, the information about contemporary zones of thermal flux higher density and about contemporary zones of intensified seismic activity were used. Preliminary criteria of search structure selection were formulated and their localization was pointed out.

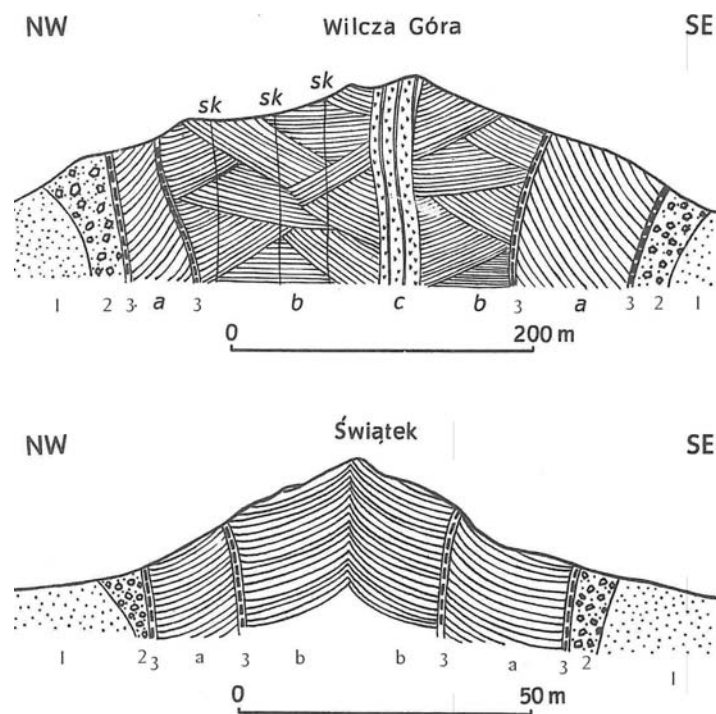
Key words: Sudetes, relict sources of thermal heat, Hot Dry Rock, photolineaments, volcanic pipes

Wprowadzenie

Gorące suche skały (ang. *Hot Dry Rock*), określane ostatnio jako *Engineered Geothermal Systems* (EGS), to skały pozbawione odpowiednich właściwości zbiornikowych (np. zbyt silnego spękania) i izolowane od krążenia wód podziemnych. W sensie klasycznym występują one zazwyczaj na głębokościach 3–5 km. Ciepło jest tam generowane przez pierwiastki promieniotwórcze zawarte w niektórych minerałach skałotwórczych (Moncarz 2010).

Strefy skalne generujące temperatury wyższe niż 150°C można by próbować odnaleźć płycej – możliwie jak najpłycej. Jedną z możliwości jest poszukiwanie w młodych wulkanitach związanych z potencjalnie płytko położonymi ogniskami magmowymi. W warunkach lądowych takie ogniska wiążą się ze strefami ryftowymi. W Europie szczególnie z trzeciorzędowymi rowami i występującymi w nich wulkanami, zwłaszcza w strefach aktywnych tektonicznie lub niedawno aktywnych. To w Polsce teoretycznie najkrótszy dostęp do ognisk magmowych – źródeł podziemnego ciepła. Przez analogię do współczesnych ryftów oceanicznych, najbardziej perspektywiczne powinny być strefy bliskie osi dolin o typie ryftów kontynentalnych oraz strefy prostopadłych lub poprzecznych do nich głębokich pęknięć, a szczególnie powstałe tam nekki wulkaniczne. Nekki (kominy wulkaniczne), to intruzje o kształcie cylindrycznym wypełnione różnorodnym materiałem wulkanicznym; lawą – pień wulkaniczny, lawą i tufem – nekk złożony, tufem – nekk tufowy (Ryka, Maliszewska 1982). W Polsce osiągają one średnice do 400 m (rys. 1).

Bardzo silne spękanie masywu Sudetów i bloku przedsudeckiego, tj. skał starszych od trzeciorzędowych wulkanitów – w tym także w strefach ryftowych – może stanowić przeszkodę dla dotarcia do struktur o odpowiednich parametrach geotermalnych, zwłaszcza tam, gdzie występuje głębokie krążenie wód infiltracyjnych. Niejako najbardziej uprzywilejowane dla pozyskania relatywnie wysokich temperatur wydają się być pionowe kominy wulkaniczne występujące w miejscach silnej erupcji i związane z głębokimi rozłamami. Brak jednoznacznych informacji o takich wystąpieniach pod młodszymi osadami, natomiast istnieją przesłanki sugerujące i taką możliwość. Sprawą otwartą pozostaje zasobność geotermalna takich struktur. W przypadku kominów, tworzących często wyraźne wzniesienia morfologiczne, ich części centralne są silnie spękanymi (rys. 1). To efekt ciosu termicznego, tworzącego się podczas zastygania wypływającej lawy. W przypadku naszych poszukiwań pierwszeństwo mają kominy z ciosem podłużnym, rozwiniętym zgodnie z pionowym kierunkiem płynięcia i ułożenia struktur reliktowych. Ich szczególnym przypadkiem jest częsty w bazaltach cios słupowy (struktura zbudowana z sześciobocznych kolumnów). W głąb górotworu ten efekt zanika i teoretycznie można się liczyć z występowaniem strefy suchej skały bazaltowej izolowanej od skał otaczających, a przy tym o interesujących parametrach geotermalnych. Z punktu widzenia badań takiej struktury (wykonanie niewielkiego nawet



Rys. 1. Przekroje przez kominy wulkaniczne: Wilcza Góra w okolicy Złotoryi, Świątek w Rochowie (wg Śliwa 1967)

1 – piaskowce; 2 – materiał piroklastyczny; 3 – część brzeżna bazaltów I i II fazy efuzywnej; a – część środkowa I fazy, b – część środkowa II fazy, c – część środkowa komina wulkanicznego (szrafura części środkowych i komina nawiązuje do układu ciosów słupowych: pionowych, wachlarzowatych i poziomych – wyniku naprężeń powstałych przy zastyganiu lawy); sk – szczeliny kontrakcyjne

Fig. 1. Cross-section through volcanic pipes: Wilcza Góra in the surroundings of the Złotoryja town, Świątek in the Rochów village (ac. to Śliwa 1967)

1 – sandstones; 2 – pyroclastic material; 3 – border part of basalt's I and II effusive phase – middle part of I phase, b – middle part of II phase, c – middle part of volcanic pipe (hatching of middle part and the pipe refers to the system of columnar joints: vertical, fan-shaped and horizontal – formed in the consequence of the stress arose at lava congeal; sk – contraction fissure

otworu wiertniczego) cenne są stare wyrobiska górnicze, w których eksploatowano bazalty występujące w kominach wulkanicznych, zwłaszcza poza obszarami objętymi obecnie różnymi formami ochrony przyrody. Niewykluczone, że zachowały się dokumentacje geologiczne obiektów, które wstępnie wydają się być przydatne dla celów geotermicznych.

Sugerowany obszar poszukiwań:

- Sudety i blok przedsudecki,
- ewentualnie monoklina przedsudecka.

Sugerowane ogólne kierunki poszukiwań:

- wulkanity trzeciorzędowe (szczególnie tzw. pogrzebane – pod osadami czwartorzędowymi albo starszymi, lub te które nie przebiły się na powierzchnię),

- ewentualnie wulkanity starsze,
- anomalie termiczne w innych miejscach.

Dzisiejsze Sudety i ich przedgórze stanowią część waryscyjskiego pasma Europy Środkowej. Przedpermskie kompleksy skalne w jego obrębie zawierają fragmenty paleozoicznych płyt litosferycznych, różnych genetycznie, oraz produkty różnych procesów tektonicznych, oddzielone od siebie szwami tektonicznymi, uskokami walnymi (nasuwczymi, przesuwczymi, czasem normalnymi) lub strefami ścinania. Te kompleksy to tzw. terrany tektonostratygraficzne (Mazur i in. 2010). Litologia niektórych z nich wskazuje na szczególną genezę związanych z nimi źródeł ciepła.

