

Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica  
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska  
Zakład Geologii Złożowej i Górniczej

**Rozprawa doktorska**

**TEKTONIKA MIOCENSKICH ZŁÓŻ SOLI W POLSCE**

**Katarzyna Cyran**

Promotor: prof. dr hab. inż. Aleksander Garlicki

Kraków 2008

# Spis treści

<b>Wstęp</b> .....	5
<b>1. Historia badań tektoniki serii solnej zapadliska przedkarpackiego</b> .....	7
<b>2. Budowa geologiczna zapadliska przedkarpackiego</b> .....	12
2.1 Ogólne informacje o zapadlisku przedkarpackim.....	12
2.2 Zarys budowy podłoża zapadliska przedkarpackiego.....	13
2.3 Litostratygrafia utworów miocenu.....	15
2.4 Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska.....	18
2.5 Tektonika.....	20
<b>3. Charakterystyka osadów miocenu solonośnego</b> .....	23
3.1 Rozprzestrzenienie utworów formacji solonośnej.....	23
3.2 Autochtoniczne i sfałdowane osady ewaporatowe.....	23
3.2.1 Ewaporaty jednostki zgłobickiej.....	24
3.2.2 Ewaporaty na fliszu Karpat zewnętrznych.....	27
3.2.3 Ewaporaty pod fliszem Karpat zewnętrznych.....	28
3.3 Pozycja tektoniczna miocenijskich złóż soli w jednostce sfałdowanej.....	28
<b>4. Główne elementy tektoniki miocenijskich złóż soli</b> .....	30
4.1 Wieliczka i Barycz.....	30
4.2 Bochnia.....	32
4.3 Łęzkowice.....	35
4.4 Siedlec-Moszczenica.....	36
4.5 Typowe zaburzenia wewnątrz złóż soli.....	37
<b>5. Analiza mezostrukturalna miocenijskich złóż soli</b> .....	39
5.1 Metodyka badań.....	39
5.2 Mezostruktury tektoniczne zarejestrowane na ociosach kopalń soli Bochnia i Wieliczka.....	40
5.3 Charakterystyka mezostruktur tektonicznych złoża Łęzkowice.....	43
5.4 Wpływ właściwości mechanicznych skał na deformację.....	49
5.5 Interpretacja wyników badań.....	51

<b>6. Badania mikrotektoniki mioceńskich złóż soli</b> .....	52
6.1 Metodyka badań.....	52
6.2 Deformacje tektoniczne skał solnych a występowanie inkluzji.....	52
6.3 Mikrodeformacje utworów badeńskiej serii złożowej.....	54
6.4 Badania mikrotermometryczne inkluzji.....	56
<b>7. Badania laboratoryjne odkształcalności soli</b> .....	59
7.1 Badania wytrzymałościowe soli kamiennej i skał płonnych z mioceńskich złóż.....	59
7.1.1 Metodyka badań.....	59
7.1.2 Parametry skał serii solnej ze złoża Siedlec-Moszczenica.....	60
7.1.3 Parametry skał serii solnej ze złoża Łęzkowice.....	62
7.2 Badania reologiczne.....	65
7.2.1 Metodyka badań.....	65
7.2.2 Wyniki badań reologicznych.....	66
7.3 Wpływ tektoniki na własności fizyko-mechaniczne mioceńskich soli.....	67
<b>8. Współczesna aktywność górotwory solnego</b> .....	68
8.1 Przejawy współczesnych ruchów tektonicznych w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka.....	68
8.2 Konwergencja jako miara odkształceń górotwory solnego.....	72
8.3 Konwergencja w kopalni soli Bochnia.....	73
8.4 Konwergencja w kopalni soli Wieliczka.....	77
8.5 Charakterystyka konwergencji w mioceńskich złożach soli.....	81
<b>9. Zaburzenia sedymentacyjne mioceńskich złóż soli</b> .....	82
9.1 Synsedymencyjne zaburzenia w osadach miocenu autochtonicznego.....	82
9.2 Synsedymencyjne zaburzenia widoczne na ociosach kopalń soli.....	84
9.3 Powstawanie megabrekcji sedymentacyjnych.....	86
<b>10. Ocena zaangażowania tektonicznego utworów serii złożowej w kopalniach soli i jej znaczenie</b> .....	90
10.1 Skala zaangażowania tektonicznego utworów w kopalniach soli.....	90
10.2 Znaczenie i możliwości wykorzystania badań tektoniki mioceńskich złóż soli.....	92
<b>Uwagi końcowe</b> .....	95
<b>Spis literatury i wykorzystanych materiałów</b> .....	99
<b>Spis rysunków</b> .....	108
<b>Spis tabel</b> .....	113

## Wstęp.

Bieżąca działalność zabytkowych kopalni soli Bochnia i Wieliczka związana jest przede wszystkim z turystyką, lecznictwem i edukacją. Każdego roku obiekty te są tłumnie odwiedzane przez rzesze turystów, kuracjuszy i studentów pragnących poczuć atmosferę kopalni, wyleczyć swoje dolegliwości, bądź odbyć praktyki studenckie. Nie każdy jednak ze składających wizytę w kopalni zdaje sobie sprawę, że podziwiane przez niego osobliwości przyrody widoczne na ociosach wyrobisk kopalnianych odzwierciedlają silne zaangażowanie tektoniczne tych złóż oraz ich skomplikowaną budową wewnętrzną.

Pierwsze próby eksploatacji złóż soli Bochnia i Wieliczka przyjmuje się na XIII wiek. Początkowo wydobywanie było prowadzone chaotycznie, jednak z biegiem lat sól eksploatowano w coraz bardziej przemyślany i uporządkowany sposób. W połowie XX wieku intensywne prace poszukiwawcze w zapadlisku przedkarpackim zaowocowały odkryciem nowych złóż soli kamiennej Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica, które także były przedmiotem eksploatacji.

W związku z wielowiekowym zainteresowaniem solami kamiennymi na Podkarpaciu powstało wiele publikacji dotyczących geologii ogólnej, litologii, stratygrafii, zagadnień złożowych oraz warunków sedymentacji ewaporatów. Mniej uwagi poświęcano natomiast tektonice mioceńskich złóż soli, skupiając się raczej na samym zapadlisku przedkarpackim lub starając się rozwikłać strukturę wewnętrzną złóż jako całości. Taki kierunek badań został wyznaczony przez względy ekonomiczne i surowcowe. Obecnie, na pierwszy plan wysuwa się aspekt zachowania w nienaruszonym stanie zabytkowych wyrobisk.

Niniejsza praca stanowi próbę przedstawienia tektoniki mioceńskich złóż soli oraz zagadnień z nią związanych w świetle nowych badań. W pierwszej części zostały zaprezentowane poglądy dotyczące litologii, stratygrafii i tektoniki rejonu występowania mioceńskich złóż soli. Opisano również zasięg facjalny, pozycję tektoniczną oraz rolę badeńskich ewaporatów w tektonicznej ewolucji zapadliska przedkarpackiego. W drugiej części przedstawiono główne elementy tektoniczne mioceńskich złóż soli, charakterystykę i pomiary mezozstruktur tektonicznych oraz mikrotektonikę. Zbadano wpływ tektoniki na własności fizyko-mechaniczne oraz reologiczne soli kamiennej i utworów płonnych. Ponadto scharakteryzowano przejawy współczesnych ruchów tektonicznych a także konwergencję w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka. Zwrócono uwagę na występowanie synsedymencyjnych zaburzeń w osadach serii solnej, będących efektem ruchów masowych.

Na podstawie zebranych informacji i wyników badań skonstruowano ośmiostopniową skalę zaangażowania tektonicznego utworów mioceńskiej serii solnej.

Opracowanie wykonano pod kierunkiem prof. dr hab. inż. Aleksandra Garlickiego, któremu autorka pragnie serdecznie podziękować za wiele wartościowych uwag i wskazówek, udostępnienie cennych materiałów oraz pomoc w wykonywaniu i realizacji prac prowadzących do napisania tej rozprawy.

Autorka składa serdeczne podziękowania dr inż. Tomaszowi Tobole za cenne rady i sugestie, ciekawe wskazówki i okazaną pomoc w realizacji badań związanych z pracą doktorską.

Swoją wdzięczność za istotne spostrzeżenia i pomoc w realizacji prac w wyrobiskach górniczych autorka wyraża geologom kopalni bocheńskiej mgr inż. Andrzejowi Bezkorowajnemu i mgr inż. Bernadecie Stochel oraz geologowi kopalni wielickiej mgr inż. Jerzemu Przybyło. Pragnie podziękować również kierownikowi działu geologicznego kopalni wielickiej mgr inż. Krzysztofowi Brudnikowi, kierownikowi działu mierniczego kopalni bocheńskiej mgr inż. Leszkowi Józefko oraz kopalni wielickiej mgr inż. Zbigniewowi Stawarczykowi za udostępnienie materiałów dotyczących geologii i konwergencji tych złóż. Serdeczne podziękowania za cenne rady i wskazówki, udostępnione materiały oraz udzieloną pomoc autorka kieruje do dr inż. Danuty Flisiak. Ponadto autorka wyraża swoją wdzięczność prof. dr hab. inż. Adamowi Piestrzyńskiemu kierownikowi Zakładu Geologii Żyłowej i Górniczej za umożliwienie realizacji badań i prac związanych z niniejszą pracą. Pragnie podziękować również dr inż. Krzysztofowi Bukowskiemu i dr inż. Andrzejowi Szybistowi za cenne uwagi i sugestie odnośnie realizowanych badań.

Autorka pragnie złożyć specjalne, serdeczne podziękowania dr inż. Helenie Piterze za cenne wskazówki i rady, dobre słowo, optymizm oraz udzieloną pomoc.

## **1. Historia badań tektoniki serii solnej zapadliska przedkarpackiego.**

Złoża soli kamiennej występujące na obszarze zapadliska przedkarpackiego od kilku stuleci budziły zainteresowanie badaczy wielu specjalności, w tym także geologów. Prace badawcze nad osadami miocenu solonośnego rozpoczęły się w pierwszych latach XIX wieku i trwają do chwili obecnej, przy czym szczególne ich nasilenie przypada na okres po II wojnie światowej.

Największą ilość informacji na temat tektoniki serii solnej obszaru zapadliska można znaleźć w opracowaniach dotyczących od dawna eksploatowanych złóż soli kamiennej tj. Bochnia i Wieliczka. Związane jest to z faktem, że poznanie ich budowy geologicznej było warunkiem koniecznym do prowadzenia efektywnej eksploatacji. Drugie źródło wiadomości z tego zakresu stanowią prace omawiające rejon przedpola Karpat fliszowych.

Z pierwszych wieków podziemnej eksploatacji złóż soli kamiennej zachowały się jedynie mapy górnicze kopalni wielickiej wykonane przez Marcina Germana w latach 1631-1638 i Jana Gotfryda Borlacha z okresu 1720-1746 oraz J.G. Gebhardta z 1746 roku (vide Jodłowski A., 1988).

Opracowania dziewiętnastowieczne dotyczą w większości wspomnianych powyżej złóż Wieliczki i Bochni. Ich autorzy omawiają przede wszystkim budowę geologiczną i związaną z nią tektonikę oraz zastanawiają się nad genezą złóż soli. E. Süss (vide Tołwiński K., 1956) rozważając zjawisko przesuwania się mas karpaccich ku północy, jako pierwszy wysunął hipotezę, że złoża w Wieliczce i Borysławiu mogły powstać w ten sam sposób. Omawiając budowę złoża bocheńskiego S. Staszic (1815) wspomina o kącie i kierunku zapadania warstw. Z kolei J. Hrdina (1842) na podstawie robót górniczych skonstruował profil geologiczny Wieliczki. Na innym przekroju L. Zejszner (1844) przedstawił dolną część złoża w postaci trzech łusek. Następny K. M. Paul (vide Poborski J., 1965) ujął strukturę Wieliczki jako niesymetrycznie sfałdowane, przechylone ku północy skrzydło, łączące się z brzegiem karpaccim za pomocą podwiniętej pod brzeg synkliny. W tym okresie ukazała się również pierwsza praca o złożu solnym w Bochni (vide J. Poborski, 1965) autorstwa A. Haucha (1851). Bardzo obszerny materiał na temat wymienionych złóż oraz ich najbliższego otoczenia (od Skawiny po Bochnię) zebrał J. Niedźwiedzki (1883 – 1889). Ponadto przedstawił budowę geologiczną złoża siarki w Swoszowicach popartą przekrojami geologicznymi.

W XX wieku wiedza na temat tektoniki serii solnej uległa znacznemu poszerzeniu i uszczegółowieniu. W latach (1926 – 1930) E. Windakiewicz wydał pierwszą obszerną pracę monograficzną dotyczącą znanych złóż soli na Podkarpaciu. Zamieścił tam opisy budowy geologicznej złóż Bochni, Wieliczki, Barycza i Rybnika zilustrowane przekrojami geologicznymi. W tym okresie (1929-1932) budowę i genezę złóż Wieliczki i Bochni rozważał również J. Kuhl. Szczegółowe prace geologiczne w rejonie Bochni (vide Poborski J., 1952) prowadził G. Bukowski (1921, 1922, 1923, 1924, 1926, 1932). Zagadnieniami związanymi z tektoniką zapadliska przedkarpackiego zajmował się także W. Teisseyre (1920, 1921).

Szybki rozwój wiedzy na temat tektoniki miocenu, a w tym także serii solnej nastąpił w latach powojennych. Był on spowodowany intensywnymi pracami geologiczno-poszukiwawczymi prowadzonymi przez przemysł naftowy, chemiczny oraz Instytut Geologiczny. Wykonano w tym czasie badania grawimetryczne, sejsmiczne i głębokie wiercenia, które pozwoliły na rozpoznanie budowy geologicznej podłoża zapadliska przedkarpackiego. Wyniki tych prac zostały przedstawione przez P. Karnkowskiego i E. Głowackiego (1961). Bardziej szczegółowy obraz tego zagadnienia można znaleźć w pracy R. Neya (1968).

W tym okresie pojawiły się również szczegółowe opracowania dotyczące budowy geologicznej złóż soli. Złoże bocheńskie na tle regionalnym przedstawił J. Poborski (1952). Opisał tektonikę serii solnej rejonu występowania złoża. Rozpoznał i omówił jego tektonikę wewnętrzną oraz procesy, które doprowadziły do jego deformacji. Praca zawiera także liczne przekroje geologiczne złoża bocheńskiego. Z kolei dla złoża wielickiego również szczegółowe opracowanie z kompletem mapek poziomych i przekrojów geologicznych sporządził A. Gawęł (1962). W swojej pracy omawia on także tektonikę i litologię przedłużenia złoża w kierunku zachodnim (Barycz, Kosice) oraz w kierunku Sobniowic.

B. Świdorski (1952) opisał główne elementy tektoniczne bloku Karpat północnych. Rozróżnia on autochton płytowy dla płasko leżących, nieodkłutych serii trzeciorzędowych oraz autochton wyruszony i częściowo odkłuty. Dokładnie analizuje budowę i charakter tektoniczny zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego utworami miocenu. Następnie S. Dżułyński (1953) podaje szczegółową charakterystykę miocenu Podkarpacia przy okazji opracowywania tektoniki Wyżyny Krakowskiej. Z. Wilczyński (vide Garlicki A., 1973) na podstawie robót ziemnych wykonał przekroje i sporządził mapę geologiczną w skali 1:10 000 na obszarze od Przemyśla po Witoszyńce. Tektonikę mioceńskich „salidów” uwzględnia K. Tołwiński (1956), w swojej pracy dotyczącej głównych elementów tektonicznych Karpat.

Opisuje również ich rolę w systemie większych elementów karpackich. Z kolei J. Zieliński (1963) opierając się na wynikach uzyskanych z głębokich otworów wiertniczych i prac sejsmicznych dokonał próby interpretacji struktur wgłębnych przedpola nasunięcia fliszowego. Odkrył istnienie fałdu fliszowego pod mioceniem i przedstawił jego znaczenie dla wyjaśnienia budowy podłoża miocenu w strefie przykarpackiej. Szeroki zakres informacji dotyczących nasunięć karpackich na miocen solonośny, można znaleźć w pracach K. Skoczylas-Ciszewskiej i J. Poborskiego. Prace te zostały opublikowane w następującej kolejności:

- a) (1961 a i b) zawiera wyniki badań geologicznych nasunięcia karpackiego na miocen solonośny prowadzonych w Baryczu koło Wieliczki. Autorzy skonstruowali przekrój poprzeczny przez brzeg Karpat i złoże w Baryczu. Stwierdzili ponadto, że w złożu tym ułożenie warstw solnych i ich zaburzenie jest skutkiem ścinania i nasuwania wzdłuż „półgich powierzchni dyslokacyjnych”. Scharakteryzowali także główne piętra tektoniczne miocenu oraz mniejsze elementy tektoniczne;
- b) (1962) na podstawie analizy tektoniki wewnętrznej przekrojów przez złoża Wieliczki, Siedlca i Bochni autorzy wnioskowali o kolejności, nasileniu i kierunku zjawisk tektonicznych na obszarze Podkarpacia. Uważają, że złoża te stanowią „swego rodzaju węzły tektoniczne, przed czołem nasuniętego fliszu” i dlatego ich pozycja jest niezwykle znacząca w regionalnym przekroju geologicznym. Wnioskują ponadto, że ostatnia faza górotwórcza, która doprowadziła do powstania złóż soli, rozgrywała się w trzech aktach;
- c) (1963) praca ta jest syntezą przeprowadzonych wcześniej badań. Przedstawiono w niej kolejność i rodzaj zjawisk tektonicznych w okolicy Wieliczki i Bochni. W badanym rejonie autorzy wyróżnili dwie zasadnicze jednostki tektoniczne: dolną niezaburzoną (autochtoniczną) oraz leżącą ponad nią sfałdowaną (allochtoniczną). Oprócz tego w jednostce allochtonicznej wydzielili dwie jednostki niższego rzędu;
- d) (1964) omawia stosunki geologiczne na obszarze pomiędzy Baryczem i Skawiną. Przekrój przez brzeg Karpat i złoże w Baryczu, został uszczegółowiony i poszerzony o nowe wiercenia.

Oprócz tego, J. Poborski (1965) przedstawił sytuację tektoniczną i określił pozycję znanych złóż ewaporatów na Podkarpaciu.

Znaczną ilość materiału na temat miocenu solonośnego opracował A. Garlicki. Wśród jego licznych publikacji należy wymienić następujące:

- a) (1964) autor opisuje autochtoniczną serię solną na zachód od Wieliczki, śledząc jej zasięg od kontaktu z allochtonem do zniknięcia pod brzegiem Karpat;



- b) (1967) zawiera informacje dotyczące tektoniki miocenu na zachód od Bochni, gdzie odkryto złoża Moszczenica – Łapczyca, które przechodzi w sposób ciągły w złoża Łęzkowice – Siedlec. Ponadto identyfikuje na tym obszarze trzy główne jednostki tektoniczne: allochtoniczną wyższą i niższą oraz autochtoniczną;
- c) (1968) jest to szczegółowe opracowanie dotyczące budowy geologicznej autochtonicznej serii solnej na obszarze zapadliska przedkarpackiego;
- d) (1970) publikacja zawiera opis budowy geologicznej, tektoniki i charakterystykę złoża Moszczenica – Łapczyca oraz podaje jego pozycję tektoniczną;
- e) (1972) na podstawie gęstej siatki otworów rozpoznawczo – eksploatacyjnych i analizy pobranych rdzeni, autor określił granice złoża Łęzkowice – Siedlec oraz rozwiłkłał jego tektonikę wewnętrzną;
- f) (1973) zostały zebrane wyniki badań miocenu solonośnego prowadzonych na południe od Przemyśla aż do ówczesnej granicy z ZSRR. Dzięki pracom kartograficznym i wiertniczym wyznaczono linię nasunięcia karpackiego i przedstawiono pozycję tektoniczną przykarpackiej formacji solonośnej w tym rejonie;
- g) (1975) w pracy tej przedstawiono zagadnienia tektoniki okolic Tarnowa. Omówiono także szczegóły wglębnej budowy strefy nasunięcia fliszu karpackiego na utwory miocenu przedpola Karpat i określono granicę biegu facji chlorkowej;
- h) (1979) ukazała się obszerna publikacja omawiająca sedymentację soli mioceńskich Polsce.

S. Połtowicz i A. Starczewska Popow (1974) przedstawili wpływ ruchów tektonicznych i ich nateżenia na sedymentację utworów środkowego i górnego badenu oraz dolnego sarmatu pomiędzy Tarnowem a Przemyślem. Zwrócili także uwagę na działanie w tym rejonie intensywnej tektoniki synsedymentacyjnej. Z kolei na podstawie profili wierceń i wyników badań sejsmicznych S. Połtowicz (1974) skonstruował dwa przekroje geologiczne dla obszaru od Tarnowa po Pilzno. Odzwierciedlają one warunki tektoniczne wglębnych fałdów fliszowo–mioceńskich. Oprócz tego opisał on tektonikę i litologię sfałdowanej formacji mioceńskiej. Autor ten przedstawił w późniejszym czasie (1991 a i b) szczegółową charakterystykę utworów miocenu autochtonicznego i sfałdowanego z uwzględnieniem ewaporatów.

W latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych uzupełniające opisy budowy geologicznej złoża wielickiego zawdzięczamy długoletniemu pracownikowi kopalni J. Wiewiórcę (1974, 1984, 1988).

Szczególnie dużo uwagi w literaturze zostało poświęcone strefie kontaktu pomiędzy częścią bryłową i pokładową złoża wielickiego oraz genezie złoża bryłowego. Wymienione powyżej prace dotyczące budowy geologicznej złoża zakładały tektoniczny schemat powstania części bryłowej. Nowych danych potwierdzających ten pogląd dostarczyły prace R. Tarki i innych (1988) oraz R. Tarki (1992). Inny mechanizm powstania złoża bryłowego oparty na tektonice grawitacyjnej przedstawił S. Połtowicz (1977). Autorami kolejnej, odmiennej koncepcji dotyczącej tego zagadnienia są K. Kolasa i A. Ślęczka (1985 a i b), którzy wiązali genezę złoża bryłowego z potężnym wpływem podmorskim.

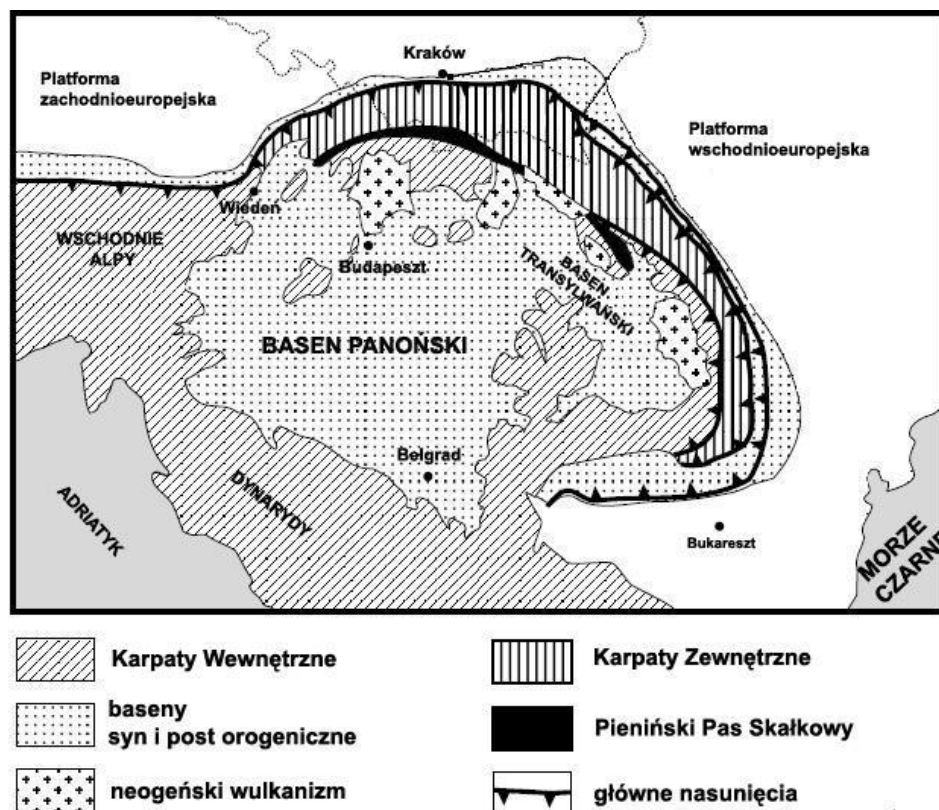
Model tektoniki grawitacyjnej został zastosowany również przez S. Połtowicza (1997, 2004) do wyjaśnienia mechanizmów formowania strefy miocenu sfałdowanego. Inny schemat jej rozwoju, wskazujący na obecność stref trójkątnych zaproponowali P. Jones (1997) oraz P. Krzywiec i inni (2004).

Ostatnią grupę publikacji stanowią pozycje dotyczące współczesnych ruchów tektonicznych występujących w kopalniach soli. Należą do nich opracowanie zbiorowe pod redakcją G. Kortasa (2004) oraz artykuł autorstwa T. Toboły i A. Bezkorowajnego (2006).

## 2. Budowa geologiczna zapadliska przedkarpackiego

### Ogólne informacje o zapadlisku przedkarpackim.

Polska część zapadliska stanowi fragment wielkiego basenu sedymentacyjnego, który ciągnie się wzdłuż łuku Karpat na obszarze 1700 km od Rumunii po Austrię. Znajdujący się w granicach Polski, najbardziej na północ wysunięty fragment zapadliska ma długość około 340 km a szerokość od kilku do kilkudziesięciu km. Należy do systemu basenów Paratetydy centralnej. Zapadlisko na zachodzie łączy się z alpejskim basenem molasowym, a na wschodzie z basenem przedgórskim Bałkanidów. Północna granica zapadliska jest erozyjna, południową tektoniczną granicę wyznacza czoło nasunięcia Karpat zewnętrznych (Rys. 2.1.1). Wypełniają go głównie klastyczne osady mioceńskie o miąższości do 3 km w Polsce i 5 km na Ukrainie. Osady te są podścielone utworami platformowymi (Oszczytko N., 2006 a).



Rys. 2.1.1 Lokalizacja polskiej części zapadliska przedkarpackiego (według Krzywiec P., 1997).

W rejonie Krakowa znajduje się najwęższy, szerokości kilku km odcinek zapadliska tzw. rygiel krakowski, który dzieli je na dwie różniące się budową geologiczną części: większą wschodnią i mniejszą zachodnią. Zachodnia część obejmuje Wyżynę Śląsko-Krakowską i jest stosunkowo wąska i płytka. Ciągnie się w kierunku zachodnim na obszar Moraw, gdzie łączy się z basenem wiedeńskim, natomiast na północy z obszarem Przedgórze Sudeckiego. W tej części najstarszymi znanymi utworami są słodkowodne, brakiczne i lądowe osady karpatianu, przykryte pokrywą morskich osadów badenianu i sarmatianu dolnego. Wschodnia, znacznie szersza i głębsza część obejmuje Nizinę Sandomierską i ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim poprzez Ukrainę do Rumunii. Utwory miocenu w tej części są lepiej wykształcone i bardziej zróżnicowane, znany jest pełny profil osadów od eggerianu po sarmatian dolny. Przyczyną tego jest fakt, że sedimentacja tych utworów odbywała się w dwóch różnych basenach sedimentacyjnych: starszym wewnętrznym i młodszym zewnętrznym (Ney R., 1968; Ney R. et al., 1974; Garlicki A., 1979; Stupnicka E., 1989).

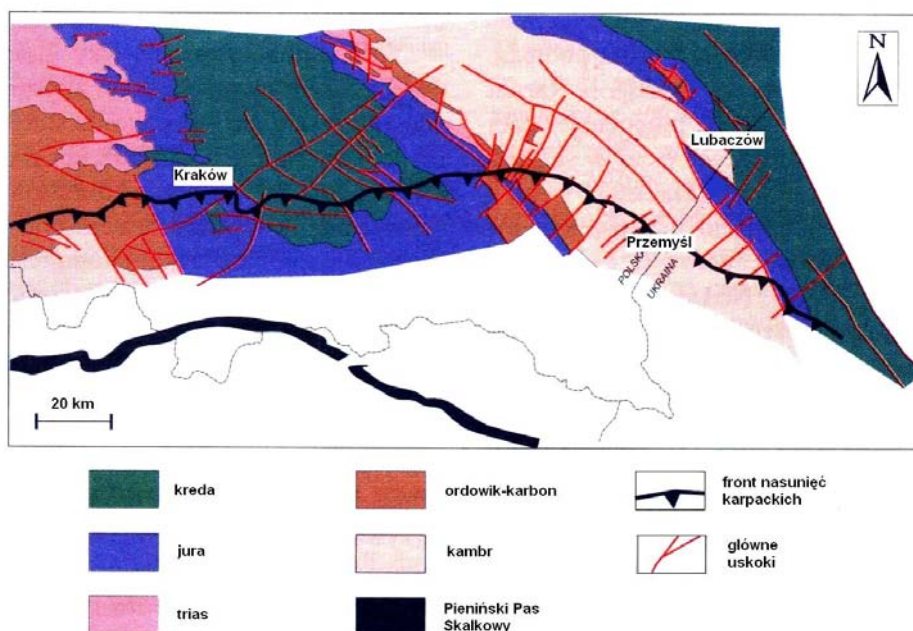
### **Zarys budowy podłoża zapadliska przedkarpackiego.**

Podłoże zapadliska zostało rozpoznane dzięki licznym i dobrze wykonanym wierceniom prowadzonym przez przemysł naftowy i PIG oraz badaniom geofizycznym. W strukturze podłoża można wyróżnić dwa główne elementy: platformę epiwaryscyjską i pokrywę permsko-mezozoiczną. Jego forma została ukształtowana w wyniku późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej pomiędzy płytą północnoeuropejską i blokiem wewnętrznokarpackim (mikropłyty Alcapa i Tisza-Dacia). Głębokość zalegania części platformowej podłoża waha się od kilkuset m do 3500 m (Oszczypko N., 2006 a).

Generalnie zachodnia część zapadliska charakteryzuje się blokową strukturą podłoża, natomiast w części wschodniej (w tym także polskiej) występują głębokie paleodoliny dowiązujące do kierunku NW-SE, które zostały wyerodowane w okresie paleogenu i wczesnego miocenu. Erozyjne tworzenie się paleodolin zostało poprzedzone ruchami laramijskimi w wyniku, których powstały uskoki o kierunku NW-SE (Rys. 2.2.1). Z tego względu przebieg paleodolin dowiązuje do tego kierunku (Oszczypko N., 1996, 2006 a).

Bardziej szczegółowy podział podłoża zapadliska uwzględnia cztery główne piętra strukturalne: proterozoiczne, kaledońskie, waryscyjskie i cechsztyńsko-mezozoiczne. Trzy pierwsze piętra są reprezentowane przez utwory wchodzące w skład platformowego podłoża oraz pokrywy. Najstarszymi zaliczanymi do pierwszego (proterozoicznego) piętra strukturalnego utworami są słabo zmetamorfizowane łupki pstry prekambry górnego

określane, jako fylity (Samsonowicz J., 1955; Karnkowski P., Głowacki P., 1961; Głowacki E, Karnkowski P., Żak C., 1963; Parachoniak W., 1963; Żak C., 1968; Stupnicka E., 1989), które zostały stwierdzone w głębokich otworach od okolic Bochni po wschodnią granicę Polski (Karnkowski P., 1993). Piętro strukturalne kaledońskie budują utwory kambru, ordowiku i syluru. Osady kambru stwierdzono otworami wiertniczymi w okolicach Lubaczowa-Uszkowców i Tarnogrodu (Karnkowski P., Głowacki P., 1961; Głowacki E, Karnkowski P., Żak C., 1963). Utwory ordowiku dolnego i syluru zostały rozpoznane w dwóch strefach: Uszkowce-Lubaczów-Doliny oraz Mędrzechów-Pilzno (Karnkowski P., 1993; Karnkowski P., Głowacki P., 1961). Ordowik reprezentowany jest przez różnorodne osady: piaskowce, wapienie łupki ilaste, margle, dolomity, zlepieńce, natomiast sylur budują iłowce, łupki, margle.



Rys. 2.2.1 Mapa geologiczna podłoża polskiej części zapadliska przedkarpacciego (według Oszczytko N. et al., 1989 uproszczona).

Z kolei do piętra waryscyjskiego zaliczane są utwory dewonu i karbonu dolnego, które występują w południowej części antyklinorium dolnego Sanu od linii Rzeszów-Busko Zdrój po okolice Krakowa (Karnkowski P., 1993; Karnkowski P., Głowacki P., 1961; Kirchner Z., Połtowicz S., 1974). Dewon dolny reprezentują osady piaszczysto-ilaste, środkowy i górny skały węglanowe tj. wapienie i dolomity, natomiast karbon dolny budują piaskowce i wapienie. Osady karbonu górnego występują na obszarze Górnego Śląska w zachodniej

części zapadliska (Jachowicz A., 1968). Pierwsze ogniwo wśród utworów cechsztyńsko-mezozoicznego piętra strukturalnego stanowią osady cechsztynu tj. zlepieńce, piaskowce, wapienie i margle, które rozpoznano w okolicach Mielca, Dąbrowy Tarnowskiej, Brzeska-Lipolasu i Skalbmierza (Karnkowski P., 1993; Karnkowski P., Głowacki P., 1961). Trias występuje po południowo-wschodniej stronie antyklinorium dolnego Sanu i na obszarze Górnego Śląska. Profil utworów triasu jest pełny począwszy od pstrego piaskowca, przez wapien muszlowy do retyku (Stupnicka E., 1989). Utwory jury zostały stwierdzone po obu stronach antyklinorium dolnego Sanu. Najstarsze osady, należące do jury dolnej, zalegają w okolicach Lubaczowa, gdzie rozpoznano także utwory jury środkowej. Te ostatnie występują również w rejonie zatoki gdowskiej, Dąbrowy Tarnowskiej i Mielca (Karnkowski P., Głowacki P., 1961). Są to osady piaszczyste, mułowcowe i łupkowe. Natomiast węglanowe utwory jury górnej tworzą kompleks dużej miąższości i budują je wapienie od skalistych po organodetrytyczne (Karnkowski P., 1993; Kirchner Z., Połtowicz S., 1974). Osady kredy posiadają mniejszy zasięg niż osady jury, a ich dolna część wykształcona jest jako piaskowce i mułowce z wkładkami wapieni. W górnej części dominują wapienie z konkrecjami krzemieni przechodzącymi w opoki (Karnkowski P., 1993; Karnkowski P., Głowacki P., 1961; Kirchner Z., Połtowicz S., 1974).

### **Litostratygrafia utworów miocenu.**

Utwory mioceńskie polskiej części zapadliska przedkarpackiego charakteryzują się znaczną zmiennością facjalną, co sprzyjało powstawaniu licznych lokalnych wydzielen i utrudniało korelację stratygraficzną poszczególnych ogniw. Prowadzone w okresie powojennym przez przemysł naftowy, chemiczny i Instytut Geologiczny prace poszukiwawcze dostarczyły danych paleontologicznych i litologicznych (vide Garlicki A., 1979), które pozwoliły na skonstruowanie ujednoczonego profilu litostratygraficznego miocenu w skali regionalnej (Alexandrowicz S., 1956, 1958, 1961 a, 1961 b, 1963; Bielecka M., 1957; Kowalewski K., 1957; Krach W., 1956, 1957, 1962; Kuciński T., 1957; Łuczowska E., 1955 a, 1955 b, 1962, 1964, 1969; Mitura F., 1954; Ney R., 1957, 1963, 1968, 1969; Ney R. et al., 1974). Pod koniec lat sześćdziesiątych ubiegłego stulecia Grupa Robocza dla Stratygrafii Neogenu Paratetydy „Paratethys” ustaliła podział miocenu dla całej Paratetydy Centralnej. Wyniki tych prac zostały opublikowane w pracach W. Kracha (1971), W. Kracha, T. Kucińskiego, E. Łuczowskiej (1970), R. Neya et al. (1974). Miocen podzielono na pięć pięter stratygraficznych: eggenburgian, ottningian, karpatian, badenian

i sarmatian, przy czym w badenianie wyróżniono 3 podpiętra oraz dwa piętra przejściowe tj. egerian (między oligocenem i mioceniem) i pannonian (między mioceniem i pliocenem).

W ostatnich latach badania nanoplanktonu wapiennego doprowadziły do wprowadzenia nowego podziału miocenu zapadliska na 10 nanozon ( Rys. 2.3.1) (Garecka M., Olszewska B., 1997; Gaździcka E., 1994; Oszczytko N., 1997; 2006 a i b). Przesunięto także granicę pomiędzy badenianem i sarmatianem z 13,5 Ma na 11,8 Ma (Oszczytko N., 2006 a i b; Oszczytko et al. 2005). Ponadto tradycyjny podział wyróżniał w osadach badeńskich trzy podpiętra, w których ewaporaty były zaliczane do środkowego badenianu (formacja z Wieliczki), a ich wiek określano na około 15,0 Ma (Alexandrowicz et al., 1982, Garlicki A., 1994). W świetle nowych danych zaliczono je do późnego badenianu w dolnej części poziomu NN6, a ich wiek ocenia się na około 13,0 Ma (Peryt D., 1999; Peryt T., 2006 a; Andriejeva-Grigorovich et al., 2003). Interpretacja ta jest zgodna z datowaniem poziomu tufitowego WT-3, który występuje w obrębie warstw solnych w Bochni i Wieliczce na 13,6 Ma oraz poziomu TB z warstw nadsolnych (chodenickich) na 12,3 Ma (Dudek K. et al., 2004).

Sekwencję stratygraficzną rozpoczyna *formacja z Zawoi* (Rys. 2.3.1), która tworzyła się u schyłku oligocenu i początku wczesnego miocenu. Jej osady charakteryzuje niejednorodność, spąg reprezentują ciemne zlepieńce, które przechodzą ku górze w 120 m miąższości kompleks ciemnoszarych szelfowych mułowców. Utwory formacji z Zawoi zostały stwierdzone na głębokości 4666,0 do 4825,5 m w otworach Zawoja 1 i Andrychów 6. Ku północy osady te przechodzą w morskie szarzielone iłowce *formacji z Zebrzydowic* zaliczane do nanozony NN2 (tylko w spągowej części do NN1). Odzwierciedlają one postępującą ingresję basenu przedgórskiego (Oszczytko N., 1996, 2006 b).

Kolejne ogniwa datowane na ottnangian stanowią *formacja z Suchej* i *formacja Zamarski* znane jako olistopaki fliszowe (Buła W. i Jura D., 1983; Oszczytko N., 1996) lub starostyryjskie nasunięcia (Jurkova A., 1971). Reprezentowane są przez osady konglomeratowe składające się z czarnych łupków wieku od dolnej kredy po paleocen oraz wczesno miocenijskiego matrix zawierającego nanoplankton zony NN4. Łupki obu formacji stanowią materiał płaszczowiny Śląskiej i Podśląskiej. Formacja Zamarski występuje w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego (rejon Cieszyna). Jej miąższość wynosi od 25-150 m i jest znacznie niższa w porównaniu z osadami formacji z Suchej (260-370 m), które pokrywają pozostałą część zapadliska (Oszczytko N., 1997, 2006 b).

Tego samego typu osady znajdują się w dolnej części *formacji stryszawskiej* zaliczanej do schyłku ottnangianu i początku karpatianu. W górę profilu zlepieńce przechodz

w oliwkowe, brązowe, wiśniowe iłowce i mułowce z przeławiczeniami gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców. Całkowita miąższość tej formacji wynosi od 360 do 566 m (Oszczypko N., 1996, 2006 b).

Ponad formacją stryszawską występują od 40 do 100 m grubości pakiety *zlepieńców dębowieckich* zbudowanych z górnokredowych klastów. Wypełniają one paleodoliny utworzone podczas erozji w późnym karpacie. W wewnętrznej części zapadliska utwory te spoczywają bezpośrednio na skałach podłoża. Łącznie z formacją stryszawską, z Suchej i Zamarski są zaliczane do zony NN4 (Oszczypko N., 2006 a i b).

Następnym ogniwem stanowiącym warstwy podsolne jest *formacja ze Skawiny*, której wiek oceniany jest na górną część wczesnego i dolną późnego badenianu (NN4/NN5). Jej miąższość jest największa w SW części zapadliska, gdzie osiąga do 1000 m, na pozostałym obszarze dochodzi do 30-40 m. Są to morskie osady ilasto-piaszczyste (Oszczypko N., 1996, 2006 b). W północno-wschodniej części zapadliska odpowiednikiem formacji skawińskiej są warstwy baranowskie (jednostka nieformalna) lub formacja z Pińczowa (Alexandrowicz S.W. et al., 1982). Warstwy baranowskie to ilasto-piaszczyste, miejscami zlepieńcowate osady o miąższości od kilku do 90 m (Ney R., et al., 1974).

Zaliczane do późnego badenianu (nanozona NN6) ewaporaty należą do *formacji z Wieliczki* i *formacji z Krzyżanowic*. Pierwszą z nich stanowią sole kamienne, iłowce, mułowce, gipsy i anhydryty. Pomiedzy Wieliczką i Tarnowem osiąga ona największą miąższość od 70-110 m, w kierunku wschodnim maleje do kilkunastu m (Garlicki A., 1968). Natomiast formacja z Krzyżanowic to głównie gipsy, anhydryty, wapienie płonne i siarkonośne, których łączna miąższość wynosi od 10-20 m w środkowej części zbiornika, dochodząc od 60 m w części peryferycznej (Peryt T., 2006 a i b). Przeprowadzone w ostatnich latach badania geofizyczne połączone z analizą materiału rdzeniowego i mikroorganizmów, umieściły utwory formacji z Krzyżanowic w rejonie Rzeszów-Przemysł-Lubaczów w górnej części nanozony NN5 i dolnej NN6 (Dziadzio P. et al., 2006). Płytką część późnobadeńskiego zbiornika była zajęta przez fację siarczanową, podczas gdy w najgłębszych częściach, zlokalizowanych wzdłuż brzegu Karpat sedymentowała facja chlorkowa (Oszczypko N., 2006 a i b).

Nad ewaporatami osadziły się utwory warstw chodenickich reprezentowane przez iłowce z przeławiczeniami piaszczystymi i marglistymi. Między Tarnowem a Dębicą dolna część tych warstw jest silnie zapiaszczona, a w kierunku północnym są one zastępowane przez iłowce margliste. Na obszarze pomiędzy Krakowem a Tarnowem ponad warstwami chodenickimi wydzieliła się ilasto-piaszczyste warstwy grabowieckie. Spągowa, piaszczysta



część tych warstw jest lokalnie nazywana piaskami bogucickimi. W północno-wschodniej części zapadliska odpowiednikiem warstw grabowieckich są warstwy krakowieckie (Oszczypko N., 1996). Ich miąższość w tym rejonie waha się od 1000 do 2500 m, a w rowie Wielkich Oczu dochodzi do 3000 m. Uważa się, że we wschodniej części zapadliska sedymentacja tej formacji trwała do końca pannonianu (Dziadzio P. et al., 2006). Wszystkie te lokalne wydzielenia są zaliczane do *formacji z Machowa* odpowiadającej późnemu badenianowi i sarmatianowi (NN6/7 i NN8/9).