Późnokambryjskie intruzje granitoidów masywów karkonosko-izerskiego, Gór Sowich i orlicko-śnieżnickiego oraz nasunięcie pasma Starého Města związane są z rozwojem ryftu kontynentalnego (Oberc-Dziedzic i in. 2005; Pin i in. 2007) lub powstały nadsubdukcyjnie przy aktywnej krawędzi kontynentu (Kröner i in. 2001), a lokalnie zachowany w nich ordowicki metamorfizm niskociśnieniowy i wysokotemperaturowy powstał w wyniku ścięcia skorupy kontynentalnej (Kröner i in. 2000; Štípská i in. 2001).

Płaszczowiny Sudetów Zachodnich (Gór Kaczawskich i południowych Karkonoszy), nasunięte ku NW, zawierają zmetamorfizowane skały magmowe o charakterystyce chemicznej typu MORB (*nid-ocean ridge basalts* – bazalty grzbietów śródoceanicznych). W jednostce Leszczyńca we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego, są to metabazyty wchodzące w skład późnokambryjskiego kompleksu intruzji plutonicznych i subwulkanicznych oraz gnejsów powstałych z plagiogranitów i tonalitów (Mazur i in. 2010). W jednostce południowych Karkonoszy (masyw karkonosko-izerski), sylurskim i dewońskim metabazytom typu MORB towarzyszą głębokomorskie czarne łupki graptolitowe i czerty. Metabazyty tworzyły się tam już po przekształceniu basenów ekstensyjnych (ensialicznych) strefy inicjalnej ryftu kontynentalnego w otwarty zbiornik podścielony przez skorupę oceaniczną (Furnes i in. 1994; Patočka, Smulikowski 2000).

Mniej więcej w tym samym czasie – w późnym sylurze lub wczesnym dewonie (Oliver i in. 1993; Dubińska i in. 2004) – powstał ofiolit środkowosudecki (Mazur i in. 2010). Dzisiaj jego fragmenty tworzą: masywy gabrowe Ślęzy i Brzeźnicy, masywy serpentynitowe Gogółów–Jordanów, Szklar i Braszowic oraz masyw gabrowo-diabazowy Nowa Ruda–Słupiec. Perydotytowo-serpentynitowy ofiolit środkowosudecki jest efektem inicjalnego magmatyzmu ultrazasadowego, tj. intruzji magmy perydotytowej, a potem gabrowej, pochodzącej z głębokich warstw skorupy ziemskiej (Stupnicka 1978). Stanowi on pozostałość skorupy oceanicznej podścielającej basen, którego zamknięcie doprowadziło do utworzenia sudeckiego odcinka pasma waryscyjskiego (Mazur i in. 2010). Ofiolit prawdopodobnie stanowi też płaszczowinę podścielającą (Znosko 1981) lub nadścielającą (Aleksandrowski, Mazur 2002) blok Gór Sowich.

Sudeckie granitoidy schyłku orogenezy waryscyjskiej (ok. 340–330 Ma) są efektem magmatyzmu związanego ze wzrostem temperatury w dolnej i środkowej skorupie wskutek rozpadu pierwiastków promieniotwórczych w strefie korzeniowej orogenu (Mazur i in. 2010), pogrubionej w czasie głównej fazy spiętrzania płaszczowin waryscyjdów Europy Środkowej (Franke 2000). Towarzyszył temu m.in. wysokotemperaturowy i niskociśnieniowy metamorfizm skał osłony (Marheine i in. 2002).

Geneza granitoidów powstałych po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej (ok. 320–300 Ma) nawiązuje do wzrostu przepływu ciepła z litosferycznego płaszcza do skorupy ziemskiej.

Mogła go spowodować związana z tym regionalna ekstensja orogenu (Henk 1997) lub delaminacja litosferycznego płaszcza, pogrubionego pod Masywem Czeskim (Finger i in. 2007).

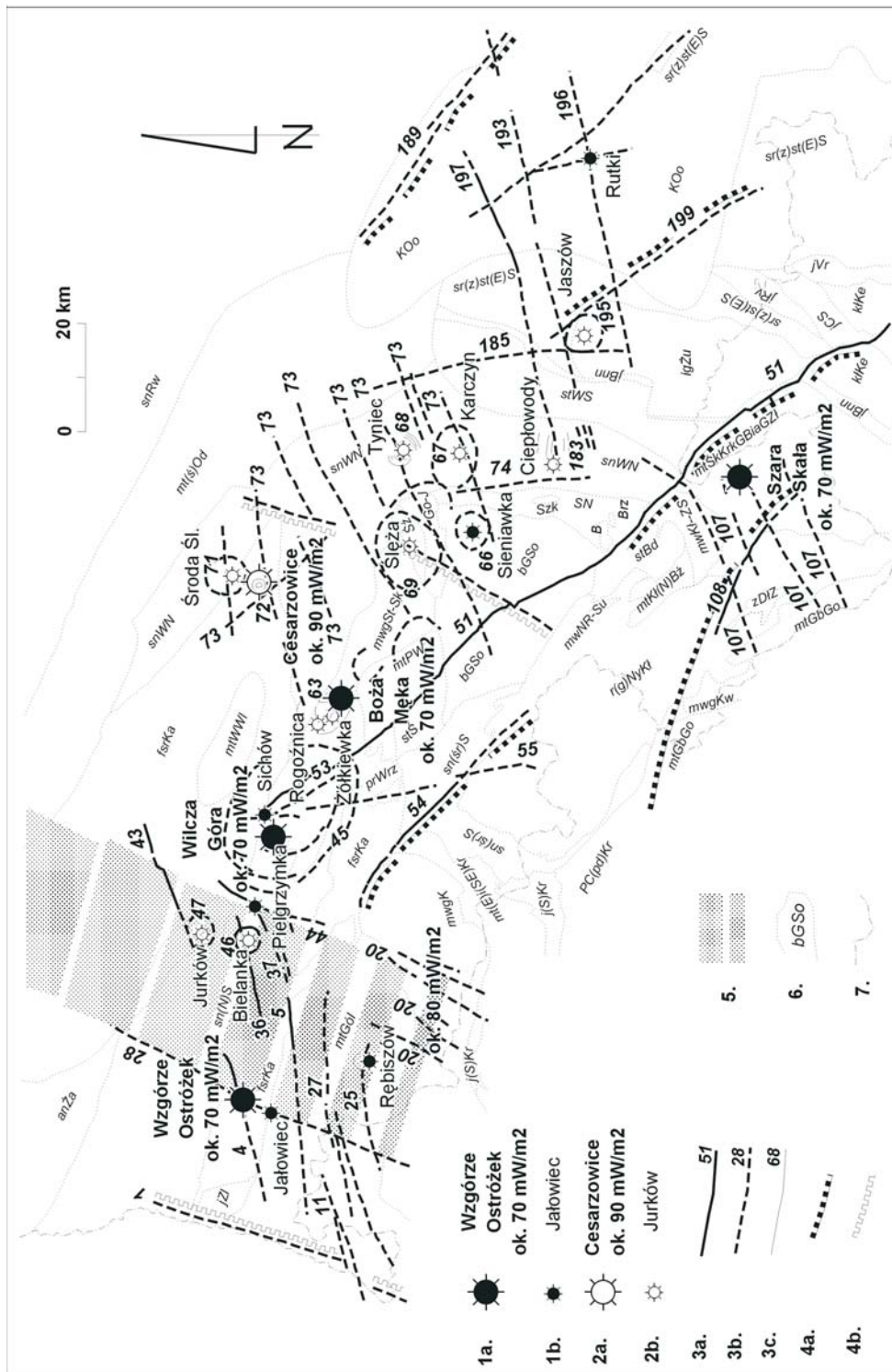
Po górnym karbonie w Sudetach nastąpił etap rozwoju płytowego i związana z nim sedimentacja epikontynentalna. Towarzyszyła temu aktywność tektoniczna (znacznie silniejsza niż na platformie prekambryjskiej). Przebiegała ona w kilku fazach, przeważnie synchronicznych z ruchami w geosynklinie alpejskiej południowej Europy (Stupnicka 1978). W okresie od późnej kredy po kenozoik Sudety wraz z całym Masywem Czeskim zostały podniesione blokowo w polach naprężeń związanych z tymi alpejskimi kolizjami i ekstensją po nich, a także otwieraniem się północnego Atlantyku (Ziegler 1990; Dězes i in. 2004; Ziegler, Dězes 2005). Uskoki zainicjowane w paleocenie rozwijały się w neogenie, przy czym szczególnie silne ruchy nastąpiły w miocenie. Wśród powstałych wówczas wielkich jednostek geologicznych, począwszy od paleogenu zaczęły tworzyć się rowy tektoniczne, którym tak jak w przypadku ryftów oceanicznych towarzyszyły obfite wylewy zasadowych skał wulkanicznych (Stupnicka 1978). Rowy te tworzyły się zwykle wzdłuż uskoków o dwóch kierunkach: NNE – reńskim i NNW – eggijskim (Carlé 1955).

1. Przesłanki poszukiwań w wulkanitach trzeciorzędowych

1.1. Ryfty o założeniach eggijskich

Dyslokacje eggijskie wyznaczają przebieg ryftu łabskiego (Jetel, Rybářová 1979). Na terenie Czech to kierunek nieco odmienny – nie NNW, lecz NW. W Masywie Czeskim poprzecznie do osi ryftu powstały liczne trzeciorzędowe wzgórza wulkaniczne – Góry Doupowskie. Na terenie Polski kontynuacją brzeżnych uskoków ryftu łabskiego są m.in. strefa dyslokacyjna Gorzanów-Kudowa (na SW) w przedłużeniu nasunięcia Poricko-Hronovskiego, a także dyslokacja Strugi (na NE) stanowiąca fragment głównego uskoku śród-sudeckiego (rys. 2). Współcześnie notowane są tam liczne ekshalacje endogenicznego CO₂, oraz występowanie szczaw (Fistek 1977; Występowanie... 2002).

W osi „polskiej” części ryftu łabskiego, w Cieplicach Śląskich-Zdroju, od dawna obserwowano samowypływy wód termalnych na powierzchni. W otw. C-1 z 1971 r. (pogłębionym w 1997 r. do 2002,5 m) strefy temperatur wód przekraczające 97,5°C występują na głębokościach 1590–1602 m i 1840–1895 m, co ma wyraźny związek z głębokością ich krążenia oraz ze strefami zaburzeń tektonicznych odpowiednio na głębokościach 1601–1800 m i 1826–1970 m (Dowgiałło 1998). Woda na wypływie miała tam temp. 87,6°C (ustabilizowaną do 86,7°C) a na głęb. 1850–55 m – 98,7°C (Fistek, Dowgiałło 2003). Według tych autorów jej dopływ następuje z karbońskich granitów monzonitowych i granodiorytów pociętych żyłami lamprofirów i – jak wspomniano – silnie spękanych w strefie dużego nagromadzenia elementów tektoniki dysjunktywnej. Silna więź hydrauliczna łączy tam kilka współwystępujących poziomów wodonośnych. Zdaniem Dowgiałły (1998) to silne spękanie ułatwia intensywne krążenie wód do głębokości co najmniej 3 tys. m, a ich temperatura może w związku z tym przekraczać tam 130°C, co nie musi mieć związku z dodatnią anomalią ziemskiego strumienia cieplnego. Ze szkicu sudeckiego regionu



Rys. 2. Wstępne lokalizacje miejsc dla badań gorących suchych skał (HDR) na tle jednostek strukturalnych Sudetów i ich otoczenia oraz wybranych fotolineamentów i kominy wulkaniczne: 1a – preferowane do badań, nazwa, orientacyjna gęstość strumienia ciepłego wg Szewczyka 2007, 1b – interesujące dla badań, nazwa; 2 – potencjalne kominy wulkaniczne: 2a – preferowane do badań, nazwa, orientacyjna gęstość strumienia ciepłego wg Szewczyka 2007, 1b – interesujące dla badań, nazwa; 3 – wybrane fotolineamenty i ich numery wg Mapy... 1986: 3a – satelitarne i radarowe, 3b – satelitarne, 3c – radarowe; 4 – granice trzeciorzędowych ryftów: 4a – o kierunku eggijskim, 4b – o kierunku reńskim; 5 – strefa współczesnej aktywności sejsmicznej, wzniesionej ku NE; 6 – jednostki strukturalne i ich granice wg Oberca [odpowiedniki nazw jednostek wg Mazura i in. 2010]: piętro staroalpejskie – prWrz (półrów Wierchosławic), sn(N)S (synklinorium północnosudeckie [niecka północnosudecka]), sn(ś)S (synklinorium północnosudeckie [niecka północnosudecka]) i r(g)NyKI (rów górnej Nisy Klodzkiej [niecka północnosudecka]), PC(pd)Kr (permokarbon podkarpacki), KOo (kreda opolska), anŻa (antyklinorium Żar); piętro asturyjskie – st(z)st(E)S (strefa zewnętrzna struktury wschodniosudeckiej [zasadniczo wschodnia część masywu Jeseníków i wschodniosudeckie pasmo fałdowo-nasuwcze]); piętro sudeckie – snRw (synklinorium Rawicza), stBd (struktura bardzka), fstrKa (fałdy waryscyjskie strefy kaczawskiej [metamorfik kaczawski]); piętro starowaryscyjskie – stWS (struktura Wzgórz Strzebińskich [na północy z plutonem strzebińskim i masywem strzebińskim, w centrum z masywem Niedźwiedzia]), stS (struktura [depresja] Świebodzie), [zachodnia część masywu Jeseníków]; jYr (jednostka Vrba), jRv (jednostka Rejvizu), jCS (jednostka Červenohorského Sedla), jBnn (jednostka Branny); piętro kaledońskie – mtKI(N)Bz (metamorfik kłodzki północny i okolice Bożkowa – struktura kłodzka [metamorfik kłodzki]), j(S)Kr (jednostka południowych Karkonoszy); piętro młodokadomskie – jZl (jednostka Zgorzelca [pasmo łupkowe Zgorzelca, nie rozdzielone od przykrywającej go zachodniej części metamorfiku kaczawskiego]); piętro starokadomskie intruzyjne – [ofiolit środkowosudecki]: Śz (masyw gabrowy Ślęży), SzK (masyw gabrowy-dlabazowy Szklar), mwNR-Su (masyw gabrowo-dlabazowy Nowa Ruda-Słupiec), Go-J (masyw serpentynitowy Gogolów-Jordanów), Brz (masyw gabrowy Brzeźnicy), B (masyw serpentynitowy Braszowice); piętro starokadomskie – zDIZ (zrąb Długopola Zdroju [w obrębie masywu orlickiego]), snWN (synklinorium Wzgórz Niemczańskich [część na wschód od Szklar to metamorfik niemczańsko-kamieniecki]), mtWWI (metamorfik Wądroża Wielkiego), mtPW (metamorfik Płaskich Wzgórz [pod osadami młodszymi od wczesnego karbonu]), mtSkKrkGBiaGZi (metamorfik śnieżnicki, Krowiarek, Gór Białskich i Gór Złotyckich [masyw Śnieżnika oraz na wschodzie pasmo Starého Města]), mt(ś)Od (metamorfik środkowej Odry), mt(E)it(SE)Kr (metamorfik [południowych i wschodnich] wschodnich i południowo-wschodnich Karkonoszy), mtGóI (metamorfik Gór Izerskich [masyw izerski wraz z kadomskim masywem lużyckim na zachodzie]), mtGByGO (metamorfik Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich [masyw orlicki wraz z metamorfikiem Nového Města na NW]), [w obrębie południowej części masywu Jeseníków]: klKe (kopuła Keprnika), klDes (kopuła Desny); piętro moldanubskie – bGSo (blok [masyw] sowiogórski); granitoidey: mwGSt-Sk (masyw granitoidowy [pluton] Strzegom-Sobótka), mwGKw (masyw granitoidowy [pluton] Kudowy), mwGKI-ZS (masyw granitoidowy kłodzko-złotostocki [kłodzko-złotostocki pluton granitowy oraz strefa ścinania Skrzynki]), mwGKr (masyw granitoidowy [pluton] Karkonoszy), igŻu (intruzja granitoidowa [pluton] Żalowej), SN (wg Oberca jednostka strukturalnie nieokreślona [na północy strefa ścinania Niemczy obejmująca ofiolit północnosudecki Szklar i pluton Niemczy]); 7 – granica państwa fotolineaments