Oprócz opisanych powyżej utworów w miocenie zapadliska przedkarpackiego występuje strefa sfałdowanych utworów mioceńskich zajmująca wąski pas wzdłuż brzegu Karpat. Tworzą ją dwie jednostki tektoniczne: zgłobicka i stebnicka (Oszczypko N., 2006 a i b). Niektórzy wyróżniają także trzecią jednostkę borysławsko-pokucką (Wdowiarz S., 1976, Połtowicz S., 1991 a i b, 2004). Jednostkę stebnicka budują molasowe osady dolnego i środkowego miocenu (od karpatianu po sarmatian) a jednostkę zgłobicka utwory badenisko-sarmackie analogiczne do tych ze strefy niesfałdowanej (Oszczypko N., 1996, 2006 a i b)

### **Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska.**

W zapadlisku przedkarpackim jak wspomniano powyżej, można wyróżnić (Oszczypko N., 1982) dwie zróżnicowane litologicznie części: zewnętrzną i wewnętrzną. Strefa zewnętrzna, obejmująca obszar obecnego zapadliska, wypełniona jest środkowomioceńskimi osadami morskimi (badenian i sarmatian). Jej szerokość na terytorium Polski waha się od 30-40 km na zachodzie do 90 km na wschodzie. Wewnętrzną, zlokalizowaną pod płaszczowinami karpackimi część, wypełniają lądowe dolnomioceńskie i morskie środkowomioceńskie autochtoniczne osady, a jej szerokość przekracza 50 km. (Oszczypko N., 1996, 1997).

Powstanie zapadliska przedkarpackiego wiąże się z zakończeniem sedymentacji fliszowej, wypiętrzeniem i sfałdowaniem Karpat zewnętrznych, które było wynikiem kolizji między płytą europejską i terenami Alcapy i Tiszy-Dacii z końcem burdygału. Zapoczątkowany został także proces nasuwania się orogenu karpackiego na północ i formowanie zapadliska. Na przełomie ottnangianu i karpatianu pod wpływem obciążenia nasuwającego się górotworu utworzyła się depresja fleksuralna (wewnętrzne zapadlisko) wypełnione osadami gruboklastycznymi. Zjawiskom tym towarzyszyły sploty grawitacyjne w czołowej części jednostki podśląskiej, które na Morawach i Śląsku Cieszyńskim przykryły

podłoże i dolnomiocenijskie osady. W literaturze utwory te znane są jako olistoplaki fliszowe lub formacje z Suchej i Zamarski (Oszczypko N. i Tomasz A.; 1985; Oszczypko N., 1998). W okresie eggerianu-ottmangianu wewnętrzna część zapadliska podlegała intensywnej subsydencji i akumulacji grubo klastycznych osadów formacji stryszawskiej (Oszczypko N., 2006 b). Następnie grzbiet Cieszyna-Sławkowa został wypiętrzony i podlegał erozji, równocześnie na północ od niego rozwijał się system rowów ograniczonych uskokiemi o kierunku W-E i NW-SE. Na przełomie późnego karpatianu i wczesnego badenianu rowy te zostały zasypane blokami skał karbońskich, a następnie przybrzeżnymi zlepieńcami Dębowieckimi. We wczesnym badenianie nastąpiła transgresja i brzeg basenu przesunął się od 30 do 100 km na północ, wkraczając zarówno na utwory platformowe przedpola jak i na Karpaty fliszowe (Oszczypko N., 2006 a). Rozpoczęła się sedymentacja formacji Skawińskiej, która trwała do początku późnego badenianu. Postępujące spływanie zbiornika morskiego oraz ochłodzenie klimatu zapoczątkowało późnobadeński kryzys salinarny. Basen ewaporatowy rozciągał się na obszarze pomiędzy Górnym Śląskiem na NW i Dunajem na SE (Ślącza A., Oszczypko N., 2002). Płytką, szelfową strefę basenu ewaporacyjnego charakteryzuje sedymentacja siarczanowa i węglanowo-litoralna. Natomiast głębsza część basenu z facją chlorkową rozciągała się wzdłuż ówczesnego brzegu Karpat. Istnieje pogląd, że sedymentacja halitu odbywała się prawdopodobnie w kilku częściowo niezależnych subbasenach w rejonie polskiej części zapadliska (pomiędzy Rybnikiem, Krakowem i Przemyślem) oraz dalej na Ukrainie (Ślącza A., Oszczypko N., 2002). Głównymi subbasenami były wielicko-bocheński z halitem na zachodzie i Kalusha z halitem i ewaporatami potasowymi na wschodzie. Połączenie pomiędzy tymi basenami oraz dominująca pozycja któregoś z nich wciąż nie zostały wyjaśnione. Mniejsze subbaseny znajdowały się w SE rejonie ukraińskiej części zapadliska (basen Kołomyi) i okolicy Rybnika w polskiej strefie zapadliska (Ślącza A., Oszczypko N., 2002). Po sedymentacji chemicznej brzeg Karpat przesunął się o kilka km na północ, czemu towarzyszyła lokalna erozja (Oszczypko N., 1996, 1997). Generalnie dominuje teoria, że sedymentacja odbywała się w jednym basenie o zróżnicowanym dnie i miała charakter zatokowy (Garlicki A., 1979; Połtowicz S., 1993). W rejonie Rzeszowa podłoże zewnętrznej części zapadliska zostało wypiętrzone i erodowane, w ten sposób powstała „wyspa rzeszowska”. U schyłku badenianu basen uległ pogłębieniu, a transgresja morska osiągnęła kotlinę sądecką. Końcowy sarmacki etap sedymentacji przebiegał w płytkim zbiorniku morskim, który przetrwał prawdopodobnie do późnego miocenu (Wójcik A., Jugowiec M., 1998). Po sarmacie płaszczowiny karpackie

po raz kolejny przesunęły się ku północy osiągając swoją dzisiejszą pozycję (Oszczypko N., 2006 a, b).

### **Tektonika.**

Zapadlisko przedkarpackie jest typowym peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym osadami syn- i post-orogenicznymi, którego powstanie wiąże się z miocенską ewolucją Karpat Zewnętrznych (Krzywiec P., 2004, 2006). Polska część zapadliska jest najbardziej na północ wysuniętym fragmentem systemu basenów Paratetydy, który łączył jej część wschodnią i zachodnią (Krzywiec P., 1999).

Podłożem zapadliska jest płyta stanowiąca także przedpole orogenu karpackiego. W budowie tej płyty wyróżnia się dwa główne segmenty: wschodni należący do platformy wschodnioeuropejskiej oraz zachodni będący fragmentem płyty zachodnieuropejskiej. Segment wschodni, zlokalizowany w większości na terytorium Ukrainy, tworzą prekambryjskie krystaliczne podłoże i pokrywa skał osadowych wieku od paleozoiku do mezozoiku. Natomiast zachodni, skonsolidowany podczas orogenezy waryscyjskiej, pokrywają osady permsko-mezozoiczne. Segment ten znajduje się na terytorium Polski i Czech. Zróżnicowanie w strukturze podłoża zapadliska miało istotny wpływ na jego ewolucję i tektoniczny rozwój (Krzywiec P., 1997, 1999).

Miocенskie osady zapadliska występują obecnie przed frontem orogenu karpackiego lub zostały włączone w jego obręb i tworzą zewnętrzne jednostki tektoniczne. Zalegają także na płaszczowinach karpackich oraz zachowały się w pozycji autochtonicznej pod nasunięciem karpackim (Krzywiec P., 2006; Oszczypko N., 2006 a i b).

Ewolucja frontalnej strefy orogenu karpackiego była tematem licznych publikacji, głównie ze względu na tematykę surowcową. Dla tej strefy były proponowane różnego typu modele strukturalne. Większość z nich opierała się na koncepcji propagacji orogenu fałdowo-nasuwczego (Tołwiński K., 1956; Poborski J. i Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Książkiewicz M., 1977; Połtowicz S., 1991). Niektóre zakładały udział tektoniki grawitacyjnej w formowaniu tej strefy (Połtowicz S. 1997, 2004). Wskazywano także na obecność nasunięć wstecznych i możliwość rozwoju stref trójkątnych (Jones P., 1997). Ta koncepcja została rozwinięta w ostatnich latach i na jej podstawie został opracowany nowy model tektoniczny dla frontu orogenu karpackiego w rejonie Brzesko-Wojnicz (Krzywiec P. et al., 2004).

W obrębie zapadliska, o czym wspomniano w poprzednich podrozdziałach (Rys. 2.5.1), wydzielane są dwie strefy: zewnętrzna i wewnętrzna (Ney R., et al. 1974). Osady

zapadliska wewnętrznego znajdują się pod płaszczowinami karpackimi w pozycji autochtonicznej oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej i budują jednostkę stebnicką oraz borysławsko-pokucką (Rys. 2.5.1). Z kolei osady zapadliska zewnętrznego, znajdujące się przed dzisiejszym czołem orogenu, zostały częściowo włączone w jego obręb i tworzą jednostkę zgłobicką (Połtowicz S., 1991; 2004; Kotlarczyk J., 1985).

Osady jednostki borysławsko-pokuckiej zajmują znaczny obszar na terytorium Ukrainy i Rumunii, natomiast jej występowanie w rejonie Przemyśla w Polsce jest nadal w sferze dyskusji (Oszczypko N., 2006). Jednostkę stebnicką tworzą utwory molasowe dolnego i środkowego miocenu nasunięte na utwory sarmatu zapadliska przedkarpackiego, odsłaniające się w rejonie Przemyśla. Zasięg tego nasunięcia wynosi maksymalnie 15 km (Ney R., 1968). Szerokość jednostki stebnickiej na obszarze Polski jest największa w strefie przygranicznej, gdzie dochodzi do 20 km. Składa się ona z kilku zimbrykowanych fałdów zawierających w jądrach antyklin utwory karpatianu i wczesnego badenianu, a w synklinach utwory późnego badenianu i sarmatianu. Na zachód od Przemyśla jednostka chowa się pod nasunięciem jednostki skolskiej (Oszczypko N., et al. 2005; Oszczypko N., 2006 b; Połtowicz S., 2004).

Jednostka zgłobicka (Kotlarczyk J., 1985) obejmuje obszar od Dębicy po okolice Krakowa (Rys. 2.5.1). Strefa ta znana jest w literaturze jako „fałdy bocheńskie” (Książkiewicz M., 1972), „płaszczowina bocheńska” (Olewicz Z., 1973 a i b) czy „jednostka Wojnicza” (Koszarski L., 1985). Jednostka ta jest tektonicznie niejednorodna, z tego względu powstały różne poglądy na temat jej struktury. Między Wisłoką a Dunajcem w jej budowie uczestniczą także utwory jednostki skolskiej (Ney R., 1968). Obszar ten został również uznany za płaszczowinę grawitacyjną (Połtowicz S., 2004).

W rejonie pomiędzy Brzeskiem a Wojniczem utwory jednostki zgłobickiej tworzą trzy fałdy. Środkową łuskę Wojnicza otaczają od południa łuska Dębna, a od północy łuska Biadolin (Kirchner Z., Połtowicz S., 1974). Budowa tego rejonu została niedawno zinterpretowana na dwa sposoby: jako struktura pochodzenia grawitacyjnego (Połtowicz S., 2004) składająca się z trzech jednostek (olistoplak) oraz jako strefa trójkątna wypełniona dupleksem o pasywnym stropie będąca efektem syntektonicznego deponowania osadów podczas kompresji tektonicznej (Krzywiec P. et al., 2004). W modelu zaproponowanym przez P. Krzywca et al. (2004), element Wojnicza odpowiada strefie trójkątnej i związanemu z nią dupleksowi o pasywnym stropie. Natomiast graniczące z nią łuski mają charakterystyczną dla takich stref wergencję: w przypadku łuski Dębna północną, a łuski Biadolin południową, która tym samym jest interpretowana, jako nasunięcie wsteczne (Krzywiec P. et al. 2004).

Wszystkie elementy dupleksu są zakorzenione w horyzoncie ewaporatów lub bezpośrednio nad nim. Powstanie opisanej struktury ma miejsce w sytuacji lokalnego zablokowania ruchów nasuwczych, które mogło być spowodowane morfologią podłoża (Krzywiec P. et al., 2004, Krzywiec P., Verges J., 2007). Jak wspomniano w poprzednich podrozdziałach podłoże w rejonie jednostki zgłobickiej charakteryzuje się występowaniem paleodolin.

Model strefy trójkątnej został zaproponowany także dla obszaru Wieliczki (Krzywiec P., Verges J., 2007). Według niego złoża wielickie znajduje się w jądrze strefy trójkątnej i jest odpowiednikiem opisanego powyżej elementu Wojnicza. Jest on ograniczony od południa nasuniętymi osadami fliszu karpackiego, a od północy nasunięciem wstecznym warstw grabowieckich.

Do jednostki zgłobickiej zaliczane są także fałdy Bochni i Uzborni, których jądra zbudowane są z fliszu a otaczają je utwory nad- i podsolne oraz ewaporaty (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Poborski J, 1952). Na zachód od Bochni warstwy solne i warstwy chodenickie tworzą strefę fałdów nasuniętych na autochtoniczne utwory badenianu (Garlicki A., 1971), z którymi związane są złoża soli kamiennej Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica.

Na zachód od Raby czoło nasunięcia karpackiego cofa się o 10 km na południe, tworząc zatokę gdowską zbudowaną z utworów formacji skawińskiej, gipsów i warstw chodenickich (Książkiewicz M., 1972; Połtowicz S., 2004). Uważa się, że utwory te uczestniczyły w synsedymencyjnych ruchach nasuwczych w późnym badenianie (Porębski S. i Oszczytko N., 1999). Inni autorzy interpretują jej strukturę, jako strefę trójkątną (Jones P., 1997).

We wschodniej części zapadliska front orogenu związany jest z jedną powierzchnią nasunięcia (Rys. 2.5.1). Osady mioceńskie oraz strop przedmioceńskiego podłoża jest pocięty uskoki, które są związane z reaktywacją istniejących wcześniej stref dyslokacyjnych. Na północ od wspomnianej powierzchni nasunięcia, osady mioceńskie zapadliska nie uległy deformacji (Krzywiec P., 2006).

### **3. Charakterystyka osadów miocenu solonośnego.**

#### **3.1 Rozprzestrzenienie utworów formacji solonośnej.**

W polskiej części zapadliska przedkarpackiego występowanie ewaporatów badeńskich rozpoczyna się na obszarze Górnego Śląska w rejonie Rybnik-Żory-Orzesze a następnie kontynuuje się w wąskiej strefie przed czołem Karpat zewnętrznych od rejonu Krakowa do Przemyśla (Garlicki A., 1979).

Ewaporaty badeńskie charakteryzują się regularnym układem facji (Garlicki A., 1979, Petrichenko O.I. et al., 1997). Osady chlorkowe zajmują najgłębszą, wąską część basenu ewaporatowego. Na północ od pola tej facji znajduje się obszar zajmowany przez fację siarczanową i węglanowo-litoralną (Rys. 3.1.1).

Powierzchnia całego basenu sedymentacyjnego badeńskich ewaporatów wynosiła około 27000 km<sup>2</sup>, przy czym obszar sedymentacji soli kamiennej tylko 1500 km<sup>2</sup> (Garlicki A., 1979). Na Górnym Śląsku basen z facją chlorkową zajmował około 70 km<sup>2</sup>, przechodząc we wszystkich kierunkach w pole facji siarczanowej (Rys. 3.1.1). Jej osady ciągną się nieprzerwanie w kierunku zachodnim po okolice Raciborza, na północy po rejon Gliwic, na wschodzie do rejonu Oświęcimia, natomiast w kierunku południowym do obszaru Racibórz-Żory-Oświęcim. Dalej sedymentacja soli kamiennych miała miejsce w okolicy Wieliczki. Obszar ten łączył się przez wąski przesmyk z rozległym basenem Łęczkowic-Moszczenicy-Łapczycy i Bochni a także z basenem Brzesko-Tarnów. Dalej w kierunku wschodnim, sedymentacja soli kamiennej miała miejsce w wąskim pasie ciągnącym się aż do rejonu na południe od Rzeszowa. W tej części basen rozgałęział się na dwie odnogi: północną sięgającą po najbliższe okolice Rzeszowa i południową osiagającą rejon Przemyśla (Garlicki A., 1979).

#### **Autochtoniczne i sfałdowane osady ewaporatowe.**

W obrębie osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego, w tym także badeńskich ewaporatów wyróżnia się dwie zasadnicze jednostki tektoniczne (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963): baden – niezaburzony autochtoniczny oraz baden – sfałdowany, przesunięty z południa na północ, allochtoniczny. W obu jednostkach występują ewaporaty w różnych facjach.

Autochtoniczne ewaporaty zostały stwierdzone na obszarze położonym na wschód od Skawiny poprzez Swoszowice, Barycz, Wieliczkę, okolice Kłaja, Bochni po Tarnów oraz po

dolinę Wisły na północy (Garlicki A., 1968). Rozpoznana wiertniczo autochtoniczna formacja solna pod nasunięciem karpackim ciągnie się wąskim pasmem w pobliżu dzisiejszego brzegu Karpat od Wieliczki po okolice Przemyśla. Na południe od tych miejscowości brak jest danych wiertniczych, istnieją natomiast przesłanki uzyskane na podstawie badań sejsmicznych, iż między Strzyżowem a Brzozowem na głębokości 5-6 tysięcy m występuje poziom ewaporatów. Z kolei na zachód od Dunajca, autochtoniczne ewaporaty zostały nawiercone w obszarze między Myślenicami, Trzebiną i Suchą w trzech otworach: Trzebunia 2, Jachówka 1, Sułkowice 1 (Połtowicz S., 1991 b).

W południowej części zapadliska wzdłuż brzegu Karpat rozciąga się strefa utworów miocenu allochtonicznego w tym także ewaporatów, które osadziły się pierwotnie w południowej części zbiornika sedymentacyjnego, a w wyniku ruchów nasuwczych Karpat zostały sfałdowane, przesunięte na północ i nasunięte na osady autochtoniczne (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Garlicki A., 1979). Osady te zwane również paraautochtonicznymi (Połtowicz S., 1991 a i b) występują w trzech pozycjach tektonicznych:

- 1) jako odrębne jednostki tj. stebnicka i zgłobicka,
- 2) na fliszu Karpat zewnętrznych, często zaburzone tektonicznie i przemieszczone wraz z fliszem do miejsc obecnego występowania,
- 3) w postaci porwaków tektonicznych pod powierzchnią nasunięcia Karpat lub zaklinowane w obrębie łusek fliszowych.

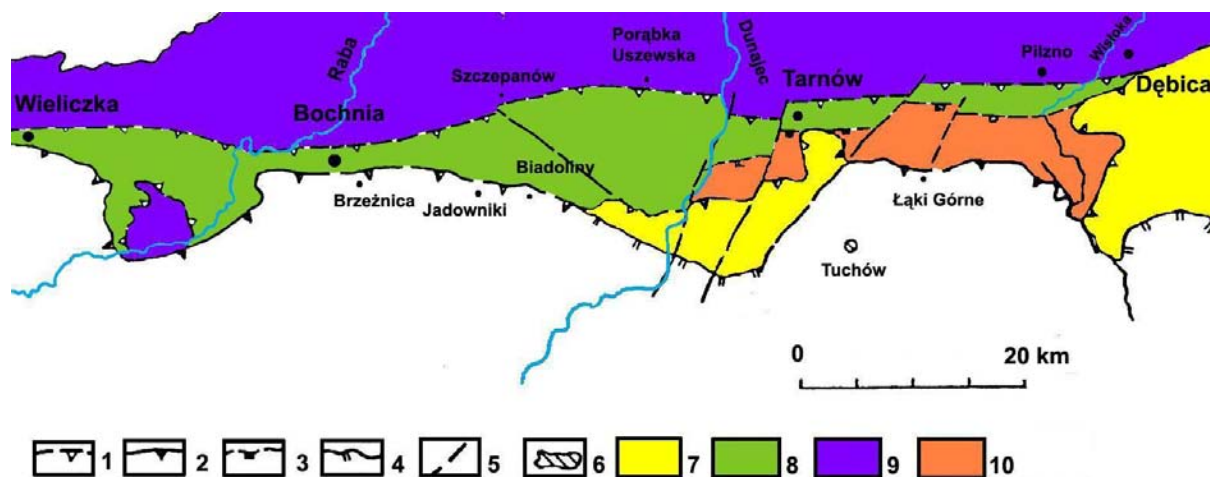
### 3.2.1 Ewaporaty jednostki zgłobickiej.

Szerokość jednostki zgłobickiej jest największa pomiędzy Wieliczką a Pilznem, gdzie dochodzi do 10 km (Rys. 3.2.1.1). W okolicach Dębicy jej utwory chowają się pod osadami Karpat zewnętrznych, a następnie biegną wąskim pasem wzdłuż brzegu Karpat, gdzie ich szerokość nie przekracza 1 km. Ewaporaty biorą udział w budowie jednostki zgłobickiej i są wykształcone w facji siarczanowej i chlorkowej (Połtowicz S., 1991 a).

W okolicy Wieliczki i Barycza strefa sfałdowanego miocenu osiąga maksymalnie szerokość 3 km, z tego na sole kamienne przypada około 1 km. Osady te zostały zgarnięte z pasa o szerokości co najmniej kilku km (Garlicki A., 1979). Ze względu na rozcięcie tej strefy wyrobiskami górniczymi kopalni wielickiej i bocheńskiej, budowa jednostki zgłobickiej w tym rejonie została najlepiej poznana.

Złoże soli kamiennej w Wieliczce charakteryzuje się dwudzielnością budowy. Górne piętro tzw. złoże bryłowe tworzą bryły soli nieregularnie rozmieszczone w zubarach

i łożycach solnych (Gaweł A., 1962, Wiewiórka J., 1988). Dolną część budują warstwy soli kamiennych z przerostami płonnymi mające formę trzech nasuniętych na siebie łusek. Obie części zalegają na osadach autochtonicznych, gdzie ewaporaty wykształcone są w facji siarczanowej (Połtowicz J., 1991 a).



Rys. 3.2.1.1 Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą  
(wg. Połtowicz S., 1991 a, zmieniony).

1 – czoło jednostki złobickiej, 2 – erozyjny brzeg Karpat, 3 – wgłębny brzeg Karpat fliszowych, 4 – czoło jednostki śląskiej, 5 – uskoki, 6 – utwory mioceńskie na fliszu, 7 – jednostka skolska, 8 – jednostka złobicka, 9 – miocen autochtoniczny, 10 – miocen parautochtoniczny

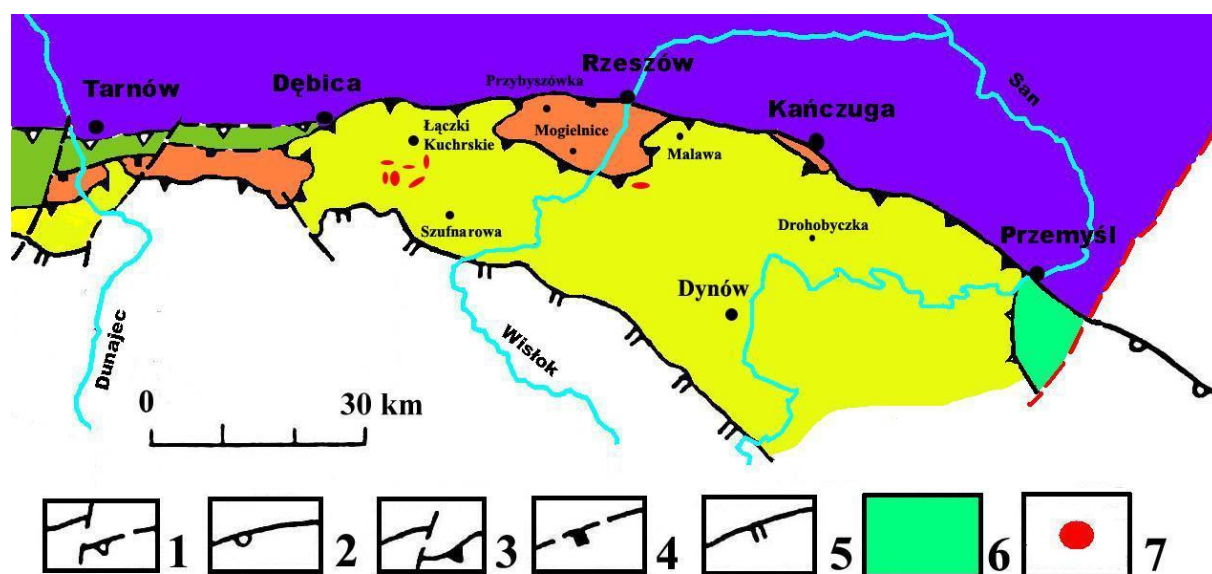
W Baryczu koło Wieliczki także występują silnie sfałdowane i spiętrzone warstwy soli kamiennej. Złoże to jest przedłużeniem złoża wielickiego, ale charakteryzuje się nieco odmienną tektoniką wewnętrzną, a część bryłowa wykształcona jest tylko szczątkowo (Gaweł A., 1962, Batko A., 1973).

Na obszarze między Wieliczką a Bochnią brzeg Karpat cofa się o około 10 km na południe tworząc „zatokę gdowską” (Rys. 3.2.1.1), w której sole kamienne nie występują. W parautochtonicznych osadach mioceńskich na powierzchni występują gipsy przechodzące w ily z wkładkami gipsów lub piaskowce o lepiszczu gipsowym. Parautochtoniczne ewaporaty znane są także z północnej części zatoki gdowskiej. Natomiast w południowej części pokrywa parautochtoniczna jest wydzwignięta i w oknie tektonicznym na powierzchni terenu odsłaniają się osady autochtoniczne (Połtowicz S., 1991 a).



Między Łęzkowicami-Siedlcem oraz Bochnią strefa sfałdowanego miocenu (Rys. 3.2.1.1) osiąga szerokość 1-2 km i charakteryzuje się występowaniem stromych fałdów na około 10 km odcinku, w których znajdują się złoża soli kamiennej Łęzkowice, Siedlec-Moszczenica i Bochnia (Garlicki A., 1967, 1970, 1979, Poborski J., 1952). Złoża Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica tworzą system fałdów i łusek spiętrzonych a także nasuniętych na autochtoniczne ewaporaty facji chlorkowej i siarczanowej. W okolicy Bochni występują również dwie obalone ku północy antykliny, nasunięte na autochtoniczne osady. W budowie antykliny północnej (bocheńskiej) udział biorą sole kamienne, natomiast w południowej (Uzborni) gipsy (Poborski J., 1952).

W okolicy Brzeźnicy (Rys. 3.2.1.1) allochtoniczne ewaporaty występują pod nasunięciem jednostki śląskiej. W budowie obalonego siodła jednostki zglobickiej udział biorą sole kamienne, gipsy i anhydryty. Autochtoniczne ewaporaty zostały stwierdzone w odwiercie Rzezawa 1 i są wykształcone również w tych samych facjach co allochtoniczne (Połtowicz J., 1991 a).



Rys. 3.2.1.2 Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem.

(wg. Połtowicz S., 1991 b, zmieniony).

1 – czoło jednostki zglobickiej, 2 – czoło jednostki stebnickiej, 3 – erozyjny brzeg Karpat fliszowych, 4 – wgłębny brzeg Karpat fliszowych, 5 – czoło jednostki śląskiej, 6 – jednostka stebnicka, 7 – osady miocenijskie na fliszu, pozostałe objaśnienia jak na Rys. 3.2.1.1.

Dalej w kierunku wschodnim jednostka zgłobicka składa się z trzech ponasuowanych na siebie łusek zawierających ewaporaty facji chlorkowej i siarczanowej (Rys. 3.2.1.2). Taka budowa uwidacznia się w trzech przekrojach przez jednostkę zgłobicką: w rejonie Biadoliny-Porąbka Uszewska, Pleśna-Tarnów i wzdłuż doliny Dunajca. Autochtoniczne ewaporaty (gipsy i anhydryty) w tej strefie również zostały nawiercone (Kirchner Z., Połtowicz S., 1974; Połtowicz S., 1991 a).

W rejonie Podgórskiej Woli koło Tarnowa i Pilzna (Rys. 3.2.1.2) jednostka zgłobicka jest zbudowana z silnie sfałdowanych, miejscami ustawionych prawie pionowo osadów badeńskich wykształconych w facji siarczanowej i siarczanowo-chlorkowej. Na wschód od Pilzna, w rejonie Dębicy zagłębia się pod Karpaty fliszowe (Połtowicz S., 1991 a).

### 3.2.2 Ewaporaty na fliszu Karpat zewnętrznych.

Na fliszu jednostek: skolskiej, magurskiej oraz podśląskiej i śląskiej występują osady mioceny, które są autochtoniczne względem fliszu, ale parautochtoniczne względem miejsca sedimentacji. Ewaporaty w tej pozycji tektonicznej zostały stwierdzone w rejonie Tuchowa, okolicy Dębicy, Rzeszowa i Kańczugi (Połtowicz S., 1991 a i b).

Źródła historyczne podają, że w zachodniej części Tuchowa (Rys. 3.2.1.1) istniał w XIV wieku szyb solny. Szyb ten prawdopodobnie eksploatował płat soli leżący na fliszu jednostki śląskiej, natomiast brak późniejszej eksploatacji świadczy o jego ograniczonym zasięgu (Połtowicz S., 1991 a).

W okolicach Dębicy, na fliszu jednostki skolskiej leżą mioceny z gipsem i anhydrytem, które nawiercono w pięciu otworach wiertniczych (Rys. 3.2.1.2). Najpełniejszy profil tych utworów zlokalizowany jest koło Glinnika, gdzie nawiercono 7 poziomów z gipsami (Połtowicz S., 1991 b).

Na południe od Rzeszowa, przy brzegu Karpat występuje odsłonięcie gipsów w rejonie Siedlisk (Rys. 3.2.1.2). Natomiast w okolicach Kańczugi w Łopuszce Wielkiej istniała kopalnia gipsu alabastrowego. Gipsy tworzą tam soczewki w warstwach ilów, które zalegają na utworach jednostki skolskiej. Z kolei na północny-zachód od Rzeszowa, na obszarze Mogielnice-Przybyszówka nawiercono ewaporaty zarówno w pozycji autochtonicznej jak i allochtonicznej oraz na fliszu jednostki skolskiej (Połtowicz S., 1991 b).

### 3.2.3 Ewaporaty pod fliszem Karpat zewnętrznych.

Pod fliszem karpackim jednostki skolskiej, zostały nawiercone ewaporaty między Rzeszowem a Przemyślem w miejscowościach: Łączki Kucharskie, Szafnarowa, Mogielnice, Malawa, Drohobyczka (Rys. 3.2.1.2). Występują one w pozycjach autochtonicznej oraz parautochtonicznej i są wykształcone w facji siarczanowej i siarczanowo-chlorkowej. Największej miąższości kompleks tych osadów występuje w rejonie miejscowości Łączki Kucharskie, gdzie osiąga 23 m w poziomie allochtonicznym i 43 m w autochtonicznym. Pierwszy z tych poziomów wykształcony jest jako warstwy anhydrytowe przedzielone iłowcami, natomiast drugi jako anhydryty i dolomity margliste z wkładkami iłowców i dwoma pokładami soli kamiennej o miąższości 7 i 4 m (Połtowicz S., 1991 b).

#### **Pozycja tektoniczna mioceńskich złóż soli w jednostce sfałdowanej.**

Sfałdowany (allochtoniczny) baden składa się z dwóch jednostek tektonicznych niższego rzędu (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963):

- 1) jednostki głównej, niższej stromo spiętrzonej, silnie zaburzonej i sfałdowanej,
- 2) jednostki wyższej, łagodnie sfałdowanej, pokrywającej jednostkę główną.

Ewaporaty występują w obu piętrach sfałdowanego badenu, ale w odmiennych facjach. Obie jednostki są nasunięte na osady mioceńskie przedpola Karpat zawierające serię solna i będące w pozycji autochtonicznej (Rys. .3.3.1).

Złóża soli kamiennej Wieliczka, Barycz, Bochnia, Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica znajdują się w jednostce nasuniętej głównej (Rys. 3.3.1). Natomiast w piętrze łagodnie sfałdowanym seria ewaporatowa składa się z osadów iłowo-gipsowych (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963).

W bardziej szczegółowym podziale, mioceńskie ewaporaty można umieścić w siedmiu pozycjach tektonicznych (Poborski J., 1965), z czego w trzech z nich ewaporaty wykształcone są w facji chlorkowej a w czterech pozostałych w facji siarczanowej. W związku z tym, ewaporaty mogą znajdować się w następujących sytuacjach tektonicznych:

- 1) pozycja autochtoniczna, ewaporaty zalegają łagodnie na utworach przedmurza, zostały stwierdzone licznymi wierceniami,
- 2) osady po części wyruszone z pozycji autochtonicznej przez częściowe odkłucie i spiętrzenie przed nasuniętą jednostką tektoniczną np. północna część złóża w Baryczu,

- 3) ewaporaty w jednostce tektonicznej nasuniętej (allochtonicznej), otaczające wgłębny element fliszowy np. złoża Bochnia,
- 4) seria solna w jednostce allochtonicznej, odkłuta od elementu wgłębego i wysunięta na czoło np. złoża Łęzkowice,
- 5) ewaporaty spiętrzone przed czołem nasunięcia fliszowego lub zaklinowane pomiędzy łuskami fliszowymi np. południowa część złoża Wieliczka i Barycz,
- 6) osady zalegające na łuskach fliszowych, po części zaburzone tektonicznie ruchami nasuwczymi np. złoża gipsu Siedliska,
- 7) seria wyrzucona przed czoło nasunięcia fliszowego, w drugorzędnej łusce tektonicznej, np. antyklina Uzborni.

Zgodnie z powyższym, wszystkie znane złoża soli kamiennej na Podkarpaciu znajdują się w strefie miocenu allochtonicznego, w jednostce głównej niższej. Fakt ten znajduje swoje odzwierciedlenie w skomplikowanej tektonice wewnętrznej tych złóż.

#### **4. Główne elementy tektoniki mioceńskich złóż soli.**

##### **Wieliczka i Barycz.**

Złoże solne w okolicy Wieliczki rozciąga się (Rys. 4.1.1) wzdłuż krawędzi nasunięcia brzegu Karpat pasem o szerokości od 0,8 do 1,5 m i długości około 10 km z zachodu na wschód (Poborski J., 1965). Głębokość jego zalegania waha się od kilkudziesięciu do około 400 m. Południową granicę złoża wyznacza powierzchnia nasunięcia karpackiego, zapadająca pod średnim kątem na południe, natomiast północną stanowi tektoniczny kontakt zubrów z warstwami chodenickimi (Gawel A., 1962. Wiewiórka J., 1984, 1988).

Robotami górniczymi starej kopalni wielickiej objęty został tylko środkowy odcinek złoża o rozciągłości około 7 km. Przedłużeniem złoża wielickiego w kierunku zachodnim jest złożo Barycz, natomiast w kierunku wschodnim złożo Sułków. W związku z tym, złożo solne Wieliczki można podzielić na trzy mniejsze, różniące się stylem tektonicznym złoża: Barycz o długości około 2,5 km, Wieliczka – 7 km i Sułków – 2 km (Rys. 4.1.1). Styl baryczański charakteryzuje się silnymi zaburzeniami tektonicznym w formie fałdów, występowaniem szczątkowych łusek w górnej części złoża oraz znacznie mniejszymi deformacjami w partiach dolnych. Ponadto cechuje go słabo wykształcona część bryłowa, której grubość wzrasta w kierunku wschodnim. W typowym stylu wielickim dominuje dobrze wykształcone złożo bryłowe oraz złożo pokładowe mające formę trzech łusek. Natomiast rozwinięty we wschodnim rejonie styl Sułkowski, odznacza się małą miąższością złoża i przewagą części bryłowej nad pokładową (Szybist A., 1994).

Warstwy ewaporatowe w rejonie Wieliczki można podzielić na trzy facje (Garlicki A., 1979), które wykształciły się w różnych częściach zbiornika sedymentacyjnego (Rys. 4.1.2): facja A wysunięta najbardziej na południe, związana z częścią basenu gdzie osadziły się utwory złoża bryłowego, facja B odpowiadająca środkowej części zbiornika i utworom złoża pokładowego oraz facja C, północna, obejmująca autochtoniczny gips, anhydryt i sól kamienną.

Zasadniczą różnicę między złożem baryckim i wielickim stanowi pozycja tektoniczna soli kamiennej (Wiewiórka J., 1988). W Baryczu występuje ona zarówno w położeniu autochtonicznym jak i allochtonicznym, natomiast w Wieliczce tylko w pozycji nasuniętej. W poziomie autochtonicznym złoża wielickiego sole kamienne zostały zastąpione przez gips i anhydryt (Rys. 4.1.3).

Złoże w Baryczu od strony południowej ograniczone jest krawędzią tektonicznego wyklinowania się warstw fliszu karpackiego. Północną i zachodnią granicę stanowi przejście w fację siarczanową, natomiast wschodnią wyznacza filar graniczny z kopalnią wielicką. W zarysie poziomym złoże rozciąga się ze wschodu na zachód na długości około 2,5 km, a jego szerokość zmienia się od około 800 m na odcinku zachodnim i środkowym do 1400 m na odcinku wschodnim (Batko A, 1973).

W części zachodniej złoże kryje się pod nasunięciem fliszu karpackiego (Rys. 4.1.4). Seria solna rozwidła się w dwóch kierunkach: północnym i południowym. Odgałęzienie północne jest przedłużeniem ku zachodowi strefy największego wzbogacenia tektonicznego soli kamiennej przed czołem nasunięcia fliszowego. W miarę zbliżania się ku północnej granicy, złoże zwęża się i kończy. Z kolei odgałęzienie południowe (Rys. 4.1.4), ciągnie się pod nasunięciem fliszowym w kierunku południowo-zachodnim i stanowi go cienki pokład zanieczyszczonej soli, którego miąższość dochodzi do 60 m (Batko A., 1973).

Podobnie jak dla części zachodniej, na środkowym odcinku złoża, największej miąższości (łącznie około 100m) pokłady soli znajdują się pod czołem fliszu karpackiego. Wzbogaceniu towarzyszy wydzwignięcie pokładów ku górze tak, że strop złoża znajduje się na głębokości 100 m pod powierzchnią terenu. Na północ od obszaru największej miąższości występują warstwy łu z gipsem, które zostały oderwane od serii solnej, przesunięte po solach przez nasuwające się utwory fliszowe i spiętrzone tuż przed ich czołem (Batko A., 1973).

Odmiernym stylem budowy charakteryzuje się wschodnia część złoża baryckiego (Rys. 4.1.5). Przed nasunięciem fliszowym, pod pokrywą czwartorzędową występuje szczątkowe złoże bryłowe. Natomiast złoże pokładowe nie jest tak mocno wyniesione jak w rejonie środkowo-zachodnim i zalega na głębokości około 220 m (Rys. 4.1.5). Kolejną różnicę stanowi fakt, że złoże nie kończy się w pobliżu brzegu nasunięcia karpackiego, ale przechodzi ku północy w złoże autochtoniczne (Batko A., 1973).

Jak wspomniano powyżej charakterystyczną cechą złoża wielickiego jest jego tektoniczna i litostratygraficzna dwudzielność. Dolna część ma formę ciągłych pokładów soli kamiennej sfałdowanych i złuskowanych (Rys. 4.1.6), natomiast górna tj. złoże bryłowe składa się z brył soli tkwiących w utworach płonnych (Gaweł A., 1962). Charakter kontaktu tych dwóch części złoża wielickiego oraz geneza części bryłowej były tematem wielu publikacji. Tektoniczny schemat powstania złoża bryłowego przedstawili A. Gaweł (1962) oraz J. Poborski i K. Skoczylas-Ciszewska (1963). Przyjmują oni, że utwory złoża bryłowego powstały w wyniku pokruszenia pokładów soli, osadzonych pierwotnie w południowym rejonie basenu sedymentacyjnego. Odmiennej model, jednak również uwzględniający czynnik

tektoniczny zaproponował S. Połtowicz (1977). Według niego złoże bryłowe utworzyło się na skutek ześlizgów grawitacyjnych związanych z rozładowaniem naprężeń w górotworze. Inną niezwiązaną z tektoniką hipotezę postawili K. Kolasa i A. Ślaczka (1985 a i b), którzy uważają, że część bryłowa jest efektem dużej skali spływu podmorskiego. Poglądy te zostaną szerzej omówione w kolejnych rozdziałach niniejszej pracy.

W centralnym rejonie tj. pomiędzy szczybami Kościuszko, Daniłowicz i Loiss (Rys. 4.1.1, 4.1.6, 4.1.7), część pokładową złoza wielickiego budują trzy łuski: północna, środkowa i południowa oddzielone od siebie piaskowcami podsolnymi (Gaweł A., 1962; Wiewiórka J., 1984, 1988). Łuski te sięgają daleko ku północy wciskając się w utwory płonne części bryłowej złoza, natomiast w kierunku południowym zanurzają się pod kątem około  $25^{\circ}$ . Łuska północna ma kształt siodła łagodnie zanurzającego się ku zachodowi, a stosunkowo ostro zapadającego na wschód. Łuska środkowa tworzy wydłużone siodło, w spągu którego sól szybikowa jest rozbita na kilka mniejszych łusek. Odpowiadają im fałdy soli spizowej przyjmujące kształt silnie wydłużonych „języków” o wąskich partiach szczytowych (Rys. 4.1.7 i 4.1.8). Sole łuski południowej zapadają pod kątem około  $40^{\circ}$  na południe. Jej północne skrzydło uległo silnemu wgnieceniu, a część jądrową budują sole szybikowe, zielone pokładowe oraz ily i piaskowce podsobne (Gaweł A., 1962).

Opisana powyżej dolna część złoza jest otulona utworami złoza bryłowego, które stanowią bryły soli zielonej, wielkokrystalicznej (Szybist A., 1975) i dolomitycznej (Prochazka K., Wala A., 1959), tkwiące w utworach ilowca marglistego i zuba. Miąższość tej części jest największa pomiędzy szczybami Kościuszko i Loiss (Rys. 4.1.7 i 4.1.8), na zachód od szybu Kościuszko stopniowo maleje, zmniejsza się także wielkość brył soli zielonej. W centralnej części złoza objętość brył dochodzi do  $20\ 000\ m^3$ , a nieliczne osiągają nawet  $50\ 000\ m^3$ . Bryły są ustawione przeważnie zgodnie z powierzchnią stropową i zapadaniem złoza pokładowego. Przeważają upady o wartości od  $45$  do  $75^{\circ}$ , niekiedy osiągając  $90^{\circ}$ . Natomiast przy południowej granicy złoza kąty upadu zmniejszają się, a położenie brył zmienia się na prawie poziome (Gaweł A., 1965; Wiewiórka J., 1984, 1988).

### **Bochnia.**

W rejonie występowania złoza dominują dwie formy fałdowe (Poborski J., 1952): w części północnej – antyklina bocheńska, w części południowej – antyklina Uzborni (Rys. 4.2.1 i 4.2.2). Fałdy obalone są w kierunku północnym, przy czym w górnej części ustawione są bardzo stromo.

Elementem tektonicznym, w którym znajduje się złoże soli kamiennej (Poborski J., 1952) jest antyklina bocheńska (Rys. 4.2.2). Złoże zlokalizowane jest w północnym skrzydle tej antykliny, natomiast osady w skrzydle południowym uległy tektonicznemu wgnieceniu. Podłużna oś antykliny przebiega ze wschodu na zachód, jednocześnie zanurzając się w obu kierunkach. Forma antykliny staje się łagodniejsza w miejscu zanurzenia jej osi ku wschodowi. Z kolei, ku zachodowi tworzy kilka złuskowanych fałdów (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Garlicki A., 1967), których przedłużenie stanowią złoża soli kamiennej: Moszczenica, Łapczyca, Łężkowice i Siedlec (Rys. 4.2.1).