Fig. 2. Preliminary localizations of the research places of *Hot Dry Rock* (HDR) against a background of the structural units of the Sudetes, their surroundings and photolineaments
 1 – volcanic pipes: 1a – preferred to the searching, name, exemplified density of thermal flux according to Szewczyk 2007, 1b – interested for searching, name; 2 – potential volcanic pipes: 2a – preferred to the searching, name, exemplified density of thermal flux according to Szewczyk 2007, 2b – interested for searching, name; 3 – chosen photolineaments and their numbers according to the Maps... 1986: 3a – satellite and radar, 3b – satellite and radar, 3c – radar; 4 – borders

of Tertiary rifts: 4a – with Eggegebirge direction, 4b – with upper-Rhine direction; 5 – contemporary zones of seismic activity, increasing to NE; 6 – Structural units and its boundary according to Oberc [unit names equivalent according to Mazur et al., 2010]: Old-Alpine Stage – prWrz (Wierchosławice Semi-Graben), sn(N)S (North-Sudetic Synclinorium [North Sudetic Basin]), sn(sr)S (Intra-Sudetic Synclinorium [Intra-Sudetic Basin]) and r(g)NyK1 (Upper Nysa Klodzka Graben [Intra-Sudetic Basin]), PC(pd)Kr (Sub-Karkonosze Permo-carboniferous Beds), KOo (Opole Cretaceous), anŻa (Żary Antyclinorium); Asturian Stage – sr(z)st(E)S (External Zone of East-Sudetic Structure [essential East part of Jeseniky Massif and Eastern Sudetic Fold-and-Thrust Belt]); Sudetic Stage – snRw (Rawicz Synclinorium), stBd (Bardo Structure), fsrKa (Variscan folds of Kaczawskie Mts. Zone [Kaczawa Metamorphic Belt]); Old-Variscan Stage – stWS (Strzelin Hills Structure [in the north with Strzelin Pluton and Strzelin Massif, in the centre with Niedźwiedź Massif]), stŚ (Świebodzice [Basin] Structure), [west part of Jeseniky Massif]; jVr (Vrbo Unit), jRv (Rejviz Unit), jCS (Červenohorské Sedlo Unit), jBnn (Branna Unit); Caledonian Stage - mtKl(N)Bz (Metamorphicum of North Klodzko and Bozkowo Region – Klodzko Complex [Kludzko Metamorphic Massif]), j(S)Kr (South Karkonosze Unit); Young Cadomian Stage – jZl (Zgorzelec Unit [Görlitz Slate Belt, not distract from the covered western part of Kaczawa Metamorphic Belt]); Old Cadomian Intrusive Stage – [Intra-Sudetic Ophiolite]: Śz (Śięża Gabbro Massif), Szk (Serpentine Szklary Massif), mwNR-Su (Nowa Ruda-Stupiec masyw Gabbro-Diabase Massif), Go-J (Gogołów-Jordanów Serpentine Massif), Brz (Brzeźnica Gabbro Massif), B (Braszowice Serpentine Massif); Old Cadomian Stage - zDIZ (Długopole Zdrój Horst [within Orlica Massif]), snWN (Niemezańskie Hills Synclinorium [eastwards part from Szklary is Niemeza-Kamieniec Metamorphic Belt]), mtWWI (Wądroże Wielkie Metamorphicum), mtPW (Płaskie Hills Metamorphicum [under younger deposits than Early Carboniferous]), mtŚkkrkGBiaGZł (Metamorphicum of Śnieżnik, Krowiarki, Bialskie Mts. and Złote Mts. [Śnieżnik Massif and in the east Staré Město Thrust Belt]), mt(ś)Od (Middle Odra Metamorphicum), mt(E)(SE)Kr (East and South-East [South & East] Karkonosze Metamorphicum), mtGól (Metamorphicum of Izerskie Mts. [Izera Massif with Cadomian Lusatian Massif in the west]), mtGByGO (Metamorphicum of Bystrzyckie and Orlickie Mts. [Orlica Massif with Nové Město Metamorphic Belt in the NW]), [within the south part of Jeseniky Massif]: kKe (Kepnik Dome), kDDes (Desna Dome); Moldanubian Stage – bGSo (Sowie Mts. Block [Massif]); Granitoids: mwgSt-Sk (Strzegom-Sobótka Granitoid Massif [Pluton]), mwgKw (Kudowa Granitoid Massif [Pluton]), mwgKl-ZS (Kludzko-Złoty Stok Granitoid Massif [Kludzko-Złoty Stok Pluton and Skrzynka Shear Zone]), mwgKr (Karkonosze Granitoid Massif [Pluton]), igŻu (Żulowa Granitoid Intrusion [Pluton]), SN (according to Oberec – unit structural unspecified) [in the north is located Niemeza Shear Zone including Szklary Intra-Sudetic Ophiolite and Niemeza Pluton]); 7 – border

geotermicznego wynika, że gęstość tego strumienia osiąga w Cieplicach wartość 79 mW/m² (Dowgiałło 2001). Także w kilku obszarach na E, N i W od tej miejscowości występuje podwyższona temperatura wody w studniach kopanych i stosunkowo wysoki gradient geotermiczny w płytkich otworach wiertniczych. Natomiast trzeciorzędowe wulkanity występują w innym miejscu osi „polskiej” części ryftu łabskiego – koło Łądka-Zdroju, a gęstość strumienia ciepłego wynosiła w tym rejonie nie więcej niż 71,2 mW/m² (Dowgiałło 1976).

W obszarze Polski innym rowem, powstałym wzdłuż uskoków o kierunku NNW – eggijskim, mogą być tereny opolszczyzny (rys. 2) z wystąpieniami w jego hipotetycznej osi bazaltów w Rutkach k/Ligoty Tułowieckiej (złoże obecnie eksploatowane).

1.2. Ryft o założeniach reńskich

Mapa fotogeologiczna Sudetów 1:200 000 ujawnia występowanie trzeciorzędowego rowu (rys. 2) związanego z dyslokacjami o kierunku NNE (reńskim). Na zachodzie jego granice wyznaczają S-F1 (R-F1)¹ 28 Liberec–Krępica o dł. 80 km wraz z równoległym do niego S-F1 1 Nysy Łużyckiej (Trzciniec–Pieńsk) o dł. 36 km. Granice wschodnie zdaje się wyznaczać S-F1 (R-F1) 44 Uniejowice–Chrośnica o dł. 21 km, stanowiący niejako przedłużenie wiązki dużych spekań S-F1 20 Zespołu Szklarska Poręba–Kowary o długościach 2–20 km (najdłuższe z nich przebiegają w pobliżu Cieplic-Zdroju). Wskazane dyslokacje, to jednocześnie orientacyjne granice najaktywniejszej współczesnej strefy sejsmicznej w Polsce, przebiegającej wzdłuż linii Jelenia Góra–Leszno i obejmującej m.in. Góry Kaczawskie, Przedgórze Sudeckie i Nizinę Śląską (Zwoliński 2010). Epicentrum współczesnej aktywności sejsmicznej pokrywa się w rejonie Lubina ze strefą, w której gęstość strumienia ciepłego osiąga około 100 mW/m² (Szewczyk 2007), a głębokość powierzchni nieciągłości Mohorovičića – liczona ze wzoru Woolarda – wynosi tam około 31 km (Fajkiewicz 1966) i jest relatywnie mała jak na warunki w Polsce (wg tego autora w Sudetach – tak samo liczona – przekracza 33 km).