Pomiędzy częścią wschodnią i zachodnią złoża występuje wyraźna odmienność tektoniczna. W zachodniej części złoża zaleganie utworów serii solnej zmienia się wraz z głębokością. Do głębokości około 200 – 300 m warstwy leżą stromo, prawie pionowo oraz dominują dwa kierunki upadu: północny i południowy. Poniżej zalegają łagodniej (średni kąt upadu wynosi 15-45°) i występuje południowy kierunek upadu. Natomiast wschodnią część złoża charakteryzuje prawie monoklinalne zaleganie utworów serii solnej oraz południowy kierunek upadu (Poborski J., 1952).

Główny węzeł tektoniczny złoża bocheńskiego, będący podłużnym skupieniem fałdów serii solnej, znajduje się na głębokości około 300-500 m (Poborski J., 1952). W związku z tym, natężenie fałdowania jest największe na tej głębokości złoża. Poniżej i powyżej węzła tektonicznego natężenie stopniowo słabnie.

Serię solną budują naprzemianległe warstwy soli i skał płonnych. Sole w zależności od miejsca ich występowania w złożu podzielono na (Poborski J., 1952): północne, środkowe i południowe (Rys. 4.2.3).

Skomplikowanie wewnętrznej tektoniki złoża zostało spowodowane odmiennym zachowaniem soli i skał płonnych podczas procesu deformacji. Warstwy soli, jako bardziej plastyczne zostały zdeformowane w nieregularne fałdy o wysokiej amplitudzie. Iłowce ze względu na właściwości mechaniczne zostały sfałdowane mniej intensywnie. Efekty działania tych procesów są widoczne zarówno w przekrojach przez złoże jak i w wyrobiskach górniczych.

W rejonie szybu Campi (Rys. 4.2.4), który zlokalizowany jest w zachodniej części kopalni, złoże osiąga największą szerokość pomiędzy poziomami C4 i C10, natomiast ku górze zwęża się. Budują go utwory wszystkich trzech kompleksów solnych. W przekroju przez szyb widoczne jest wzbogacenie poszczególnych kompleksów solnych pod wpływem procesów tektonicznych. Sole południowe występują nierównomiernie, koncentrując się przy południowej granicy złoża i osiągając największą miąższość poniżej poziomu C9 w miejscu



ich najsilniejszego odkłucia od utworów spagowych (Poborski J., 1952). Zgodnie z następstwem warstw sole te są oddzielone od utworów zuba górnego warstwami iłowca anhydrytowego i iłowca łupkowego. Pomędzy poziomami C4 i C7 w wyniku wyklinowywania się utworów iłowca, następstwo nie jest zachowane a kontakt z zubrem jest bezpośredni.

Sole środkowe wykazują największą ciągłość występowania zarówno w przekroju przez szyb Campi jak i w całym złożu (Poborski J., 1952). Największa koncentracja tych soli występuje poniżej poziomu C9 w rejonie najszerzej partii złoża. Natomiast pomiędzy poziomami C1 i C9 sole środkowe wraz z iłowcem anhydrytowym zostały wciągnięte w obręb kompleksu soli północnych.

W przekroju przez szyb Campi sole północne występują głównie wzdłuż północnej granicy złoża, gdzie stykają się z warstwami stropowymi serii solnej. W strefach rozciągających się powyżej poziomu C3 i poniżej poziomu C8 kontaktują one bezpośrednio z solami środkowymi w wyniku wyklinowania się iłowca anhydrytowego.

W bezpośrednim sąsiedztwie szybu Sutoris tj. w części wschodniej (Rys. 4.2.5), złożo osiąga największą szerokość od poziomu F3 do F6, natomiast ku dołowi istnieje tendencja do zężenia się złoża. W tym rejonie złożo budują także kompleksy soli południowych, środkowych i północnych. Sole południowe tak jak w zachodniej części złoża, koncentrują się głównie przy jego południowej granicy. Największe rozprzestrzenie wykazują powyżej poziomu F4, stopniowo wyklinowując się wraz z głębokością poniżej poziomu F6. Na poziomie F5 doszło do odkłucia kompleksów soli południowych i środkowych, w wyniku, czego sole południowe zostały wciągnięte w obręb soli środkowych.

W przekroju przez szyb Sutoris, koncentracja soli środkowych jest największa pomiędzy poziomami F4 i F5, gdzie znajduje się charakterystyczne przegięcie złoża. W tej części złoża, jak również powyżej, do poziomu F3, sole środkowe bezpośrednio kontaktują się z solami północnymi w wyniku wyklinowywania się iłowca anhydrytowego. Poniżej poziomu F5 kompleks soli środkowych graniczy zgodnie z następstwem warstw z łupkiem ılowo – anhydrytowym z solami kryształowymi oraz z ılowcem anhydrytowym, który oddziela je od soli północnych.

Na całej długości złoża w rejonie szybu Sutoris sole północne koncentrują się wzdłuż utworów stropowych serii solnej, przy północnej granicy złoża. Jedynie pomiędzy poziomem F5 a F3 zostały one częściowo wciągnięte w obręb soli środkowych i wraz z nimi sfałdowane.

## **Łężkowice.**

Złoże Łężkowice jest usytuowane około 10 km na zachód od Bochni (Rys. 4.2.1), jego długość wynosi około 3 km a szerokość waha się od 500 do 700 m (Rys. 4.2.1). Od strony północnej jest ograniczone powierzchnią nasunięcia, która oddziela je od ewaporatów autochtonicznych (Rys. 4.3.1). Serię solną budują warstwy soli kompleksów północnego, środkowego i południowego przedzielone utworami płonnymi (Rys. 4.3.2).

Strukturę wewnętrzną złoża cechuje występowanie licznych zaburzeń w formie fałdów i łusek. Deformacje te są intensywniejsze w dolnej i środkowej części złoża, natomiast w górnej zaznacza się płaskie nasunięcie serii ewaporatów. Powierzchnia nasunięcia ścina stropową część sfałdowanego górotworu i w północnym rejonie złoża dochodzi do powierzchni (Garlicki A., 1971).

W przekrojach przez złożo zauważalne jest kontrastowe zachowanie się warstw pod i nadewaporatowych w stosunku do serii solnej (Rys. 4.3.1). Warstwy chodenickie (nadsolne) utworzyły rodzaj progu oporowego dla nasuniętych od południa mas solnych ulegając tylko niewielkim zaburzeniom. Warstwy skawińskie zostały również w niewielkim stopniu zaburzone i dostosowały się do kształtu mas solnych (Garlicki A., 1972).

W obrębie serii solnej doszło do skomplikowanych zaburzeń tektonicznych przejawiających się występowaniem fałdów o dużej amplitudzie, przemieszczeniem i rozerwaniem mas solnych. Na intensywność zaburzeń tektonicznych wpłynęła plastyczność poszczególnych poziomów litostratygraficznych. Najbardziej sztywne utwory anhydrytu spągowego i iłowca anhydrytowego stropowego dostosowały się do łagodnych zaburzeń warstw nad i podewaporatowych. Anhydryt spągowy w wielu miejscach uległ rozerwaniu w wyniku, czego do złoża zostały wciśnięte widoczne na przekrojach porwaki warstw skawińskich (Rys. 4.3.3 i 4.3.4). Tego samego typu zaburzenia miały miejsce także w poziomie iłowca anhydrytowego rozdzielającego sole północne i środkowe. Skutkiem tego jest bezpośredni kontakt tych dwóch kompleksów solnych. Natomiast utwory płonne występujące pomiędzy kompleksem soli środkowych i południowych (Rys. 4.3.2) wykazały większą plastyczność w procesie fałdowania. Ich dolna ilasto-anhydrytowa część została oderwana, wprasowana lub wciśnięta pomiędzy utwory serii solnej, natomiast górna uplastyczniona obecnością soli kryształowych zalega zgodnie z następstwem litostratygraficznym (Garlicki A., 1972).

Kompleksy soli kamiennej odznaczały się znacznie większą plastycznością w procesie deformacji. Zwielokrotniły one swoją miąższość i wypełniły przestrzenie między utworami płonnyymi. Największe nagromadzenie warstw soli utworzyło się w środkowej części złoża, gdzie kompleks soli środkowych wraz z utworami płonnyymi został rozerwany i dwukrotnie nasunięty po solach północnych (Rys. 4.3.3 i 4.3.4). W wyniku tego sole środkowe zostały wyciśnięte ku powierzchni, a między solami północnymi i południowymi doszło do kontaktu tektonicznego (Garlicki A., 1971, 1972).

### **Siedlec-Moszczenica.**

Złoże Siedlec-Moszczenica rozciąga się na odcinku szerokości od 1 km do 250 m i długości około 6 km. Jego przedłużeniem w kierunku zachodnim (Rys. 4.2.1) jest złoże Łęzkowickie a w kierunku wschodnim złoże bocheńskie (Garlicki A., 1967, 1970). Fakt ten ma swoje odzwierciedlenie w budowie wewnętrznej złoża, które charakteryzuje się dwoma stylami tektonicznymi: łęzkowickim na zachodzie i bocheńskim na wschodzie (Szybist A., Tobała T., 1995). Styl łęzkowicki (Rys. 4.4.1) cechuje się największą szerokością złoża w górnej części (około 700 m), stopniowym zwężaniem się (do szerokości około 100 m) w części środkowej oraz ponownym wzrostem szerokości (do około 350 m) związanym z częścią najniższą. W stylu bocheńskim (Rys. 4.4.2) szerokości złoża są odwrotne. W górnej części jest ono zwężone do szerokości około 50 m, tworząc wychodnię pod utworami czwartorzędu, niżej stopniowo rozszerza się i na głębokości 300 - 400 m ppt, osiąga maksymalną szerokość (od 500 do 850 m).

Północna granica złoża ma charakter tektoniczny i jest wyznaczona przez nieregularną powierzchnię nasunięcia zapadającą pod średnim kątem na południe. Natomiast granica południowa ma łagodny, nieco zaburzony w dolnej części przebieg. Jest związana z przejściem utworów stropowych serii solnej w utwory nadsolne (Szybist A., Tobała T., 1995). Profil litostratygraficzny serii solnej jest taki sam jak w złożu Łęzkowice (Rys. 4.3.2).

Podobnie jak w przypadku złóż soli opisanych w powyższych podrozdziałach, złoże Siedlec-Moszczenica cechuje skomplikowana tektonika wewnętrzna wynikająca z kontrastowego zachowania się soli i utworów płonnych podczas deformacji. Podatne na plastyczne odkształcenia warstwy solne występują w postaci nieregularnych, wąskopromiennych fałdów o dużych amplitudach (Ryc. 4.4.1 i 4.4.2). Najczęściej są to fałdy obalone, rzadziej leżące, w których warstwy soli uległy tektonicznemu wzbogaceniu.

Występuje także wciskanie się kompleksów solnych w obręb sztywniejszych pakietów płonnych (Szybist A., Tobała T., 1995).

Odnaczające się większą sztywnością utwory płonne zostały poddane słabszemu fałdowaniu, uległy natomiast rozciągnięciu i rozerwaniu (Garlicki A., 1970; Szybist A., Tobała T., 1995). Efektem tych deformacji jest bezpośredni, nie wynikający z litostratygraficznego następstwa kontakt kompleksów solnych jak np. soli środkowych i północnych (Ryc. 4.4.1 i 4.4.2). Wiąże się z tym również wielokrotne powtarzanie się tego samego kompleksu solnego na jednym poziomie kopalnianym.

Wśród poszczególnych kompleksów solnych najniższą podatnością na plastyczne odkształcenia odznacza się kompleks soli południowych (Ryc. 4.4.1 i 4.4.2). Powodem tego jest występowanie licznych przewarstwień iłowca anhydrytowego w obrębie kompleksu. Sole te zostały poddane łagodnym zafałdowaniom i tym samym dostosowały się do lekko zaburzonych warstw skawińskich. W solach południowych obserwuje się również partie silnie zbrekcjonowane, złożone z okruchów iłowców anhydrytowych i soli.

Wśród kompleksów solnych największym zaburzeniom uległy sole środkowe, które są najslabiej zanieczyszczone (Szybist A., Tobała T., 1995). Tworzą one łuski i fałdy o dużej amplitudzie ustawione prawie pionowo lub nachylone pod kątem około  $40^{\circ}$  ku północy. W przegubach tych fałdów obserwuje się znaczne zwiększenie miąższości soli, a także wyklinowanie lub rozerwanie przerostów płonnych.

W porównaniu do soli środkowych, kompleks soli północnych odznacza się mniejszą intensywnością zaburzeń tektonicznych. Sole te zostały odkłute od nadległych utworów anhydrytu stropowego i warstw chodenickich (Szybist A., Tobała T., 1995), przy czym obecność przerostów ılowo - anhydrytowych wpłynęła na obniżenie ich plastyczności.

### **Typowe zaburzenia wewnątrz złóż soli.**

Przy brzegu Karpat, gdzie znajdują się miocenijskie złoża soli kamiennej, formacja solonośna została silnie sfałdowana w związku z tektoniczną przebudową Karpat i ich przedpola (Poborski J. i Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Ney R. et al., 1974). W następstwie tych procesów budowa wewnętrzna złóż jest silnie skomplikowana. Zawikłanie to jest jednak efektem nie tylko intensywnych deformacji tektonicznych, ale także różnych własności mechanicznych utworów budujących te złoża.

W wyniku ruchów nasuwczych, pierwotnie niedużej miąższości poziom ewaporatów został zgarnięty i skoncentrowany na małym obszarze tworząc system fałdów i łusek przed czołem Karpat fliszowych (Poborski J. i Skoczylas-Ciszewska K., 1963; Garlicki A, 1979). Warstwy soli, jako bardziej plastyczne uległy silniejszym deformacjom niż utwory płonne. Fałdy w kompleksach solnych charakteryzują się nieregularnym kształtem i wysoką amplitudą. Często występuje tektoniczne pogrubienie przegubów i asymetria skrzydeł. Najbardziej intensywne zaburzenia wykazują te części kompleksów solnych, w których znajdują się sole o wysokiej czystości. Intensywność deformacji maleje wraz z rosnącą zawartością materiału terygenicznego oraz obecnością wkładek płonnych.

Zaburzenia w poziomach sztywnych przerostów płonnych przejawiają się tworzeniem szerokopromiennych fałdów o małej amplitudzie, rozciąganiem i rozerwaniem warstw. Efektem przerwania ciągłości jest wciskanie się mas solnych pomiędzy przestrzenie między utworami płonnymi, wielokrotny wzrost miąższości kompleksów solnych oraz anomalne kontakty pomiędzy utworami z różnych części profilu litostratygraficznego. Powodem przemieszczania się mas soli może być także ich odkłucie od utworów płonnych, które występuje często na granicy z warstwami pod i nadsolnymi. Ponadto, w przekrojach przez poszczególne złoża widoczne jest także wyklinowywanie się poziomów płonnych, w wyniku czego zostaje zaburzone litostratygraficzne następstwo warstw. Podobnie jak w przypadku kompleksów solnych podatność utworów płonnych na deformację wzrasta przy obecności domieszek soli.

Innym efektem silnych deformacji tektonicznych są spotykane w badeńskich złożach solnych brekcje. Składnikami brekcji są różnej wielkości bloki lub okruchy skał płonnych i soli kamiennych. Zdarzają się również porwaki tektoniczne utworów fliszu karpackiego oraz warstw podścielających ewaporaty.

## 5. Analiza mezostrukturalna mioceńskich złóż soli.

### Metodyka badań.

W obu kopalniach soli trwają prace zabezpieczające, w związku z tym prowadzenie obserwacji i pomiarów było ograniczone tylko do wyrobisk znajdujących się na czynnych poziomach kopalnianych. Ponadto wiele ociosów, szczególnie znajdujących się w rejonach tras turystycznych, jest niedostępnych ze względu na obecność drewnianej obudowy. Mezostruktury pomierzono w utworach iłowca, iłowca z anhydrytem, zuba oraz soli z przerostami iłowca. Dokonano pomiarów elementów zalegania żył soli włóknistej, fałdów, powierzchni nasunięć, powierzchni zlustrowania. Zwrócono uwagę na rodzaje deformacji soli i iłowców będące wynikiem procesów tektonicznych. Analizowano również wpływ litologii na rodzaj deformacji. Przeprowadzono charakterystykę opisową mezostruktur oraz zwrócono uwagę na wpływ litologii na rodzaj deformacji.

W celu przeprowadzenia badań i pomiarów spenetrowano w obu kopalniach soli znaczną liczbę wyrobisk na kilku poziomach.

W kopalni bocheńskiej były to:

- na poziomie August (C1, F4<sup>1</sup>): podłużnia August, okolice schodów Tesch, komora Stajnia, kaplica św. Kingi, komora Ważyn, komora Wernier, poprzecznik Manna, wschodnie dojście do komór Kołdras, obejście szybu Campi;
- na międzypoziomie Dobosz znajdującym się pomiędzy poziomem Wernier (F3) i poziomem August (F4, C1): komory Krystian, dojście do komór Krystian;
- zejście Lichtenfels rozciągające się pomiędzy poziomem August (C1, F4) a poziomem Lobkowicz (C2, F5), podłużnię Lobkowicz;
- na poziomie Sienkiewicz (C3, F6) : podłużnia Sienkiewicz;
- na poziomie Wernier (F3): schody Regis, otoczenie komory Pasjonis;
- poziom Podmoście (C5, F7): podłużnia Podmoście, rejon ładowni akumulatorów.

Z kolei w kopalni wielickiej prace przeprowadzono:

---

<sup>1</sup> W kopalni bocheńskiej stosowane są dwa systemy numeracji poziomów kopalnianych: względem szybu *Campi*, według którego poziomy oznaczane się literą C oraz względem zlikwidowanego szybu *Floris*, gdzie poziom oznaczany literą F. Ze względu na to, że eksploatacja złoża była prowadzona od powierzchni terenu w dół, pierwszy poziom szybu *Floris* (F1) nie odpowiada pierwszemu poziomowi szybu *Campi* (C1). Poziom F1 znajduje się na wysokości 140 m powyżej poziomu morza, z kolei poziom C1 znajduje się na wysokości 34 m powyżej poziomu morza. Jak wynika z różnic w wysokości powierzchni terenu względem poziomu morza, poziomowi C1 szybu *Campi*, odpowiada poziom F4 szybu *Floris*.

- na poziomie III (J. Słowackiego) – poprzecznia August, komora Stajnia, poprzecznia Smok, poprzecznia Prokopowicz, poprzecznia Albrecht, poprzecznia Kaniów, poprzecznia Wiesiołowski prze szybie Górsko, poprzecznia Maria Teresa,
- na międzypoziomie III/IV (Lichtenfels) – poprzecznia Lichtenfels.

### **Mezostruktury tektoniczne zarejestrowane na ociosach kopalń soli Bochnia i Wieliczka.**

Największa liczba pomiarów elementów zalegania mezostruktur tektonicznych obejmowała żyły soli włóknistej. Żyły wypełniają płaszczyzny spękań, a także miejsca niezgodności tektonicznych, tj. powierzchnie nasunięć, małej skali uskoki. Ponadto w kopalni bocheńskiej żyły soli włóknistej obrzeżają oraz przecinają bloki skał tworzących brekcję. Pomiarów żył soli włóknistej w kopalni bocheńskiej dokonano w utworach iłowca i iłowca z anhydrytem oraz zabra w następujących wyrobiskach górniczych:

- na schodach stanowiących dojście do komór Krystian (międzypoziom Dobosz),
- w poprzeczniku dojściowym do komór Krystian (międzypoziom Dobosz);
- dojściu do komór Kołdras (poziom August);
- dojściu do szybu Campi (poziom August);
- zejściu Lichtenfels (pomiędzy poziomem August i Lobkowicz),
- podłużni Podmoście (poziom Podmoście),
- w ładowni akumulatorów na poziomie Podmoście.

Natomiast w kopalni wielickiej żyły pomierzono w iłowcach i iłowcach z anhydrytem:

- w poprzeczni August (poziom J. Słowackiego),
- poprzeczni Albrecht (poziom J. Słowackiego),
- poprzeczni Lichtenfels (międzypoziom III/IV),
- poprzeczni Maria Teresa (poziom J. Słowackiego).

W badanych odsłonięciach obu kopalń żyły soli włóknistej charakteryzują się zmienną grubością i nieregularnością konturów. W większości przypadków grubsze żyły mają nieregularne, powyginane krawędzie i tworzą palczaste odgałęzienia (Fot. 5.2.1 - 5.2.4). Krawędzie cienkich żył tworzą natomiast linię prostą (Fot. 5.2.5). Często mamy do czynienia z kilkoma generacjami żył wzajemnie się przecinających (Fot. 5.2.6). Może to świadczyć o kilku etapach ruchów tektonicznych, co także znajduje potwierdzenie w literaturze (Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963). Występują również systemy żył równoległych

do siebie, zaobserwowanych w większej ilości odsłoneń w złożu wielickim niż bocheńskim (Fot. 5.2.2 i 5.2.3). Zauważono ponadto, że włókna niektórych żył nie są prostopadłe do krawędzi żyły, ale skręcone (Fot. 4.2.7), co jest wynikiem działania nacisków tektonicznych. Może to wskazywać na występowanie kilku faz ruchów tektonicznych, ale także na współczesne ruchy górotworu (red. Kortas G., 2004).

Przebieg żył jest zróżnicowany, co do kierunków biegu i upadu, jednak dla obu kopalń wyraźnie wyróżniają się dwa systemy żył, co jest widoczne na diagramach Schmidta (Rys. 5.2.1 i 5.2.2). Pomiary dla kopalni bocheńskiej wykazały, że biegi pierwszego systemu żył znajdują się w przedziale od  $50^{\circ}$  -  $70^{\circ}$ , a kąty upadu mają wartości z przedziału  $20^{\circ}$  do  $40^{\circ}$  oraz NW kierunek zapadania (Rys. 5.2.1). Drugi system charakteryzuje się wysokimi wartościami kątów upadu od  $70^{\circ}$  do  $90^{\circ}$ , biegami  $170^{\circ}$  -  $200^{\circ}$  oraz W kierunkiem zapadania. W przypadku kopalni wielickiej biegi pierwszego systemu żył należą do przedziału  $100^{\circ}$  -  $120^{\circ}$  przy upadach od  $30^{\circ}$  do  $50^{\circ}$  i kierunku zapadania N (Rys. 5.2.2). Natomiast biegi drugiego systemu żył posiadają wartości od  $300^{\circ}$  do  $330^{\circ}$ , upady w przedziale  $30^{\circ}$  do  $60^{\circ}$  i kierunek zapadania SW.

Kolejnym analizowanym elementem były powierzchnie zlustrowania. Powierzchnie zlustrowania w kopalni bocheńskiej występują w warstwach iłowca i iłowca z anhydrytem w komorze Pasjonis, podłużni Podmoście, podłużni Sienkiewicz, obejściu szybu Campi, zejściu Lichtenfels. Odsłaniające się w rejonie zejścia Lichtenfels zlustrowane i sprasowane grube warstwy iłowca z anhydrytem oraz tufitu budują skrzydło fałdu (Fot. 5.2.8). Na powierzchni lustra wyraźnie widoczne są prostopadłe do biegu warstwy rysy tektoniczne. Kontynuacją utworów z rejonu Lichtenfels mogą być zlustrowane iłowce, występujące na ociosach podłużni Sienkiewicz (Fot. 5.2.9). Wskazują na to pomiary elementów zalegania warstw oraz rodzaj i litologia utworów. W obu przypadkach powierzchnie zlustrowania zapadają w kierunku SE oraz kontaktują z zafałdowanymi solami. Z kolei płaszczyzny zlustrowania w utworach iłowca znajdujące się w podłużni Podmoście i obejściu szybu Campi zapadają w kierunku NE i charakteryzuje je w większości przypadków prawie pionowe zapadanie.

Różnica kierunków zapadania wiąże się z faktem, że w pierwszym przypadku zlustrowane warstwy budują skrzydło fałdu (Fot. 5.2.8). Biorąc pod uwagę przebieg osi tego fałdu, można przypuszczać, że oś nacisku tektonicznego przebiegała w kierunku SW-NE. Natomiast powierzchnie zlustrowania są wynikiem ślizgania się warstw o zróżnicowanych własnościach mechanicznych (iłowce i sole), w czasie procesu fałdowania. Pomiary



azymutów upadu powierzchni zlustrowania dla złoża bocheńskiego grupują się głównie w południowej części diagramu a także wzdłuż linii S-N (Rys. 5.2.1 i 5.2.2).

W kopalni soli Wieliczka znacznych rozmiarów powierzchnia zlustrowania odsłania się w obecnie niedostępnej, ale opisanej w literaturze (Tarka R., 1992, Tarka R. et al., 1988) komorze Ferro (między poziom Kołobrzeg). Znajduje się ona w utworach soli spizowej i zuba. Widoczne na powierzchni tego lustro rysy biegną w kierunku S-N, z lekkim odchyleniem ku NE. Na podstawie tych danych można przypuszczać, że nacisk tektoniczny działał w kierunku S-N, ale występowało także odchylenie od tego kierunku wzdłuż osi NE-SW.

Na ociosach wyrobisk obu kopalni soli widoczne są liczne formy fałdowe. Występują one zarówno w grubszych przerostach iłowców i iłowców anhydrytowych (Fot. 5.2.10 i 5.2.11), jak również w warstwach soli kamiennych (Fot. 5.2.12) oraz soli kamiennych z wkładkami iłowców (Fot. 5.1.13 - 5.1.16). Pomiary elementów zalegania fałdów w kopalni bocheńskiej przeprowadzono w kaplicy Kingi, obejściu szybu Campi oraz podłużni August. Osie pomierzonych fałdów w większości grupują się w SE części diagramu (Rys. 5.2.1), widoczne jest również równoleżnikowe układanie się osi niektórych fałdów, co zostało opisane we wcześniejszych pracach (Tarka R., 1992). W związku z tym można sądzić, że oś nacisku tektonicznego przebiegała w kierunku S-N z odchyleniem w kierunku NE-SW.

Z kolei w kopalni wielickiej pomiary elementów zalegania fałdów przeprowadzono w poprzecznym Albrecht, poprzecznym August, poprzecznym Smok, poprzecznym Prokopowicz, poprzecznym Wiesiołowski, poprzecznym Lichtenfels, poprzecznym Maria Teresa. Na diagramie sporządzonym dla złoża wielickiego widać, że osie fałdów grupują się tak jak w przypadku złoża bocheńskiego w jego SE części. Różnicę stanowi jednak fakt, iż odchylenie kierunku osi nacisku tektonicznego przebiega w dwóch kierunkach NE-SW oraz NW-SE (Rys. 5.2.2).

Ważnym elementem dowodzącym silnego zaangażowania tektonicznego utworów w opisywanych złożach soli są brekcje. W kopalni bocheńskiej odsłaniają się one m.in. w pobliżu ładowni akumulatorów na poziomie Podmoście (fot. 5.2.17), w podłużni Podmoście w pobliżu pp 3199 (Fot. 5.2.18), dojściu do komór Kołdras, podłużni Lobkowicz oraz obejściu szybu Campi. Brekcje budują iłowce i iłowce z anhydrytem oraz zuber. Bloki skał tworzących brekcję są poprzecinane żyłami soli włóknistej, które często stanowią ich okonturowanie. Składnikiem brekcji są także porozrywane fragmenty wcześniej sfałdowanych utworów. Rozmiary bloków tworzących brekcje są zróżnicowane. Pomiedzy blokami, często pojawiają się charakteryzujące się nieregularnym, rozmytym kształtem wystąpienia soli zmienionej tektonicznie lub soli włóknistej.

W złożu wielickim składnikiem brekcji są porozrywane, niekiedy sfałdowane, fragmenty iłowców i iłowców anhydrytowych. Odslonięcia takich utworów można zobaczyć w poprzeczni Maria Teresa, poprzeczni August (Fot. 5.2.19, 5.2.22) i poprzeczni Franciszek 3 (5.2.20 i 5.2.21). Blokom iłowców towarzyszy sól zmieniona tektonicznie i sól włóknista.

Należy podkreślić, że częstotliwość występowania mezostruktur, ich liczba i różnorodność jest wyznacznikiem zaangażowania tektonicznego utworów. Z kolei zaangażowanie tektoniczne utworów ma znaczący wpływ na szybkość i intensywność zaciskania się wyrobisk oraz na występowanie wycieków i niezgodności.

### **Charakterystyka mezostruktur tektonicznych złoża Łęzkowice.**

Ze względu na fakt, iż eksploatacja złoża Łęzkowice została zakończona i obecnie prowadzone są prace zabezpieczające, mezostruktury tektoniczne zostały opisane na podstawie próbek pobranych z rdzeni otworów kontrolnych wywierconych w latach 2003-2005. Po sprofilowaniu wymienionych rdzeni wybrano partie, w których zauważono powiązanie z tektoniką i pobrano próbki. Poniżej przedstawiono charakterystykę opisową tychże próbek.

#### Otwór TKP-1 Łęzkowice

##### **Głębokość 86,5 m.**

Sól kamienna jasnoszara, smugowana warstwami iłowca szarego. Warstwy iłowca są miejscami nieciągłe o zmiennej grubości 0,5 - 2,5 cm, zafałdowane, przebiegają pod kątem  $60^{\circ}$ . Występują liczne konkretje anhydrytu o wymiarach 1,5 x 1 cm do 0,5 x 0,5 cm.

##### **Głębokość 96,9 m**

Iłowiec ciemnoszary.

Iłowiec jest pocięty żyłami soli włóknistej o grubości 0,5 - 1,5 cm, przebiegającymi pod kątem od  $50^{\circ}$  do  $90^{\circ}$ . Włókna soli są wygięte i nie przebiegają prostopadle do granic żyły. Ponadto miejscami granice między włóknami nie są wyraźnie widoczne. Występują także żyły gipsu włóknistego o grubości 2 mm, które krzyżują się ze sobą pod kątem prostym. Na przekroju rdzenia widać powierzchnie zlustrowania.

##### **Głębokość 96,6 m**

Iłowiec zlustrowany.

Próbka jest przecięta żyłą soli włóknistej o grubości 1,5 cm, przebiegającą pod kątem  $40^{\circ}$ . Występują także mniejsze żyłki gipsu włóknistego równoległe do żyły soli, a ich grubość waha się od 1 mm do 1 cm.

**Głębokość 98,2 m.**

Kontakt soli kryształowej z iłowcem ciemnoszarym.

Granica pomiędzy utworami zapada pod kątem  $50^{\circ}$ . Ỉłowiec jest pocięty żyłami soli włóknistej, które przebiegają pod kątem  $80^{\circ}$ , występuje także warstwa trzewiowca.

**Głębokość 98,5 m**

Ỉłowiec ciemnoszary.

Ỉłowiec jest silnie spękany, pocięty żyłami soli włóknistej o grubości 1 - 1,5 cm, przebiegającymi w różnych kierunkach. Występuje również warstwa anhydrytu trzewiowego o grubości 3 cm. Widoczne są liczne powierzchnie zlustrowania, wzdłuż których próbka się rozpada.

**Głębokość 113,0 m**

Sól kamienna średniokrystaliczna, szara, z nagromadzeniami iłowca szarego (Fot. 5.3.1).

Sól wykazuje kierunkowe ułożenie ziarn, ciekawe jest, że w pobliżu kongrecji anhydrytowych i nagromadzeń iłowych kryształy soli dopasowują się do ich kształtu. Występują również kongrecje anhydrytu o wymiarach 1,5 x 1 cm do 0,2 x 0,3 cm.

**Głębokość 114,0 m**

Sól kamienna szara i jasnoszara, średniokrystaliczna.

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 114,6 m**

Sól kamienna pasiasta, średniokrystaliczna.

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli. Nieliczne kongrecje anhydrytowe o wielkości 1 – 5 mm.

**Głębokość 118,8 m**

Kontakt soli jasnoszarej, średnioziarnistej z iłowcem ciemnoszarym.

Kontakt przebiega pod kątem  $70^{\circ}$ . Kryształki soli są ułożone kierunkowo, ale nierównolegle do powierzchni kontaktu. Ỉłowiec jest rozsypliwy z gronami anhydrytu o wielkości 1,5 - 2,5 cm.

**Głębokość 119,5 m**

Sól kamienna szara i jasnoszara, średniokrystaliczna (Fot. 5.3.2).

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 120,7 m**

Sól kamienna szara i jasnoszara, średniokrystaliczna.

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 122,2 m**

Sól kamienna szara, średniokrystaliczna.

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 125,4 m.**

Kontakt soli jasnoszarej, średnioziarnistej z iłowcem ciemnoszarym.

Na kontakcie iłowca z solą występuje żyła soli włóknistej zapadająca pod kątem  $70^{\circ}$ .

**Głębokość 128,0 m**

Sól kamienna szara i jasnoszara, średniokrystaliczna.  
Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 137,3 m**

Sól kamienna szara, średniokrystaliczna, z cienkimi laminami iłowca.  
Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli. Warstwy soli zapadają pod kątem  $50^{\circ}$ .

**Głębokość 176,0 m**

Łowiec z anhydrytem.

Anhydryt występuje w formie pofalowanych lamin o grubości 2 - 5 mm, zapada pod kątem  $50^{\circ}$ . Laminy te są nieciągle lub anhydryt ma formę trzewiowca. Miejscami przechodzi w gips włóknisty.

**Głębokość 184,5 m**

Sól kamienna biała i szara, grubokrystaliczna, „cukrowata”.

Wyraźnie widać kierunkowe ułożenie kryształów. Warstwy zapadają w górnej części rdzenia pod kątem  $70^{\circ}$ , natomiast w dolnej części pod kątem  $50^{\circ}$ .

**Głębokość 188,5 m**

Sól kamienna szara i biała, średniokrystaliczna (Fot. 5.3.3).

Widać kierunkowość ułożenia kryształów soli.

**Głębokość 208,5 m**

Sól kamienna szara „cukrowata”.

Wyraźnie widać kierunkowe ułożenie kryształów.

**Głębokość 220,0 m**

Sól kamienna biała i szara „cukrowata”.

Wyraźnie widać kierunkowe ułożenie kryształów.

**Otwór TKP-3 Łęzkowice****Głębokość 40,4 m**

Łowiec szary z warstwami gipsu włóknistego.

Grubość warstewek gipsu około 1 cm, zapadają one pod kątem  $10^{\circ}$  i miejscami są zafałdowane. Występują dwa rodzaje iłowca: ciemny, twardy, zwięzły oraz jasny, miękki, rozsypliwý.

**Głębokość 45,2 m**

Łowce anhydrytowe (Fot. 5.3.4).

Anhydryt występuje w formie laminek o grubości 1 – 2 mm. Widoczne są także nieregularne, nieciągle żyły gipsu włóknistego o grubości 3 – 4 mm, przebiegające pod kątem  $10 - 13^{\circ}$ .

**Głębokość 64,4 m**

Sól kamienna szara, przechodząca w jasnoszarą (warstewki o grubości 1 – 3 cm), grubokrystaliczna.

Przebieg warstw soli jest zmienny. W dolnej części rdzenia warstewki zapadają pod kątem  $20^{\circ}$ , w wyższej części pod kątem  $70^{\circ}$ , a w najwyższej pionowo i przechodzą następnie w warstwy zafałdowane.

**Głębokość 74,3 m.**

Sól kamienna jasnoszara, miejscami ciemnoszara, smugowana warstwami iłowca szarego. Warstwy iłowca są miejscami nieciągłe, pofalowane szczególnie w dolnej części rdzenia. W górnej części rdzenia przebiegają pod kątem  $60^0$ , a dolnej pod kątem  $30^0$ . Występują również konkracje anhydrytu o wymiarach 2 x 3 mm do 13 x 15 mm.

**Głębokość 79,3 m.**

Sól kryształowa z iłowcem anhydrytowym (Fot. 5.3.5).

Zafałdowane nieciągłe warstewki iłowca z konkracjami anhydrytu o wymiarach 2,5 x 5 cm, przebiegają pod kątem  $50^0$ .

Występuje żyła soli włóknistej o grubości 1 cm przebiegająca pod kątem  $40^0$ .

**Głębokość 84,0 m**

Kontakt soli kryształowej z solą szarą (Fot. 5.3.6).

Strefa kontaktu zapada pod kątem  $60^0$ , w soli szarej obecne są konkracje anhydrytu o wielkości 1,5 x 1 cm.

**Głębokość 89,2 m**

Iłowiec z anhydrytem konkracyjnym przechodzącym w trzewiowy.

Warstwa anhydrytu zapada pod kątem  $40^0$ . Grubość warstwy 2 x 3 cm. Konkracje anhydrytu niebieskawego mają wymiary 0,7 - 3 cm. Rdzeń jest spękany.

**Głębokość 91,0 m**

Iłowiec szary.

Występują dwa typy iłowca ciemniejszy i jaśniejszy. Granica pomiędzy nimi zapada pod kątem  $40^0$  i jest podkreślona przez powierzchnię zlustrowania. Równoległe do tej granicy przebiegają: żyła soli włóknistej i żyła gipsu włóknistego o grubości 6 - 8 mm.

**Głębokość 93,2 m**

Iłowiec z anhydrytem i solą.

Niebieskawy anhydryt występuje w formie trzewiowca, tworząc warstwę o grubości 4 cm, zapadającą pod kątem  $50^0$ .

Rdzeń jest silnie spękany, niektóre spękania są wypełnione solą włóknistą.

**Głębokość 97,0 m**

Iłowiec anhydrytowy.

Niebieskawy anhydryt konkracyjny jest silnie zgipsiały i spękany. Wielkość konkracji 10 x 20 cm. Miejscami tworzy rodzaj tekstury siatkowej.

Na całej powierzchni próbki występują spękania zapadające pod kątem  $60^0$ , miejscami rozwarne na 2 - 5 mm, rozgałęziające się w różnych kierunkach.

**Głębokość 109,2 – 109,5 m**

Iłowiec anhydrytowy.

Anhydryt jest silnie zgipsiały, konkracyjny, wymiary konkracji wahają się od 4 x 6 cm do 2 x 3 cm. Na tym odcinku rdzeń jest silnie spękany a spękania są rozwarne. Można wyróżnić dwa systemy spękań równoległe do siebie, zapadające pod kątem  $60^0$  -  $70^0$ . Skośnie do spękań (pod kątem  $80^0$  -  $90^0$ ) przebiegają żyłki gipsu włóknistego. Na przełamie widoczna jest powierzchnia zlustrowania, równoległa do spękań.

### ***Głębokość 109,8 m***

Iłowiec anhydrytowy (Fot. 5.3.7).

Anhydryt występuje w formie kongrecji o wymiarach 5 x 6 cm i 1,5 x 2 cm. Miejscami jest zmieniony w alabaster. Rdzeń jest silnie spękany, a spękania wypełniają żyły gipsu włóknistego biegnące pod kątem 50<sup>0</sup> - 60<sup>0</sup>, 80<sup>0</sup> - 90<sup>0</sup>, ich grubość wynosi 5 - 2 cm.

### ***Głębokość 129,5 – 129,8 m***

Iłowiec szary z anhydrytem i solą.

Anhydryt występuje w formie kongrecji o wymiarach 4 x 6 mm do 3 x 5 mm oraz trzewiowca. Warstwa trzewiowca ma grubość 2,5 - 3 cm.

Widoczna jest także żyła soli włóknistej o grubości 3 - 5 cm, zapadająca pod kątem około 70<sup>0</sup> o nieregularnych krawędziach.

Iłowiec jest rozsypliwý, poszczególne warstwy łatwo oddzielają się od siebie. Po przełamaniu na warstwie soli i ilowca widać powierzchnie zlustrowania i rysy.

### **Otwór TKP-4 Łęzkowice**

#### ***Głębokość 49,0 m.***

Iłowiec szary, zwięzły, laminowany gipsem włóknistym (Fot. 5.3.8).

Laminy o grubości 1 – 4 mm, przebiegają zgodnie z uławiczeniem pod kątem około 30<sup>0</sup>, przy czym jedna z nich ma zmienną grubość. Laminy są nieciągłe, spękane a poszczególne ich fragmenty są poprzesuwane względem siebie. Drugi system lamin biegnie pod kątem 70<sup>0</sup>, prostopadle do pierwszego.

#### ***Głębokość 62,0 m.***

Iłowiec z anhydrytem (Fot. 5.3.9).

Anhydryt występuje w formie trzewiowca o grubości 10 cm. Miejscami jest zmieniony w gips, widać kryształy gipsu o wielkości 1,5 cm.

### **Otwór Łęzkowice TKP-7**

#### ***Głębokość 65,4 m.***

Iłowiec z anhydrytem (Fot. 5.3.10).

Zgipsiały anhydryt występuje w formie kongrecji oraz tworzy anhydryt „siatkowy”. Występują także żyły gipsu włóknistego, które przebiegają równolegle do siebie, są nieciągłe a ich grubość jest zmienna od 1,6 cm do 2 mm.

#### ***Głębokość 90,1 m.***

Sól pasiasta, średniokrystaliczna.

Widać kierunkowość w ułożeniu ziarn. Pasy przebiegają pod kątem 5<sup>0</sup>, charakteryzują się zmienną grubością od 0,5 do 1 cm i nieregularnością konturów.

#### ***Głębokość 91,8 m.***

Sól liniowana ilowcem z kongrecjami anhydrytu.

Laminy ilowca przebiegają pod kątem 85<sup>0</sup> i są pofalowane oraz zaburzone. Ich rozmieszczenie nie jest jednolite: cieńsze tworzą skupienia, a grubsze występują pojedynczo w większej odległości od siebie.

#### ***Głębokość 92,7 m.***

Sól szara liniowana ilowcem anhydrytowym (Fot. 5.3.11).

Laminy nie mają prostego przebiegu, są zafałdowane i nieciągłe, a ich grubość jest zmienna. Laminy zapadają pod kątem  $10^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ .

***Głębokość 93,4 m.***

Sól pasiasta, średnioziarnista.

Widać kierunkowość w ułożeniu ziaren. Pasy charakteryzują się nieciągłością i zmienną grubością, przy czym miejsca zgrubienia i redukcji grubości są takie same dla wszystkich pasów. Pasy zapadają pod kątem  $15^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ . Widoczne jest niewielkie (kilka cm) przemieszczenie pionowe, które kontynuuje się w następnej próbce.

***Głębokość 95,0 m.***

Sól pasiasta średnio, gruboziarnista (Fot. 5.3.12).

Charakterystyczne są przemieszczenia, nieciągłość i nierównomierna grubość w obrębie pasów, która waha się od 1 do 5 cm, przy czym najgrubsze są w miejscu przemieszczenia. Pasy mają zafałdowane kontury.

***Głębokość 96,0 m.***

Sól kryształowa z kongregacjami anhydrytu i iłowcem.

Sól graniczy z iłowcem pod kątem  $30^{\circ}$ . Wielkość kongregacji jest różnorodna od  $0,5 \times 0,5$  cm do  $2,5 \times 2$  cm. Kongregacje są miejscami zgipsiałe.

***Głębokość 135,3 m.***

Iłowiec rozsyplawy z anhydrytem trzewiowym.

Warstwa anhydrytu trzewiowego o grubości 6 - 8 cm, zapada pod kątem  $70^{\circ}$ . Pod tym samym kątem przebiegają dwie żyły gipsu włóknistego o grubości 0,5 cm. Oprócz tego iłowiec pocięty jest żyłami gipsu włóknistego przebiegającymi w różnych kierunkach o grubości 1 mm. Równoległe do pierwszego systemu żył występują powierzchnie zlustrowań.

Na podstawie opisów materiału pobranego z rdzeni wiertniczych można stwierdzić, że złożo Łęzkowice, podobnie jak opisane w poprzednich podrozdziałach złoża Bochnia i Wieliczka, uległo silnym deformacjom tektonicznym. Zaangażowanie tektoniczne przejawia się występowaniem systemów powierzchni zlustrowania w iłowcach z anhydrytem, często podkreślonych przez żyły gipsu włóknistego i soli włóknistej. Obserwuje się również zafałdowania, przerwania ciągłości oraz przesunięcia lamin iłowca w obrębie soli. Efekty działania procesów tektonicznych widać również w soli pasiastej, gdzie grubość pasów jest zmienna, ich kontur jest nieregularny, a także występuje kilkucentymetrowe pionowe przemieszczenie. W większości próbek soli widoczne jest kierunkowe ułożenie ziarn, które może być związane z występującym w górotworze naprężeniem. W tym przypadku nie bez znaczenia jest również sposób, w jaki złożo było eksploatowane. Udowodniono (Berest P. et al., 2005), że w przedziale 0,02 do 3 MPa i obecności wilgoci rozpuszczanie pod ciśnieniem jest najbardziej efektywne. Kierunkowe ułożenie ziarn może być skutkiem działania takiego procesu.

## Wpływ właściwości mechanicznych skał na deformację.

Oprócz czynników tektonicznych na rodzaj, charakter i intensywność deformacji utworów serii solnej mają także wpływ własności mechaniczne i ich zróżnicowanie w obrębie kompleksów, miąższość warstw budujących kompleksy itp. W mioceńskich złożach soli występują utwory o skrajnie różnych własnościach mechanicznych, tj. warstwy soli kamiennych, iłowce i iłowce z anhydrytem. Przyczyniło się to do dużej intensywności deformacji i powstania różnorodnych form tektonicznych.

Grube warstwy iłowców, obserwowane np. w podłużni August kopalni bocheńskiej, czy poprzeczni Franciszek w kopalni wielickiej, w wyniku działających naprężeń, zostały podzielone na bloki. Bloki te zostały następnie przemieszczone w różnych kierunkach względem siebie na niewielkie odległości, rzędu od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Krawędzie poszczególnych rozsuniętych lub nasuniętych na siebie fragmentów można dopasować, co wskazuje na to, że kiedyś tworzyły jedną warstwę (Fot. 5.4.1 i 5.4.2). Przestrzeń pomiędzy rozerwanymi fragmentami iłowca wypełnia biała, tektonicznie zmieniona sól zwana solą cukrowatą o „wrzecionowatych” kształtach ziarn lub wypełnia je sól włóknista. Pomiedzy tymi rodzajami soli obserwuje się ciągle przejścia. Sole cukrowate mogą kontynuować się również w otoczeniu przesuniętych fragmentów.

Innym przykładem deformacji warstw iłowców mogą być widoczne na ociosach podłużni August (KS Bochnia), iłowce tworzące formy przypominające kształtem grzebienie (Fot. 5.4.3). W tym przypadku iłowce prawdopodobnie uległy spękaniu w stropowej lub spągowej części warstwy. Powstałe w ten sposób fragmenty zostały wyruszone, następnie całkowicie lub częściowo oderwane od pozostałej części warstwy i ustawione do niej prawie prostopadle. Na uwagę zasługuje fakt, że w otoczeniu przemieszczonych fragmentów również znajduje się sól zmieniona geodynamicznie, a jej okonturowanie stanowi anhydryt.

Widoczny w kopalni bocheńskiej w podłużni Lichtenfels fałd z budinażem (Fot. 5.4.4) jest kolejnym potwierdzeniem wpływu własności mechanicznych utworów na rodzaj deformacji. Według R. Dadleza i W. Jaroszewskiego (1994) powstanie budinażu świadczy o występowaniu warstw iłowców różniących się własnościami mechanicznymi. Ławice kruche popękały i utworzyły budiny, a ławice podatniejsze uległy plastycznemu odkształceniu i stanowią otoczenie budin.

Bardziej podatne na deformacje niż grube przerosty są cienkie wkładki iłowców i iłowców z anhydrytem w solach kamiennych. Widoczne w kaplicy św. Kingi (Fot. 5.4.5) i obejściu szybu Campi w Bochni (Fot. 5.4.6) oraz poprzeczni Albrecht (Fot. 5.4.7)



i poprzeczni Prokopowicz (Fot. 5.4.8) w Wieliczce cieńsze warstwy iłowca znajdujące się w otoczeniu plastycznej soli, zostały razem z nią sfałdowane. Utworzone fałdy charakteryzują się wysoką amplitudą i małym promieniem. Charakterystyczne jest, że im cieńszy jest przerost iłowca w sfałdowanych solach kamiennych, tym wyższa jest amplituda fałdu.

W związku z powyższym, obecność przerostów płonnych oraz ich grubość ma również wpływ na charakter i intensywność deformacji soli. Plastyczna i podatna na fałdowanie sól dopasowuje się do kształtu sfałdowanych przerostów iłowcowych (Fot. 5.4.6 - 5.4.8). Prawidłowością jest, że im grubsze są sfałdowane przerosty iłowe w solach, tym sole tworzą fałdy o większym promieniu. Ponadto, w sfałdowanych pakietach soli z przerostami iłowca, przeguby fałdów w warstwach soli są ostrzejsze w porównaniu z przegubami fałdów w warstwach iłowców (Fot. 5.4.6 i 5.4.7).

Zmienna zawartość materiału terygenicznego w solach także wpływa na różnorodność ich deformacji. Prawidłowość ta jest widoczna w podłużni Lichtenfels i podłużni Podmoście w Bochni (Fot. 5.4.9 i 5.4.10) czy poprzeczni Albrecht i poprzeczni Wiesiołowski w Wieliczce (Fot. 5.4.11 i 5.4.12), gdzie występują zafałdowane sole o różnej zawartości materiału terygenicznego. W obrębie tych fałdów warstwy soli czystych są często dodatkowo zafałdowane. Sugeruje to, że czystsze sole są bardziej plastyczne i podatne na fałdowanie niż sole z dużą zawartością materiału terygenicznego.

Omawiając mezostruktury tektoniczne należy poruszyć temat kontaktu pomiędzy częścią bryłową i pokładową złoża wielickiego. Kwestia czy kontakt ten ma charakter tektoniczny czy sedymentacyjny od wielu lat jest przedmiotem sporu pomiędzy zwolennikami obu hipotez. Bezspornym jest fakt, że w kopalni znajdują się odsłonięcia, które mogą potwierdzić każdą z tych hipotez. Pogląd dotyczący sedymentacyjnego charakteru złoża bryłowego zostanie przedstawiony w rozdziale 9.

Jednym z odsłonień dostarczających dowodów na tektoniczną genezę złoża bryłowego jest wspomniane powyżej lustro tektoniczne w komorze Ferro oraz powierzchnie zlustrowania w komorach Russeger (między poziom III/IV) i komorach Lilienbach (poz. III). Kierunek licznych rys tektonicznych na powierzchniach luster świadczy o transporcie tektonicznym w kierunku S-N, z lekkim odchyleniem ku NE (Tarka R., 1992; Tarka R. et al., 1988). Kolejnym argumentem dowodzącym, że złożo bryłowe zostało nasunięte na złożo pokładowe są warstwy brekcji widoczne na ociosach komory Russeger, podłużni i poprzeczni oraz komorach Thinfeld zdeponowane w miejscu kontaktu obu części złoża. Ponadto w strefie kontaktu autorzy (Tarka R., 1992; Tarka R. et al. 1988) opisują występowanie drobnych uskoków, zespołów spękań i żył halitu włóknistego. Proces nasuwania złoża

bryłowego na złoża pokładowe umożliwiły utwory stanowiące „smar tektoniczny”. Do tego typu osadów zaliczono melanz tektoniczny odsłaniający się w komorach starego sanatorium na poziomie V (Tarka R., 1992; Tarka R. et al. 1988) .

### **Interpretacja wyników badań.**

Powyższe rozważania zdają się potwierdzić, funkcjonujący w literaturze pogląd (Tarka R., 1992; Poborski J., Skoczyła-Ciszewska K., 1963; Garlicki A., 1979), że oś nacisku tektonicznego w rejonie złoża bocheńskiego i wielickiego, przebiegała w kierunku S-N. Niemniej jednak, stwierdzono występowanie odchyleń w kierunku SW-NE, a w złożu wielickim również w kierunku SE-NW. Oba kierunki odchylenia mogą być związane ze zmianami pola naprężeń wynikającymi z przebudowy Karpat zewnętrznych i ich przedpola. Osady mioceńskie w rejonie Wieliczki i Bochni, jak wspomniano w poprzednich rozdziałach, biorą udział w budowie brzegu Karpat, wchodząc w skład jednostki zgłobickiej (Kotlarczyk J., 1985, Połtowicz S., 1991, 1993) określanej również mianem jednostki bocheńskiej (Olewicz Z., 1973 a i b) i zostały sfałdowane w wyniku ruchów górotwórczych Karpat i ich przedpola. Płaszczyzny karpackie zostały w późnym oligocenie oraz wczesnym miocenie przesunięte ku N i NW, a następnie w późnym miocenie jeszcze raz przełałdowane ku NE (Aleksandrowski P., 1985). Ponadto, podczas tych ruchów mogło dojść do reaktywacji stref tektonicznych o kierunku NW-SE, związanych z mezozoicznym podłożem zapadliska (Krzywiec P., 2001). Wszystkie te procesy spowodowały powstanie naprężeń, które działały na osady serii solnej. Proces nasuwczy przebiegał przynajmniej w czterech fazach, ostatni z nich trwa do dnia dzisiejszego (Zuchiewicz W., 1998). Przejawy dzisiejszej aktywności górotworu karpackiego zostały również stwierdzone w kopalni bocheńskiej i wielickiej, problem ten zostanie omówiony szerzej w rozdziale 8. Analizę tego zjawiska na obszarze zachodniej części Karpat przeprowadzono na podstawie analizy sieci dolin, profili podłużnych rzek, parametrów dopływów, topografii terenu. Udowodniła ona, że w omawianym rejonie odbywa się odprężeniowy ruch wypiętrzający (Zuchiewicz W., 1998). Potwierdzeniem tych obserwacji są pomiary naprężeń (analiza struktur breakouts) w zachodniej części Karpat zewnętrznych, które dodatkowo wykazały, że w sfałdowanych osadach mioceńskich dominuje NE kierunek naprężenia (Jarosiński M., 1997).

## **6. Badania mikrotektoniki mioceńskich złóż soli.**

### **Metodyka badań.**

Materiał do badań mikrotektoniki pochodził z wyrobisk kopalnianych Bochni i Wieliczki oraz z rdzeni wiertniczych złoża Łęzkowice. Próbki pobrano z miejsc o największym zaangażowaniu tektonicznym utworów serii solnej jak: przeguby fałdów, spękania wypełnione solą włóknistą, powierzchnie zlustrowania. W drugim etapie wykonano specjalne szlify mikroskopowe. Materiał szlifowano z dwóch stron na papierze ściernym o ziarnistości kolejno: 320, 400, 600, 1000, 1200 i 1500, aby uzyskać ostateczną grubość płytki od 0,5 do 0,7 mm. Następnie powierzchnię płytek polerowano w roztworze dwuchromianu potasu i gliceryny. Przygotowane w ten sposób szlify analizowano pod mikroskopem do światła przechodzącego oraz dla wybranych preparatów przeprowadzono badania mikrotermometryczne.

Do wykonania płytek użyto: soli włóknistych, soli zmienionych geodynamicznie, soli trzaskających i soli z lustra tektonicznego. Wszystkie wymienione typy soli posiadają cechy przydatne w badaniach mikrotektoniki. W przypadku soli włóknistych interesująca jest obecność skręconych, nieprostopadłych do krawędzi żył włókien oraz częściowa rekrytalizacja. Z kolei sole zmienione geodynamicznie są związane z miejscami silnie zaangażowanymi tektonicznie jak np. przeguby fałdów. Ziarna tych soli mają wydłużony, niekiedy wrzecionowaty kształt i są ułożone kierunkowo. Sole trzaskające występują w kopalni wielickiej przy południowej granicy złoża i ich geneza jest związana z tektoniką. Swoją nazwę zawdzięczają obecności dużej liczby inkluzji ciekło-gazowych.

### **Deformacje tektoniczne skał solnych a występowanie inkluzji.**

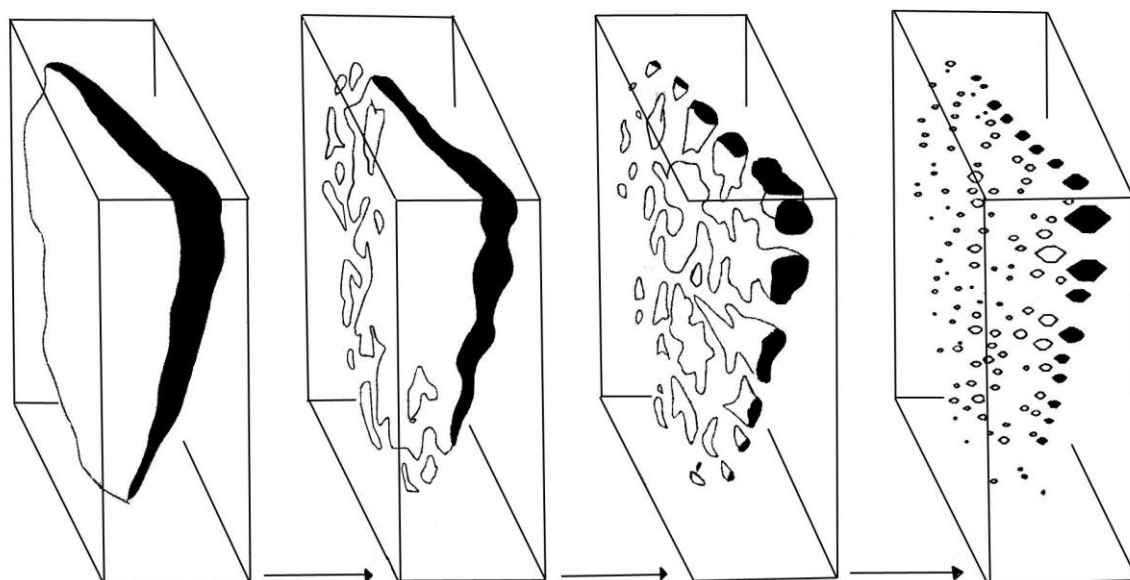
Określenie środowiska powstania inkluzji i czasu jej zamknięcia niesie ze sobą informacje na temat wzrostu kryształu, jego rekrytalizacji i historii spękań. Inkluzje dzieli się na trzy grupy (Goldstein R. H., 2002):

- pierwotne – zamknięte podczas wzrostu kryształów, na dnie zbiornika ewaporacyjnego,
- wtórne – zamknięte po zakończeniu fazy wzrostu, kiedy kryształ został przecięty przez spękanie i spękanie to zostało wyleczone w wyniku utworzenia inkluzji,

- pseudowtórne – zamknięte przed zakończeniem wzrostu kryształu, ale niekoniecznie jako bezpośredni rezultat jego wzrostu; mogą być to inkluzje utworzone wzdłuż mikrospękań lub innych deformacji, które w ten sposób zostają wyleczone.

Różnicę pomiędzy inkluzjami pseudowtórnymi a wtórnymi stanowi fakt, że po utworzeniu inkluzji pseudowtórnych następuje dalszy wzrost kryształu. Natomiast inkluzje wtórne powstają po zakończeniu wzrostu kryształu.

W soli, podobnie jak w innych skałach rozróżnia się dwa typy deformacji: kruche i plastyczne (Passchier C.W, Throuw A.J., 2005). Deformacje kruche mogą mieć rezultat w postaci powstania mikrospękań lub powierzchni ścinania (Goldstein R.H, Reynolds T.J., 1994).



Rys. 6.2.1 Schematyczny diagram przedstawiający etapy zablizniania mikrospękania (wg. Roedder E., 1962).

Kiedy rozwiną się cechy kruchych deformacji, jest prawdopodobne, że zostaną one wypełnione przez ciecz obecną podczas lub po procesie deformacji. Ciecz może zostać uwięziona pomiędzy zdeformowanymi powierzchniami przez proces osadzania się (na skalę mikroskopową) lub przez równoczesne rozpuszczanie i osadzenie. Raz powstałe spękanie nie zniknie, musi zostać zabliznione przez jeden z tych procesów. Mikrospękanie z czasem zmienia kształt przez rozpuszczanie i ponowne osadzenie fazy mineralnej, tak aby uzyskać stan najniższej powierzchniowej energii (Rys. 6.2.1). Proces ten rozmieszcza poszczególne ciekłe inkluzje wzdłuż pozycji dawnego spękania i nosi nazwę *necking down*. Nie wymaga on

transportu nowych jonów do roztworu z zewnątrz. Inkluzje powstałe w tym procesie należy zaliczyć do inkluzji wtórnych (Goldstein R.H., Reynolds T.J., 1994).

Proces *necking down* prowadzący do formowania wtórnych inkluzji wydaje się być szybki (w znaczeniu geologicznym), nawet w niskiej temperaturze. Przebiega on w obecności fazy płynnej, która nie musi być widoczna, nawet pod dużym powiększeniem. Eksperymenty z zabliznianiem spękań w rozpuszczalnych minerałach ujawniły, że proces ten zachodzi w skali dni i lat (Goldstein R.H., Reynolds T.J., 1994). Należy dodać, że przebiega on szczególnie szybko w kryształach halitu, który łatwo ulega rekrytalizacji nawet przy niskiej temperaturze i ciśnieniu (Roedder E., 1984)

Zdarza się również, że w czasie deformacji tektonicznych inkluzje zostają przecięte i wypełnione nowym płynem lub gazem. W związku z tym, mogą dostarczyć informacji na temat warunków, w jakich przebiegał proces deformacji (Goldstein R.H., 2002), a tym samym są dowodem na działanie procesów tektonicznych.

Przy niewielkich naprężeniach ważną rolę w procesie deformacji, odgrywa rozpuszczanie pod ciśnieniem i rekrytalizacja (Peach C.J. et al., 2001). Wskaźnikiem, że proces rekrytalizacji miał miejsce jest brak inkluzji w danym obszarze kryształu (Roeder E., 1984).

Z powyższych rozważań wynika, że zarówno obecność wtórnych inkluzji w kryształach soli jak i obszary pozbawione inkluzji mogą wskazywać na działanie procesów tektonicznych.

### **Mikrodeformacje utworów badeńskiej serii złożowej.**

Silne zaangażowanie tektoniczne serii solnej, opisane w poprzednich rozdziałach widoczne jest również w skali mikro. W płytkach cienkich stwierdzono liczne ślady zarówno kruchych jak i plastycznych deformacji. Do pierwszej grupy można zaliczyć: mikrospeknięcia oraz powierzchnie ciekłych inkluzji zablizniające spękania, przebiegające skośnie do płaszczyzn wzrostu kryształów. Wśród śladów plastycznych deformacji można wymienić: obszary pozbawione inkluzji, ślady po migracji roztworów, obecność inkluzji na granicach ziaren, relikty struktury szewronowej. Jak opisano powyżej, podczas rozwoju mikrospeknięcia istnieje duże prawdopodobieństwo, że zostanie ono wypełnione przez ciecz obecną w czasie lub po procesie deformacji. Mikrospeknięcie zmienia kształt przez rozpuszczanie i powtórne osadzanie się minerału, co prowadzi do powstania inkluzji ciekłych wzdłuż powierzchni dawnego spękania (Goldstein R.H., Reynolds T.J., 1994). W związku z tym, obecność

inkluzji jest dowodem na istnienie jednej lub kilku generacji spękań, które z czasem zostały zabliźnione (Passchier C.W., Throw A.J., 2005).

W płytkach wykonanych ze wszystkich typów soli zaobserwowano liczne powierzchnie inkluzji, zabliźniające spękania. Mają one formę linii prostej, niektóre krzyżują się ze sobą (Fot. 6.3.1), ale występują także powierzchnie w formie łukowatych linii (Fot. 6.3.2). Wielkość inkluzji jest zróżnicowana i waha się od 0,5 mikrometrów do 10 milimetrów. Kształt inkluzji również jest różnorodny od równoległobocznych poprzez sferyczne, elipsoidalne, rurkowate po nieregularne (Fot. 6.3.3 - 6.3.6). Cechy inkluzji i sposób ich rozmieszczenia wskazują na to, że zabliźnianie mikrospekkań odbywało się w procesie necking down (Roedder E., 1984). Co więcej w soli włóknistej można było zaobserwować, że proces ten nie został jeszcze zakończony i ciągle trwa (Fot. 6.3.7, 6.3.8).

W próbkach soli trzaskającej, soli zmienionej geodynamicznie, soli z lustra tektonicznego i soli włóknistej widoczne są nieregularnie rozmieszczone pasma inkluzji, które otacza sól nie zawierająca inkluzji (Fot. 6.3.9, 6.3.10). Czysta, pozbawiona inkluzji sól mogła powstać przez rozpuszczanie pod ciśnieniem bogatej w inkluzje soli, a następnie wzrost bez inkluzji (Roedder E., 1984). Proces rekrytalizacji zachodzi szybciej, jeśli w złożu obecne są roztwory. Udowodniono, że w pokładowych złożach soli z wkładkami iłowców znaczne ilości fazy ciekłej mogą zostać uwolnione w wyniku dehydratacji minerałów ilastych (Carter N.L, Hansen F.D., 1983).

Ciekawym zjawiskiem są sole włókniste w obrazie mikroskopowym. Na granicach niektórych włókien występują płaszczyzny rurkowatych inkluzji ciekło-gazowych, które są bardzo duże i mają nawet kilka mm długości (Fot. 6.3.11, 6.3.12). Widać również, że niektóre z tych inkluzji uległy zginaniu, co jest zgodne z obrazem makroskopowym skręconego włókna. Można także zaobserwować proces necking down w trakcie odbywający się poprzez zabliźnianie występujących w soli włóknistej spękań oraz zanikanie granic pomiędzy włóknami (Fot. 6.3.11, 6.3.12). Występowanie obszarów czystej soli bez inkluzji, może świadczyć, że sól ta uległa rekrytalizacji. W tym przypadku rekrytalizacja mogła być ułatwiona obecnością wilgoci w powietrzu kopalnianym. Oszacowano, że dzienny dopływ solanki pochodzącej z kondensacji powietrza kopalnianego w pokładowych złożach soli wynosi od 0,5 do 3 ml (Carter N.L, Hansen F.D., 1983).

Sole zmienione geodynamicznie charakteryzują się wydłużonymi i kierunkowo ułożonymi ziarnami. Ich upakowanie jest tak duże, że wzajemnie się one zazębiają. Z kolei, poszczególne ziarna odznaczają się nieregularnością granic, zmienną zawartością zanieczyszczeń oraz zróżnicowaniem wielkości. Na granicach pomiędzy ziarnami widoczne

są grupy inkluzji (Fot. 6.3.13, 6.3.14), które świadczą o rozpuszczaniu i rekrytalizacji (Roedder E., 1984). Wszystkie te cechy mogą wskazywać na proces migracji granic ziaren halitu, który jest istotnym czynnikiem podczas plastycznych deformacji (den Brok B., Zahid M., Passhier C.W., 1999). Został on stwierdzony również w wysadowych złożach soli w Polsce (Burliga S., 2003).

W obrazie mikroskopowym soli geodynamicznie zmienionych, soli włóknistych i soli z lustra tektonicznego zaobserwowano efekty migracji roztworów (Fot. 6.3.15 – 6.3.18). Proces ten odbywa się poprzez migrację inkluzji. Stwierdzono, że szczególnie podatne na migrację są inkluzje duże o wielkości powyżej 10 mikrometrów. Generalnie tempo migracji rośnie ze wzrostem temperatury, jednak znaczący wpływ ma także naprężenie, które znacznie przyspiesza ją, powodując tym samym obniżenie temperatury koniecznej do rozpoczęcia migracji (Roedder E., Belkin H.E., 1979). Inkluzje ciekłe migrują w kierunku wyższego gradientu termicznego, natomiast gazowe w stronę niższych temperatur. Jeśli inkluzje są dwufazowe a gaz stanowi więcej niż 10% objętości inkluzji, migracja odbywa się w dwóch kierunkach jednocześnie (Wilcox W.R., 1969). Ponadto, duże inkluzje mają zdolność migracji przy niskim gradiencie termicznym, natomiast małe potrzebują wysokich temperatur (Oleander D.R., et al., 1982, Friedman M. et al., 1982). Przykłady takiej migracji obecne są w analizowanych solach. Powierzchnie kliważu, wyleczone spękania czy granice ziarn opóźniają migrację inkluzji, ponieważ stanowią dla nich barierę. Należy dodać, że proces migracji inkluzji odgrywa rolę także w leczeniu spękań, co widoczne jest w soli zmienionej geodynamicznie (Friedman M. et al., 1982).

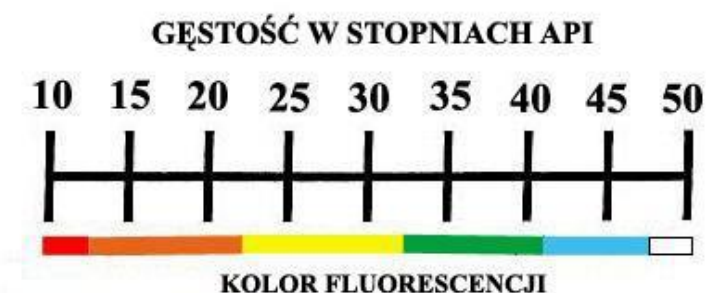
Reasumując, na podstawie przebadanych soli można wnioskować, że odpowiednie warunki dla procesów plastycznej i kruchej deformacji oraz rekrytalizacji soli występowały nie tylko w okresie tektonicznej przebudowy Karpat i ich przedpola. Przejawy współczesnej aktywności górotworu karpackiego zostały stwierdzone w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka również obecnie (Kortas G., 2004). Wpływ tej aktywności zauważalny jest także w skali mikro.

### **Badania mikrotermometryczne inkluzji.**

Badania mikrometryczne inkluzji w solach były wykonywane w celu znalezienia temperatury, w jakiej inkluzje te zostały zamknięte (Roedder E., 1984), co pozwala uzyskać informacje na temat środowiska ich sedymentacji. W tym przypadku badaniu podlegały inkluzje pierwotne wypełnione solanką.

Z punktu widzenia tektoniki interesujące są inkluzje wtórne, które powstały w procesie rekrytalizacji lub zablizniania spękań. Charakteryzują się one zróżnicowanym kształtem, rozmiarami oraz zmiennymi proporcjami fazy ciekłej do gazowej, co jest widoczne w analizowanych preparatach soli badeńskich. Temperatury homogenizacji tego rodzaju inkluzji są jednak bardzo różnorodne i mieszczą się w szerokim przedziale od 60 do 250<sup>0</sup>C, co wynika z głównie różnych proporcji fazy ciekłej i gazowej. Z tego względu nie są one wiarygodnym źródłem informacji na temat środowiska, w jakim zachodziła deformacja (Roedder E., 1984, Goldstein R.H., 2001).

Jak wspomniano powyżej, uważa się, (Gaweł A., 1962, Tarka R., 1992) że sole trzaskające są związane ze strefami tektonicznymi. Występują one w łusce południowej złoża wielickiego, w czystych partiach soli spizowej dolnej (Rys. 4.1.2) kontaktując z utworami piaskowca w przeroście centralnym. Są one interesujące ze względu na silnie bitumiczny zapach oraz fakt, że podczas rozpuszczania w wodzie wydają charakterystyczne trzaski. W związku z tym, już A. Gaweł wiązał te trzaski z obecnością w tych solach węglowodorów. Hipotezę tę sprawdzono oglądając sole trzaskające w świetle ultrafioletowym. Zaobserwowano zieloną i niebieską fluorescencję, która jest równoznaczna z występowaniem węglowodorów (Fot. 6.4.1, 6.4.2). Kolory fluorescencji (Rys. 6.4.1) wskazują na ciekłe węglowodory lekkie o gęstości powyżej 31,1 °API (Lang W.H, Gelfand J.C., 1985, Bodnar R.J., 1990).



Rys. 6.4.1 Zależność pomiędzy kolorami fluorescencji węglowodorów a gęstością API (wg. Lang W.H, Gelfand J.C., 1985, uproszczony).

W obrazie mikroskopowym w solach trzaskających można wyróżnić cztery rodzaje inkluzji:

- idealnie kubiczne inkluzje ciekłe, relikty szewronów,
- również kubiczne, ale o mniej regularnym kształcie, większe inkluzje (powyżej 0,1 mm) ciekło-gazowe,



- wydłużone, małe (poniżej 0,05 mm) inkluzje ciekło-gazowe,
- inkluzje będące wynikiem zablizniania spękań.

Interesujące w badania mikrotektoniki są druga i trzecia grupa inkluzji, które zawierają fazę płynną i gazową w jednakowych proporcjach. Inkluzje te podgrzewano w dwojaki sposób: powoli w tempie  $0,5^{\circ}\text{C}$  na minutę oraz szybko w tempie  $10^{\circ}\text{C}$  na minutę. Niestety przy obu metodach nie udało się uchwycić temperatury homogenizacji tych inkluzji, nawet przy temperaturze  $320^{\circ}\text{C}$  i uzyskać bardziej szczegółowych informacji, na temat węglowodorów występujących w tych solach. Powodem tego jest fakt, że przy szybkim podgrzaniu nawet tylko do temperatury  $60^{\circ}\text{C}$  następuje przeciekanie inkluzji. Natomiast przy wolnym podgrzewaniu przeciekanie co prawda nie występuje, ale inkluzje rozszerzają się w wyniku plastycznych deformacji (Roedder R.W. and Bodnar R.J., 1980). W związku z powyższym badania mikrotermometryczne nie są użyteczne przy badaniu inkluzji wtórnych w solach.

## **7. Badania laboratoryjne odkształcalności soli.**

### **7.1 Badania wytrzymałościowe soli kamiennej i skał płonnych z mioceńskich złóż.**

Laboratoryjne próby wytrzymałościowe przeprowadzane są w celu ustalenia zachowania się górotworu w czasie eksploatacji. Rozpoczęcie eksploatacji zaburza początkową równowagę mas skalnych i powoduje serie zmian w górotworze. Badania wytrzymałości na ściskanie i rozciąganie należą do najbardziej rozpowszechnionych metod oceny parametrów fizyko-mechanicznych skał. Ze względu na specyficzne własności sole kamienne różnią się od innych skał. W związku z tym, dla uzyskania ich pełnej charakterystyki, badania laboratoryjne należy poprzeć obserwacjami i pomiarami w kopalni (Hwałek G., 1971).

Badania wytrzymałościowe soli wcześniej były wykonywane w celu oceny możliwości lub wyboru odpowiedniej metody eksploatacji. Obecnie badania tego typu wykonywane są w Polsce głównie dla złóż cechsztyńskich, ze względu na rozpoznanie możliwości zlokalizowania tam magazynów (Flisiak D., Kłeczek Z., 1994).

W przypadku złóż mioceńskich ważne jest utrzymanie stateczności istniejących wyrobisk i skuteczne ich zabezpieczenie. W związku z tym, testy wytrzymałościowe stanowią ważny element w realizacji tego celu.

#### **7.1.1 Metodyka badań.**

Badania wytrzymałościowe skał serii solnej z kopalni Siedlec i Łęzkowice, zostały przeprowadzone w Katedrze Geomechaniki, Budownictwa i Geotechniki AGH. Testom poddano wybrane odcinki rdzeni wiertniczych pochodzące z obu kopalń soli. Ogółem badania wytrzymałościowe wykonano na 108 próbkach soli kamiennych i skał płonnych, z tego próbom wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie poddano 58 próbek, a wytrzymałości na rozciąganie 26 próbek. Testy dla próbek z kopalni Siedlec zostały przeprowadzone w latach 1986 – 1987 na zlecenie zarządcy tego obiektu (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). Z kolei próbki ze złoża Łęzkowice zbadano w 2006 roku, pochodziły one z otworów kontrolnych wywierconych w latach 2003 – 2005. Wyznaczono następujące parametry:

- a) ciężar objętościowy  $\gamma$ ,
- b) wytrzymałość na ściskanie  $R_c$ ,
- c) wytrzymałość na rozciąganie  $R_r$ ,

- d) moduł odkształcalności podłużnej (moduł Younga)  $E$ ,
- e) współczynnik odkształcalności poprzecznej (liczba Poissona)  $\nu$ .

Przed przestąpieniem do badań odcinki rdzeni poddano obróbce w celu uzyskania pożądanych rozmiarów. Do testu wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie użyto próbek walcowych o stosunku wysokości do średnicy równym około 2 (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). W przypadku złoża Łęzkowice zależność ta nie była możliwa do spełnienia i stosunek ten wynosił od 1 do 1,6. Natomiast na potrzeby badania wytrzymałości na rozciąganie  $R_r$  przygotowano próbki o proporcjach 0,5 – 1,0.

Wytrzymałość na ściskanie i rozciąganie badano w prasie hydraulicznej, mierząc za pomocą czujników tensometrycznych odkształcenia próbek z dokładnością do 0,01 mm, przy czym w testach na rozciąganie zastosowano metodę poprzecznego ściskania tzw. brazylijską (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

#### 7.1.2 Parametry skał serii solnej ze złoża Siedlec-Moszczenica.

Górotwór solny nie jest ośrodkiem jednorodnym a zmienność budowy serii solnych, ich historia geologiczna i głębokość zalegania są powodem zróżnicowania własności mechanicznych skał. Generalnie, wytrzymałość skał zależy od ich składu mineralogicznego, kształtu i wielkości ziaren, rodzaju spoiwa i łupliwości (Flisiak D., Lisowski R., 2004). Zmiany każdego z tych parametrów rzutują na własności wytrzymałościowe skały.

Wartości wytrzymałości na ściskanie, wytrzymałości na rozciąganie, modułu odkształcalności podłużnej (moduł Younga) oraz współczynnika odkształcalności poprzecznej (liczba Poissona) uzyskane dla próbek z kopalni Siedlec przedstawiono w tabeli 7.1.2.1. Zostały one zestawione według rodzajów petrologicznych soli i skał płonnych. Określenie modułu Younga i liczby Poissona jest uzasadnione w przedziale naprężeń, w których odpowiednie charakterystyki są najbardziej zbliżone do linii prostej (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). Dla prób soli z kopalni Siedlec granicą plastyczności jest naprężenie wynoszące do 35% wartości maksymalnych. Powyżej tej granicy wzrostowi naprężeń towarzyszy znaczny przyrost odkształceń poprzecznych i objętościowych, będący wyrazem postępującej dezintegracji skały. Granica ta dla soli została wyznaczona na podstawie prób obciążania i odciążania próbek (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). W przypadku skał płonnych parametry te zostały obliczone w przedziale od 20 do 80%  $R_c$  według norm ISRM (International Society for Rock Mechanics).

Tab. 7.1.2.1 Parametry fizyko-mechaniczne soli i skał płonnych kopalni Siedlec.

(wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

Próbka	Ciężar objętościowy $\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	Wytrzymałość na ściskanie Rc [MPa]	Moduł Younga E [MPa]	Liczba Poissona $\nu$	Wytrzymałość na rozciąganie Rr [MPa]
Sól średnioziarnista szara i biała	22,21-21,74	28,79	894,65	0,11	1,40
		30,58	1715,75	0,22	1,56
					1,86
					2,01
					2,22
Sól średnioziarnista szara	20,65-21,74	19,10	2919,73	0,21	1,53
		22,17	2108,60	0,25	
		36,52	1870,57	0,22	
Sól kryształowa	20,63-22,18	17,29	1153,28	0,28	1,41
		29,36	2101,56	0,15	1,71
Sól pasiasta	20,74-22,11	25,41	2252,26	0,18	1,84
		25,46	3127,24	0,27	1,21
		29,60	2101,68	0,21	1,39
		31,33	982,01	0,40	
Sól drobnoziarnista szara i biała	21,43-23,27	20,87	1414,69	0,30	1,57
		24,40	2086,59	0,44	
		26,88	1830,87	0,45	
		29,26	1642,66	0,07	
		29,71	2092,00	0,21	
Sól średnioziarnista z iłowcem	20,65-21,84	5,31	738,59	0,35	brak
		8,87	926,43	0,12	
		14,15	3041,80	0,34	
		16,86	3548,76	0,10	
		30,06	1588,00	0,19	
Iłowiec z anhydrytem	23,76-26,15	12,24	1179,08	0,38	0,89
		13,00	4146,40	0,46	4,16
					1,23
Iłowiec z gronami anhydrytu	24,81-26,08	27,55	3405,40	0,14	1,62
		39,35	7925,44	0,18	
Piaskowiec anhydrytowy	24,71-25,80	23,12	5701,26	0,27	3,91
					6,41
Iłowiec szary	18,92-20,65	1,37	411,59	0,08	0,35
		4,24	883,22	0,15	

Jak wynika z powyższego zestawienia, przebadane (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987) próbki cechują się znacznym zróżnicowaniem wszystkich parametrów. Dotyczy to zarówno ogółu, jak i poszczególnych rodzajów petrologicznych skał serii solnej.

W związku z tym, przeprowadzenie analizy statystycznej otrzymanych wyników wydaje się nieuzasadnione. Obliczenie średnich wartości każdego parametru dla poszczególnych rodzajów petrologicznych próbek również jest obarczone błędem, ponieważ przedział analizowanych wartości jest bardzo szeroki. Szczególnie dużą zmienność obliczonych parametrów wykazuje (Tab. 7.1.2.1) sól średnioziarnista szara i sól średnioziarnista z iłowcem. Rozbieżności te mogą wynikać ze zróżnicowania petrologicznego próbek w obrębie poszczególnych, wydzielonych dla potrzeb badania grup. Różnice mogą dotyczyć zawartości materiału terygenicznego, jego formy występowania (np. warstwy, smugi), ilości i jakości domieszek oraz rodzaju i natężenia procesów tektonicznych, jakim poddane zostały badane skały.

Na podstawie otrzymanych parametrów (Tab. 7.1.2.1) można wywnioskować, że na własności wytrzymałościowe soli w pierwszym rzędzie wpływa zawartość materiału terygenicznego. Jej wzrost podnosi wytrzymałość na ściskanie i rozciąganie. Natomiast uziarnienie ma znaczenie drugorzędne. Ponadto dla soli udział odkształceń poprzecznych jest większy niż dla skał płonnych, co wynika z plastycznych własności soli. Należy podkreślić, że przeprowadzenie bardziej szczegółowej analizy nie jest możliwe ze względu na brak w opracowaniu dokładniejszych opisów petrologicznych próbek. Jest to jednak uzasadnione, ponieważ opisane badania zostały wykonane zgodnie z obowiązującymi normami dla celów przemysłowych (rozpoczęcie eksploatacji).

### 7.1.3. Parametry skał serii solnej złoża Łęzkowice.

W złożu Łęzkowice zakończono eksploatację soli kamiennej i przeprowadzono prace zabezpieczające. Próbkę do badań wytrzymałościowych pozyskano z rdzeni pochodzących z otworów kontrolnych. W czasie doboru materiału starano się zwracać uwagę na różnorodność odmian petrologicznych soli i skał płonnych oraz na ich związek z tektoniką. Z powodu braku wystarczającej ilości materiału, próbki poddano jedynie badaniom wytrzymałości na ściskanie. Na podstawie tego badania obliczono moduł odkształcalności podłużnej i współczynnik odkształcalności poprzecznej. Próbkę sfotografowano przed i po badaniach oraz sporządzono wykresy deformacji osiowych i objętościowych. Wszystkie te dane zestawiono w postaci kart informacyjnych dla każdej próbki oraz zbiorczo według rodzajów petrologicznych w tabeli (Tab. 7.1.3.1). Ze względu na przynależność do tej samej serii solnej i podobną litologię, granicę plastyczności dla soli przyjęto w tym samym zakresie,

co dla złoża Siedlec. Parametry dla skał płonnych również zostały obliczone w przedziale od 20 do 80% Rc według norm ISRM.

Tab. 7.1.3.1 Parametry fizyko mechaniczne soli i utworów płonnych złoża Łęzkowice.

Nr	Opis	Ciężar objętościowy $\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	Wytrzymałość na ściskanie Rc [MPa]	Moduł Younga E [MPa]	Liczba Poissona $\nu$
6	Sól kamienna szara i biała liniowana iłowcem, średnioziarnista, laminy iłowca są pofałdowane a ich grubość jest zmienna, występują grona anhydrytu o wielkości 1-0,2 cm, widoczne kierunkowe ułożenie ziarn.	21,71	37,96	2023,37	0,15
12	Sól kamienna szara i biała liniowana iłowcem, średnio, grubokrystaliczna, widoczna wyraźna granica (40 <sup>0</sup> ) pomiędzy tymi dwoma rodzajami soli, laminy iłowca są pofałdowane i mają zmienną grubość.	21,36	34,54	992,10	0,11
1	Sól kamienna szara od średnio do gruboziarnistej ze szczeliną, występują skupienia iłowca i grona anhydrytu, widoczne kierunkowe ułożenie ziaren.	21,85	33,57	1144,52	0,10
14	Sól szara drobno i średnioziarnista, widoczna kierunkowość ułożenia ziaren.	21,94	38,74	719,38	0,04
16	Sól szara średnioziarnista, widoczne kierunkowe ułożenie ziarn.	22,77	41,09	2782,82	0,16
19	Sól kamienna drobnoziarnista, szara z gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm, widoczne kierunkowe ułożenie ziaren.	22,00	32,49	834,90	0,30
13	Sól kamienna jasnoszara, różnokrystaliczna z gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm.	20,58	24,01	1652,30	0,29
9	Sól kamienna jasnoszara, różnokrystaliczna, ze smugami i skupieniami iłowca oraz gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm, występuje kierunkowe ułożenie ziaren.	21,16	28,63	1497,12	0,14
11	Sól kryształowa, przestrzeń między kryształami halitu wypełnia iłowiec i grona anhydrytu o średnicy 2-15 mm.	21,31	30,09	1636,96	0,10
7	Sól pasiasta drobno i średnioziarnista.	21,64	36,36	2849,32	0,10
8	Sól pasiasta średnioziarnista, pasy mają nieregularną grubość a ich granice są nieregularne.	21,35	30,33	2017,71	0,11
2	Ílowiec anhydrytowy, występują żyły gipsu włóknistego o grubości 1-2cm.	21,92	31,37	13229,97	0,12
3	Ílowiec szary, laminowany anhydrytem, występują również warstwy anhydrytu trzewiowego.	21,92	31,38	3756,82	0,01
15	Ílowiec anhydrytowy z anhydrytem trzewiowym o miąższości 1-5 cm.	23,84	45,64	11004,23	0,10
4	Piaskowiec szary anhydrytowy, występują konkretje anhydrytu o wielkości od 2 do 0,5 cm.	25,33	59,34	10608,98	0,17
10	Piaskowiec szary z gronami anhydrytu, miejscami występują warstwy trzewiowca.	25,35	49,31	13274,78	0,12

Podobnie jak dla złoża Siedlec, zaobserwowano wpływ zawartości materiału terygenicznego na wytrzymałość na ściskanie. Znaczenie ma nie tylko jego ilość, ale również forma występowania. Wytrzymałość soli najbardziej podnosi się, jeśli występuje on w postaci rozproszonej w kryształach (próbka 16). Jeżeli stanowi otoczenie kryształów, występuje na ich granicach lub tworzy smugi, również wpływa dodatnio na własności wytrzymałościowe. Natomiast laminy materiału terygenicznego, głównie iłowca nie zawsze podnoszą wytrzymałość na ściskanie. Na granicy pomiędzy nimi a solą może dochodzić do rozwarstwień, które osłabiają próbkę. Należy zaznaczyć, że wpływ na rozwarstwiania ma przede wszystkim kierunek działania siły niszczącej próbkę (Schultze O. et al., 2001). W przypadku, kiedy jest on równoległy do laminacji osłabia wytrzymałość i powoduje rozwarstwiania (próbka 12) natomiast, jeśli jest prostopadły, podnosi wytrzymałość (próbka 6).