Niewykluczone, że wschodnią granicę wskazanego wyżej rowu, związanego z dyslokacjami o kierunku NNE (reńskim), należy przesunąć dalej na wschód (rys. 2). Wyznaczałby ją S-F1 (nie opisany przez autorów mapy), przecinający Blok Gór Sowich oraz masyw serpentynitowy Gogołów–Jordanów i masyw gabrowy Ślęzy. Jego kontynuacją wydaje się być S-F1 (również nie opisany przez autorów mapy), przebiegający przez Kąty Wrocławskie w stronę Leśnicy. Sugeruje to również obraz strumienia ciepłego, gdyż w obszarze równoległym do tej linii jego wartość podwyższona jest do około 85 mW/m² – w rejonie na W i NW od Wrocławia, a na południe od niego aż po okolice Środy Śląskiej (Szewczyk 2007). Przy takim ujęciu, rozległa kolista struktura S-F1 45 Jawora (rys. 2) z licznymi

¹ Informacje o fotolineamentach: Mapa fotogeologiczna Sudetów, 1:200 000, A. Fotolineamenty satelitarne i radarowe oraz część tekstowa. Red. J. Bażyński, M. Graniczny, J. Oberc, M.S. Wilczyński. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa, 1986. Symbole fotolineamentów, analogicznie do użytych w tej pracy, oznaczają: Fl – fotolineament (ogólnie), S-F1 – fotolineament wskazany na podstawie zdjęć satelitów z serii Landsat wykonanych w latach 1973-79, R-F1 – fotolineament wskazany na podstawie zdjęć radarowych wykonanych w 1978 r. przez ekipę radziecką w systemie „TOROS”, S-F1 (R-F1) – fotolineament wskazany na podstawie zdjęć zarówno satelitarnych jak i radarowych.

objawami wulkanizmu trzeciorzędowego – zwłaszcza z licznymi kominami wulkanicznymi Gór Kaczawskich – byłaby usytuowana w ówczesnej osi ryftowej doliny o założeniach reńskich. Inne objawy młodego wulkanizmu rozwinęły się w poprzecznym do niej pasie, tj. m.in. od Uniegoszczy i Rębiszowa na zachodzie poprzez Pielgrzymkę, Sichów i Strzegom po Winną Górę na wschodzie. W związku z tym, na uwagę zasługują niektóre inne koliste S-FI lub R-FI omawianego obszaru (rys. 2). Warto również odnotować iż w owym poprzecznym pasie występują starsze wulkany. Są to późnoordowickie pnie i żyły 24 wystąpień (dzisiejsze **keratofiry**) zgrupowane w południowym paśmie Gór Kaczawskich w pobliżu Jeżowa Sudeckiego, Kaczorowa (dok. geol. złoża Lubrza) i Bolkowa. Niejako kontynuacją tego poprzecznego pasa w kierunku zachodnim jest z kolei prawie równoleżnikowa strefa pomiędzy Zgorzelcem i Lubaniem Śl., szer. 800–2500 m. Występujące tam **hornfelsy** (m.in. w złożach Widok i Ujazd), to efekt metamorfizmu kontaktowego i termicznego oddziaływania intruzji magmowej na kontakcie łużyckiej formacji szarogłazowej z granodioritem zawidowskim (Surowce... 1979).

Należy dodać, że młody wulkanizm trzeciorzędowy przynajmniej częściowo może odmładszać starszą aktywność wulkaniczną – być może przedkarbońską, karbońską, a szczególnie permską. Spektakularnym śladem tej ostatniej są słynne Organy Wielisławskie w Wielisławiu Złotoryjskim (**pomnik przyrody** – cios słupowy lawy zastygłej w kominie wulkanicznym), na południe od Złotoryi – w zasięgu wspomnianej młodej struktury kolistej Jawora. Na baczniejszą uwagę zasługują jednak inne wspomniane już miejsca potencjalnie odmłodzonego starszego wulkanizmu. Chodzi o koliste S-FI i R-FI od 63 do 70 (Goczałkowa, Jaworzyny Śląskiej, Świdnicy, Sieniawki, Karczyna, Tyńca pod Ślężą, Ślęzy, Winnej Góry). Część z nich związana jest z dzisiejszym występowaniem **serpentynitów** i innych członów typowej sekwencji ofiolitowej.

Ślady przeszłej aktywności wulkanicznej (lecz o innej genezie) występują również bardziej na południe od strefy Niemczy. Otóż na kontakcie struktury bardzkiej z masywem granitoidowym kłodzko-złotostockim, w obszarze od Kłodzka po Bardo Śląskie o szerokości od 500 do 3000 m, występują **hornfelsy** – wspomniane już twory metamorfizmu kontaktowego i termicznego oddziaływania intruzji magmowej. Natomiast w obrębie metamorfizmu kłodzkiego i okolic Bożkowa, w okolicy Bierkowic na NW od Kłodzka, staropaleozoiczne intruzje subwulkaniczne, przeobrażone w **metadiabazy**, tworzą zwarty masyw (Surowce... 1979).

Wspomniane już wulkany permskie (melafiry i porfiry) występują od rejonu Lwówka Śląskiego, poprzez Świerzawę, Bolków, Kamienną Górę, Wałbrzych, Mieroszów i Radków niemal po Kłodzko. W synklinorium śródsudeckim, w obszarze od Błazkowa k/Kamiennej Góry po Ratno Dolne k/Radkowa, stwierdzono występowanie kominów *melafirów* β' I cyklu wulkanicznego pod około 10 m warstwą łupków ilastych, a w rejonie Łomnicy wylewy przechodzące w kominy *porfirów* λ' (ryolitów z Łomnicy) I cyklu wulkanicznego, przykryte do kilkadziesiątu metrów (najgłębiej w Radosnej k/Łomnicy) osadami detrytycznymi łupków ilastych (Kozłowski 1958, 1963). Wulkany permskie napotkano też w wielu otworach wiertniczych na monoklinie przedsudeckiej; od Żar nad Bobrem poprzez Nową Sól nad Odrą, Głogów i Rawicz po Wrocław (Surowce... 1979).

2. Wybrane lokalizacje wulkanitów trzeciorzędowych, w tym wystąpienia możliwe

Analizą objęto nekki, kominy (pnie) oraz czopy wulkaniczne z terenu Sudetów i bloku przedsudeckiego. Uwzględniono także ich przypuszczalne wystąpienia. Kryteria wyboru wynikały z wieku tych wulkanitów i ich usytuowania w stosunku do:

- wybranych elementów tektoniki nieciągłej (zwłaszcza dużych rozłamów i struktur kolistych), wyodrębnionych w obrazach satelitarnych i/lub radarowych,
- kontynentalnych stref ryftowych o założeniach trzeciorzędowych,
- strefy współczesnej wzmożonej aktywności tektonicznej,
- stref podwyższonej gęstości strumienia ciepłego.

Pozwoliło to wyodrębnić następujące rodzaje wystąpień i wskazać lokalizacje potencjalnie interesujące dla poszukiwań struktur EGS (rys. 2):