W skałach solnych uziarnienie nie ma tak znaczącego wpływu na wytrzymałość jak w przypadku skał wulkanicznych. Stwierdzono, że najmniejszą wytrzymałością cechują się próbki różnoziarniste o wielkości ziarn od drobno do grubokrystalicznych (próbki 9 i 13). W pozostałych przypadkach wytrzymałość maleje ze wzrostem wielkości ziarn.

Interesująco wysoka jest wytrzymałość soli wykazujących kierunkowe ułożenie ziarn (próbki 14, 16, 19). Wydaje się, że procesy tektoniczne, które przyczyniły się takiego ułożenia ziarn spowodowały wzmocnienie soli poprzez idealne dopasowanie kryształów lub częściową rekrytalizację. Natomiast obecność kruchych deformacji w badanych utworach osłabia ich wytrzymałość (próbka 1).

Wśród skał płonnych największą wytrzymałością cechują się piaskowce z gronami anhydrytu. Ich wytrzymałość podobnie jak iłowców, osłabiają warstwy i smugi trzewiowca oraz gipsu włóknistego. Granice pomiędzy nimi a iłowcem lub piaskowcem są naturalnymi powierzchniami osłabień.

Zarejestrowane podczas badania i przedstawione na wykresach charakterystyki odkształceń osiowych, poprzecznych i objętościowych cechuje nieliniowość w całym zakresie naprężeń. Próg makrodylatacji pojawia się przy naprężeniach osiowych wynoszących od 8,4 do 14,4 MPa, czyli około 35% Rc. W tym przedziale wszystkie charakterystyki są najbardziej zbliżone do linii prostej. Powyżej tego progu następuje postępująca dezintegracja próbki i coraz większy przyrost wszystkich odkształceń.

Na uwagę zasługuje charakterystyka odkształceń poprzecznych soli o kierunkowym ułożeniu ziarn (próbki 9, 14, 19). Podczas badania pary czujników

przyłożono prostopadle i równolegle do zaobserwowanej kierunkowości. Otrzymano mniejsze wartości odkształceń poprzecznych w kierunku równoległym do ułożenia ziarn.

Opisany przebieg deformacji jest charakterystyczny dla wszystkich soli, jednak poziom granicy makrodylatacji różni się dla poszczególnych serii solnych. W przypadku złóż cechsztyńskich dla soli z wysadu Dębina, próg makrodylatacji został wyznaczony (Flisiak D., Lisowski R., 2004) na poziomie 20% Rc. Jest to związane z odmiennymi warunkami zalegania, historią geologiczną oraz litologią tych serii solnych.

## **7.2 Badania reologiczne.**

Badania reologiczne są jednymi z najważniejszych testów przeprowadzanych w celu określenia fizyko-mechanicznych własności skał. Ich przydatność polega na tym, że uwzględniają one wpływ czasu na stan naprężenia i odkształcenia skał w strefie wyrobisk. Zachodzące w skałach procesy reologiczne z czasem prowadzą do obniżenia ich wytrzymałości, a tym samym zmniejszenia stateczności wyrobisk górniczych. W związku z tym, są one użyteczne zarówno w trakcie projektowania eksploatacji jak i podczas jej prowadzenia (Hobler M., 1977).

### **7.2.1 Metodyka badań.**

Badania reologiczne wykonano w latach 1986 – 1987 w Katedrze Geomechaniki, Budownictwa i Geotechniki AGH na zlecenie kopalni Siedlec. W tym podrozdziale zostanie przedstawiona metodyka i rezultaty tych prac. Podjęto także próbę reinterpretacji wyników omawianych badań.

W celu określenia reologicznych własności soli i skał płonnych ze złoża Siedlec wykonano (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987) badania pełzania oraz relaksacji w obu próbach użyto próbki walcowe o stosunku wysokości do średnicy 1:1.

Próba pełzania polegała na określeniu przebiegu odkształceń próbek w czasie przy stałych naprężeniach. W pierwszym etapie doświadczenia obciążano próbki naprężeniem wstępnym tak, aby uzyskać stałą prędkość przyrostu naprężeń wynoszącą około  $0,5 \text{ MPa min}^{-1}$ . Poziom naprężenia zmieniano w przedziale od 50 do 90% Rc. W drugim etapie mierzono zmianę przemieszczeń podłużnych próbki w czasie, przy ustalonym naprężeniu. Czas trwania obu etapów wynosił od 55 do 60 dni. Wykonano także próbę pełzania z czteroetapowym dociążeniem na poziomie kolejno 50%, 60%, 70% i 80% Rc. Czas każdego



z etapów wynosił 1200 godzin i był zbliżony do długości przebiegu prób pełzania bez dociążania. Na podstawie wyników tych badań sporządzono (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987) krzywe pełzania dla poszczególnych rodzajów soli.

Badanie na relaksację polegało na zadaniu próbce wstępnego obciążenia i odpowiadającego mu odkształcenia, które było utrzymywane na stałym poziomie. Poziom obciążenia podobnie jak w testach pełzania, wynosił od 50% do 90%  $R_c$ . Czas wykonywania tej próby wynosił od 30 do 35 dni. Otrzymane dane posłużyły do konstrukcji krzywych relaksacji dla poszczególnych rodzajów soli (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

### 7.2.2 Wyniki badań reologicznych.

Krzywe pełzania (Rys. 7.2.2.1 – 7.2.2.5) przy różnych poziomach obciążenia próbek wskazują na zależność pełzania od wielkości odkształcenia początkowego, uzyskanego w pierwszym etapie badania (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). Wysoki poziom odkształcenia początkowego skutkuje również wysokim odkształceniem końcowym (Rys. 7.2.2.2 – 7.2.2.5). Analizując krzywe pełzania można zauważyć duże zróżnicowanie wartości dla poszczególnych rodzajów soli, nawet przy tym samym poziomie odkształcenia początkowego. Różnice występują także w obrębie tego samego rodzaju soli (Rys. 7.2.2.1, 7.2.2.4, 7.2.2.5) a wynikają z faktu dużej zmienności wytrzymałości na ściskanie w obrębie badanej serii solnej oraz zawartości i dystrybucji materiału terygenicznego. Sole z dużą zawartością zanieczyszczeń pełzają wolniej niż sole czyste (Hunsche U., Hampel A., 1999). Nie stwierdzono natomiast zależności od wielkości naprężeń wstępnych. Interesujących spostrzeżeń dostarczyła próba pełzania z dociążaniem (Rys. 7.2.2.6), podczas której wzrost naprężeń w kolejnych etapach obciążania nie powodował wzrostu intensywności odkształceń. W kolejnych etapach dociążania obserwowany był dodatkowy przyrost odkształceń, jednak ich prędkość malała.

W badaniach relaksacji stwierdzono, że przyrost poziomu obciążenia próbek powoduje wzrost wartości naprężenia końcowego (Rys. 7.2.2.7, 7.2.2.8), oraz różnica między tymi wartościami jest mniejsza. Ponadto jest zależna od sztywności próbek, im próbka sztywniejsza, tym różnica mniejsza (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). Należy podkreślić, że żadna próbka nie osiągnęła poziomu pełnej relaksacji, natomiast wszystkie znalazły się w stadium pełzania nieustalonego.

### 7.3 Wpływ tektoniki na własności fizyko-mechaniczne mioceńskich soli.

Badania wytrzymałościowe i reologiczne skał mioceńskiej serii solnej wykazały różnorodny wpływ procesów tektonicznych na ich własności fizyko-mechaniczne. Jest to związane ze sposobem, w jaki skały solne ulegają deformacji pod wpływem nacisku. Proces ten składa się z dwóch faz oddzielonych granicą dylatacji (Schulze O. et al., 2001). Poniżej tej granicy skały solne deformują się plastycznie, natomiast po jej przekroczeniu dochodzi do rozwoju mikrospeknięć, ich propagacji, aż do zniszczenia próbki. Zjawiskom tym towarzyszy zmiana objętości, która poniżej granicy dylatacji maleje aż do momentu, gdy wszystkie speknięcia i mikrospeknięcia zostaną zamknięte (Hunsche U, Hampel A., 1999). Powyżej, rozwój speknień skutkuje wzrostem objętości. Występujące w skałach solnych powierzchnie speknień przeważnie stanowią miejsca o osłabionej wytrzymałości, jednak poniżej granicy dylatacji ich wpływ na wytrzymałość jest związany z geometrią obciążania (Schulze O. et al., 2001). Jeżeli speknięcia są ustawione równoległe do kierunku obciążania, następuje ich stopniowe otwieranie. Natomiast speknięcia przebiegające prostopadle, ulegają zaciskaniu. Dodatkowo czynnikami podwyższającymi plastyczność soli w kopalni są: wilgotność powietrza oraz cieczy z inkluzji ciekłych znajdujących się w solach (Schulze O. et al., 2001).

Jak wspomniano wcześniej, sole o kierunkowym ułożeniu ziaren są efektem działania sił tektonicznych i naprężeń panujących w górotworze. Ich podwyższone parametry wytrzymałościowe mogą być efektem wzmacniania się soli pod wpływem działania naprężeń o wartości do 3 MPa, a także towarzyszącej temu procesowi rekrytalizacji (Peach C.J. et al., 2001). Prowadząc długotrwałe badania wytrzymałościowe soli (650 dni) wykazano (Berest P. et al., 2005), że w przedziale naprężeń od 0,02 do 3 MPa proces rozpuszczania pod ciśnieniem jest najbardziej efektywny, natomiast powyżej tej granicy dominuje propagacja speknień i ślizganie. Ponadto proces ten jest bardziej efektywny w obecności wilgoci (Carter N.L., Hansen F.D., 1983).

Reasumując, granicę dylatacji można określić, jako długotrwałą barierę bezpieczeństwa, zależną od warunków naprężenia, jego geometrii, prędkości obciążania i litologii skał. Zaangażowanie tektoniczne soli, jak wykazano powyżej, ma także znaczący wpływ. W przypadku złóż mioceńskich wartość tej granicy została określona na poziomie 35%  $R_c$  (Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987). Jednak możliwość prognozowania stateczności wyrobisk w mioceńskich kopalniach soli wymaga przeprowadzenia dalszych badań. Szczególnie przydatnych wyników mogą dostarczyć długotrwałe testy pełzania różnych typów soli.

## **8. Współczesna aktywność górotworu solnego.**

### **Przejawy współczesnych ruchów tektonicznych w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka.**

W wyrobiskach kopalni soli Bochnia i Wieliczka można zaobserwować wiele zjawisk związanych ze współczesną aktywnością górotworu, których przyczyny są związane z obecnością wyrobisk górniczych. Należą do nich m.in. łamanie drewnianej obudowy, zaciskanie wyrobisk górniczych, rozwarstwienia stropu, systemy szczelin rozwartych. Bezpośredni wpływ na wymienione zjawiska mają czynniki geologiczne i górnicze. Wśród czynników geologicznych ważną rolę odgrywają: tektonika danego rejonu kopalni, miąższość warstwy, jej kąt zapadania, obecność nieciągłości tektonicznych, spękań oraz przerostów płonnych. Z kolei do czynników górniczych można zaliczyć: kształt i rozmiary wyrobisk, ich gęstość i ułożenie w stosunku do układu warstw.

Istnieją również przesłanki wskazujące na współczesną aktywność górotworu karpackiego (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006), należą do nich: nierównomierne tempo zaciskania wyrobisk przebiegających prostopadle i równoległe do rozciągłości złoża, wygięcie włókien w obrębie żył halitu włóknistego, pozycja tektoniczna i charakter niektórych powierzchni nieciągłości.

Charakterystyczną cechą komór w kopalni bocheńskiej jest ich duża wysokość i długość w porównaniu z szerokością oraz przebieg dłuższych osi zgodny z rozciągłością złoża. Kształt ten jest wynikiem przyjętego w początkowym okresie funkcjonowania kopalni systemu eksploatacji, który polegał na wybieraniu tylko warstw najczystszej soli. Taki sposób eksploatacji spowodował powstawanie systemu spękań i szczelin rozwartych w bezpośrednim sąsiedztwie komór (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Szczeliny rozwarte można zaobserwować w wyrobisku od południa sąsiadującym z komorą Stanetti (Fot. 8.1.1), w kaplicy św. Kingi (Fot. 8.1.2) i w rejonie podłużni Wernier (Fot. 8.1.3). We wszystkich przypadkach systemy szczelin rozwartych wykorzystują powierzchnie uławiczenia jako miejsca o osłabionej wytrzymałości.

Kolejnym przejawem współczesnej aktywności górotworu solnego w kopalni bocheńskiej jest łamanie drewnianej obudowy, będące wynikiem zaciskania wyrobisk górniczych. Przykłady tego zjawiska widoczne są w ostatnio przebudowywanym rejonie zejścia Lichtenfels prowadzącym od poziomu August do poziomu Sienkiewicz (Fot. 8.1.4 i 8.1.5) oraz w komorze Stanetti (8.1.6 i 8.1.7). Rejon zejścia Lichtenfels był

eksploatowany od końca XVIII wieku do lat 60-tych XIX wieku, natomiast komora Stanetti w połowie XIX wieku. W obu wyrobiskach większość podpór i bon uległa zniszczeniu pod wpływem nacisku górotworu. Na podstawie wielkości powstałego skrócenia drewnianych elementów w komorze Stanetti dokonano oszacowania tempa konwergencji w kopalni bocheńskiej (Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Przyjmując, że długość podpór i bon zmniejszyła się o wartość od 40 do 80 cm (przy pierwotnej długości wynoszącej od 1,5 do 2 m) i wiek komory wynosi około 150 lat, tempo konwergencji zostało oszacowane w przedziale od 3 do 6 mm/rok.

W kopalni bocheńskiej, szczególnie w rejonie tzw. „Starych Gór” (wschodnia, najstarsza część kopalni) oraz w podłużni August (poziom August) w pobliżu szybu Campi, można zauważyć całkowicie zaciśnięte wyrobiska górnicze. Rejon „Starych Gór” związany jest z początkowym okresem eksploatacji kopalni (przed początkiem XVII wieku), natomiast szyb Campi osiągnął głębokość poziomu August w XVIII wieku. Zaciśnięte wyrobiska mają formę brekcji składającej się z okruchów skał płonnych lub zanieczyszczonych soli z kawałkami drewna będącymi resztkami dawnej obudowy (Fot. 8.1.8). Okruchy skał i soli stanowią podsadzkę, którą wypełniano wyrobisko po zakończeniu eksploatacji. Szerokość opisanych śladów po wyrobiskach zawiera się w granicach kilkudziesięciu cm, rzadko dochodzi do 1m. W przypadku wyrobisk, które nie zostały podsadzone, waha się od kilku do kilkudziesięciu cm (Fot. 8.1.9). Przyjmując wiek całkowicie zaciśniętych wyrobisk w rejonie szybu Campi na 400 lat i pierwotną szerokość wyrobiska na 1,5 m, tempo zaciskania komór określono (Toboła T., Bezkorowajny A., 2006) na 4 – 5 mm/rok.

Tempo zaciskania wyrobisk w kopalni bocheńskiej różni się w zależności od części kopalni oraz lokalizacji wyrobiska w stosunku do rozciągłości złoża. Na pierwszy czynnik wpływ mają warunki geologiczne oraz odprężenie górotworu wywołane wcześniejszą eksploatacją sąsiednich wyrobisk. Z kolei odmienne tempo zaciskania wyrobisk prostopadłych i równoległych do rozciągłości złoża przemawia za wpływem tektonicznego nacisku ze strony Karpat (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Ilustracją tego zjawiska jest podłużnia Wernier (Fot. 8.1.10, 8.1.11), która przebiega wzdłuż rozciągłości złoża w kierunku W-E wraz z przylegającymi do niej poprzecznikami wykonanymi w kierunkach północnym i południowym. Podłużnia na całej swej długości ulega zaciskaniu, a stan poprzeczników pozostaje prawie bez zmian. Proces ten zachodzi również w rejonie szybu Trynitis w pobliżu, którego zagęszczenie wyrobisk górniczych jest niewielkie. Poprzecznik prowadzący od szybu do podłużni

August został obudowany drewnianą obudową przed I wojną światową (Fot. 8.1.12). Przylegający do niego odcinek podłużni August został zabudowany w późniejszym czasie (Fot. 8.1.13). Pomimo tego, obudowa podłużni August uległa znacznym deformacjom, podczas gdy belki w poprzeczniku przetrwały w prawie nienaruszonym stanie.

Innym przejawem współczesnej aktywności górotworu karpackiego zaobserwowanym w bocheńskich wyrobiskach może być wygięcie włókien w żyłach halitu włóknistego (Fot. 8.1.14). Żyły te wypełniają powierzchnie nieciągłości tektonicznych w utworach płonnych złoże. Charakterystykę tych żył przedstawiono w rozdziale 5.1 niniejszej pracy. Wygięcie włókien świadczy o przemieszczeniach mas skalnych rzędu kilku lub kilkunastu cm.

Na ociosach kopalni bocheńskiej można zaobserwować także nieciągłości tektoniczne, które powstały po uformowaniu się złoże. Świadczy o tym ich prostoliniowy przebieg i niedostosowane do stylu fałdowania otaczających utworów (Fot. 8.1.15). Spotykane są także powierzchnie nieciągłości, które przecinają i przesuwają żyły soli włóknistej utworzone po ostatecznym uformowaniu się złoże (Fot. 8.1.16).

W kopalni wielickiej sposób prowadzenia eksploatacji różnił się od tego stosowanego w złoże bocheńskim. Wynika to nie tylko z odmienności budowy geologicznej obydwu złożeń, ale także z różnej głębokości ich zalegania. W początkowym okresie eksploatacji złoże wielickiego wyrobiska były prowadzone w sposób chaotyczny, dopiero pod koniec XVIII wieku rozpoczęto budowę systemu podłużni i poprzeczni. W związku z tym, kształt i wielkość komór jest efektem przyjętego sposobu eksploatacji oraz budowy geologicznej złoże. W części bryłowej złoże rozmiary komór dostosowywano do wielkości drażonych brył. Z tego względu szerokość komór jest znacznie większa od długości. Natomiast w części pokładowej złoże komory są wysokie, a ich kształt odzwierciedla formę łusek soli spizowej i sposób ułożenia warstw.

Podobnie jak to zostało przedstawione dla złoże bocheńskiego, w kopalni wielickiej również obserwuje się zjawiska związane ze współczesną aktywnością górotworu, do których należą: zaciskanie wyrobisk, niszczenie drewnianej obudowy, obrywy skał, występowanie szczelin rozwartych. Inaczej niż w kopalni bocheńskiej, zjawiska te występują nierównomiernie w obrębie złoże i trudno jest wyznaczyć generalny kierunek ich nasilenie czy słabnięcia. W niektórych rejonach kopalni, gdzie wyrobiska zostały wykonane w XVIII i XIX wieku ich stan pozostaje nienaruszony nawet bez zastosowania obudowy. Przeciwnie w znacznie młodszych wyrobiskach dochodzi do obrywów czy

odspojień (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Nierównomierność zaznacza się także w skali pojedynczego wyrobiska. Ilustracją tego stwierdzenia mogą być zabudowane w XVIII i XIX poprzecznie Gruszczyn i Kotoń oraz podłużnie Franciszek (Fot. 8.1.17 i 8.1.18). We wszystkich wymienionych wyrobiskach kilkudziesięciometrowe odcinki obudowy nie przejawiają śladów niszczenia. Pomimo tego, można jednak wyodrębnić fragmenty gdzie obudowa uległa pęknięciu a nawet złamaniu, któremu towarzyszą obrywy skał z ociosów (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006).

Występowanie obrywów skalnych jest częstym zjawiskiem w kopalni wielickiej, które jest związane głównie ze strefami przerostów iłowych (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Obecność śladów zlustrowań w utworach iłowca może wskazywać na związek obrywów ze strefami tektonicznymi, nieciągłościami a niekiedy miejscami kontaktu pomiędzy częścią bryłową i pokładową złoża.

Obrywy i odspojenia mas skalnych można zaobserwować także w wyrobiskach komorowych kopalni wielickiej. Ich występowanie wiąże się z pozostawioną wokół nich cienką skorupą solną (Fot. 8.1.19, 8.1.20), która ulega odspojeniu na granicy ze skałami otaczającymi (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Częstym zjawiskiem jest również tworzenie systemów szczelin rozwartych w wyrobiskach sąsiadujących z komorami (Fot. 8.1.21). Szerokość szczelin podobnie jak w kopalni bocheńskiej waha się od kilku do kilkunastu cm.

Tempo konwergencji w kopalni wielickiej można określić jako znacznie mniejsze niż w kopalni bocheńskiej (Toboła T., 2004, Toboła T., Bezkorowajny A., 2006). Dowodzi tego fakt, że bardzo stare wyrobiska wielickie, zaznaczone na najstarszych mapach kopalni<sup>2</sup> nie uległy całkowitemu zaciśnięciu, podczas gdy w kopalni bocheńskiej przynajmniej o sto lat młodsze wyrobiska zaciśnęły się całkowicie. Stąd średnią prędkość konwergencji dla kopalni wielickiej można przyjąć jako niższą niż 3 mm/rok.

W związku z powyższym, w kopalni wielickiej nie widać także wyraźnych przejawów współczesnej aktywności górotworu karpackiego. Zaobserwowano jedynie występowanie wygięcia włókien halitu włóknistego. Ponadto wygięcie jest znacznie mniejsze i rzadziej spotykane niż w przypadku kopalni bocheńskiej.

---

<sup>2</sup> Najstarsza zachowana mapa kopalni wielickiej, została wykonana w 1638 roku przez Marcina Germana. Obecnie znajduje się w zbiorach Muzeum Żup Krakowskich.

## Konwergencja, jako miara odkształceń górotworu solnego.

Ogólnie znanym zjawiskiem, występującym w złożach soli, jest proces zaciskania wyrobisk kopalnianych. Proces ten zachodzi pod wpływem naprężeń a jego przebieg i efekty zależą od warunków geomechanicznych panujących w górotworze. Mierzalnym przejawem tego procesu jest konwergencja (Kortas G., 2001), która polega na zmianie wymiarów pustki w wyniku jej zaciskania. W geomechanice konwergencję określa się, jako ujemny przyrost odległości między ścianami wyrobiska. Im większy moduł konwergencji, czyli jej bezwzględna wartość, tym wyrobisko ulega większemu zaciskaniu. Prędkość konwergencji zmienia się w czasie.

Proces zaciskania podziemnych wyrobisk kontroluje się bezpośrednio poprzez pomiar konwergencji liniowej  $k$ . Mierzy się różnicę długości bazy  $k = l_2 - l_1$ , którą stanowią dwa punkty położone na przeciwległych ścianach wyrobiska (Rys. 8.2.1), przemieszczające się w czasie  $\Delta t$ . Zakładając, że  $l_2 < l_1$  i punkty przemieściły się wzdłuż kierunku pomiaru o wartości  $a > 0$  i  $a' < 0$ , konwergencja liniowa (Rys. 8.2.1) wyniesie  $k = a - a'$  (Kortas G., 2001).

W praktyce pomiar konwergencji liniowej polega na mierzeniu odległości między znakami umieszczonymi w stropie i spągu lub między bocznymi ścianami wyrobiska. Różnica przemieszczeń stropu i spągu daje konwergencję pionową, natomiast przeciwległych odciosów konwergencję poziomą. Z otrzymanych w poszczególnych pomiarach różnic odległości oblicza się konwergencję liniową. Na podstawie konwergencji liniowej można pośrednio uzyskać konwergencję powierzchniową i objętościową (Kortas G. red, 2004).

Uzyskanie pełnego obrazu odkształceń górotworu jest możliwe nie tylko na podstawie pomiarów odkształceń występujących w komorach, ale również dzięki obserwacjom wykonywanym w otoczeniu szybów kopalnianych. W otoczeniu szybów kopalnianych występują naprężenia, które powodują ich zaciskanie. Pozioma konwergencja wyznaczana na poszczególnych głębokościach jest miarą wspomnianego zaciskania. Badanie rozkładu konwergencji daje najlepszy efekt, gdy szyb został wykonany w formie cylindrycznej. Jeżeli znany jest początkowy stan szybu, to wykonany po kilkunastu czy kilkudziesięciu latach pomiar ujawni zachodzące w tym czasie deformacje. Na podstawie tych deformacji można wyznaczyć przemieszczenia i odkształcenia szybu. Jedną ze stosowanych metod jest wyznaczanie zmian położenia poziomych konturów szybu na poszczególnych głębokościach. Jednocześnie obserwuje się zmiany kształtu poziomych konturów szybu z kołowego na eliptyczny (Kortas G., 2003).

Opisane powyżej metody pomiaru konwergencji i obserwacji jej zmienności w czasie pozwalają na określenie ruchu górotworu solnego oraz kontrolę jego odkształceń. Mają one znaczenie nie tylko dla utrzymania bezpieczeństwa w kopalniach, ale także dla zachowania w możliwie nienaruszonym stanie zabytkowych wyrobisk.

### **Konwergencja w kopalni soli Bochnia.**

W kopalni bocheńskiej obecne tempo zaciskania wyrobisk kopalnianych można ocenić na podstawie pomiarów konwergencji. Pomimo faktu, iż pierwsze pomiary konwergencji w wyrobiskach były wykonywane już w 1980 roku, początek regularnych obserwacji można przyjąć na 1993 rok. Rozpoczęto wtedy pomiary w komorze Ważyn, później w 1994 roku w kaplicy św. Kingi, a od 2001 roku obserwacje rozszerzono włączając kilka wyrobisk będących częścią trasy turystycznej. Bazy pomiarowe są zlokalizowane na głębokości od 212 do 386 m ppt. Pomiary są wykonywane, co kilka miesięcy, jednak cechuje je duża nieregularność w poszczególnych komorach (od 3 do 12 miesięcy).

Do scharakteryzowania konwergencji w kopalni bocheńskiej wybrano komory, w których pomiary konwergencji są prowadzone od co najmniej pięciu lat. Wyniki tych pomiarów zostały zestawione w formie wykresów, natomiast lokalizację baz pomiarowych w wyrobiskach przedstawiono na rysunkach.

Komorę Ważyn, w której pomiary zostały rozpoczęte najwcześniej, cechuje znaczna długość (255,0 m) w stosunku do szerokości (6,2 m). Komorę podzielono na siedem przekrojów usytuowanych w różnych częściach komory (Rys. 8.3.1), każdemu z nich odpowiada jedna baza pomiarowa. W każdym przekroju prowadzone są pomiary trzech wysokości i jednej długości (z wyjątkiem przekroju II, gdzie wykonywane są dwa pomiary wysokości).

W omawianej komorze w latach 1993-2006 wartości konwergencji pionowych przy ociosie północnym wynoszą od -15,4 (baza VII) do -25,8 (baza III) mm rocznie, przy średniej -19,3 mm na rok<sup>3</sup> (Rys. 8.3.2). Natomiast przy ociosie południowym konwergencja pionowa w tym samym okresie czasu jest mniejsza i zawiera się w przedziale od -7,5 (baza V) do -21,8 (baza I) mm na rok (Rys. 8.3.3), ze średnią -13,5 mm rocznie.

Natomiast konwergencję pionową w środku komory cechują wyższe wartości (Rys. 8.3.4) niż pomierzone przy ociosach. Maksymalne tempo konwergencji jest osiągane w bazie

---

<sup>3</sup> Średnia została obliczona na podstawie pomiarów konwergencji w latach 1993-2006, dla odcinków pomiarowych zlokalizowanych przy ociosie północnym komory we wszystkich bazach.



II (-26,8 mm na rok), a minimalne w bazie VII (-18,3 mm na rok). Średnia dla tego odcinka komory Ważyn wynosi -22,3 mm rocznie.

We wszystkich opisanych powyżej rejonach komory Ważyn, zaznacza się tendencja wzrostu prędkości konwergencji pionowej w kolejnych okresach pomiarowych, co jest szczególnie widoczne dla bazy I (ocios północny), bazy VI (ocios południowy) oraz bazach od I do III w środku komory.

Komora Ważyn szybciej zaciska się w kierunku pionowym niż poziomym (Rys. 8.3.5). Wskazują na to średnie roczne wartości konwergencji pionowej i poziomej obliczone dla lat 1998-2006. Należy podkreślić, że tempo konwergencji w obu kierunkach jest szybkie. Najlepszą ilustracją tego faktu jest stwierdzenie, że w ciągu 18,1 miesiąca ubywa 1% objętości komory Ważyn (Kortas G., 2004).

Kaplica św. Kingi, jedna z głównych atrakcji kopalni bocheńskiej, jest wyrobiskiem o nieregularnym kształcie. Maksymalna długość tej komory wynosi 26,2 m, szerokość 18,2 m a wysokość 6,5 m. Pomiary konwergencji są obecnie prowadzone w 10 odcinkach pionowych i 28 odcinkach poziomych (Rys. 8.3.6).

Prędkość konwergencji pionowej w kaplicy jest znacznie niższa niż w komorze Ważyn i wynosi średnio -6,9 mm na rok (Rys. 8.3.7). Najwyższe wartości osiąga na odcinkach pomiarowych 16 – 16' (średnio -10,5 mm rocznie), 11 – 11' (średnio -10,3 mm rocznie) oraz 14 – 14' (średnio -10,0 mm rocznie), które zlokalizowane są w środkowej części komory (Rys. 8.3.5). Północną część komory (ołtarz) cechują niskie wartości konwergencji średnio od -3,1 mm rocznie.

Natomiast w kierunku poziomym kaplica zaciskała się średnio z prędkością -5,5 mm rocznie w latach 1998-2006. Zaznacza się również wyraźna różnica pomiędzy pomiarami wykonywanymi wzdłuż kierunku N - S (dłuższej osi komory), a tymi w kierunku W-E. Prędkość konwergencji mierzona wzdłuż kierunku N - S np. na odcinku 2 – 18, wynosi średnio -10,5 mm na rok (Rys. 8.3.8), a w kierunku W – E np. na odcinkach 3 – 4 (średnio -3,7 mm na rok) lub 20 – 21 (średnio -3,2 mm na rok).

Generalnie tak jak w dla komory Ważyn konwergencja pionowa w kaplicy przeważa nad poziomą. Pomimo tego, że tempo konwergencji w kaplicy św. Kingi jest znacznie niższe niż w komorze Ważyn to w ciągu 5,5 lat zostaje utracony 1% jej objętości (Kortas G., 2004).

W komorach kieratów Rabsztyńskiego i Ważyńskiego oraz komorach Stajnia i Kołdras, pomiary konwergencji rozpoczęto w 2001 roku. Wszystkie wymienione wyrobiska wchodzi w skład trasy turystycznej. Ilość odcinków pomiarowych dla każdej z nich jest mniejsza niż w komorach powyżej opisanych.

Pomiary konwergencji w komorze kieratu Gaplowego prowadzi się wzdłuż jednego odcinka pionowego i dwóch poziomych. Średnia roczna prędkość konwergencji pionowej w latach 2001-2006 wynosiła średnio -11,5 mm na rok. Średnie tempo konwergencji poziomej jest równie wysokie jak pionowej, jednak wartości dla poszczególnych odcinków są różne i mieszczą się w przedziale od -6,6 do -16,5 mm na rok, przy czym są one wyższe w kierunku N-S (Rys. 8.3.9).

W komorze kieratu Ważyńskiego konwergencję mierzy się na trzech odcinkach pionowych i dwóch poziomych. Pomimo, że wartości konwergencji pionowej wzdłuż wszystkich odcinków pomiarowych są podobne (Rys. 8.3.10) i wynoszą średnio od -3,8 do -3,9 mm rocznie, dla konwergencji poziomej nie są one tak wyrównane. Widoczna jest różnica pomiędzy odcinkami pomiarowymi, dla których konwergencja pozioma osiąga wartości -2,5 i -5,5 mm rocznie. Zauważalna jest znacznie mniejsza wartość konwergencji w porównaniu z poprzednio opisanymi wyrobiskami, ale również zaznacza się różnica wartości pomiędzy kierunkiem N-S i W-E.

Pomiary konwergencji dla komory Stajnia wykonywane są wzdłuż jednego odcinka pionowego i pięciu poziomych (Rys. 8.3.11). Komora zaciska się w kierunku pionowym z prędkością -4,4 mm rocznie. Natomiast w kierunku poziomym -2,6 (odc. 3-4) do -9,1 (odc. 1-2) mm rocznie i również występuje większe zaciskanie w kierunku N-S (Rys. 8.3.12).

W komorze Kołdras konwergencję mierzy się wzdłuż dwóch odcinków pionowych i dziesięciu poziomych (Rys. 8.3.13). Należy podkreślić, że wartości konwergencji pionowej są zbieżne dla obu odcinków i wynoszą odpowiednio -13,4 (odc. 7-7') oraz -13,0 (odc. 6-6') mm rocznie. Tempo zaciskania w kierunku pionowym znacznie przewyższa wartości osiągnięte w kierunku poziomym, które wahają się od -0,3 (odc. 3-11) do -4,5 (odc. 13-4) mm na rok (Rys. 8.3.14).

Podsumowując, we większości analizowanych komór konwergencja pionowa jest intensywniejsza niż pozioma. Tempo konwergencji jest zdecydowanie największe dla komory Ważyn, a najmniejsze dla komory kieratu Ważyńskiego i Stajni. Decydującymi czynnikami w przypadku komory Ważyn są jej wymiary oraz lokalizacja na poziomie Sienkiewicz (III poziom względem szybu Campi - 259,0 m pod powierzchnią terenu oraz VIII poziom względem szybu Sutoris - 223,4 m pod powierzchnią terenu)<sup>4</sup>. W komorze kieratu Ważyńskiego i komorze Stajnia na niską wartość konwergencji wpłynęło: sąsiedztwo innych, wcześniej wydrążonych wyrobisk, co spowodowało częściowe odprężenie górotworu,

---

<sup>4</sup> Pozostałe opisane wyrobiska zlokalizowane są na poziomie August - I poziom kopalni względem szybu Campi, głębokość 212 m, VI poziom względem szybu Sutoris, głębokość 176 m.

obecność drewnianej obudowy w pobliskim rejonie podłużni August oraz przystosowanie szybika Ważyn (położonego obok komory kieratu Ważyńskiego) do ruchu windowego. W pozostałych wyrobiskach tempo procesu konwergencji jest podobne.

W związku z powyższym, na tempo zaciskania się wyrobisk w kopalni bocheńskiej wpływają następujące czynniki: rozmiar wyrobiska, sąsiedztwo innych wyrobisk, ich wiek, budowa geologiczna, głębokość położenia oraz obecność drewnianej obudowy.

Ponadto potwierdzono opisany w rozdziale 8.1 fakt, że konwergencja w kierunku N-S jest bardziej intensywna niż w kierunku W-E. Tendencja ta widoczna jest we wszystkich opisanych powyżej wyrobiskach (Tab. 8.3.1).

Tab. 8.3.1 Porównanie wartości konwergencji dla odcinków wyznaczonych w kierunkach N-S i W-E.

<b>komora</b>	<b>Odcinek wyznaczony w kierunku N-S</b>	<b>Konwergencj a pozioma w mm/rok</b>	<b>Odcinek wyznaczony w kierunku W-E</b>	<b>Konwergencj a pozioma w mm/rok</b>
<b>Św. Kingi</b>	2-18	-10,5	20-21	-3,2
<b>Kieratu Gaplowego</b>	1R-2R	-16,5	3R-4R	-6,6
<b>Kieratu Ważyńskiego</b>	1W-2W	-5,5	3W-4W	-2,5
<b>Stajnia</b>	1-2	-9,1	3-4	-2,6
<b>Koldras</b>	13-14	-4,5	3-11	-0,3

Pomiary wykonane w podłużniach także potwierdzają zróżnicowanie konwergencji w tych kierunkach (Kortas G., 2004). Na głębokości 210 m podłużnia August zaciskała się w kierunku N-S z prędkością od -5,2 do -7,4 mm/rok, natomiast poprzeczna Ważyn z prędkością -2,9 mm/rok w kierunku W-E. Niżej, na głębokości 287 m, w podłużni Podmoście szybkość konwergencji w kierunku N-S wyniosła od -7,7 do -13,4 mm/rok, natomiast w poprzeczni Ursini I -0,7 mm/rok w kierunku W-E.

W kopalni bocheńskiej przeprowadzono (Kortas G., Józefko L., 2003) także pomiary przemieszczenia poziomych konturów szybów na podstawie danych archiwalnych i współczesnych pomiarów geodezyjnych. Przemieszczenia określono na podstawie porównania obecnego stanu szybu z danymi po wykonaniu jego przebudowy. Badania wykonano dla szybów Campi, Sutoris i Trynitatis. Przyjęto, że główny wpływ na przemieszczenia miały ruchy górotworu spowodowane wpływem eksploatacji. W czasie 79 lat maksymalne poziome przemieszczenie szybu Campi w stosunku do środka szybu wyniosło 488 mm (średnio 6,2 mm/rok) (Rys. 8.3.15). Azymut przemieszczenia powierzchni względem

rzapia szybu osiągnął wartość około  $160^{\circ}$ , co oznacza, że górna część szybu przechyliła się w kierunku S-SE. W przypadku szybu Sutoris, w okresie 78 lat przemieszczenie ma mniejszą wartość 269 mm (średnio 3,4 mm/rok) (Rys. 8.3.16). Natomiast azymut przemieszczenia wyniósł około  $210^{\circ}$ , przy czym górna część szybu przesunęła się w kierunku S-W (na głębokości 105m) i N-E (na głębokości 129 m). Szyb Trinitatis cechuje najmniejsze względne przemieszczenie środka szybu w stosunku do powierzchni. Wynosi ono 82 mm (średnio 0,92 mm/rok) w okresie 89 lat (Rys. 8.3.17). Górna część szybu przesunęła się w kierunku N-W, a azymut tego przemieszczenia był równy  $345^{\circ}$ .

Przemieszczenia poziome środków szybów Campi i Sutoris spowodowane są oddziaływaniem wyrobisk górniczych (Kortas G., 2004). Szyb Trinitatis prawdopodobnie znajduje się poza strefą takiego oddziaływania, a zanotowane przemieszczenia są związane ze specyfiką utworów budujących górną część otoczenia szybu.

### **Konwergencja w kopalni soli Wieliczka.**

Pierwsze bazy do pomiaru konwergencji w kopalni soli Wieliczka zostały zestabilizowane przez OBR CHEMKOP w latach 70-tych. W następnym dziesięcioleciu rozszerzono obserwacje na wszystkie poziomy kopalniane (głębokość 59 – 298 m ppt) oraz stworzono kopalnianą sieć pomiarową. W latach 90-tych sieć uzupełniono o nowe wyrobiska zagrożone potencjalnymi zapadliskami powierzchniowymi. Pomiary prowadzono nieregularnie, początkowo z częstotliwością 4 razy w roku, a potem raz na rok. Ze względu na likwidację najniższych poziomów kopalnianych od 2000 roku konwergencja jest mierzona w 88 komorach na pięciu poziomach (głębokość 59 – 210 m ppt) oraz w wyrobiskach chodnikowych. Pomiary prowadzi się w cyklu 5-cio letnim (Bieniasz J., Wojnar W., 2005).

W celu dokonania charakterystyki konwergencji w kopalni wielickiej wybrano kilka komór zlokalizowanych na różnych poziomach, w których tempo konwergencji w latach 1997-2005 było wyższe w od przeciętnego. Wyniki pomiarów zaprezentowano na wykresach, natomiast rozmieszczenie baz pomiarowych w poszczególnych wyrobiskach zostało przedstawione na rysunkach.

W komorze Herod, znajdującej się na I poziomie kopalnianym, pomiary są prowadzone dla 2 odcinków pionowych i 2 poziomych (Rys. 8.4.1). Szybkość konwergencji pionowej waha się od -3,9 (odc. 4V) do -4,3 (odc. 3V) mm na rok (Rys. 8.4.2). Wartości konwergencji poziomej są nieco niższe i wynoszą od -2,8 do -3,6 mm rocznie (Rys. 8.4.3).

Pomiary w komorze Muścicki, zlokalizowanej na poziomie II wyższym wykonywane są dla 6 baz poziomych i 3 pionowych (Rys. 8.4.4). Tempo konwergencji jest wyższe w kierunku poziomym i osiąga od -3,8 (odc. 39H) do -8,0 (odc. 40H) mm rocznie (Rys. 8.4.5). W kierunku pionowym wartości są podobne dla wszystkich odcinków pomiarowych i wynoszą -3,2 (odc. 1V) i -3,6 (odc. 3V) mm na rok (Rys. 8.4.6).

Wolniej w porównaniu z komorą Muścicki, postępuje zaciskanie znajdującej się na tym samym poziomie komory Orzechowski. Konwergencję mierzy się dla 4 odcinków pionowych i 4 poziomych (Rys. 8.4.7). Prędkości konwergencji pionowej (Rys. 8.4.8) waha się od -1,9 (odc. 2V) do -1,4 (odc. W19) mm rocznie, a poziomej (7.4.9) od -3,6 (odc. 42H) do -5,1 (odc. 43H) mm rocznie. Należy podkreślić, że obie komory zaciskają się szybciej w kierunku poziomym niż pionowym.

Na poziomie II niższym w komorze Franciszek Karol pomiary prowadzi się dla 3 odcinków pionowych i 4 poziomych (Rys. 8.4.10). Roczne tempo konwergencji pionowej (Rys. 8.4.11) zawiera się w granicach od -1,4 (odc. 6V) do -4,6 (odc. 5V i 7V) mm. W przypadku konwergencji poziomej (Rys. 8.4.12) wartości są wyższe i wynoszą od -2,0 (odc. 4H) do -5,7 (odc. 2H) mm na rok.

Na tym samym poziomie zlokalizowana jest komora Ksawery. Konwergencję mierzy się dla 4 odcinków pionowych i 4 poziomych (Rys. 8.4.13). Prędkość konwergencji pionowej (Rys. 8.4.14) w tym wyrobisku waha się od -9,4 (odc. 6V i 8V) do -11,4 (odc. 5V) mm na rok. Natomiast ruch w kierunku poziomym (Rys. 8.4.15) jest wolniejszy i wynosi od -3,2 (odc. 4H) do -6,9 (odc. 3H) mm na rok.

Pomiędzy poziomem II wyższym i II niższym usytuowana jest największa atrakcja turystyczna kopalni wielickiej – kaplica św. Kingi. Wymiary kaplicy są imponujące: długość 54 m, szerokość 15-18m, wysokość 10-12m. Obserwacje konwergencji prowadzi się dla 7 baz pionowych i 17 poziomych (Rys. 8.4.16). Wyrobisko to ulega zaciskaniu z niewielką, ale stałą szybkością. Prędkość konwergencji pionowej (Rys. 8.4.17) wynosi od -1,0 (odc. 33-34 i 37-38) do -1,4 (odc. 29-30 i 39-40) mm na rok. W kierunku poziomym (Rys. 8.4.18) tempo zaciskania jest zróżnicowane od -0,8 (odc. 13-14) do -1,7 (odc. 21-22 i 23-24) mm rocznie.

Zlokalizowana na III poziomie komora Staszica cechuje się zróżnicowanym tempem konwergencji pionowej (Rys. 8.4.19) od +2,4 (odc. 6V) do -1,4 (odc. 7V) mm rocznie, które może świadczyć o niszczeniu calizn. Ze względu na to, że bazy poziome zostały zasłonięte przez ekspozycję, określenie tempa konwergencji w tym kierunku nie jest możliwe. Ruch w kierunku poziomym na tym samym poziomie kopalnianym można przedstawić na przykładzie komory Galicja (Rys. 8.4.20). Sąsiaduje ona z komorą Staszica i została również

wykonana w bryle soli zielonej. Konwergencja pozioma w komorze Galicja zawiera się w przedziale od -3,1 (odc. H18) do -4,8 (odc. H20) mm na rok.