- **najmłodsze kominy wulkaniczne**, tj. o relatywnie bliskim (w czasie geologicznym) kontakcie z ogniskami magmowymi związanymi z górnym płaszczem Ziemi [porównaj: 1.1.]
 - **Kominy okolic Łądka-Zdroju** (obszar niemczańsko-łądecki²) – **Szara Skala (Szary Kamień)** w obrębie **Śnieżnickiego Parku Krajobrazowego** (utworzonego w 1981 r.), proponowana jako *pomnik przyrody*, **oraz dwa inne** stożki w pobliżu. Występujące tam bazanity to przejawy najmłodszego wulkanizmu w Polsce (neogeńskiego): najwyższego miocenu (messinian – 5,46 Ma) i niższego pliocenu (zanclean – 3,84 Ma) – Birkenmajer i in. 2002. W niezbyt odległym rejonie, w otw. L-2 w Łądku-Zdroju gęstość ziemskiego strumienia ciepłego, mierzona w 1973 r., wynosiła – jak wspomniano – nie więcej niż 71,2 mW/m² (Dowgiałło 1976), a samowypływ wód o temp. 45,5°C następuje tam w przełocie 567–649 m z silnie spękanych gnejsów gierałtowskich (Dowgiałło, Fistek 2007). Wulkanity okolic Łądka-Zdroju mogą być związane z którymś z wiązki czterech dużych i szeregu małych fotolineamentów, widocznych na zdjęciach satelitarnych (S-F1 107) o dł. 28–38 km i przebiegu ENE-WSW. Przecinają one głęboki uskok Gorzanowa o przebiegu NW-SE, uważany za brzegowy fragment ryftu łabskiego – S-F1 (R-F1)108 Gorzanowa;
 - **kominy wulkaniczne związane z głęboką dyslokacją o kierunku NNE (reńskim)**, sięgającą górnego płaszczu Ziemi; jak się przypuszcza dyslokacją aktywną sejsmicznie w czasach historycznych i obecnie
 - **Komin Wzgórza Ostrózek** w nieczynnym kamieniołomie Uniegoszcz I (obszar zgorzelecko-lubański). Powstał on na linii przecięcia dwóch uskoków, jednocześnie S-F1 (R-F1) 4 Sulików–Gościszów o dł. 28 km i kierunku WSW-ENE oraz 28 Liberec–Krepnica o dł. 80 km i kierunku SSW-NNE. Z S-F1 28 wiąże się trzęsienia ziemi w Lubaniu w 1590 i 1690 r. (Barnecki 2002). Wraz z równoległym do niego S-F1 1 Nysy Łużyckiej (Trzciniac–Pieńsk) o dł. 36 km, wyznaczają one zachodnią granicę najaktywniejszej współcześnie strefy sejsmicznej w Polsce

² Nazwy obszarów według: Surowce mineralne Dolnego Śląska. Red. K. Dziedzic, S. Kozłowski, A. Majerowicz, L. Sawicki. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław., Inst. Geol. Wrocław–Warszawa. Wyd. PAN, Z-d Narodowy im. Ossolińskich. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk, 1979.

- [porównaj: 1.2.]. W rejonie Wzgórza Ostrózek gęstość strumienia ciepłego wynosi około 70 mW/m^2 (Szewczyk 2007).
- **Komin kamieniołomu w Jałowcu** (nieczynnego, obszar zgorzelecko-lubański), na linii S-F1 28 Liberec-Krepnica a zarazem na południe od Wzgórza Ostrózek;
 - **kominy wulkaniczne związane z przypuszczalnie głębokimi dyslokacjami** (gęstość strumienia ciepłego osiąga tam ok. 70 mW/m^2 – Szewczyk 2007)
 - **Pielgrzymka** (obszar złotoryjsko-jaworski). **Komin** w nieczynnym już kamieniołomie związany jest z S-F1 (R-F1) 44 Uniejowice-Chrośnica o dł. 21 km i kierunku NNE-SSW. F1 44 stanowi niejako przedłużenie wiązki dużych spękań S-F1 20 Zespołu Szklarska Poręba-Kowary o długościach 2–20 km (najdłuższe z nich przebiegają w pobliżu Cieplic Śląskich-Zdroju). F1 44 i najdłuższe F1 20 wyznaczają wschodnią granicę współczesnej strefy sejsmicznej, najaktywniejszej w Polsce [porównaj: 1.2.]. W okolicy komina wulkanicznego Pielgrzymki, F1 44 przecina się z krótkim S-F1, który poprzez wiązkę równie krótkich S-F1 37 Zespołu Marczowa zdaje się mieć kontynuację w S-F1 i R-F1 5 Zawidów-Pławna (uskoku) o długości 39 km i kierunku W-E (który przebiega m.in. przez Leśną i jej okolice, znane z licznych przejawów wulkanizmu trzeciorzędowego).
 - **Rutki k/Ligoty Tułowieckiej** (obszar opolski). **Wulkanity komina** i pokrywy lawowych zaczęto tam eksploatować jako małe złoża – do 25 mln t. Złoże powstało w przecięciu S-F1 196 Lasowice-Domecko o dł. 52 km i kierunku WSW-ENE oraz Niemodlina o dł. 18 km i kierunku N-S [porównaj: 1.1.].
 - **Ciepłowody** (obszar niemczańsko-lądecki, 6 km na ESE od Przerzeczyna-Zdroju, w obrębie jednostki Kamieńca Ząbkowickiego). Zaobserwowano tam nieco podwyższoną temperaturę wód gruntowych w utworach czwartorzędowych o niewielkiej miąższości, przykrywających podłoże (Olichwer, Tarka 2005). Sugeruje to **możliwość** istnienia pogrzebanego trzeciorzędowego **komina wulkanicznego** w miejscu przypuszczalnego kontaktu dwóch dużych S-F1: 74 Stolec-Łagiewniki o dł. 24 km i kierunku N-S z S-F1 (R-F1) 187 Henryków-Skorogoszcz o dł. 50 km i kierunku WSW-ENE, tym bardziej, że występuje tam kilka równoległych do niego spękań S-F1 (R-F1) 183 Południowej części Wzgórz Niemczańskich o dł. do 8 km. Warto odnotować, że w otworze Ciepłowody IA w 1967 r. nawiercono utwory prekambru na głębokości 120 m (Centralna... 2010), tj. relatywnie płytko dla tego obszaru;
 - **kominy wulkaniczne** (w tym możliwe) **związane z fotolineamentami kolistymi, przypuszczalnie w pobliżu głębokich dyslokacji** (gęstość strumienia ciepłego osiąga tam ok. 70 mW/m^2 – Szewczyk 2007)
 - **Rębiszów** (obszar zgorzelecko-lubański, sąsiedztwo Pasma Kamienieckiego). Występuje tutaj **7 kominów wulkanicznych** (w końcu lat siedemdziesiątych była tam czynna kopalnia). Rębiszów położony jest w obrębie najaktywniejszej współcześnie w Polsce strefy sejsmicznej [porównaj: 1.2.]. Zdjęcie radarowe ujawnia w tym rejonie prawie kolistą strukturę przylegającą od północy do S-F1 25 Bogatynia–Piechowice o dł. 32 km, który w części zachodniej ma kierunek niemal W-E. Przebiega on równoległe m.in. do S-F1 (R-F1) 5 Zawidów-Pławna (uskoku) [porównaj: Pielgrzymka]. Oba S-F1 (25 i 5) przecinają dyslokację 28 Liberec-Krepnica o kierunku SSW-NNE, przypuszczalnie najgłębszą w tej części Sudetów.