Komora Mazurczak znajdująca się na IV poziomie kopalni wielickiej i zaciska się również szybciej w kierunku poziomym. Pomiary są prowadzone dla 4 odcinków poziomych i 4 pionowych (Rys. 8.4.21). Prędkość konwergencji poziomej (Rys. 8.4.22) waha się od -3,2 (odc. 39H) do -8,0 (odc. 40H) mm rocznie. W kierunku pionowym (Rys. 8.4.23) jest niższe i wynosi -3,2 (1V) do -3,6 (3V) mm na rok. Taki rozkład prędkości może wynikać z geometrii i wymiarów komory.

Oszacowane dla całej kopalni tempo zaciskania wyrobisk komorowych w kierunku pionowym wynosi od 0 do -4,0 mm na rok a w kierunku poziomym od 0 do -3,0 mm na rok. (Bieniasz J., Wojnar W., 2005). W związku z tym, podobnie jak w przypadku kopalni bocheńskiej ruch w kierunku pionowym przebiega szybciej niż w poziomym. Jednak różnica pomiędzy tymi kierunkami nie jest tak znaczna jak w kopalni bocheńskiej.

Należy podkreślić, że komory wydrążone w bryłach soli mają różne wymiary i geometrię, uzależnioną od wielkości i kształtu bryły. Natomiast wyrobiska komorowe wykonane w solach spizowych charakteryzują się dużą wysokością w porównaniu z długością i szerokością, co ma związek z ich szybszym zaciskaniem w kierunku pionowym tj. w komorze Ksawery.

Opisane powyżej komory w większości zlokalizowane są w bryłach soli zielonej. Z tego względu, wymiary komór i ich proporcje były jednym z głównych czynników kształtujących tempo konwergencji w danym kierunku. Jako przykład tego stwierdzenia można porównać komorę Herod i Orzechowski (Tab. 8.4.1).

Tab. 8.4.1 Porównanie parametrów komory Herod i Orzechowski.

<b>Parametry</b>	<b>Herod</b>	<b>Orzechowski</b>
<b>Głębokość</b>	64 m	91,6 m
<b>Wymiary</b>	Długość 12 m Szerokość 7 m Wysokość 7 m	Długość 50 m Szerokość 15 m Wysokość 5 m
<b>Stosunek długości do wysokości</b>	1,7 : 1	10 : 1
<b>Średnia roczna konwergencja pozioma</b>	-3,2 mm	-4,3 mm
<b>Średnia roczna konwergencja pionowa</b>	-4,1 mm	-1,6 mm

Oprócz rozmiaru komory na tempo jej konwergencji wpływają również: sąsiedztwo innych wyrobisk, obecność drewnianej obudowy, ich wiek i budowa geologiczna.

W kopalni soli Wieliczka prędkość konwergencji również wzrasta wraz z głębokością. Wykazują to nie tylko pomiary wykonane w komorach, ale także te prowadzone w wyrobiskach chodnikowych (Tab. 8.4.2).

Tab. 8.4.2 Średnia konwergencja dla wyrobisk chodnikowych w latach 1997 – 2005  
(Bieniasz J., Wojnar W., 2005).

Poziom	Głębokość	Średnia konwergencja w mm/rok
<b>I</b>	64,0	-1,6
<b>II<sub>n</sub></b>	101,4	0 do -1,1
<b>III</b>	130,0	od 0,4 do -1,5
<b>V</b>	201,0	-3,2

W latach 1990, 1995 i 2000 zostały przeprowadzone (Szczerbowski Z., Jóźwik M., 2001) pomiary profilu przewodników szybów kopalni wielickiej. Zmiany profilów tych przewodników pozwoliły na uzyskanie informacji o przemieszczeniach poziomych szybów w latach 1990-2000. Z kolei przemieszczenia te mogą być rezultatem działania jednego z kilku czynników tj. obecność wyrobisk (czynnik górniczy), współczesna aktywność górotworu karpackiego (czynnik tektoniczny), diapirowy – pionowy ruch mas solnych (czynnik halotektoniczny).

W przypadku szybów Kinga i Daniłowicz w omawianym okresie czasu maksymalne przemieszczenie stwierdzono w przedziale głębokości 160-180 m, gdzie osiągnęło ono dla obu szybów wartość około 140 mm (Rys. 8.4.24). Natomiast tempo ruchu dla całego szybu obliczono na 3-4 mm rocznie. Pomimo podobieństw, azymut przemieszczeń jest różny dla każdego z szybów. Szyb Kingi przemieszczał się w kierunku NNE, a szyb Daniłowicza w kierunku EES (Rys. 8.4.24). Ponadto dla szybu Kingi nie stwierdzono wpływu czynnika górniczego, natomiast zaobserwowano, że ruch jest wywołany głównie przez czynnik tektoniczny. Wpływ współczesnej aktywności Karpat zaznacza się także dla szybu Daniłowicz, jednak widoczne jest również działanie czynnika górniczego. Badania ujawniły również wpływ czynnika halotektonicznego na przemieszczenia obu szybów (Szczerbowski Z., Jóźwik M., 2001).

## **Charakterystyka konwergencji w mioceńskich złożach soli.**

W mioceńskich złożach soli pomiary konwergencji prowadzi się w przedziale głębokości od około 50 do około 380 m ppt. Obserwuje się wzrost prędkości konwergencji wraz z głębokością (Bieniasz J., Wojna W., 2007). Średnie tempo konwergencji dla mioceńskich złóż soli w wyrobiskach komorowych można oszacować na poziomie od 0 do -6 mm rocznie. Znacznie wyższe od średniej tempo ruchu występuje w komorze Ważyn w kopalni bocheńskiej (Rys. 8.5.1). Charakterystyczny jest także znaczny rozrzut wartości konwergencji dla poszczególnych wyrobisk znajdujących się na tej samej głębokości. Prawidłowość ta wynika ze zmienności w litologii, ułożeniu i zaangażowaniu tektonicznym utworów zlokalizowanych w obrębie jednego poziomu kopalnianego. Ponadto na szybkość konwergencji wpływa także stan zachowania wyrobisk i zawilgocenie (Bieniasz J., Wojnar W., 2007). Tempo ruchu wzrasta, jeśli w komorze występują obwały, zawały, odspojenia calizn lub inne uszkodzenia ociosów. Obecność w komorze lub jej pobliżu wycieków również wpływa dodatkowo na szybkość zaciskania. Kolejnymi czynnikami mającymi wpływ na tempo konwergencji są rozmiary komór i sąsiedztwo innych wyrobisk. Generalnie komory zaciskają się szybciej w kierunku, w którym ich wymiary są większe. Jest to szczególnie widoczne w komorach wykonanych w bryłach soli zielonych w kopalni wielickiej. Sąsiedztwo innych, szczególnie starszych wyrobisk wpływa ujemnie na szybkość zaciskania, ze względu na to, że powoduje częściowe odprężenie górotworu w danym rejonie. Zgodnie z tym, czas istnienia wyrobiska jest także ważnym czynnikiem wpływającym na konwergencję. Oprócz wymienionych, nie bez znaczenia są również stosowane metody eksploatacji oraz podsadzania wyrobisk.

W związku z powyższym, na proces konwergencji w mioceńskich złożach soli wpływa wiele czynników, co powoduje, że jego wartości cechuje znaczne zróżnicowanie.



## 9. Zaburzenia sedymentacyjne mioceńskich złóż soli.

### Synsedymentacyjne zaburzenia w osadach miocenu autochtonicznego.

Podział struktur sedymentacyjnych na przykładzie mioceńskich ewaporatów w oparciu o kryteria geometryczne przedstawił w swoich pracach A. Garlicki (1968 a, 1979, 1980). Natomiast studium struktur sedymentacyjnych gipsów mioceńskich wraz z ich genezą zostało opracowane przez S. Kwiatkowskiego (1972).

W związku z powyższym w stosunku do ewaporatów mioceńskich można zastosować dwa kryteria podziału: genetyczne i geometryczne. Kierując się genezą można wyróżnić (Garlicki A., 1979, 1991) struktury synsedymentacyjne, czyli powstałe w czasie osadzania się utworów oraz postsedymentacyjne, czyli powstałe w procesie diagenety. Wśród ostatniej grupy można wydzielić jeszcze struktury wczesno i późnodiagenetyczne. Zastosowanie opisanego podziału i ustalenie pierwotnego bądź wtórnego charakteru struktury nie zawsze jest możliwe. Wynika to z faktu, że ewaporaty ulegały wielokrotnym przemianom, zarówno na dnie zbiornika sedymentacyjnego jak i w trakcie diagenety. Z kolei, biorąc pod uwagę cechy geometryczne utworów określone na podstawie makroskopowych obserwacji, należy dokonać rozróżnienia na skały solne oraz gipsy i anhydryty (Tab. 9.1.1 i 9.1.2).

Tab. 9.1.1 Podział struktur sedymentacyjnych w skałach solnych  
(wg. Garlicki A., 1968 a, 1991).

<b>Struktury uporządkowane</b>		
niezaburzone	pasiasta	grubopasiasta
		cienkopasiasta
	laminowana	
	przetkana	
liniowana		
zaburzone	pofałdowana	
	spływowa	
	erozyjna	
	pogrążowa	
<b>Struktury nieuporządkowane</b>		
rozproszona		
witrażowa		

Tab. 9.1.2 Podział struktur sedimentacyjnych w gipsach i anhydrytach  
(wg. Garlicki A., 1968 a, 1991)

<b>Struktury równoległe</b>	laminowana
	pasemkowa
<b>Struktury konkrecyjne</b>	chmurowa
	marmurkowa
<b>Struktury trzewiowe i spływowe</b>	

Łącząc ze sobą wszystkie opisane kryteria można w dla obu typów utworów wyodrębnić grupę struktur deformacyjnych (Garlicki A., 1979, 1991), których geneza związana jest ze spływami i zsuwami nie w pełni skonsolidowanego osadu na dnie zbiornika wodnego. Należy podkreślić, że struktury tego typu są bardzo podobne do struktur o genezie tektonicznej, co w niektórych przypadkach uniemożliwia jednoznaczną identyfikację ich genezy.

Do grupy struktur deformacyjnych w skałach solnych zaliczyć można wszystkie struktury zaburzone (Garlicki A., 1991) tj. pofałdowaną, spływową, erozyjną i pogrążową. Strukturę pofałdowaną cechują drobne pofałdowania laminacji, jeżeli przechodzą one w większe zaburzenia o mniej regularnym kształcie można mówić o strukturze spływowej (Rys. 9.1.1, Fot. 9.1.1, 9.1.2). Zostały one utworzone na skutek spływów nieskonsolidowanego osadu. Nierówna, rozmyta powierzchnia pokładów solnych jest przykładem struktury erozyjnej (Rys. 9.1.2). Powstała ona w wyniku rozmycia i częściowego wypłukania powierzchni osadzonego wcześniej pokładu soli przez wodę morską o mniejszym stężeniu doprowadzoną prądami dennymi. Z kolei centra krystaliczne halitu tkwiące w mułowcach z anhydrytem są przykładem struktury pogrążowej (Rys. 9.1.3).

Interesujący jest fakt, że struktury spływowe w warstwach soli mogą występować także w dużej skali. Do przemieszczenia nie całkowicie skonsolidowanego osadu może dochodzić nawet przy niewielkim nachyleniu dna zbiornika. Z tego względu uważa się, (Richter-Bernburg G., 1955) że niektóre duże formy fałdowe w pokładach soli mogą być efektem takich podwodnych spływów.

W gipsach i anhydrytach struktury deformacyjne są reprezentowane przez struktury trzewiowe i spływowe (Garlicki A., 1991). Pierwsze z nich charakteryzują się występowaniem silnie sfałdowanych warstewek anhydrytu w otoczeniu niezaburzonych warstw ilowca (Fot. 9.1.3, 9.1.4). Anhydryt niekiedy ulega wyklinowywaniu, wycienieniu lub rozerwaniu. Struktury te powstają w wyniku ześlizgów płynnego osadu nawet przy

niewielkim nachyleniu dna. Uważa się, że (Herman A, Richter-Bernburg G., 1953) do powstania trzewiowca konieczne jest występowanie drobnowarstwowanego iłowca w spągu warstwy anhydrytu, co ułatwia proces przemieszczenia osadu. Natomiast deformacje spowodowane podwodnymi splotkami cechuje silne zaburzenie i spiętrzenie warstw w jednym miejscu, a zmniejszenie miąższości i niezaburzony przebieg w drugim.

Jak wspomniano powyżej, jednoznaczne odróżnienie zaburzeń sedymentacyjnych i tektonicznych jest niekiedy bardzo trudne. Generalnie, jeżeli powyżej i poniżej interesującej nas struktury występują warstwy niezaburzone, to może być ona określona, jako sedymentacyjna. W innym przypadku, jej geneza jest trudna do określenia.

### **Synsedymencyjne zaburzenia widoczne na ociosach kopalń soli.**

Struktury sedymentacyjne opisane w poprzednim podrozdziale są także doskonale widoczne na ociosach bocheńskiej i wielickiej kopalni soli. Struktury te są często zniekształcone nie tylko w procesie diagenety, ale również w wyniku procesów tektonicznych, które objęły serię solną. Z tego względu ocena ich genezy jest bardzo trudna i nie zawsze możliwa.

Jedną z najczęściej spotykanych struktur sedymentacyjnych na ociosach obu kopalń soli są trzewiowce (Fot. 9.2.1, 9.2.2, 9.2.3, 9.2.4). Zaburzenia warstw anhydrytu w tych strukturach mają formę fałdów spiętrzonych. Cechuje je nieregularne wygięcie, zakłócony przebieg oraz ułożenie zaburzeń w kierunku prostopadłym do warstwowania. Amplituda fałdków anhydrytu jest zróżnicowana od kilku do kilkunastu, niekiedy nawet do kilkudziesięciu cm. Podobną różnorodnością charakteryzuje się także promień oraz stopień ściśnięcia fałdków. W związku z tymi cechami, kształt struktur zmienia się od form wążykowatych do silnie spiętrzonych (Fot. 9.2.5, 9.2.6). Najczęściej występują trzewiowce równoległe do laminacji, ale spotykane są także formy biegnące skośnie lub prostopadle w stosunku do generalnego warstwowania utworów otaczających (Fot. 9.2.7, 9.2.8, 9.2.9, 9.2.10). Ułożenie niezgodne z warstwowaniem można tłumaczyć obecnością w dnie basenu szczelin, do których dopływał upłynniony materiał. Takie szczeliny mogły powstawać na skutek ruchów tektonicznych lub podczas subsydencji dna basenu.

Kolejną formą świadczącą o zaburzeniach synsedymencyjnych w mioceńskich złożach soli są soczewki soli kamiennej (Fot. 9.2.11, 9.2.12, 9.2.13). Występują one w górnej części kompleksu soli środkowych w Bochni oraz w środkowej części kompleksu dolnych soli spizowych w Wieliczce. Soczewki wyraźnie odróżniają się od skał otaczających. Budują

je sole o brunatnym zabarwieniu, niewykazujące laminacji. Ponadto we wnętrzu struktury obecne są także niewielkie (1-3 cm) okruchy skał płonnych. Wymiary krótszej osi zaobserwowanych soczewek wahają się od około 1 do 1,6 m, a ich długość dochodzi nawet do około 5 m. Otoczenie soczewek stanowią sole pasiaste i sole z cienkimi kilkucentymetrowymi przerostami iłowymi. Warstwy te są miejscami silnie pofałdowane w bezpośrednim kontakcie z soczewką. Zaburzenia skał otaczających występują w bocznej strefie kontaktu z soczewką, natomiast górna i dolna granica struktury jest zgodna z laminacją skał otaczających. Opisane zniekształcenia stopniowo zanikają w miarę oddalania się od soczewki. Zaobserwowano także inny rodzaj soczewek, które zawierają więcej materiału płonego. Ich wnętrze wypełnia sól brunatna lub pasiasta z okruchami skał płonnych, otoczona brekcją ılowo-solną. Tego typu soczewki są nieco mniejsze, ich długość wynosi od 1 do 1,5 m a szerokość dochodzi do 0,7 m. Obydwa rodzaje soczewek są wynikiem podmorskich spływów.

Na ociosach kopalni bocheńskiej i wielickiej licznie odsłaniają się osady brekcji będących wynikiem spływów i osuwania się materiału na dnie zbiornika sedymentacyjnego (Fot. 9.2.14, 9.2.15, 9.2.16). Brekcje charakteryzują się występowaniem bloków skał różnej wielkości w otoczeniu niezaburzonych osadów. Składniki brekcji są bardzo urozmaicone pod względem petrograficznym. Reprezentowane są przez ılowce, ılowce margliste, ılowce anhydrytowe, ılowce solne, skały fliszu karpackiego. Rozmiar bloków jest zróżnicowany i waha się od kilku do kilkudziesięciu cm, podobnie jak ich stopień obtoczenia. Materiał budujący brekcje został dostarczony do basenu sedymentacyjnego przez prądy o dużej gęstości niosące nie tylko materiał detrytyczny (Kolasa K., 1990), ale także większe klasty i bloki skalne. Obecność skał karpackich w tym materiale jest związana z bliskością brzegu Karpat i procesem ich erozji.

Oprócz brekcji, w obu złożach można zaobserwować pojedyncze bloki skalne tkwiące w solach kamiennych, które zostały przetransportowane przez gęste prądy zawieszinowe do basenu sedymentacyjnego. Bloki te mają różny stopień obtoczenia a ich wielkość dochodzi nawet do kilkudziesięciu cm.

Kolejną strukturą sedymentacyjną w osadach serii solnej odsłaniających się na ociosach kopalń są ślady erozji pokładów soli i przerostów płonnych (Fot. 9.2.17). Rozmycia występują głównie w stropowej części pokładów, natomiast granica spągu jest wyraźnie zarysowana.

Inną licznie występującą strukturą sedymentacyjną są zafałdowania laminacji (Fot. 8.2.18), które są najlepiej widoczne w soli laminowanej, liniowanej ılowcem lub pasiastej.

Intensywność tych deformacji jest bardzo zróżnicowana zarówno co do promienia jak i amplitudy. Są one również wynikiem spływów nieskonsolidowanego materiału.

W każdej z omawianych kopalń występują utwory, których cechy wskazują na redepozycję. W złożu bocheńskim takie cechy wykazuje zuber górny (Fot. 9.2.19). Jest to skała o barwie szaro-brązowej, strukturze kryształowej i teksturze witrażowej. Zuber górny w odróżnieniu od zuba dolnego nie jest warstwowany. Nierównomiernie rozsiane w masie łożowej kseromorficzne i hipautomorficzne kryształy halitu wykazują średni lub duży stopień obtoczenia. Kryształy są duże a ich wielkość waha się od 4 do 10 cm. Ponadto, w obrębie utworów zuba występują dobrze obtoczone bryły soli kamiennej, kryształowej i dolomitycznej wielkości od kilkudziesięciu cm do ponad 1 m. Utwory zuba górnego zostały prawdopodobnie osadzone w południowej, brzeżnej części zbiornika sedymentacyjnego i przemieszczone w wyniku podmorskich ruchów osuwiskowych (Toboła T., 2001). Świadczy o tym brak warstwowania, obecność zróżnicowanych petrologicznie brył soli oraz wskazujący na transport dobry stopień obtoczenia brył. Co więcej, osady zuba górnego znane są jedynie ze złoża bocheńskiego, gdzie osiągają miąższość porównywalną do innych wydzielen w złożu (Poborski J., 1952). Natomiast nie występują one w sąsiednim złożu Siedlec – Moszczenica (Szybist A., Toboła T., 1995) ani w utworach ewaporatowych w położeniu autochtonicznym (Garlicki A., 1968). Na tego typu genezę utworów zubrowych wskazują również wyniki badań geochemicznych (Toboła T., 2000 a, b, 2001).

Z kolei w złożu wielickim wśród osadów złoża pokładowego redeponowane sole ujawniają się już w dolnej części soli spizowej (Fot. 9.2.20). Zawartość materiału redeponowanego wzrasta w miarę przesuwania się w górę profilu soli spizowej (Kolasa T., 1990, Ślącza A., Kolasa K., 1997).

### **Powstawanie megabrekcji sedymentacyjnych.**

Pojęcie ruchów masowych dotyczy przemieszczeń, w których siłą sprawczą jest tylko siła grawitacji. Ruchy takie występują nie tylko na powierzchni ziemi, ale również na dnie zbiorników wodnych. Transportowi i osunięciu może ulec każda warstwa, jeżeli naruszone zostaną warunki jej równowagi. W procesy masowe jest zaangażowanych wiele zjawisk tj. spływanie, powolne lub szybkie osuwanie oraz ześlizgiwanie, w których transport odbywa się poprzez ruch laminarny lub turbulentny (Niemczyk J., 2005). Ruch laminarny charakteryzuje się tym, że tory cząsteczek mało się od siebie różnią, a przemieszczające się medium można traktować, jako zbiór oddzielnych warstw, poruszających się względem siebie

z różną prędkością i niemieszających się ze sobą. Ten rodzaj transportu występuje w mediach o dużej lepkości. Natomiast w ruchu turbulentnym, który charakteryzuje media o małej lepkości, zachodzi mieszanie się cząsteczek pochodzących z różnych warstw (Allen J.R.L., 1977). Uważa się (Postma G., 1986), że powstawanie podwodnych osuwisk, ześlizgów i spłyzywań związane jest głównie ze współdziałaniem procesów: transportu laminarnego, lepkości i odporności na odkształcenie. Takim podwodnym ruchom masowym, swoje powstanie zawdzięczają megabrekcje sedymentacyjne występujące w osadach różnego wieku oraz opisane w podrozdziałach 9.1 i 9.2 struktury sedymentacyjne.

Z megabrekcjami sedymentacyjnymi związane są pojęcia olistostromu i olistolitu. Terminem olistostromy określa się osady zbudowane z bloków skał różnego pochodzenia, które są rozproszone w spoiwie (matrix). Z kolei, tkwiące w spoiwie bloki nazywane są olistolitami, ich wielkość waha się od kilku cm do kilku km (Cieszkowski M., Golonka J., 2006). Według innego podziału (skali Wentwortha) jako olistolity definiuje się elementy o wielkości powyżej 4 m, natomiast mniejsze nazywane są klastami. Przyjmuje się, że olistostromy zawierające dużą ilość pelitycznego matrix osadziły się w stanie półpłynnym. Natomiast proces depozycji olistostrom cechujących się skąpym spoiwem następował przez zsuwanie się w skałach twardych (Niemczyk J., 2005).

Liczne olistostromy zostały opisane w osadach fliszu karpackiego. Powstawały, jako spływy materiału skalnego w różnych stadiach rozwoju fliszowego basenu sedymentacyjnego od kredy po dolny miocen (Cieszkowski M., Golonka J., 2006). Znane są osady olistostromowe z południowej części jednostki śląskiej z rejonu Gorlic, z jednostki podśląskiej w okolicy Andrychowa (Oszczypko N., 1997).

W facji siarczanowej miocenińskiego basenu sedymentacyjnego w rejonach śląskim, krakowskim i przykarpackim także rozpoznano (Niemczyk J., 1994, 1996 a i b, 1998) ciała olistostromowe (Rys. 9.3.1). Największy olistostrom został opisany w złożu Gacki koło Pińczowa. Zsuwy i ześlizgi materiału, które spowodowały powstanie podmorskich osuwisk były zainicjowane prawdopodobnie przez wstrząsy sejsmiczne (Peryt T., Kasprzyk A., 1992). Genezę większości opisanych osuwisk w złożach gipsu, autor przyjmuje za zgodną ze schematem zaproponowanym dla skał okrucowych (Aubuin et al., 1968), w którym generatorem olistostromów, z dużą ilością olistolitów są języki osuwiskowe. Efektem tego procesu jest powstanie brekcji blokowo-bryłowych obserwowanych w gipsach badeńskich (Niemczyk J., 1994, 1996 a i b, 1998).

Górna część (bryłowa) wielickiego złoża soli również została zdefiniowana (Kolasa K., Ślącza A., 1985 a i b, Ślącza A., Kolasa K., 1985, 1997) jako ciało olistostromowe,

zdeponowane nad złożem pokładowym w wyniku podmorskich ruchów masowych. W innych pracach dotyczących genezy złoża bryłowego (Gaweł A., 1962; Garlicki A., 1979; Tarka et al., 1988; Tarka R., 1992) dominuje pogląd, że jest ono wynikiem procesów tektonicznych. Przedstawiono wiele dowodów, które przemawiają za taką genezą złoża bryłowego. Przede wszystkim, autorzy uważają, że obie części złoża wielickiego są elementami tej samej sekwencji osadowej i leżą w normalnym następstwie stratygraficznym. Natomiast brekcyjny charakter utworów złoża bryłowego jest wynikiem synsedymencyjnych osunięć, ześlizgów i spływów, które mogły powstać na skutek trzęsień ziemi spowodowanych ruchami tektonicznymi w środkowym miocenie (Ślęczka A., Kolasa K., 1997). Znalaziono także odsłonięcia w strefie kontaktu pomiędzy obiema częściami złoża wielickiego, które według autorów potwierdzają jego sedymencyjne pochodzenie. Ponadto charakter samych soli złoża bryłowego i sposobu ich rozmieszczenia w matrix wskazuje na taki sposób depozycji. Przemawiają za tym także różne rodzaje soli budujące bryły tj. sole laminowane faliście, sole bezstrukturalne, sole dolomityczne, sole witrażowe oraz słaby stopień ich obtoczenia. Wielkość tych bloków waha się w szerokich granicach od kilku do 12 000 m<sup>3</sup>. Oprócz soli kolejnym składnikiem tkwiącym w spoiwie są mniejsze (do 1 m średnicy) okruchy skał fliszowych tj. piaskowce istebniańskie, glaukonitowe piaskowce lgockie, górnokredowe margle i czarne łupki. Spoiwo, w którym rozproszone są opisane elementy jest osadem ilasto-marglistym (Kolasa K., Ślęczka A., 1985 a i b, Ślęczka A., Kolasa K., 1997). W związku z tym, zgodnie z opisaną powyżej nomenklaturą bloki soli kamiennej należy zdefiniować, jako olistolity, a okruchy skał karpaccich, jako klasty.

Innym faktem przemawiającym za grawitacyjnym pochodzeniem złoża bryłowego jest obecność kilku warstw brekcyjnego pochodzenia sedymencyjnego w górnej części soli spizowej, która jest ostatnim ogniwem litostratygraficznym pokładowej części złoża. Brekcja ta zbudowana jest z tych samych komponentów co złożo bryłowe, jednak w mniejszej skali (wielkość elementów tkwiących w spoiwie dochodzi do 30 cm). Ponadto w tej części soli spizowych występują liczne struktury spływowe. Należy zaznaczyć, że tak zbudowane sole spizowe zostały stwierdzone tylko w południowej części kopalni wielickiej (Kolasa K., Ślęczka A., 1985 a i b, Ślęczka A., Kolasa K., 1985, 1997).

Na podstawie badań i obserwacji utworów brekcyjnych proces akumulacji złoża bryłowego podzielono na dwa etapy (Kolasa K., Ślęczka A., 1985 a i b, Ślęczka A., Kolasa K., 1997). W pierwszym z nich sedymentacja odbywała się w spokojnych warunkach. Dopiero pod koniec tego etapu doszło do pierwszych ruchów tektonicznych, które doprowadziły do niestabilności basenu sedymencyjnego. Okres ten zaznacza się w górnej części soli

spizowych w postaci struktur sedymentacyjnych. Potem nastąpiły spływy materiału klastycznego i fragmentów soli kamiennej, które budują brekcje w górnej części soli spizowej. Materiał ten stworzył podłoże dla dużej skali ruchów masowych, które nastąpiły w kolejnym etapie. Ruchy te zostały spowodowane przez intensywną aktywność tektoniczną. Dużej skali spływy i ześlizgi materiału doprowadziły do zdeponowania olistostromy nad złożem pokładowym.

Utwory zbliżone do wielickiego złoża bryłowego stwierdzono także w ostatnim czasie w złożu bocheńskim (Wiewiórka J. et al, 2007). W profilu litostratygraficznym zalegają one ponad łupkiem iłowo anhydrytowym z wkładkami soli kryształowej. Miąższość rozpoznanej olistostromy wynosi około 20 m. Matrix stanowi zuber zbudowany z iłowca mulistego z grubymi ziarnami soli kryształowej, gronami i konkrecjami anhydrytu niebieskiego oraz domieszką węglanów. Olistolity reprezentowane są przez bryły zlustrowanego iłowca marglistego, iłowca z anhydrytem oraz soli kamiennej. Nieznane jest natomiast poziome rozprzestrzenienie utworu olistostromowego w kopalni bocheńskiej.



## 10. Ocena zaangażowania tektonicznego utworów serii złożowej w kopalniach soli i jej znaczenie.

### 10.1 Skala zaangażowania tektonicznego utworów w kopalniach soli.

Na podstawie informacji zebranych w czasie kartowania wyrobisk kopalnianych, pomiarów elementów zalegania, analizy mikrotektoniki oraz badań wytrzymałościowych sporządzono skalę zaangażowania tektonicznego utworów serii solnej (Tab.10.1.1). Przykłady utworów dla poszczególnych stopni tej skali oraz sposób ich występowania w wyrobiskach został przedstawiony na rysunkach (Rys. 10.1.1 - 10.1.12). Zilustrowano także lokalizację wymienionych wyrobisk na poziomach kopalnianych (Rys. 10.1.13 – 10.1.19).

Tab. 10.1.1 Skala zaangażowania tektonicznego utworów serii solnej w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka.

<b>Stopnie zaangażowania tektonicznego</b>	<b>Rodzaj utworów</b>
<b>8</b>	Brekcja z żyłami soli włóknistej
<b>7</b>	Grube pakiety iłwców zlustrowane i zafałdowane
<b>6</b>	Sole z grubymi przerostami iłwców silnie zaburzone
<b>5</b>	Sole z cienkimi przerostami iłwców silnie zaburzone
<b>4</b>	Sole bez przerostów zaburzone i zafałdowane
<b>3</b>	Grube pakiety iłwców słabo zaburzone
<b>2</b>	Sole z przerostami iłwców w małym stopniu zaburzone
<b>1</b>	Sole bez przerostów niezaburzone

Należy podkreślić, że przy tworzeniu powyższej skali brano pod uwagę wyłącznie czynniki związane z tektoniką tj. rodzaj, charakter i intensywność deformacji, a także własności mechaniczne utworów. Natomiast nie kierowano się podziałem utworów na poziomy litostratygraficzne jak również ich korelacją pomiędzy złożami. Z tego względu

skala ta ma zastosowanie dla pojedynczych wyrobisk górniczych, ewentualnie dla fragmentów poziomów kopalnianych.

Najwyższy stopień zaangażowania tektonicznego w obu złożach soli posiadają brekcje tektoniczne (Rys. 10.1.1, 10.1.2). W wyniku działania procesów tektonicznych, utwory brekcji uległy kruchym deformacjom jak: połamanie, przesunięcie i rotacja. Składnikami brekcji są bloki iłowca, iłowca marglistego, iłowca z anhydrytem oraz zuber. Są one pocięte żyłami soli włóknistej, która może stanowić także ich okonturowanie. Pomiedzy blokami często występują rozmyte fragmenty białej soli zmienionej geodynamicznie tzw. „cukrowatej”. Niektóre fragmenty tworzące brekcję uległy wcześniejszemu sfałdowaniu. Rozmiary bloków są różnorodne i zmieniają się od kilku do kilkudziesięciu centymetrów.

Grube pakiety iłowców występujące w złożach soli podobnie jak brekcje odznaczają się licznymi śladami kruchych deformacji (Rys. 10.1.1, 10.1.3, 10.1.5). Utwory te uległy sfałdowaniu wraz z serią solną i zostały pocięte licznymi spękaniem i powierzchniami niezgodności, które są zazwyczaj podkreślone żyłami soli włóknistej. W utworach tych często spotykane są powierzchnie zlustrowania, niekiedy również wypełnione solą włóknistą. W partiach pakietów iłowych z cienkimi wkładki soli, wyraźnie widoczne jest, że deformacje były bardziej plastyczne (Rys. 10.1.3 i 10.1.5).

Przedzielające warstwy soli grube przerosty iłowe, iłowo-margliste lub iłowo-anhydrytowe, w czasie deformacji zostały podzielone na bloki, a niekiedy również przemieszczone na niewielką kilkucentymetrową odległość (Rys. 10.1.2 – 10.1.10). Krawędzie poszczególnych rozsuniętych lub nasuniętych na siebie fragmentów można dopasować, co wskazuje na to, że wcześniej tworzyły jedną warstwę. Miejsca pomiędzy rozerwanymi odcinkami przerostów wypełnia sól „cukrowata”, stanowiąc jednocześnie ich otoczenie. Co więcej, przerosty często pocięte są powierzchniami zlustrowania i żyłami soli włóknistej (Rys. 10.1.8 i 10.1.9). Sól dopasowuje się swoim kształtem do sfałdowanych przerostów, co jest wynikiem plastycznych deformacji. Fakt ten jest szczególnie dobrze widoczny w soli pasiastej.

W porównaniu z opisanymi powyżej grubymi przerostami skał płonnych, cieńsze wkładki były bardziej podatne na deformacje. Z tego względu ich stopień zaangażowania tektonicznego jest mniejszy niż grubszych przerostów (Rys. 10.1.2, 10.1.4, 10.1.6 – 10.1.9, 10.1.11, 10.1.12). Utwory te zostały zafałdowane razem z solą i tworzą fałdy o dużych amplitudach i małym promieniu. Niekiedy w procesie deformacji nastąpiło przerwanie ciągłości i podział na mniejsze fragmenty.

Silne zafałdowania i zaburzenia warstw solnych towarzyszą różnej grubości przerostom płonnym, jak również widoczne są w partiach soli bez przerostów (Rys. 10.1.3, 10.1.9, 10.1.10). Plastyczne deformacje jakim uległy warstwy solne są najbardziej czytelne w solach pasiastych. Sole te tworzą fałdy o małym promieniu i wysokiej amplitudzie. Zauważalne jest, że zmienna ilość materiału terygenicznego w tych solach również miała wpływ na intensywność deformacji. Czyste warstewki jako bardziej plastyczne i podatniejsze na fałdowanie są dodatkowo zaburzone.

Słabo zaburzone łożowce i sole z przerostami płonnymi oraz niezaburzone sole bez przerostów odznaczają się najmniejszym zaangażowaniem tektonicznym. W skali wyrobiska (Rys. 10.1.5, 10.1.11, 10.1.12) nie stwierdzono w tych utworach występowania nieciągłości, sfałdowań czy zlustrowań, z tego względu wykazują one najniższe zaangażowanie tektoniczne. Niewątpliwie zostały one również poddane działaniu procesów tektonicznych razem z całą serią solną, jednak w skali wyrobiska deformacje nie były zauważalne.

Należy podkreślić, że zmienność zaangażowania tektonicznego utworów serii solnej w obu kopalniach soli jest bardzo wysoka. Jest to czytelne na ociosach wszystkich wyrobisk kopalnianych, gdzie na kilkumetrowym odcinku odsłaniają się utwory reprezentujące różne stopnie zaangażowania tektonicznego prezentowane w powyższej skali (Tab. 10.1.1). Z tego względu obraz ten trudny jest do przedstawienia w większej skali np. na mapach poziomów kopalnianych. Zmienność tą intensyfikuje różnorodne wykształcenie litologiczne poszczególnych wydziałów litostratygraficznych, co zostało potwierdzone w badaniach parametrów fizyko-mechanicznych utworów mioceńskiej serii solnej. Co więcej przedstawione na mapach rozmieszczenie tych wydziałów na różnych poziomach kopalnianych także charakteryzuje się dużą zmiennością i zawikłaniem (Rys. 10.1.13 – 10.1.19).

## **10.2 Znaczenie i możliwości wykorzystania badań tektoniki mioceńskich złóż soli.**

Opracowana skala zaangażowania tektonicznego jak również przedstawione w poprzednich rozdziałach badania mogą być wykorzystane przy projektowaniu prac zabezpieczających zabytkowe wyrobiska, prac związanych z kontrolą i obserwacją przemieszczeń górotworu, a także w utrzymaniu bezpieczeństwa w kopalniach, czy też udostępnieniu dalszych ich części.

Ogólnie znaną kwestią w kopalniach Bochnia i Wieliczka jest zaciskanie wyrobisk, łamanie drewnianej obudowy w wyniku współczesnej aktywności górotworu

karpackiego, jak również problemy związane z migracją roztworów wodnych, czy też występowaniem obrywów i odspojeń. Najbardziej podatne na występowanie tego typu zjawisk są części wyrobisk, w których występują utwory o najwyższym stopniu zaangażowania tektonicznego, czyli brekcje i grube pakiety iłowców noszące liczne ślady kruchych deformacji. Mogą one stanowić zagrożenie ze względu na swą dużą sztywność i występowanie licznych nieciągłości tektonicznych. Sole z przerostami płonnymi różnej grubości mają mniejsze znaczenie, ale również należy brać je pod uwagę jako strefy lokalnego osłabienia górotworu. Szczególne znaczenie mają tutaj strefy kontaktu pomiędzy przerostami płonnymi i solą oraz grubymi pakietami utworów płonnych i kompleksów solnych. Różnica w plastyczności tych utworów przyczynia się do częstego występowania odspojeń, które stanowią miejsca o obniżonej stabilności.

Mniej podatne na opisane powyżej procesy są te części wyrobisk, w których występują sole bez przerostów iłowych. Nawet w strefach, gdzie zostały one poddane intensywnemu działaniu sił tektonicznych np. w przegubach fałdów czy powierzchniach zlustrowania, nie stwierdzono występowania nieciągłości. Jak wykazały badania mikrotektoniki, wszystkie spękania zostały zabliznione, a miejsca osłabienia mogą być związane jedynie z występowaniem licznych powierzchni inkluzji. Natomiast zaobserwowano liczne efekty plastycznych deformacji tj. rozpuszczanie pod ciśnieniem i rekrytalizacja, które mogą zachodzić nawet w niskiej temperaturze i pod niewielkim naciskiem. Ponadto badania wytrzymałości ujawniły, że domieszka materiału terygenicznego podnosi własności wytrzymałościowe soli.

Rozważając aspekt praktyczny stylu i sposobu zaangażowania tektonicznego utworów nie można pominąć warunków panujących w górotworze solnym. Wpływają na nie m.in. utwory stanowiące otoczenie złoża, głębokość zalegania, współczesna aktywność Karpat czy też lata intensywnej eksploatacji. Z tymi czynnikami nierozdzielnie związany jest kierunek i intensywność sił, które działają na utwory serii solnej. Potwierdza to zaobserwowana w badaniach wytrzymałości prawidłowość, że każde spękanie ustawione równoległe do kierunku działania nacisku otwiera się, natomiast ułożone prostopadle ulega zaciskaniu. Innym przykładem takiego wpływu kierunkowości działania sił jest szybsze zaciskanie się wyrobisk w kierunku N-S, szczególnie intensywnie zaznaczające się w kopalni bocheńskiej.

Poza wymienionymi, innym praktycznym aspektem badań tektoniki jest możliwość poszerzenia oferty turystycznej i uzdrowiskowej zabytkowych kopalń o nowe wyrobiska. Wyniki przedstawionych w poprzednich rozdziałach badań mogą zostać

wykorzystane nie tylko przy określaniu stateczności wyrobisk, ale również w aspekcie ich dekoracyjności i walorów estetycznych. Zobrazowane na licznych fotografiach wyrobiska, odznaczające się dużym nasileniem występowania mezostruktur tektonicznych mają znaczenie nie tylko dla lepszego rozpoznania struktury wewnętrznej złoża. Ich walory estetyczne i widokowe pozwalają na rozważenie możliwości włączenia tych wyrobisk do tras turystycznych obu kopalń soli. Przykładami takich wyrobisk może być zejście Lichtenfels w kopalni bocheńskiej (Fot. 5.2.1, 5.2.8, 5.2.11, 5.4.4, 5.4.9), czy poprzecznia Franciszek w kopalni wielickiej (Fot. 5.2.3, 5.2.16, 5.2.20, 5.2.21).

Badania tektoniki mioceńskich złóż soli, a w szczególności obserwacje tych zjawisk w podziemnych wyrobiskach, przyczynią się do ochrony i długoletniego udostępnienia zabytkowych kopalń soli, zaliczonych do pomników przyrody, historii i światowego dziedzictwa.

## **Uwagi końcowe.**

Wyniki przeprowadzonych badań tektoniki mioceńskich złóż soli przedstawione w niniejszej pracy pozwalają na sformułowanie następujących uwag:

- 1) Skomplikowana budowa wewnętrzna mioceńskich złóż soli jest efektem procesów związanych z tektoniczną przebudową Karpat i ich przedpola, podczas których seria solna wraz z utworami nizejleżnymi i nadleżnymi została pofałdowana i przesunięta z S na N.
- 2) Oprócz czynników tektonicznych, na rodzaj, charakter i intensywność deformacji utworów serii solnej wpłynęły także skrajnie różne własności mechaniczne warstw soli kamiennych i utworów płonnych oraz ich zmienność w obrębie kompleksów. Przyczyniło się to również do wzrostu intensywności deformacji i różnorodności form tektonicznych.
- 3) Procesy związane z przebudową Karpat i ich przedpola zapisały się na ociosach wyrobisk kopalni soli Bochnia i Wieliczka w postaci różnorodnych mezostruktur tektonicznych jak spękania, fałdy czy lustra tektoniczne. Częstotliwość ich występowania, liczba i różnorodność jest wyznacznikiem zaangażowania tektonicznego utworów serii solnej.
- 4) W odcinkach rdzeni wiertniczych ze złoża Łęzkowice zaangażowanie tektoniczne utworów przejawia się występowaniem systemów powierzchni zlustrowania, często podkreślonych żyłami gipsu włóknistego i soli włóknistej, zafałdowań, przerwaniem ciągłości oraz przesunięciem lamin ilowca w obrębie soli. Efekty działania procesów tektonicznych są dobrze widoczne również w soli pasiastej, gdzie zmienna jest grubość pasów, ich kontur a także występują kilkucentymetrowe pionowe przemieszczenia.
- 5) Na podstawie pomiarów mezostruktur tektonicznych w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka potwierdzono, że oś nacisku tektonicznego w rejonie występowania złóż przebiegała w kierunku S-N. Stwierdzono jednak istnienie odchylenia w kierunku SW-NE, a w przypadku złoża wielickiego także w kierunku SE-NW. Pierwszy kierunek odchylenia związany jest z późnomioceńskim fałdowaniem płaszczowin

karpackich, natomiast drugi może być efektem reaktywacji stref tektonicznych związanych z mezozoicznym podłożem zapadliska.

- 6) W obrazie mikroskopowym soli z mioceńskich złóż pochodzących z miejsc silnie zaangażowanych tektonicznie widoczne są liczne ślady kruchych i plastycznych deformacji. Do pierwszej grupy można zaliczyć mikrospeknięcia i powierzchnie ciekłych inkluzji zablizniające speknięcia, przebiegające skośnie do płaszczyzn wzrostu kryształów. Natomiast wśród śladów plastycznych deformacji można wymienić: obszary pozbawione inkluzji, ślady po migracji roztworów, obecność inkluzji na granicach ziaren, relikty struktury szewronowej.
- 7) Pomimo, że inkluzje wtórne w halicie powstają w procesie rekrytalizacji lub zablizniania speknień, nie są wiarygodnym źródłem informacji na temat środowiska, w jakim zachodziła deformacja. Powodem tego jest duże zróżnicowanie temperatury homogenizacji tych inkluzji związane ze zmiennymi proporcjami fazy ciekłej do gazowej.
- 8) Sole trzaskające są interesujące nie tylko ze względu na związek ze strefami tektonicznymi i silnie bitumiczny zapach, ale również dlatego, że podczas rozpuszczania w wodzie wydają charakterystyczne trzaski. Oglądając sole trzaskające w świetle ultrafioletowym, udowodniono, że trzaski te są związane z obecnością lekkich węglowodorów ciekłych.
- 9) Utwory badeńskiej serii solnej zarówno w badaniach wytrzymałościowych jak i reologicznych charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem parametrów fizyko-mechanicznych.
- 10) Podczas badań wytrzymałościowych zaobserwowano wpływ zawartości materiału terygenicznego na wytrzymałość soli na ściskanie i zginanie oraz własności reologiczne. Znaczenie ma nie tylko jego ilość, ale również forma występowania. Wytrzymałość soli najbardziej podnosi się, jeśli występuje on w postaci rozproszonej w kryształach. W przypadku występowania materiału terygenicznego w formie lamin jego wpływ na własności wytrzymałościowe zależy od kierunku działania siły niszczącej próbkę. Kierunek równoległy do laminacji osłabia wytrzymałość i powoduje rozwarstwianie, natomiast prostopadły podnosi wytrzymałość. W badaniach reologicznych stwierdzono, że sole z dużą zawartością zanieczyszczeń pełzają wolniej niż sole czyste.