- **Jurków** (obszar zgorzelecko-lubański) w obrębie współczesnej strefy sejsmicznej, najaktywniejszej w Polsce [porównaj: 1.2.]. Występujące tam bazalty nie mają związku z geologią powierzchniową. Ich obecność (*przypuszczalnie* także *komina wulkanicznego*) ujawnia S-FI 47 Forma półkolista Jurkowa o średnicy 4 km. Występuje ona w niedużej odległości od S-FI (R-FI) 44 Uniejowice–Chrośnica [porównaj: Pielgrzymka]. Na uwagę zasługuje przecięcie formy S-FI 47 przez S-FI (R-FI) 43 Chojnowa o dł. 40 km i kierunku WSW-ENE. Jego kontynuacją w obszarze zgorzelecko-lubańskim jest S-FI (R-FI) 4 Sulików–Gościszów [porównaj: Komin Wzgórza Ostrózek]. Warto też odnotować, że w pobliskim otworze Sędzimirów w 1927 r. na głębokości 22 m nawiercono utwory trzeciorzędowe, przypuszczalnie przebijające utwory permu i triasu (Centralna... 2010).
- **Bielanka** (obszar zgorzelecko-lubański) w obrębie współczesnej strefy sejsmicznej, najaktywniejszej w Polsce [porównaj: 1.2.]. Podobna sytuacja jak w przypadku Jurkowa (*przypuszczalne* istnienie *komina wulkanicznego*) może się wiązać z S-FI 46 Kolistą formą Bielanki o średnicy ok. 4 km, położoną na południe od formy S-FI 47. Na uwagę zasługuje przecięcie S-FI 46 Kolistej formy Bielanki liniowym S-FI (R-FI) 36 Bielanki o dł. 17 km, równoległym do S-FI 37 Zespołu Marczoza [porównaj: Pielgrzymka] oraz do S-FI (R-FI) 43 [porównaj: Jurków].
- **Sichów** (obszar złotoryjsko-jaworski). *Komin wulkaniczny* eksploatowany jako małej wielkości *złoże Sichów* (do 25 mln t). Występuje w obrębie owalnego S-FI (R-FI) 45 Formy kolistej Jawora o rozmiarach 28 × 20 km. Komin znajduje się w pobliżu przecięcia S-FI (R-FI) 51 (sudeckiego uskoku brzeźnego) o kierunku NW-SE oraz S-FI (R-FI) 53 (równoległych uskoków przybrzeżnych) z S-FI 55 Krotoszyce–Kochanów o dł. 56 km i kierunku SSE-NNW. Na zachód od niego, w obszarze silnie spękanym tektonicznie i wśród innych form kolistych zaznaczających się fragmentarycznie także w obrębie FI 45, występuje **28 trzeciorzędowych kominów wulkanicznych**, przy czym w pięciu trwa eksploatacja (w jednym warunkowo), w 7 zakończono ją, natomiast 15 objętych jest różnymi formami ochrony przyrody.
- **Jaszów** (obszar opolski). *Możliwość* istnienia tam pogrzebanego trzeciorzędowego *komina wulkanicznego* sugeruje podobieństwo sytuacji tektonicznej do tej związanej z Formą kolistą Jawora [porównaj: Sichów]. S-FI 195 Forma kolista Jaszowa jest 3 i pół razy mniejsza od tej z Jawora, gdyż ma rozmiary 8x6 km. Przylegają do niej S-FI 185 Krynki o dł. 44 km (równoległy do S-FI 55 z rejonu Jawora) oraz S-FI i R-FI 199 Jagielnica-Prudnik o dł. 46 km (równoległy do sudeckiego uskoku brzeźnego – S-FI (R-FI) 51 z rejonu Jawora). Przecina je S-FI 196 [porównaj: Rutki k/Ligoty Tułowieckiej], a równoległy do niego S-FI 193 Ziębice–Luboszyce przylega do Formy kolistej Jaszowa i kontynuuje się (z przerwami) na wschód – poza Opole.
- **Boża Męka** k/Strzegomia (obszar złotoryjsko-jaworski). W końcu lat siedemdziesiątych *czop wulkaniczny* przebijający masyw granitowy (odsłonięty w kamieniołomie) proponowany był do ochrony rezerwatowej. Ten czop i *być może pobliskie kominy* – na zachód od Rogoźnicy i Strzegomia (kamieniołom na Krzyżowej Górze w Żółkiewce) – występują w obrębie R-FI 63 Forma kolista

Goczałkowa o średnicy 6 km. Być może istotną rolę w dopływie magmy miał tam najbardziej na NE wysunięty S-F1 zaliczany do S-F1 73 Zespołu Ślęży–Dzierżoniowa. Mają one dł. do 50 km i generalny kierunek WSW-ENE, tj. taki jak zespół S-F1 107 [porównaj: Kominy okolic Łądka Zdroju] oraz S-F1 196 i 193 [porównaj: Rutki k/Ligoty Tułowieckiej i Jaszów].

- **Rzeczywiste i ewentualne trzeciorzędowe kominy wulkaniczne** (niewykluczony efekt odmładzania starszego lub najstarszego wulkanizmu Sudetów) w kolistych formach fotolineamentowych w pobliżu niektórych innych S-F1 73 Zespołu Ślęży–Dzierżoniowa [porównaj: Boża Męka]:
- *obszar niemczańsko-łądecki*
 - S-F1 66 **Forma kolista Sieniawki** o średnicy 6 km (eksploatowane jest tam złożo bazaltów Winna Góra – małe, do 25 mln t),
 - S-F1 69 **Struktura kolista Ślęży** o rozmiarach 14 × 12 km,
 - R-F1 68 **Forma kolista Tyńca nad Ślężą** o średnicy 6 km; w otworach Tyniec nad Ślężą OŁ-26, Jezierzycy Wielkie OŁ-26 i Wilczkowice OŁ-19 utwory karbońskie nawiercono w 1959 r. na głębokościach odpowiednio 67,9, 51,1 i 69,9 m, podczas gdy w okolicznych otworach wokół nich występują one o około 30–60 m głębiej (Centralna... 2010),
 - S-F1 67 **Forma kolista Karczyna** o rozmiarach 10 × 8 km, pomimo iż uważana jest za formę kompakcyjną, tj. synsedymencyjną nieckę młodotrzeciorzędową powstałą w strefie neotektonicznego uskoku Sienic (Strzelina); w otworze Jezierzycy Wielkie OŁ-26 utwory karbońskie nawiercono w 1959 r. na głębokości 51,1 m, podczas gdy w okolicznych otworach występują one o około 50–80 m głębiej (Centralna... 2010);
- *blok przedsudecki* – rejon występowania strumienia cieplnego podwyższonego do blisko 90 mW/m² (Szewczyk 2007)
 - R-F1 72 **Forma kolista Kulina** o średnicy 1 km; w 1964 r. w otworze Cesarzowice 10/64 utwory kambryjskie nawiercono na głębokości 124,5 m, podczas gdy w pobliskim otworze Cesarzowice IG-1 odwierconym w 1984 r. paleozoik osiągnięto na głębokości 1401 m (Centralna... 2010).
 - S-F1 71 **Forma kolista Środy Śląskiej** o średnicy 8 km; w otworze Jugowiec 14/68 utwory kambryjskie nawiercono w 1964 r. na głębokości 156 m (Centralna... 2010).

3. Podsumowanie – preferowane miejsca lokalizacji badań wstępnych

Masyw Śnieżnika – Szara Skala w okolicy Łądka-Zdroju, przejaw najmłodszego wulkanizmu w Polsce, a jednocześnie w pobliżu anomalii termicznej stwierdzonej w otw. L-2 w Łądku-Zdroju – 71,2 mW/m² (otworu brak w bazie danych PIG). Stary wulkan był miejscem eksploatacji bazanitów. Obecnie znajduje się w **Śnieżnickim Parku Krajobrazowym**, który utworzono w 1981 r. Wyjaśnienia wymaga ewentualny związek z S-F1 107 przecinającymi głęboki uskoki Gorzanowa, uważany za brzegowy fragment ryftu łąbskiego. Jeśli taki związek istnieje, to rejon S-F1 107 może być interesujący dla poszukiwań suchych skał o pożądanych parametrach geotermicznych.

Metamorfik kaczawski – Komin Wzgórza Ostrózek k. Lubania (na SE, w przedłużeniu ul. Bocznej), w nieczynnym kamieniołomie Uniegoszcz I. Wulkan powstał na linii przecięcia dwóch dużych uskoków o dł. 28 i 80 km, przy zachodniej granicy najaktywniejszej współcześnie w Polsce strefy sejsmicznej, aktywnej także w czasach historycznych. Gęstość strumienia ciepłego wynosi tutaj orientacyjnie około 70 mW/m². W łomie (Bernacki 2002), eksploatowanym do 1999 r., usunięto 35 m komina – do rzędnej 255 m n.p.m. – odsłaniając bazalty pokrywy o słupach nieregularnych, pionowych i średnicy 1–2 m oraz młodsze bazalty czopu wulkanicznego o średnicy kilkudziesięciu cm, zapadające w różnych kierunkach. Dno wyrobiska wypełniają trzy duże zbiorniki wodne – może to świadczyć o braku infiltracji wód opadowych w kanał zastygłej lawy.

Metamorfik kaczawski – Wilcza Góra (373 m n.p.m.), to największy w Polsce krater wulkaniczny o średnicy około 400 m. **Złoże Wilcza Góra** nie jest wykazywane wśród obecnie eksploatowanych. Część wzgórza-kamieniołomu (1,69 ha) od 1959 r. jest **rezerwatem Wilkołak**.

Pluton Strzegom-Sobótka – Boża Męka k/Strzegomia. Miejsce interesujące z racji przebiecia masywu granitowego przez **czop wulkaniczny** (w końcu lat siedemdziesiątych ten fragment kamieniołomu proponowany był do ochrony rezerwatowej).

Metamorfik kaczawski w bloku przedsudeckim – Cesarzowice w pobliżu otw. Cesarzowice 10/64 (kambr na 124,5 m) w obrębie R-F1 72 Formy kolistej Kulina o średnicy 1 km. W pobliskim otworze Cesarzowice IG-1 (paleozoik na 1401 m) strumień ciepły wynosi blisko 90 mW/m².

Literatura

- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. s. 237–277 [In:], Paleozoic Amalgamation of Central Europe. Red. J. Winchester, T. Pharaoh, L. Verniers. Geological Society, London, Special Publications, 201.
- Barnecki T., 2002 – Śladami wygasłych wulkanów. Regionalne Centrum Edukacji Ekologicznej w Lubaniu. [W:] <http://www.eko.luban.com.pl/index.php?id=sladami> z 2010-03-23.
- Birkenmajer K., Pecskey Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002 – Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland, II. K-Ar and paleomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudets Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 2, s. 119–129.
- Carlé M., 1955 – Bau und Entwicklung des Südwestdeutschen Grossscholle. *Belh. Geol. Jb.*, H. 16.
- Centralna Baza Danych Geologicznych PIG, 2010 – PIG Warszawa. [W:] <http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/cbdg> z 2010-03-13.
- Dézes P., Schmid S.M., Ziegler P.A., 2004 – Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Pyrenean and Alpine orogens with the foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, s. 1–33.
- Dowgiało J., 1976 – Wody termalne Sudetów. *Acta Geologica Polonica*, 26, 4., s. 617–640.
- Dowgiało J., 1998 – Geotermometryczne prognozy temperatury a wyniki poszukiwań wód termalnych w Jeleniej Górze-Cieplicach, s. 70–78. [W:] *Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*. Red. A.T. Jankowski, A. Kowalczyk, J. Kropka, A. Witkowski. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1718, Tom poświęcony Jubileuszowi Prof. Andrzeja Rózkowskiego. Wyd. Uniw. Śl., Katowice.
- Dowgiało J., 2001 – Sudecki region geotermiczny (SRG) – określenie, podział, perspektywy poszukiwawcze. *Współczesne problemy hydrogeologii*, 10, 1, s. 301–308.
- Dowgiało J., Fisteck J., 2007 – Prowincja sudecka. s. 57–78. [W:] *Hydrogeologia regionalna Polski, t. II. Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane*. Red. B. Paczyński, A. Sadurski, Warszawa, PIG.

- Dubińska E., Bylina P., Kozłowski A., Dörr W., Nejbert K., Schastok J., Kulicki C., 2004 – U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chemical Geology*, 203, s. 183–203.
- Fajkiewicz Z., 1966 – Miąższość i budowa skorupy ziemskiej w Polsce. Komitet Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej przy PAN. Biuletyn Informacyjny, 1.
- Finger F., Gerdes A., Janoušek V., Rene M., Riegler G., 2007 – Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: The significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geosciences*, 52, s. 9–28.
- Fistek J., Dowgiałło J., 2003 – Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1963–73 i 1997–98. s. 207–224. [W:] *Sudety zachodnie od wendy do czwartorzędu*. Red. W. Cieżkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz. Wrocław, Wyd. WIND.
- Fistek J., 1977 – Szczawy Kotliny Kłodzkiej i Gór Bystrzyckich. *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego*, 22., s. 61–115.
- Franke W., 2000 – The mid-Europen segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. s. 35–61 [In:] *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner. Geological Society, London, Special Publications, 179.
- Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994 – Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. *Journal Geological Society London*, 151, s. 91–109.
- Henk A., 1997 – Gravitational orogenic collapse vs plate boundary stresses: A numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe. *Geologische Rundschau*, 86, s. 39–55.
- Jetel J., Rybářová L., 1979 – Minerální vody Východočeského kraje. Praha, UUG.
- Kozłowski S., 1958 – Wulkanizm permski w rejonie Głuszycy i Świerków na Dolnym Śląsku. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 28, 1, Kraków.
- Kozłowski S., 1963 – Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). *Prace geologiczne Komitetu Naukowego Geologii Polskiej Akademii Nauk, Oddział w Krakowie*, 14. Kraków.
- Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000 – Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. s. 175–197. [In:] *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner. Geological Society, London, Special Publications, 179.
- Mapa fotogeologiczna Sudetów, 1:200 000, A. Fotolineamenty satelitarne i radarowe, oraz część tekstowa. Red. J. Bażyński, M. Graniczny, J. Oberc, M.S. Wilczyński. Instytut Geologiczny. Warszawa, Wyd. Geologiczne, 1986.
- Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patočka F., Żelaźniewicz A., 2002 – The ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development, s. 133–155. [In:] *Paleozoic Amalgamation of Central Europe*. Red. J. Winchester, T. Pharaoh, L. Verniers. Geological Society, London, Special Publications, 201.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58, 2, s. 133–145.
- Moncarz P., 2010 – Głęboka sucha geotermia (wykład) [W:] <http://blogmedia24.pl/node/23840> z 2010-03-23.
- Oberc-Dziedzic T., Pin C., Kryza R., 2005 – Geodynamic setting of the Early Palaeozoic granitoid magmatism in the Variscides: Sm-Nd constrains from the Izera granitogneisses (W Sudetes, SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 94, 3, s. 354–368.
- Olichwer T., Tarka R., 2005 – Warunki hydrogeologiczne w okolicach Ciepłowodów w aspekcie możliwości ujęcia wód termalnych. *Współczesne problemy hydrogeologii*, 12, s. 833–837. UMK, Toruń.
- Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993 – U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal Geological Society London*, 150, s. 355–369.
- Patočka F., Smulikowski W., 2000 – Early Paleozoic intracontinental rifting and incipient oceanic spreading in the Czech/Polish East Krkonoše/Karkonosze Complex, West Sudetes (NE Bohemian Massif). *Geologica Sudetica*, 33, s. 1–15.
- Pin C., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Mazur S., Turniak K., Waldhausrova J., 2007 – The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data, s. 209–229. [In:] *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alloghenian-Variscan collision*. Red. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society Special Publication, 423.

- Ryka W., Maliszewska A., 1982 – Słownik petrograficzny. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Štípská P., Schulmann K., Thompson A.B., Ježek J., Kröner A., 2001 – Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 332, s. 239–253.
- Stupnicka E., 1978 – Zarys geologii regionalnej świata. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Surowce mineralne Dolnego Śląska, 1979 – Red. K. Dziedzic, S. Kozłowski, A. Majerowicz, L. Sawicki. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław, Inst. Geol. Wrocław-Warszawa. Wyd. PAN, Z-d Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk.
- Szewczyk J., 2007 – Strumień ciepły na obszarze Polski, s. 16–17. [W:] *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. II. Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane. Red. B. Paczyński, A. Sadurski, Warszawa, PIG.
- Śliwa Z., 1967 – Własności strukturalne bazaltów Śląska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 37, 3.
- Występowanie, dokumentowanie i eksploatacja endogenicznego dwutlenku węgla w Polsce. Poradnik metodyczny. Red. W. Ciężkowski, Wrocław, Ministerstwo Środowiska, Departament Geologii i Koncesji Geologicznych, 2002.
- Ziegler P.A., 1990 – Geological atlas of Western and Central Europe. 2nd edition. Shell Internationale Maatschappij B.V. Geological Society Publishing House, Bath.
- Ziegler P.A., Dèzes P., 2005 – Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. *International Journal of Earth Sciences*, 94, s. 594–614.
- Znosko J., 1981 – The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bulletin de l'Academie Polonaise des. Sciences, Série de les Sciences de la Terre*, 29, s.185–197.
- Zwoliński Z., 2010 – Trzęsienia ziemi w Polsce. Inst. Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań. [w:] <http://www.staff.amu.edu.pl/~sgp/gw/tzpl/gwtzpl.html> z 2010-03-23.