- 11) Sole o kierunkowym ułożeniu ziaren tzw. "cukrowate" występujące w strefach o dużym zaangażowaniu tektonicznym, charakteryzują się podwyższonymi parametrami wytrzymałościowymi. Mogą być efektem wzmacnianie się soli pod wpływem działania naprężeń o wartości do 3 MPa, a także towarzyszącym temu procesowi rozpuszczaniu i rekrytalizacji pod ciśnieniem.
- 12) Proces deformacji pod wpływem nacisku składa się z dwóch faz oddzielonych granicą dylatacji. Poniżej tej granicy skały solne deformują się plastycznie, natomiast po jej przekroczeniu dochodzi do rozwoju mikrospeków, ich propagacji, aż do zniszczenia próbki. W przypadku złóż mioceńskich wartość granicy dylatacji została określona na poziomie 35% Rc.
- 13) W kopalni bocheńskiej i wielickiej obserwuje się zjawiska związane ze współczesną aktywnością górotworu, do których należą: zaciskanie wyrobisk, niszczenie drewnianej obudowy, obrywy skał, rozwarstwienia stropu, występowanie szczelin rozwartych.
- 14) Tempo zaciskania wyrobisk komorowych dla kopalni bocheńskiej wynosi około 4-5 mm/rok, a dla kopalni wielickiej poniżej 3 mm/rok. Na tempo zaciskania się wyrobisk wpływają: ich rozmiar i geometria, sąsiedztwo innych wyrobisk, ich wiek, budowa geologiczna, stan zachowania, głębokość położenia oraz obecność drewnianej obudowy i zawilgocenie.
- 15) W obu kopalniach soli konwergencja w kierunku N-S jest bardziej intensywna niż w kierunku W-E. Jednak dla złoża wielickiego różnica pomiędzy tymi kierunkami nie jest tak znaczna jak dla bocheńskiego.
- 16) W kopalni Bochnia i Wieliczka charakterystyczny jest znaczny rozrzut wartości konwergencji dla poszczególnych wyrobisk znajdujących się na tej samej głębokości. Wynika to ze zmienności w litologii, ułożeniu i zaangażowaniu tektonicznym utworów zlokalizowanych w obrębie jednego poziomu kopalnianego.
- 17) Na ociosach obu kopalń soli widoczne są liczne struktury synsedymencyjne będące efektem spływów podmorskich niecałkowicie skonsolidowanego osadu jak trzewiowce, soczewki, brekcje. Występują także bloki skalne tkwiące w solach kamiennych, które zostały przetransportowane przez gęste prądy zawieszinowe do basenu sedymentacyjnego, a także ślady erozji pokładów soli i przerostów płonnych oraz zafałdowania laminacji.



- 18) W każdej z kopalń występują utwory, których cechy wskazują na redepozycję. W złożu bocheńskim wykazuje je zuber górny, a w złożu wielickim sole spizowe.
- 19) Zaangażowanie tektoniczne utworów serii solnej w obu kopalniach soli jest bardzo wysokie. Jest to widoczne na ociosach wszystkich wyrobisk kopalnianych, gdzie na kilkumetrowym odcinku odsłaniają się utwory reprezentujące różne stopnie zaangażowania tektonicznego.
- 20) Przedstawione w pracy badania mogą być wykorzystane przy projektowaniu prac zabezpieczających zabytkowe wyrobiska, prac związanych z kontrolą i obserwacją przemieszczeń górotworu, a także w utrzymaniu bezpieczeństwa w kopalniach, czy też planowaniu poszerzenia oferty turystycznej i uzdrowiskowej.

## Spis literatury i wykorzystanych materiałów.

- Aleksandrowski P., 1985 – Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodnio-karpackich kierunków fałdowych. *Rocznik PTG*, 55, 375-442.
- Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982 – Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, 26, 2, 470-471.
- Allen J.R.L., 1977 – *Fizyczne procesy sedymentacji.*, Wydawnictwo PWN, Warszawa, 1-395.
- Andreyeva-Grigorovich A.S., Oszczytko N., Savitskaya N.A., Ślęczka A., Trofimovich N.A., 2003 – Correlation of Late Badenian salt of the Wieliczka, Bochnia and Kalush area (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep), *Annal. Soc. Geol. Polon.*, 73, 67-89.
- Aubuin J., Brousse R., Lehman J.P., 1968 – *Précis de géologie.* Dunod, Paris, 1-529.
- Batko A., 1973 – *Odwiertowa eksploatacja podkarpackiego złoża solnego w Baryczu w świetle badań eksperymentalnych.* Maszyn. Arch. Praca Doktorska, Zakład Geologii Złożowej i Górniczej, AGH.
- Berest P., Blum P.A., Charpentier J.P., Gharbi H., Vales F., 2005 – Very slow creep tests on rock samples. *Intern. Journ. of Rock Mech. & Mining Scien.*, 42, 569-576.
- Bieniasz J., Wojnar W., 2000 – Wykonanie pomiarów konwergencji wyrobisk górniczych w strefie ochrony konserwatorskiej z opracowaniem i analizą wyników. OBR CHEMKOP, Maszyn. Arch. Działu Miern. Kopalni Soli Wieliczka.
- Bieniasz J., Wojnar W., 2005 – Wykonanie pomiarów konwergencji wyrobisk górniczych w strefie ochrony konserwatorskiej z opracowaniem i analizą wyników. OBR CHEMKOP, Maszyn. Arch. Działu Miern. Kopalni Soli Wieliczka.
- Bieniasz J., Wojnar W., 2007 – Zarys historii pomiarów i wybrane wyniki obserwacji zjawiska konwergencji wyrobisk w pokładowych złożach soli. *Gospod. Surow. Mineral.*, 23, wydanie specjalne, 13-18.
- Buła W., Jura D., 1983 – Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Kwart. AGH, Geologia*, 9, 5-27.
- Bodnar J.R., 1990 – Petroleum migration in the Miocene Monterey Formation, California, USA: constraints from fluid inclusion studies. *Mineral. Magazine*, 54, 295-304.
- Burliga S., 2003 – Recrystallization features in rock salt from Polish Zechstein Basin – preliminary results of investigation. *Geolines*, 16, 1-20.
- Carter N.L., Hansen F.D., 1983 – Creep of rock salt. *Tectonophysics*, 92, 275-333.
- Cieszkowski M., Golonka J., 2006 – Olistostroms as indicator of the geodynamic process (Northern Carpathians). *Geolines*, 20, 27-28.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994 – *Tektonika.* Wydawnictwo PWN, Warszawa, 1-744.
- den Brok B., Zahid M., Passchier C.W., 1999 – Stress induced grain boundary migration in very soluble brittle salt. *Journ. of Struct. Geol.*, 21, 147-151.
- Dudek K., Bukowski K., Wiewiórka J., 2004 – Radiometric dating of Badenian pyroclastic sediments from the Wieliczka - Bochnia area. W: VIII Ogólnopolska Sesja Naukowa - Datowanie Mineralów i Skał, 18-19 listopada, 19-26.

- Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006 – Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 54, 5, 413-420.
- Dżułyński S., 1953 – Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Polon.*, 3, 325-440.
- Friedman M., Dula M., Gangi A.F., Gazonas G.A., 1982 – Structural petrology of experimentally deformed synthetic rocksalt. W: Hardy H. R., Langer, M (eds), 1st Conference on Mechanical Behavior of Salt. Pennsylvania State University, 19–36.
- Flisiak D., Kłeczek Z., 1994 – Geomechanical research of the rock salt in aspect of its utilization and underground storage. *Rozpr. Monograf.*, 19, Wydawnictwo AGH, 7-46.
- Flisiak D., Lisowski R., 2004 – Wstępna ocena własności deformacyjnych soli kamiennej z wysadu Dębiny. XXVII Zimowa Szkoła Mechaniki Górotworu, Zakopane. *Geotech. i Budow. Specjal.*, 1, 63-72.
- Garecka M., Olszewska B., 1997 – O stratygrafii jednostki Stebnickiej w Polsce. *Prz. Geol.*, 45, 793-798.
- Gaździcka E., 1994 – Nonnoplankton stratigraphy of the Miocene deposits In Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Kwart. Geol.*, 38, 3, 553-570.
- Garlicki A., 1964 – Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia na zachód od Wieliczki. *Kwart. Geol.*, 8, 4, 842-849.
- Garlicki A., 1967 – Tektonika miocenu na zachód od Bochni. *Kwart. Geol.*, 11, 2, 42-44.
- Garlicki A., 1968 a – Z rozważań sedymentologicznych nad profilem autochtonicznej formacji solonośnej w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. PTG*, 38, 2-3.
- Garlicki A. 1968 b – Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215, 5–77.
- Garlicki A., 1970 – Złoże soli kamiennej Moszczenica – Łapczyca na zachód od Bochni. *Kwart. Geol.*, 14, 2, 351-359.
- Garlicki A., 1971 – Tektonika wewnętrzna złożeń solnego Łęzkowice. *Kwart. Geol.*, 15, 3, 726-727.
- Garlicki A., 1972 – Złoże soli kamiennej w Łęzkowicach nad Rabą. *Kwart. Geol.*, 15, 4, 930–946.
- Garlicki A., 1973. Wyniki badań miocenu solonośnego na południe od Przemyśla. *Kwart. Geol.*, 17, 1, 93-105.
- Garlicki A., 1975 – Zagadnienia tektoniki miocenu okolic Tarnowa. *Spraw. z Pos. Komisji PAN Oddz. Kraków*, 153-155.
- Garlicki A., 1979 – *Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce*. Prace Geologiczne PAN, 1-65.
- Garlicki A., 1980 – On some sedimentary structures of anhydrite within Miocene evaporites in Carpathian Area, Poland. W: Coogan A.H (ed), 5th International Symposium on Salt, Hamburg, Germany. North. Ohio Geol. Societ., Cleveland, 49-53.
- Garlicki A., 1990 – Dokumentacja geologiczna zasobów złoża soli kamiennej Bochnia w kat. C<sub>1</sub>+B+A. Maszyn. Archiw. Działu Geolog.-Miern. Kopalni Soli Bochnia.
- Garlicki A., 1991 – Badania geologiczne, mineralogiczne i geochemiczne kopalni mineralnych i towarzyszących im surowców w Polsce. W: Garlicki A. (red.), Studium

struktur sedimentacyjnych ewaporatów miocenijskich. *Maszyn. Arch., Zakład Geologii Złożowej i Górniczej, AGH.*

- Garlicki A., 1994 – Formalne jednostki litostratygraficzne miocenu – formacja z Wieliczki (Fm.). *Prz. Geol.*, 42, 1, 26-28.
- Gaweł J., 1962 – Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki. *Prace PIG*, 30, 3, 305-332.
- Głowacki E., Karnkowski P., Żak C., 1963 – Prekambr i kambr w podłożu Przedgórze Karpat Środkowych i Górach Świętokrzyskich. *Rocz. PTG*, 33, 3, 321-338.
- Goldstein R.H., 2001 – Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55, 159-193.
- Goldstein R.H., 2002 – Petrographic analysis of fluid inclusions. W: Samson I., Anderson A., Marshall D., *Fluid inclusion: Analysis and interpretation. Short-Course 32*, 1-370.
- Goldstein R.H., Reynolds T.J., 1994 – *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. September Short Course 31, SEPM (Soc. for Sedim. Geol.), 1-196.
- Herman A., Richter-Bernburg G., 1953 – Früdiagenetische Störungen der Schichtung und Lagerung in Werra-Anhydrit an Sudwestharz, *Deutsch. Geol. Ges.*, 105.
- Hobler M., 1977 – *Badania fizykomechanicznych własności skal*. Wydawnictwo PWN, Warszawa, 1-310.
- Hrdina J.N., 1842. *Geschichte der Wieliczkaer Saline*. Wiedeń, 1-274.
- Hunsche U., Hampel A., 1999 – Rock salt-the mechanical properties of the host rock material for radioactive waste respiratory. *Engineer. Geol.*, 52, 271-291.
- Hwałek W., 1971 – *Górnictwo soli kamiennych i potasowych*. Wydawnictwo Śląsk, 1-276.
- Jachowicz A., 1968 – Karbon górny – Wyżyna Śląsko-Krakowska. W: Budowa geologiczna Polski – stratygrafia. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 418-428.
- Jarosiński M., 1997 – Contemporary stress field distortion in Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics*, 297, 91-119.
- Jodłowski A., 1988 – Ogólna charakterystyka stanu badań, źródeł i opracowań W: Jodłowski A. (red), *Dzieje Żup Krakowskich*. Wydawnictwo Muzeum Żup Krakowskich, Wieliczka, 9-15.
- Jones P., 1997 – The Carpathian of the Southern Poland: thrust tectonics or wedge tectonics? AAPG International Conference and Exhibition. 7–10 September, Vienna, Abstracts 27–28.
- Józefko L., 2007 – Roczne opracowanie konwergencji wyrobisk w Kopalni Soli Bochnia. *Maszyn. Arch. Działu Geolog.-Miern. Kopalni Soli Bochnia*.
- Jurkova A., 1971 – Die Entwicklung der badener Vortiefe im Raum der Mährischen Pforte und Gebiet von Ostrava (German Summary). *Geol. Prace Spravy*, 57, 155-160.
- Karnkowski P., 1993 – *Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce*. Wydawnictwo Geosynoptyków GEOS, Kraków, 1-256.
- Karnkowski P., Głowacki E., 1961 – O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórze Karpat środkowych. *Kwart. Geol.* 5, 2, 372-420.
- Kirchner Z., Połtowicz S., 1974 – Budowa geologiczna obszaru między Brzeskiem a Wojniczem. *Rocznik PTG*, 44, 293-320

- Kolasa K., 1990 – Geologia wielickiego złoza w rejonie Muzeum. *Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce*, 16, 1-68.
- Kolasa K., Ślącza A., 1985 a – Sedimentary salt megabreccias exposed in Wieliczka mine. Fore-Carpathian Depression. *Acta Geol. Polon.*, 35, 3-4, 221-230.
- Kolasa K., Ślącza A., 1985 b – Uwagi o genezie wielickiego złoza soli. *Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce*, 14, 7-49.
- Kortas G., 2001 – Konwergencja, jako miara zaciskania wyrobisk komorowych. *Prz. Gór.*, 6, 23-29.
- Kortas G., 2003 – Konwergencja szybu wskaźnikiem stanu naprężeń w górotworze. Interpretacja odkształceń szybu Campi w Bochni. *Prz. Gór.*, 6, 22-28.
- Kortas G. (red.), 2004 – *Ruch górotworu i powierzchni w otoczeniu zabytkowych kopalń soli*. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków, 1-174.
- Kortas G., 2005 – Badanie deformacji kaplicy św. Kingi w Wieliczce. Masz. Arch. Działu Miern. Kopalni Soli Wieliczka.
- Kortas G., Józefko L., 2003 – Przemieszczenia poziome szybów kopalni Bochnia w XX wieku. *Geotech. w Budow. i Gór.*, 504-514.
- Koszarski L., 1985 – General outline of geology of central part of Carpathian foredeep and some essential data on the nappes of Polish Outer Carpathians. W: Koszarski L. (ed.), *Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Guide to excursion 3 of the Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress: 16-39.*
- Kotlarczyk J., 1985 – An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów-Przemysl area, W: J. Kotlarczyk, (ed.), *Geotraverse Kraków-Baranów-Rzeszów-Przemysl-Komancza-Dukla. Guide to excursion 4. 13th Congress Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Krakow, Poland, 21-32.*
- Krach W., 1971 – Trzecia konferencja komisji CMNS “Paratethys” w Wiekniu. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddział Kraków*, 14, 2, 647-650.
- Krach W., Kuciński T., Łuczowska E., 1970 – Nowe podstawy do stratygrafii Polski południowej. *Prz. Geol.*, 1, 6-9.
- Krzywiec P., 1997 – Large scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation, *Prz. Geol.*, 45, 10, 1039-1052.
- Krzywiec P., 1999 – Miocenna ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemysł-Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych, *Prace PIG*, 168, 249-276.
- Krzywiec P., 2006 – Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich z odniesieniem do zapadliska przedkarpackiego, *Prz. Geol.*, 54, 5, 404-412.
- Krzywiec P., Aleksandrowski P., Florek R., Siupik J., 2004 – Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie miocennej jednostki Zgłobic w rejonie Brzeska-Wojnicza - nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Prz. Geol.*, 52, 11, 1051-1059.
- Krzywiec P., Olewicz Z., 2001 – Contrasting tectonic and sedimentary history of central and eastern parts of Polish Carpathians Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Marine and Petrol. Geol.*, 18, 13-38.

- Krzywiec, P., Vergés, J., 2007 – Comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts: role of the foredeep evaporites and basement morphology in wedge tectonics and formation of triangle zones. W: Lacombe O., Lavé J., Roure F., Vergès J. (eds.), Thrustbelts and Foreland Basins. Springer-Verlag, Berlin, 1-492.
- Książkiewicz M., 1972 – *Budowa geologiczna Polski. Tektonika*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Kuhl J., 1933 – Zarys budowy geologicznej złóż soli kamiennej w Bochni i Wieliczce. *Prz. Górn.-Hut.*, 25, 1, 9-27.
- Kulig M., 1988 – Dokumentacja geologiczna zasobów złoża soli kamiennej Wieliczka w kat. C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>+B+A. Maszyn. Arch. Działu Geolog. Kopalni Soli Wieliczka.
- Kwiatkowski S., 1972 – Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. *Prace Muze. Ziemi*, 19, 3-94.
- Lamarche J., 1997 – Structural geology in the Wieliczka salt mine. Internal Report, Maszyn. Arch. Działu Geolog. Kopalni Soli Wieliczka, 1-56.
- Lang W.H., Gelfand J.C., 1985 – The evaluation of shallow potential in a deep field wildcat. *The Log Analyst*, 26, 13-22.
- Ney R., 1968 – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Prace Geol. PAN*, 45, 1-85.
- Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974 – Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. PAN*, 82, 1-65.
- Niedźwiedzki J. 1883 – Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. *Kosmos*, Lwów, 1-140.
- Niemczyk J., 1994 – Kopalne osuwisko mioceńskie w serii gipsowej z Górek koło Wiślicy. *Czasop. Techn.*, Politechnika Krakowska, 2B, 70–81.
- Niemczyk J., 1996 a – Znaczenie olistostromów w złożach gipsowych Polski południowej. *Czasop. Techn.*, Politechnika Krakowska, 5B, 115–127.
- Niemczyk J., 1996 b – O pochodzeniu fałdów w poziomie gipsowym w związku ze zjawiskami olistostromów w utworach badęńskich w rowie przedkarpackim. *Kwart. AGH Geologia*, 22, 4, 339–357.
- Niemczyk J., 1998 – Olistostrom złoża gipsowego Gacki koło Pińczowa. *Kwart. AGH Geologia*, 24, 1, 65–75.
- Niemczyk J., 2005 – Zarys tektoniki grawitacyjnej gipsów mioceńskich na przedgórzu Karpat w Polsce. *Kwart. AGH Geologia*, 31, 1, 75–126.
- Oleander D.R., Machiels A.J., Balooch M., Yagnik J.K., 1982 – Thermal migration of brine inclusions in synthetic alkali halite single crystals. *Journ. of Appl. Phys.*, 53, 1, 669-681.
- Olewicz Z., 1973 a – Geologia przedkarpackiego obszaru między Wieliczką a Bochnią. *Prace Inst. Naft.*, Katowice, 1-53.
- Olewicz Z., 1973 b – Tektonika jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Rabą a Uszwicą. *Acta Geol. Pol.*, 23, 701-761.

- Oszczypko N., 1982 – Explanatory notes to lithotectonic Molasse profiles of the Carpathian Foredeep and in the Polish part of the Western Carpathians. W: Lutzner H., Schwab G. (eds.), Tectonic regime of Molasse Epoch. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, 66, 95–115.
- Oszczypko N., 1996 – Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego, *Prz. Geol.*, 44, 10, 1006-1018.
- Oszczypko N., 1997 – The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45, 1054-1063.
- Oszczypko N., 1998 – The Western Carpathian foredeep development of the foreland basin in front of accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpat.*, 49, 1-18.
- Oszczypko N., 2006 a – Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego, *Prz. Geol.*, 54, 5, 396-403.
- Oszczypko N., 2006 b – Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Kwart. Geol.*, 60, 1, 169-194
- Oszczypko N., Tomasz A., 1985 – Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians and its foreland. *Geol. Carpat.*, 40, 23-36.
- Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Mencik E., Dvorak J., Matejovska O., 1989 – Geological map of the substructure of the Tertiary of the western outer Carpathians and their foreland. W: Poprawa D., Nemcok J. (eds.). Geological atlas of the western outer Carpathians and their foreland 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Parachoniak W., 1963 – Fyllity w podłożu miocenu Przedgórze Karpat. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków*, 15-16.
- Passchier C.W., Trouw A.J., 2005 – *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 1-306.
- Peach C.J., Spiers C.J., Trimby P.W., 2001 – Effects of confining pressure on dilatation recrystallization and flow of rock salt at 150°C. *Journ. of Geoph. Research*, 106, 315-328.
- Peryt D., 1999 – Calcareous nanoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biuletyn PIG*, 387, 158-161.
- Peryt T., 2006 a – Sedymentacja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpackim. *Prz. Geol.*, 54, 5, 438-444.
- Peryt T., 2006 b – The beginning, development and termination of Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedim. Geol.*, 188, 379-396.
- Peryt T., Kasprzyk A., 1992 – Earthquake-induced resedimentation in the Badenian (Middle Miocen) gypsum of southern Poland. *Sedimentology*, 39, 235-249.
- Petrichenko O.I., Peryt T.M., Poberezhsky A.V., 1997 – Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geol. Mag.*, 3, 91-104.
- Poborski J., 1952 – Złoże solne w Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biul. PIG*, 78, 1-60.
- Poborski J., 1965 – Historyczny rozwój poglądów na budowę geologiczną złoża solnego Wieliczki. *Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce*, 1, 37-54.

- Poborski J., 1965 – Pozycja tektoniczna mioceńskich złóż ewaporacyjnych na Podkarpaciu. *Spraw. z Pos. Komisji PAN Oddz. Kraków.*, 237-241.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1961 – Z badań geologicznych nasunięcia karpackiego na miocen solonośny w Baryczu koło Wieliczki. *Spraw. z Pos. Komisji PAN, Oddz. Kraków.*, 237-238.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1962 – Tektogeneza mioceńskich złóż soli na Podkarpaciu Zachodnim. *Spraw. z Pos. Komisji PAN, Oddz. Kraków.*, 528-530.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963 – O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. PTG.*, 33, 3, 340-347.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1964 – O miocenie Podkarpacia między Baryczem i Skawiną. *Spraw. z Pos. Komisji PAN, Oddz. Kraków.*, 527-529.
- Połtowicz S., 1974 – Wgłębna tektonika brzegu Karpat w okolicy Tarnowa i Pilzna. *Rocznik PTG.*, 43, 4, 491-511.
- Połtowicz S., 1977 – Uwagi o rozwoju tektonicznym złóż soli kamiennej w Wieliczce i Baryczu. *Rocznik PTG* 47, 2, 279-299.
- Połtowicz S., 1991 a – Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. *Kwart. AGH, Geologia*, 17, 3, 19-57.
- Połtowicz S., 1991 b – Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. *Kwart. AGH, Geologia*, 17, 4, 5-27.
- Połtowicz S., 1993 – Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego salinarnego zbiornika sedymentacyjnego w Polsce. *Kwart. AGH, Geologia*, 19, 1, 203-233.
- Połtowicz S., 1997 – Grawitacyjna tektonika jednostki zgłobickiej między Brzeskiem a Wojniczem w świetle wyników badań sejsmicznych. *Kwart. AGH, Geologia*, 23, 307-329.
- Połtowicz S., 2004 – Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat Polskich. *Kwart. AGH, Geologia*, 30, 85-120.
- Połtowicz S., Starczewska-Popow A., 1974 – Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. *Rocznik PTG.*, 44, 4, 485-515.
- Porębski S., Oszczypko N., 1999 – Litofacje i geneza piasków bogucickich (górnym baden), zapadlisko przedkarpackie. *Prace PIG*, 168, 57-82.
- Postma G., 1986 – Classification for sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 251-294.
- Praca zbiorowa, 1974 – Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej Bochnia. Maszyn. Arch. Działu Geolog.-Miern. Kopalni Soli Bochnia.
- Prochazka K., Wala A., 1959 – Sól dolomityczna w złożu Wieliczki. *Rocz. PTG*, 29, 1, 105-117.
- Roedder, E. 1962 – Ancient fluids in crystals. *Scientific American*, 207, 4, 38-47.
- Roedder E., 1984 – Fluid inclusions in salt. *Americ. Miner.*, 69, 413- 469.
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1980 – Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 8, 263-301.



- Roedder E., Belkin, H.E., 1981 – Petrographic study of fluid inclusions in salt core samples from Asse mine, Federal Republic of Germany. United States Geological Survey Open File Report, 1-32.
- Richter-Bernburg G., 1955 – Uber Salinare Sedimentation. *Zeitschr. Deutsch Geol.*, 105.
- Samsonowicz J., 1955 – O górnym prekambrze w Polsce. *Prz. Geol.*, 3, 12, 588-589.
- Schultze O., Till P., Kern H., 2001 – Development of damage and permability in deforming rock salt, *Engineering Geology*, 61, 163-180.
- Staszic S., 1815 – *O ziemiogrodzie Karpatów i innych gór i równin Polski*. Warszawa, 1-390.
- Stawarczyk Z., 2000 – Lokalizacja baz pomiarowych w wyrobiskach trasy turystycznej, *Maszyn. Arch. Dział Miern. Kopalni Soli Wieliczka*.
- Stupnicka E., 1989 – *Geologia regionalna Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1-286.
- Szczerbowski Z., Jóźwik M., 2001 – Determinations of geological conditions in shaft deformations in Wieliczka Salt Mine. W: Zuchiewicz W. (red.), *Neotektonika Polski: neotektonika, morfotektonika, sejsmotektonika – stan badań i perspektywy rozwoju*. IV Ogólnopolska Konferencja Komisji Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Kraków, 3–4 wrzesień, streszczenia referatów i komunikatów, 88-89.
- Szybist A., 1975 – Z badań geologicznych nad druzgotową częścią złoża solnego Wieliczki. *Prz. Geol.*, 23, 9, 429-431.
- Szybist A., 1994 – Aktualizacja budowy geologicznej złoża Wieliczka. Opracowanie dla WUG, *Maszyn. Arch. Zakład Geologii Złożowej i Górniczej, AGH*, 10-27.
- Szybist A., Toboła T., 1995 – Budowa geologiczna złoża soli kamiennej Siedlec - Moszczenica w świetle nowych danych. *Prz. Geol.*, 8, 682-686.
- Ślącza A., Kolasa K., 1985 – Soczewka soli Klęczki z olistostromowych utworów Wieliczki. *Prz. Geol.*, 4, 224-230.
- Ślącza A., Kolasa K., 1997 – Resedimented salt in the Northern Carpathians Foredeep (Wieliczka, Poland). *Slovak Geol. Mag.*, 3, 2, 135-155.
- Ślącza, A., Oszczytko, N., 2002. Paleogeography of the Badenian Salt Basin (Carpathian Foredeep, Poland and Ukraine). *Geol. Carpat.*, special issue, 53, 17-19.
- Świdorski B., 1952 – Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Prace PIG.*, 8, 1-14.
- Tarka R., 1992 – Tektonika wybranych złóż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Prace PIG*, 137, 27-39.
- Tarka R., Wiewiórka J., Barmuta P., Brudnik K., 1988 – Wieliczka mezostrukturalne świadectwo tektogenezy. *Prz. Geol.*, 10, 572-577.
- Teisseyre W., 1920 – *O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpaccich do krawędzi fliszu karpacciego*. Spraw. Państ. Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre W., 1921 – *Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia*. *Kosmos*, Lwów, 46, 242-474.
- Toboła T., 2000 a – Badania koncentracji bromu w solach kamiennych złoża bocheńskiego. *Prz. Geol.*, 48, 8, 688-693.
- Toboła T., 2000 b – Badania koncentracji potasu i magnezu w solach kamiennych złoża Bochni. *Prz. Geol.*, 48, 12, 1163-1168.

- Toboła T., 2001 – Występowanie strontu w badeńskich solach kamiennych na przykładzie złoża bocheńskiego. *Kwart. AGH, Geologia*, 27, 2-4.
- Toboła T., 2004 – Przejawy neotektoniki i współczesnej tektoniki w wyrobiskach kopalnianych. W: Kortas G. (red.), *Ruch górotworu i powierzchni w otoczeniu zabytkowych kopalń soli*. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków, 35-44.
- Toboła T., Bezkorowajny A., 2006 – Przejawy ruchów neotektonicznych i współczesnych w bocheńskiej kopalni soli kamiennej. *Kwart. AGH, Geologia*, 32, 1, 5-19.
- Tołwiński K., 1956 – Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu solidów. *Acta Geol. Pol.*, 6, 2, 75-226.
- Wdowiasz S., 1976 – O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. *Prz. Geol.*, 24, 350–357.
- Wiewiórka J., 1974 – Poziom najstarszej soli kamiennej w pokładowym złożu solnym Wieliczki. *Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce*, 3, 46-58.
- Wiewiórka J., 1984 – Geologia wielickiego złoża solnego. W: Praca zbiorowa, *Wieliczka – solny skarb*. Krakowska Agencja Wydawnicza, Kraków, 15-18.
- Wiewiórka J., 1988 – Warunki geologiczne eksploatacji soli w żupach krakowskich, W: Jodłowski A. (red.), *Dzieje Żup Krakowskich*. Wydawnictwo Muzeum Żup Krakowskich, Wieliczka, 37-70.
- Wiewiórka J., Charkot J., Dudek K., Gonera M., 2007 – Nowe dane do budowy geologicznej złoża i historii górnictwa w Kopalni Soli Bochnia. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 23, wydanie specjalne, 157-162.
- Wilcox W.R., 1969 – Anomalous gas-liquid inclusion movement. *Indust. Engen. Chemist.*, 61, 76-77.
- Windakiewicz E., 1926-1930 – *Solnictwo*. Drukarnia Związkowa, Kraków, 1-4, 1-650.
- Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987 – Badania własności fizykomechanicznych soli i skał płonnych. *Maszyn. Arch. Instytut Geomechaniki Górniczej, AGH*.
- Wójcik A., Jugowiec M., 1998 – The youngest member of the folded Miocene in Andrychów region (Southern Poland). *Prz. Geol.*, 46, 763-770.
- Zejszner L., 1843 – *Krótki opis historyczny, geologiczny i górniczy Wieliczki i Bochni.*, Kraków, 1-138.
- Zieliński J., 1963 – Odkrycie fliszowego fałdu wglębnego w rejonie Przemyśla. *Rocz. PTG.*, 33, 1-3, 387-395.
- Ziąbka Z., 1988 – Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej "Siedlec-Moszczenica-Łapczyca" w kat. B+C1+C2. OBR CHEMKOP, *Maszyn. Arch. Działu Geolog.-Miern. Kopalni Soli Bochnia*.
- Zuchiewicz W., 1998 – Quarternary tectonics of the Outer West Carpathians, Poland. *Tectonophysics*, 297, 121-132.
- Żak C., 1968. Eokambr – Góry Świętokrzyskie i przedgórze Karpat. W: *Budowa geologiczna Polski – stratygrafia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 143-159.

## Spis rysunków.

- Rys. 2.1.1 Lokalizacja polskiej części zapadliska przedkarpackiego (według Krzywiec P., 1997).
- Rys. 2.2.1 Mapa geologiczna podłoża polskiej części zapadliska przedkarpackiego (według Oszczytko N. et al., 1989 uproszczona).
- Rys. 2.3.1 Litostratygraficzny schemat osadów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (według Oszczytko N., 2006 a i b).
- Rys. 2.5.1 Szkic tektoniczny polskiej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego (według Oszczytko N., 1998).
- Rys. 3.1.1 Zasięgi i strefy facjalne badeńskich ewaporatów w zapadlisku przedkarpackim (wg. Garlicki A., 1979).
- Rys. 3.2.1.1 Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą (wg. Połtowicz S., 1991 a, zmieniony).
- Rys. 3.2.1.2 Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. (wg. Połtowicz S., 1991 b, zmieniony).
- Rys. 3.3.1 Pozycja tektoniczna mioceńskich złóż soli i gipsu na Podkarpaciu (wg. Poborski J., 1965).
- Rys. 4.1.1 Mapa obszaru występowania złoża soli kamiennej Wieliczka (wg. Wiewiórka J., 1988).
- Rys. 4.1.2 Profile litostratygraficzne osadów solnych złoża Wieliczka (wg. Garlicki A., 1979)
- Rys. 4.1.3 Schematyczne przekroje złóż soli kamiennej Barycz i Wieliczka (wg. Wiewiórka J., 1988).
- Rys. 4.1.4 Przekrój przez zachodnią część złoża w Baryczu (wg. Batko A., 1973).
- Rys. 4.1.5 Przekrój przez wschodnią część złoża w Baryczu (wg. Batko A., 1973).
- Rys. 4.1.6 Przekrój geologiczny przez złożo soli kamiennej Wieliczka (wg. Poborski J., 1965).
- Rys. 4.1.7 Przekrój przez złożo Wieliczka w rejonie szybów Boża Wola i Loiss (wg. Gawęł A., 1962).
- Rys. 4.1.8 Przekrój przez złożo Wieliczka w rejonie szybu Daniłowicza (wg. Gawęł A., 1962).
- Rys. 4.2.1 Mapa obszaru górniczego kopalni Bochnia (wg. Szybist A., Tobała T., 1995).
- Rys. 4.2.2 Przekrój geologiczny przez okolice Bochni (wg. Garlicki A., 1968 b).
- Rys. 4.2.3 Profil litostratygraficzny złoża soli kamiennej Bochnia (wg. Tobała T., 2000).
- Rys. 4.2.4 Przekrój przez złożo bocheńskie w rejonie szybu Campi (Poborski J., 1952).
- Rys. 4.2.5 Przekrój przez złożo bocheńskie w rejonie szybu Sutoris (Poborski J., 1952).
- Rys. 4.3.1 Przekrój geologiczny złoża solnego Łęzkowice (wg. Garlicki A., 1972).
- Rys. 4.3.2 Profil litostratygraficzny złóż soli kamiennej Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica (wg. Garlicki A., 1970, 1971; Szybist A., Tobała T., 1995).

- Rys. 4.3.3 Przekrój złoża Łęzkowice w części wschodniej (wg. Garlicki A., 1972, uproszczony).
- Rys. 4.3.4 Przekrój złoża Łęzkowice w części zachodniej (wg. Garlicki A., 1972, uproszczony).
- Rys. 4.4.1 Schematyczny przekrój przez szyb Siedlec (wg. Szybist A., Toboła T., 1995).
- Rys. 4.4.2 Schematyczny przekrój przez szyb Moszczenica (wg. Szybist A., Toboła T., 1995).
- Rys. 5.2.1 Diagramy elementów zalegania mezostruktur tektonicznych w kopalni soli Bochnia w odwzorowaniu na siatce Lamberta-Schmidta.
- Rys. 5.2.2 Diagramy elementów zalegania mezostruktur tektonicznych w kopalni soli Wieliczka w odwzorowaniu na siatce Lamberta-Schmidta.
- Rys. 6.2.1 Schematyczny diagram przedstawiający etapy zblizniania mikrospekana (wg. Roedder E., 1962).
- Rys. 6.4.1 Zależność pomiędzy kolorami fluorescencji węglowodorów a gęstością API (wg. Lang W.H, Gelfand J.C., 1985, uproszczony).
- Rys. 7.2.2.1 Krzywe pelzania soli drobnoziarnistej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.2 Krzywe pelzania soli kryształowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.3 Krzywe pelzania soli porfirowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.4 Krzywe pelzania soli średnioziarnistej białej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.5 Krzywe pelzania soli średnioziarnistej białej i szarej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.6 Krzywe pelzania z dociążeniem soli porfirowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.7 Krzywe relaksacji soli porfirowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 7.2.2.8 Krzywe relaksacji soli średnioziarnistej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Rys. 8.3.1 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Ważyn, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).
- Rys. 8.3.2 Konwergencja pionowa przy północnym ociosie komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.3 Konwergencja pionowa przy południowym ociosie komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.4 Konwergencja pionowa środek komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.5 Porównanie średnich rocznych konwergencji dla poszczególnych baz pomiarowych komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.6 Lokalizacja punktów pomiarowych w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).
- Rys. 8.3.7 Konwergencja pionowa w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.8 Konwergencja pozioma w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia.

- Rys. 8.3.9 Konwergencja liniowa w komorze kieratu Gaplowego, poz. C1, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.10 Konwergencja w komorze kieratu Ważyńskiego, poz. C1, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.11 Lokalizacja punktów pomiarowych w komorze Stajnia, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).
- Rys. 8.3.12 Konwergencja w komorze Stajnia, poz. C1, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.13 Lokalizacja punktów pomiarowych w komorze Kołdras, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).
- Rys. 8.3.14 Konwergencja w komorze Kołdras, poz. C1, K.S. Bochnia.
- Rys. 8.3.15 Przemieszczenia środka szybu Campi (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).
- Rys. 8.3.16 Przemieszczenia środka szybu Sutoris (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).
- Rys. 8.3.17 Przemieszczenia środka szybu Trinitatis (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).
- Rys. 8.4.1 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Herod, K.S. Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.2 Konwergencja pionowa w komorze Herod, poz. I, K.S. Wieliczka.
- Rys. 8.4.3 Konwergencja pozioma w komorze Herod, poz. I, K.S. Wieliczka.
- Rys. 8.4.4 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Muścicki, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.5 Konwergencja pozioma w komorze Muścicki, poz. IIw, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.6 Konwergencja pionowa w komorze Muścicki, poz. IIw., KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.7 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Orzechowski, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.8 Konwergencja pionowa w komorze Orzechowski, poz. IIw, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.9 Konwergencja pozioma w komorze Orzechowski, poz. IIw, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.10 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Franciszek Karol, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.11 Konwergencja pionowa w komorze Franciszek Karol, poz. IIIn, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.12 Konwergencja pozioma w komorze Franciszek Karol, poz. IIIn, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.13 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Ksawery, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.14 Konwergencja pionowa w komorze Ksawery, poz. IIIn, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.15 Konwergencja pozioma w komorze Ksawery, poz. IIIn, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.16 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w kaplicy Kingi, KS Wieliczka (wg. Kortas G., 2005).
- Rys. 8.4.17 Konwergencja pionowa w kaplicy św. Kingi, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.18 Konwergencja pozioma w kaplicy św. Kingi, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.19 Konwergencja pionowa w komorze Staszica, poz. III, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.20 Konwergencja pozioma w komorze Galicja, poz. III, KS Wieliczka.

- Rys. 8.4.21 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Mazurczak, KS Wieliczka, (wg. Stawarczyk Z., 2000).
- Rys. 8.4.22 Konwergencja pozioma w komorze Mazurczak, poz. IV, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.23 Konwergencja pionowa w komorze Mazurczak, poz. IV, KS Wieliczka.
- Rys. 8.4.24 Przemieszczenie szybów Kinga i Daniłowicz, KS Wieliczka (wg. Szczerbowski Z., Józwik M, 2001).
- Rys. 8.5.1 Konwergencja mioceńskich złóż soli (wg. Bieniasz J., Wojnar W., 2007).
- Rys. 9.1.1 Struktury spływowe (Garlicki A., 1991).
- Rys. 9.1.2 Rozmyta powierzchnia pokładu soli (Garlicki A., 1991).
- Rys. 9.1.3 Struktury pograżowe (Garlicki A., 1991).
- Rys. 9.3.1 Obszary występowania olistostrom w złożach gipsowych południowej Polski (wg. Niemczyk J., 2005).
- Rys. 10.1.1 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik w pobliżu pp 3215, poziom C5, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.18, odsłonięcie 1.
- Rys. 10.1.2 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzeczna August, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.14, odsłonięcie 2, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.3 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzeczna Albrecht, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.13, odsłonięcie 3, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.4 Zaangażowanie tektoniczne utworów, E ściana komory Ważyn, poziom C3, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.19, odsłonięcie 4.
- Rys. 10.1.5 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik Krystian, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 5.
- Rys. 10.1.6 Zaangażowanie tektoniczne utworów, upadowa do komory Ważyn, poziom C3, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.19, odsłonięcie 6.
- Rys. 10.1.7 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzeczna Albrecht, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.13, odsłonięcie 7, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.8 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzeczna Franciszek, poziom II n, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz odsłonięcie 8, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.9 Zaangażowanie tektoniczne utworów, zachodni objazd szybu Campi, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.16, odsłonięcie 9.
- Rys. 10.1.10 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik zachodni do ładowni akumulatorów, poziom C5, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 9.1.18, odsłonięcie 10.
- Rys. 10.1.11 Zaangażowanie tektoniczne utworów, podłużnia August, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 11.
- Rys. 10.1.12 Zaangażowanie tektoniczne utworów, W ściana kaplicy św. Kingi, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 12.

- Rys. 10.1.13 Wycinek mapy geologicznej poziomu III kopalni soli Wieliczka, (wg. Kulig M., 1988)
- Rys. 10.1.14 Wycinek mapy geologicznej poziomu III kopalni soli Wieliczka (wg. Kulig M., 1988).
- Rys. 10.1.15 Wycinek mapy geologicznej poziomu II niższego kopalni soli Wieliczka (wg. Kulig M., 1988).
- Rys. 10.1.16 Wycinek mapy geologicznej poziomu C1 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.17 Wycinek mapy geologicznej poziomu C1 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.18 Wycinek mapy geologicznej poziomu C5 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki).
- Rys. 10.1.19 Wycinek mapy geologicznej poziomu C3 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki).

## **Spis tabel.**

- Tab. 7.1.2.1 Parametry fizyko-mechaniczne soli i utworów płonnych kopalni Siedlec. (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).
- Tab. 7.1.3.1 Parametry fizyko-mechaniczne soli i skał płonnych złoża Łęzkowice.
- Tab. 8.3.1 Porównanie wartości konwergencji dla odcinków wyznaczonych w kierunkach N-S i W-E.
- Tab. 8.4.1 Porównanie parametrów komory Herod i Orzechowski.
- Tab. 8.4.2 Średnia konwergencja dla wyrobisk chodnikowych w latach 1997 – 2005 (Bieniasz J., Wojnar W., 2005).
- Tab. 9.1.1 Podział struktur sedymentacyjnych w skałach solnych (wg. A. Garlicki, 1968 a, 1991)
- Tab. 9.1.2 Podział struktur sedymentacyjnych w gipsach i anhydrytach (wg. A. Garlicki, 1968 a, 1991)
- Tab. 10.1.1 Skala zaangażowania tektonicznego utworów serii solnej w kopalniach soli Bochnia i Wieliczka.



**RYSUNKI**

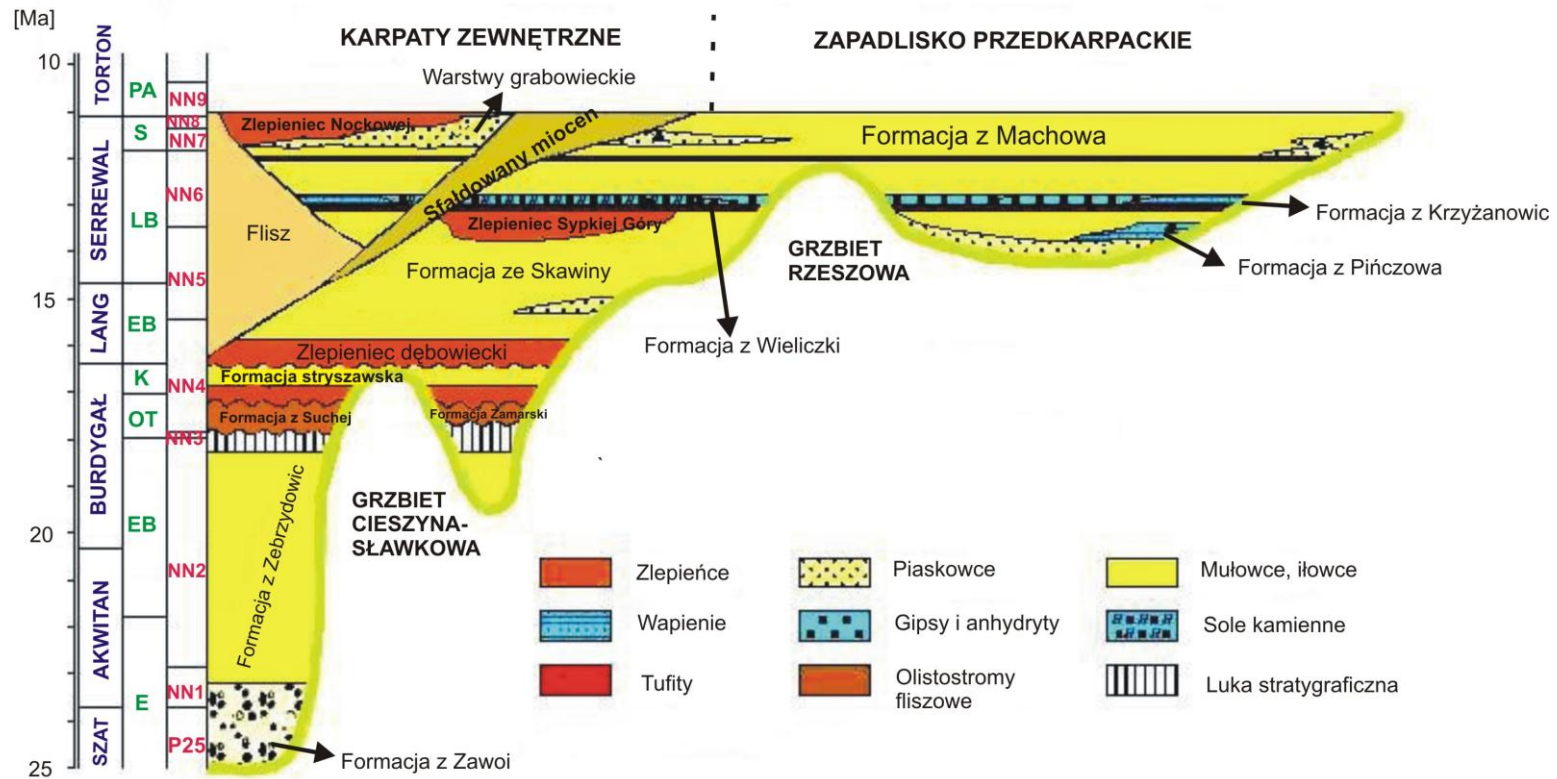
DO PRACY DOKTORSKIEJ

**TEKTONIKA MIOCEŃSKICH ZŁÓŻ SOLI**

S

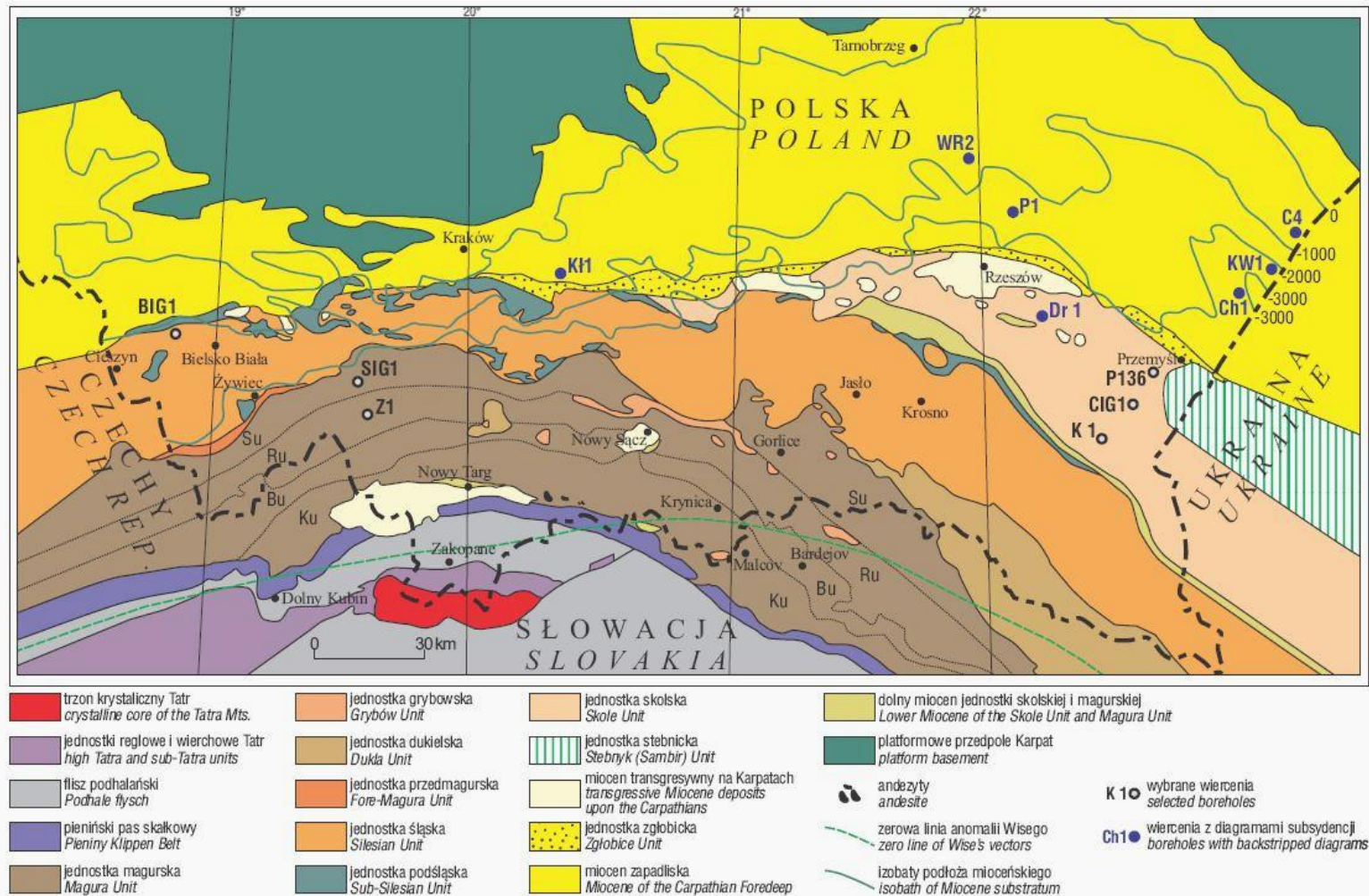
Podziały:  
**Medyterański,**  
**Centralna Paratetyda**  
**Nanozony**

N

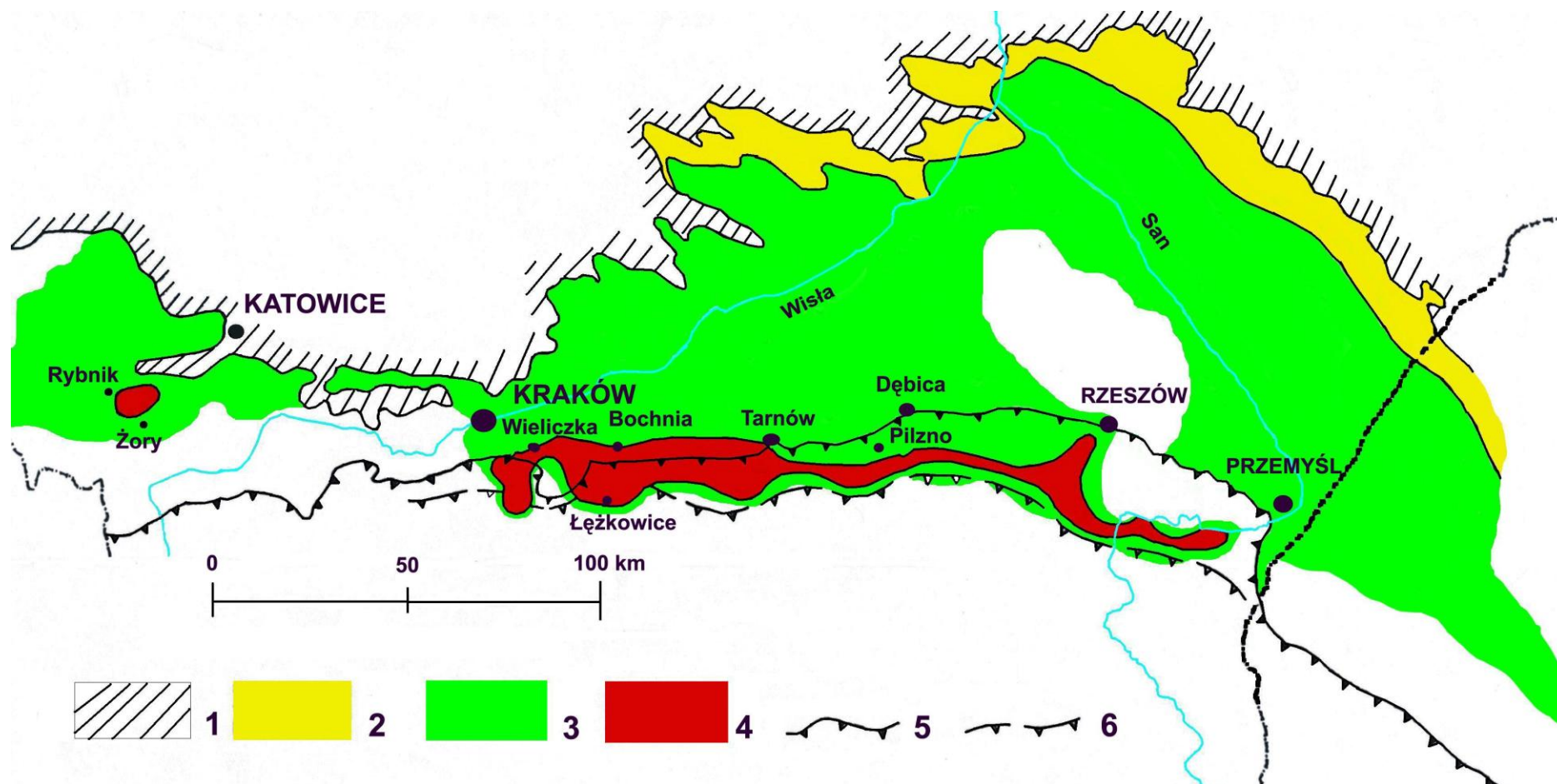


Rys. 2.3.1 Litostratygraficzny schemat osadów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (według. Oszczypko N., 2006 a i b).

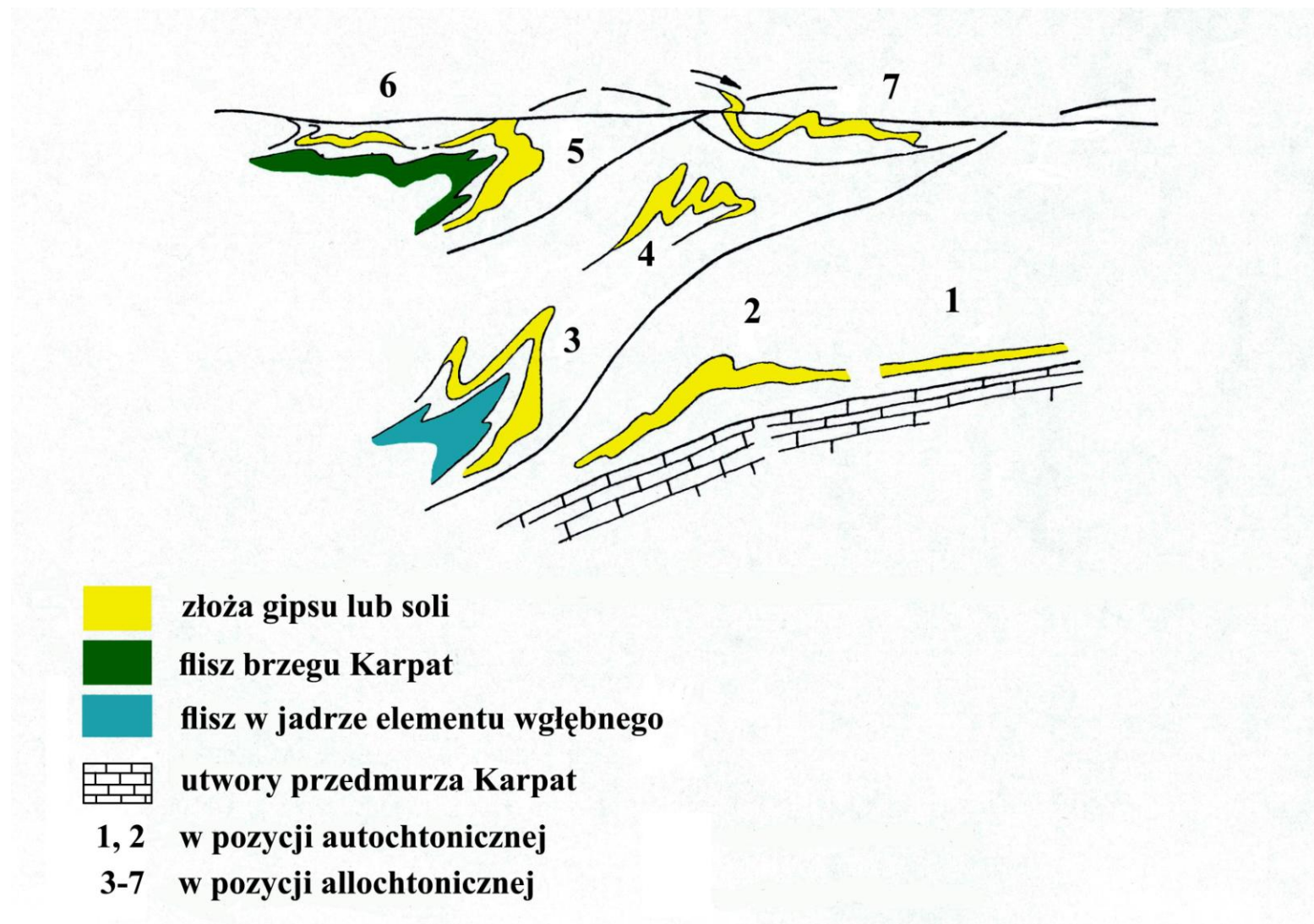
EB - eggenburgian, E – eggerian, OT – otnangian, K – karpatian, EB – wczesny badenian, LB – późny badenian, S – sarmatian, Pa – pannonian.



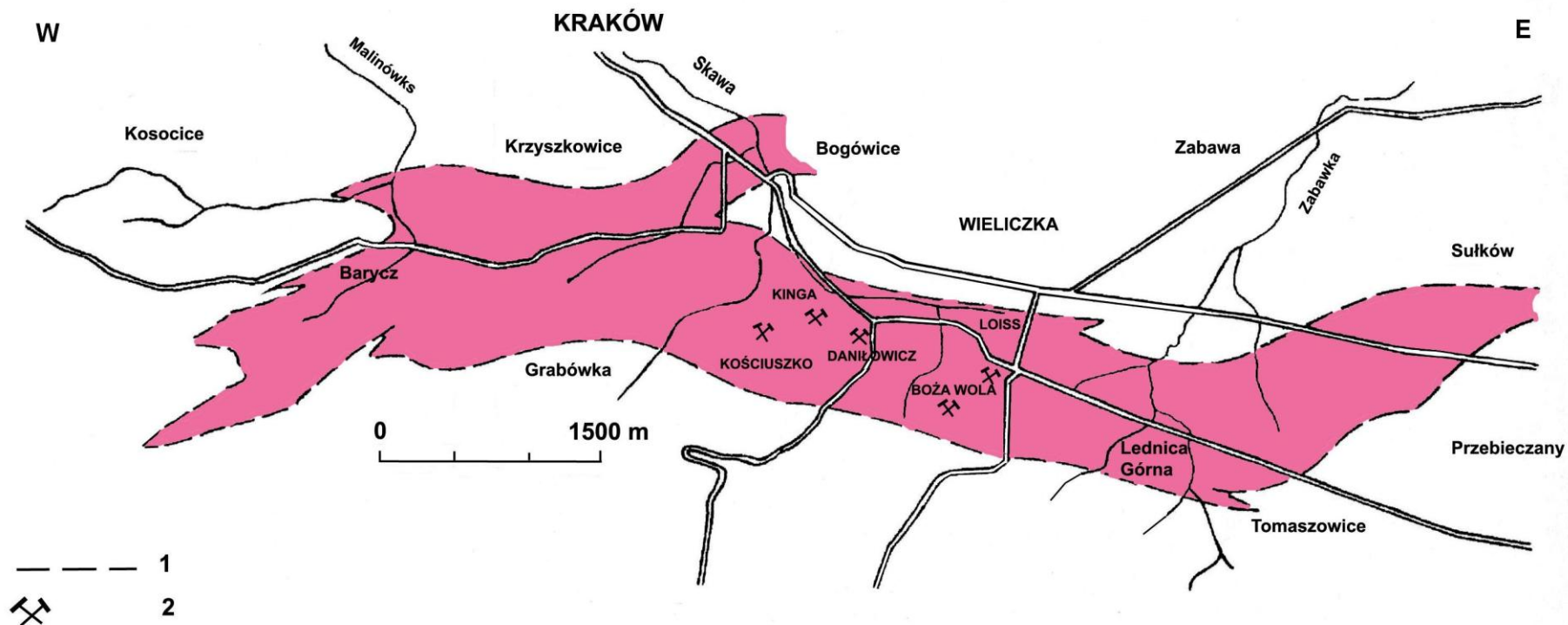
Rys. 2.5.1 Szkic tektoniczny polskiej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego (według, Oszczypko N., 1998).



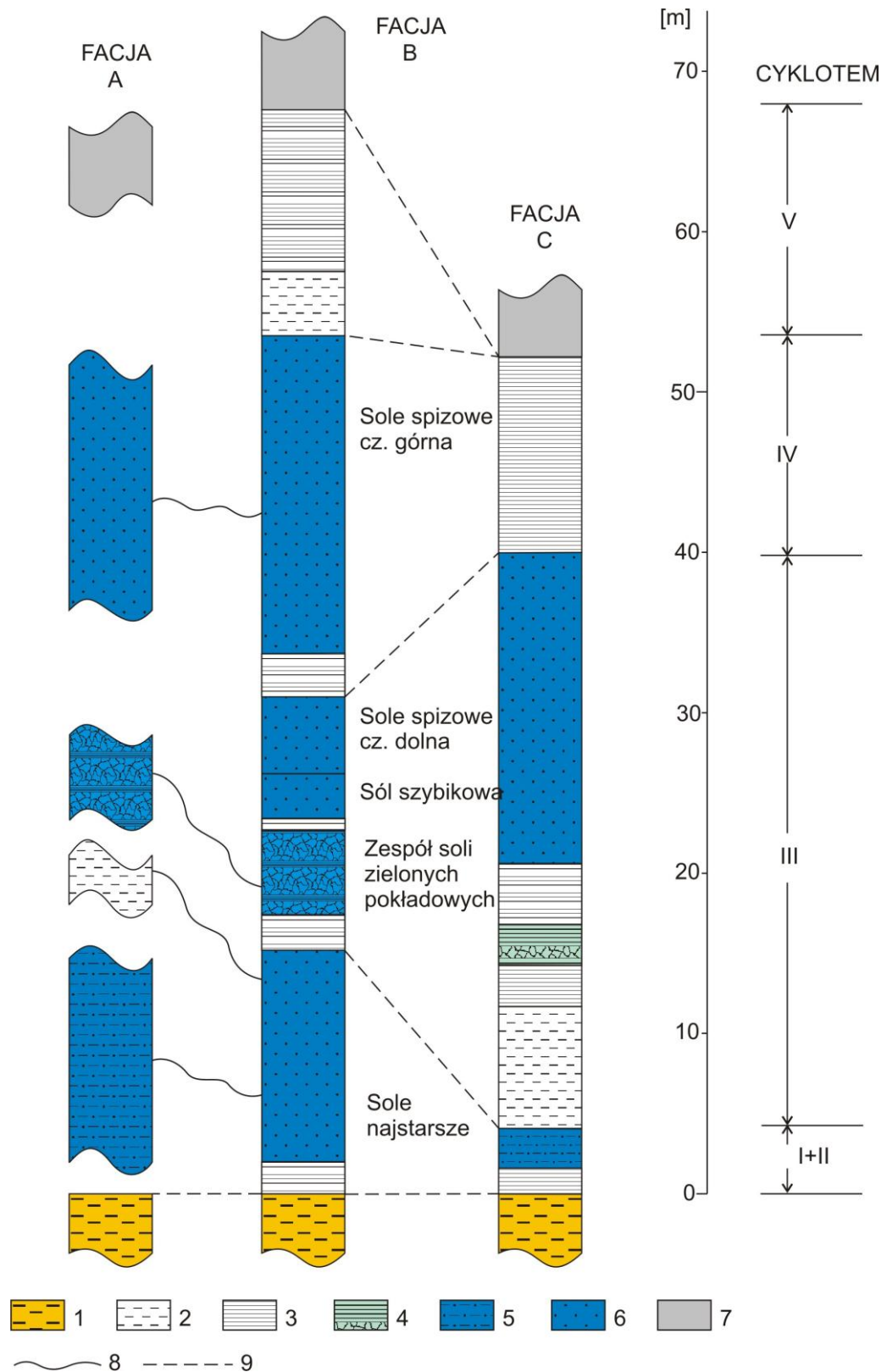
Rys. 3.1.1 Zasięgi i strefy facjalne badeńskich ewaporatów w zapadlisku przedkarpackim (wg. Garlicki A., 1979):  
 1 – wychodnie utworów przedbadeńskich, 2 – pole facji węglanowo-litoralnej, 3 – pole facji siarczanowej, 4 – pole facji chlorkowej,  
 5 – obecne położenie brzegu Karpat, 6 – przypuszczalne położenie brzegu Karpat w okresie sedymentacji ewaporatów



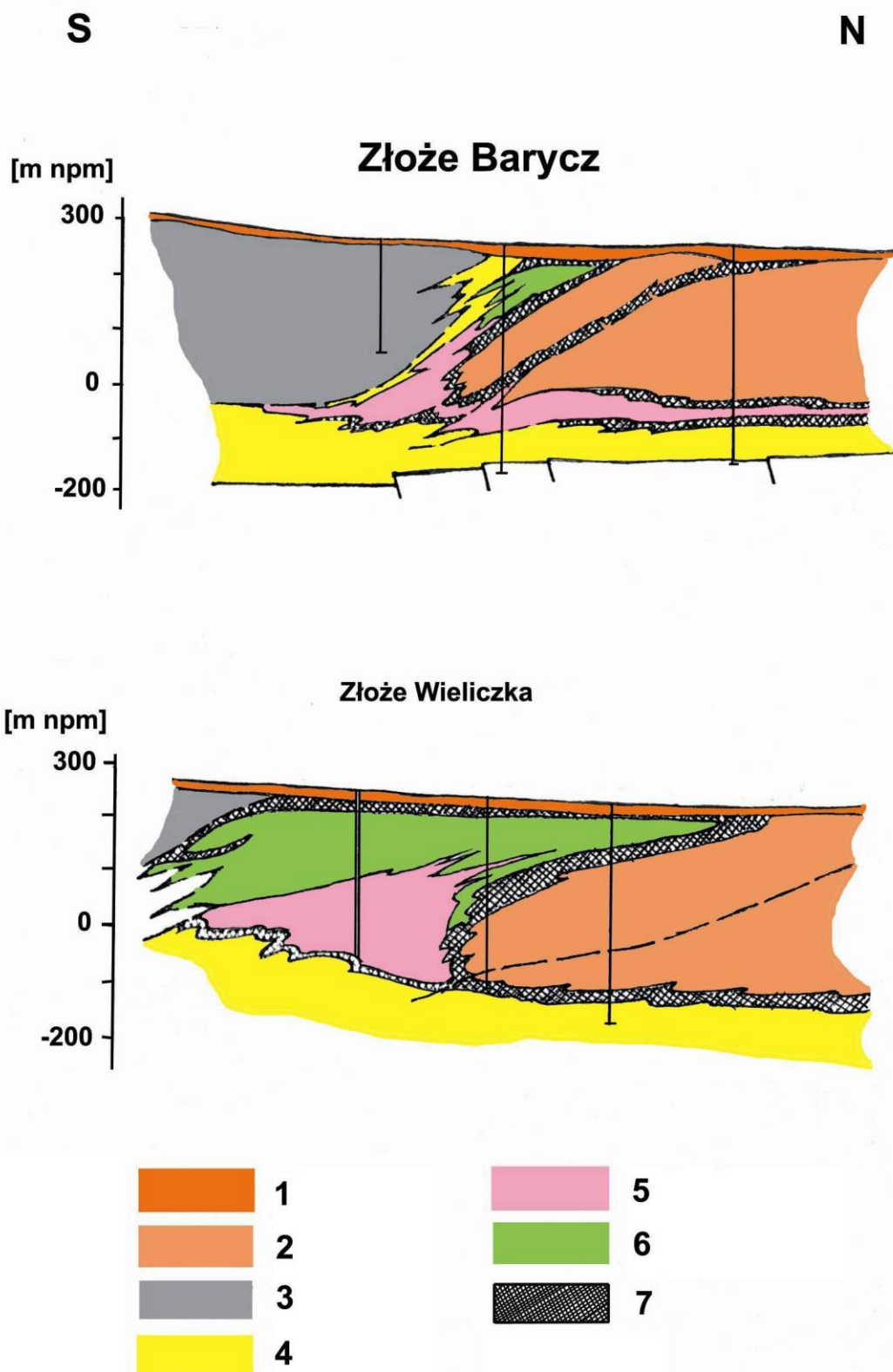
Rys. 3.3.1 Pozycja tektoniczna miocenijskich złóż soli i gipsu na Podkarpaciu (według Poborski J., 1965)



Rys. 4.1.1 Mapa obszaru występowania złoża soli kamiennej Wieliczka (wg. Wiewiorka J., 1988):  
 1 – zasięg obszaru złoża, 2 – szyb kopalnianej.

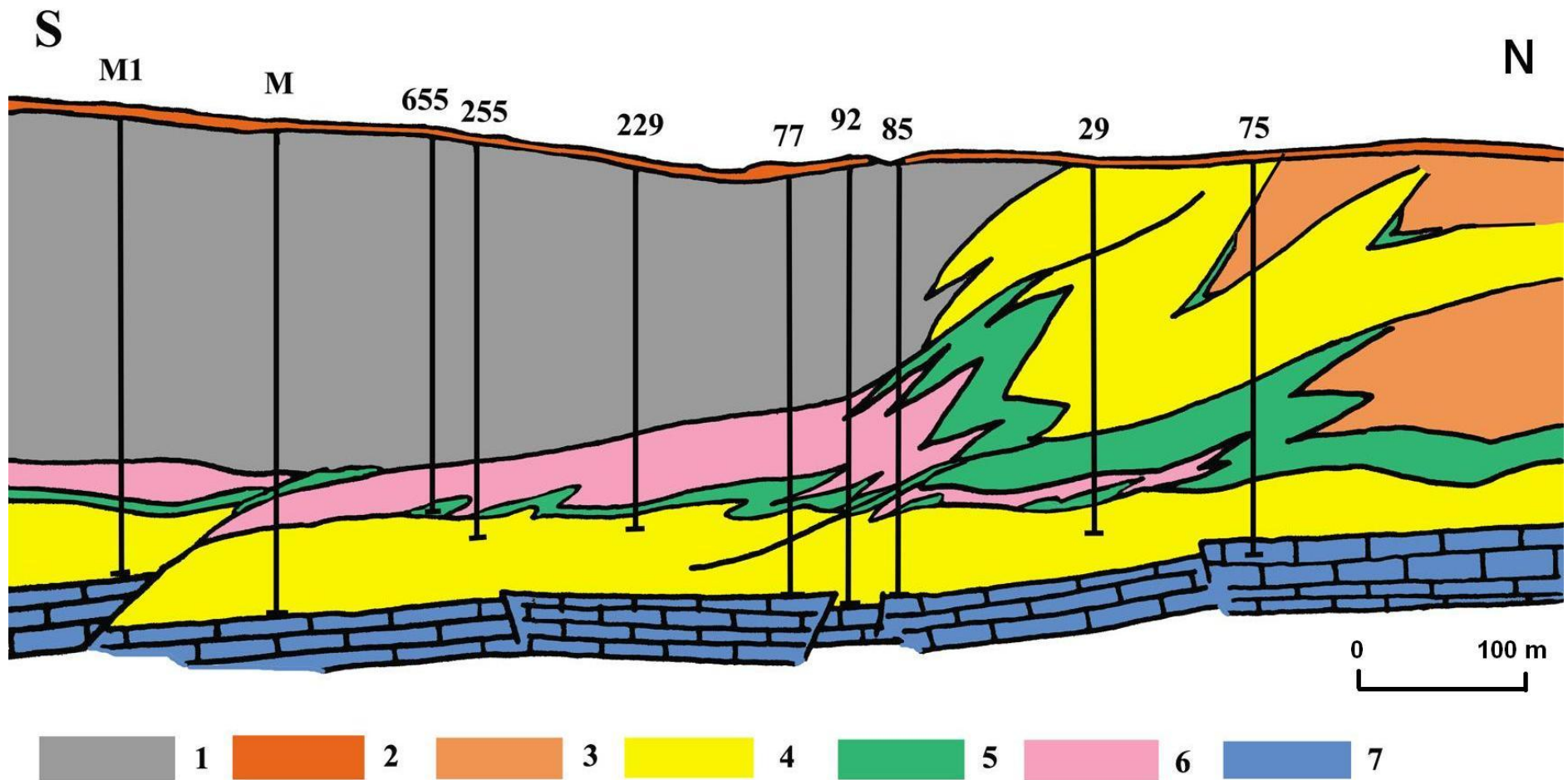


Rys. 4.1.2 Profile litostratigraficzne osadów solnych złoża Wieliczka (wg. Garlicki A., 1979): 1 – warstwy skawińskie (utwory spągowe ewaporatów), 2 – iłowce, mułowce, piaskowce, 3 – iłowce, mułowce, piaskowce anhydrytowe (gipsowe), łupki iłowo-anhydrytowe (gipsowe), 4 – pozióm łupków iłowo-anhydrytowych z solą kryształową, 5 – ił solny, zuber, 6 – sól kamienna, 7 – warstwy chodenickie (utwory stropowe ewaporatów), 8 – przypuszczalne odpowiedniki litologiczne, 9 – linie korelacyjne podziału na cyklotemy.

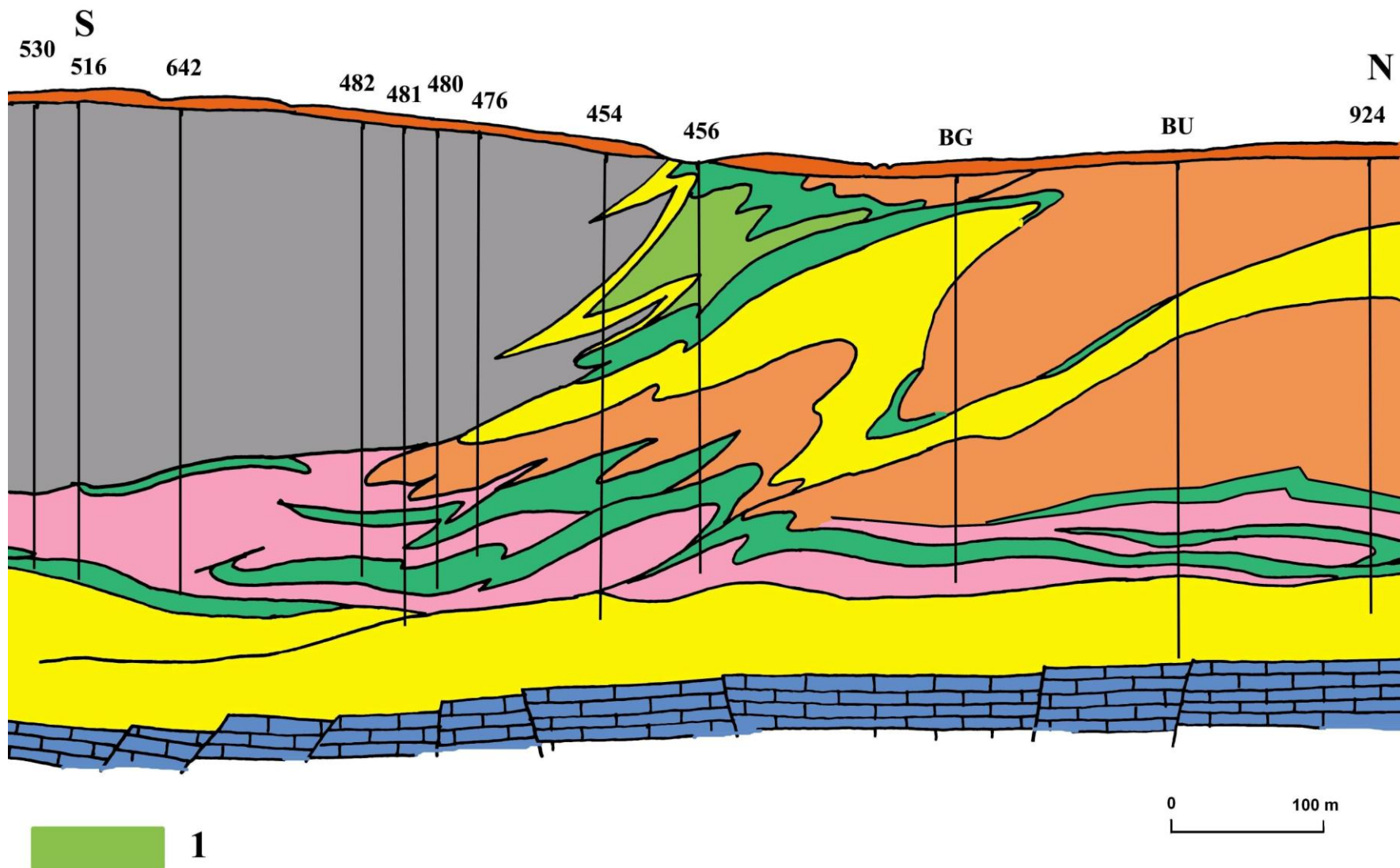


Rys. 4.1.3 Schematyczne przekroje złóż soli kamiennej Barycz i Wieliczka, (wg. Wiewiórka J., 1988): 1 – czwartorzęd, 2 – warstwy chodenickie, 3 – flisz karpacki, 4 – warstwy skawińskie, 5 – ewaporaty złoża pokładowego, 6 – ewaporaty złoża bryłowego, 7 – seria siarczanowa.

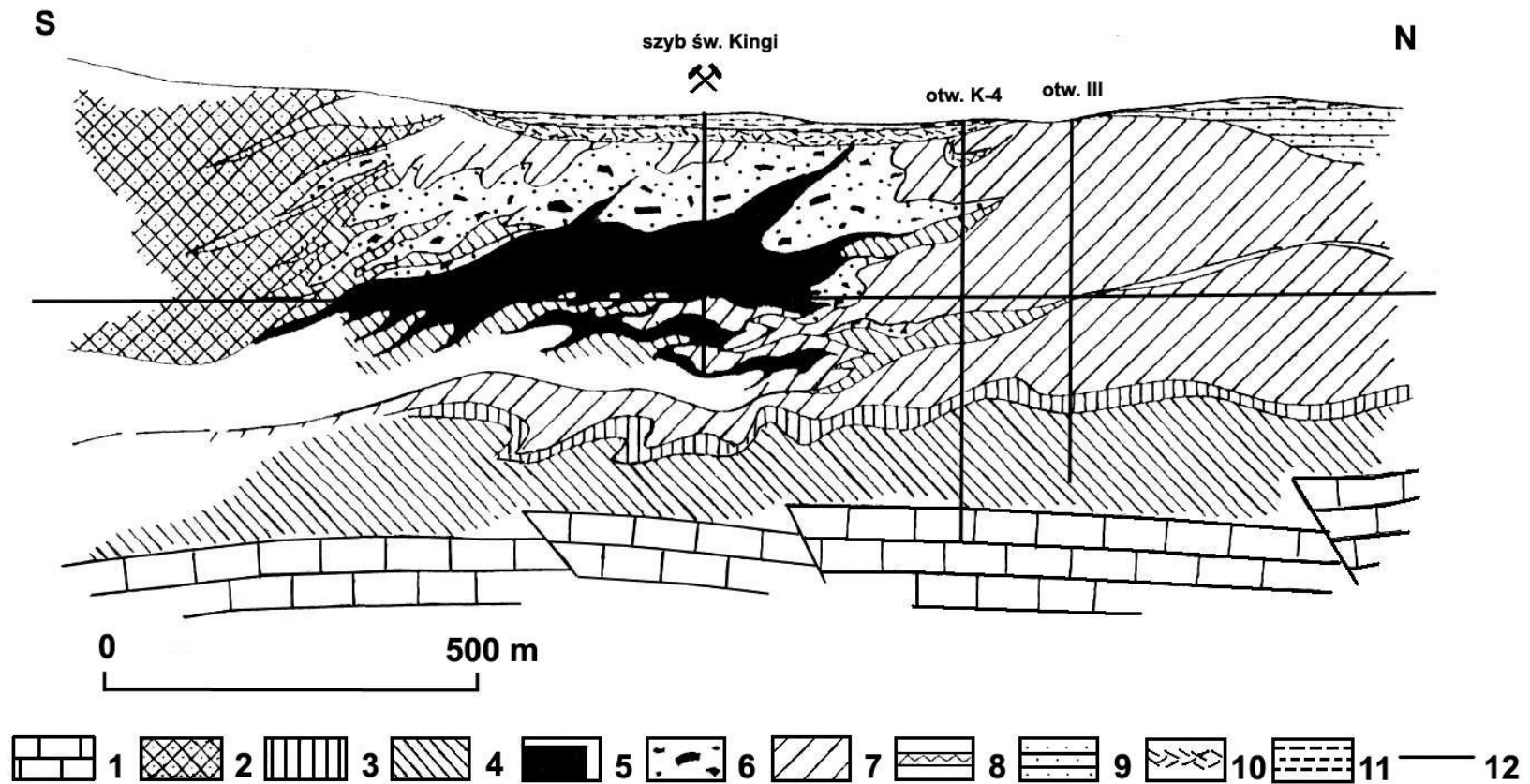




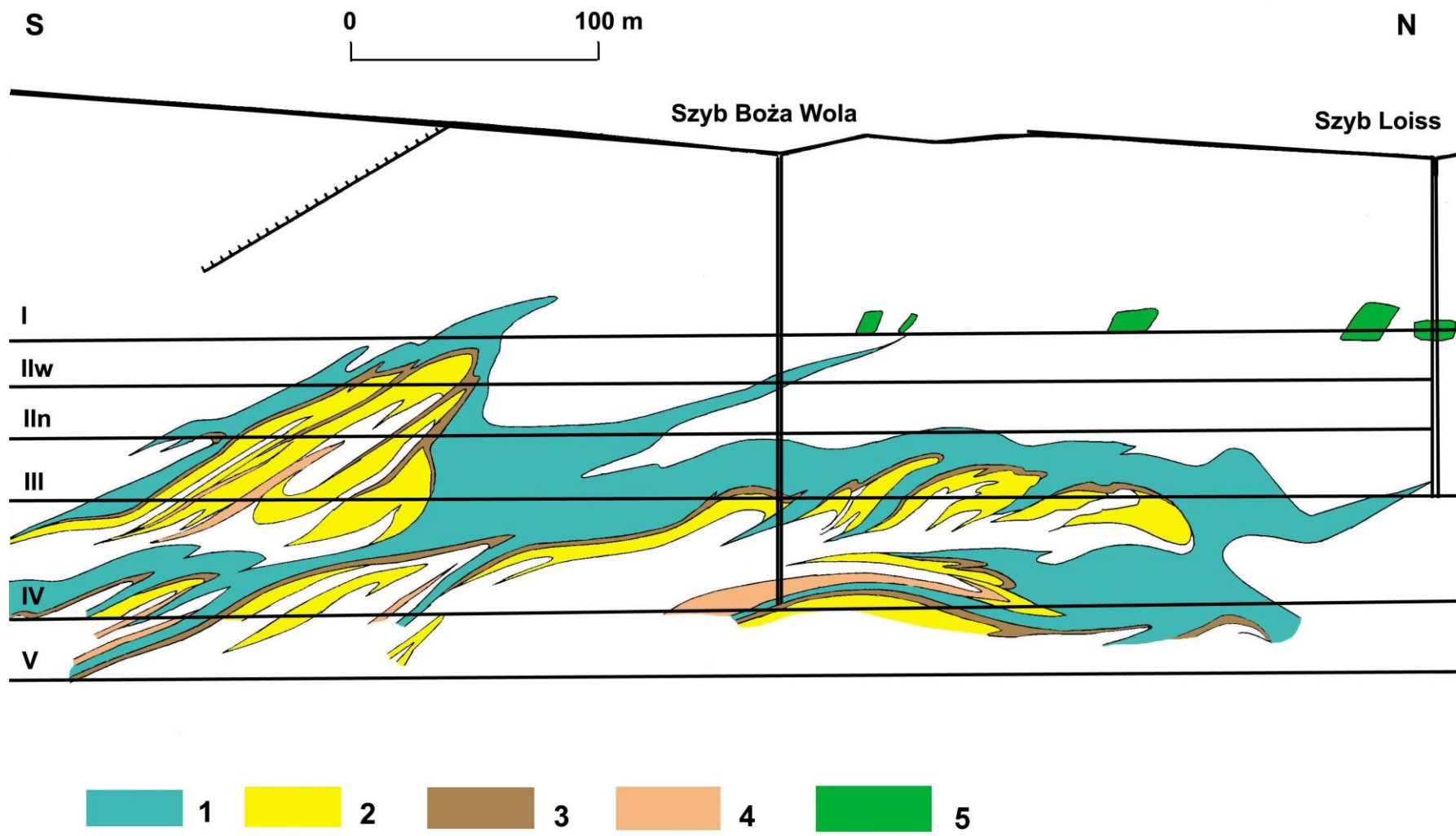
Rys. 4.1.4 Przekrój przez zachodnią część złoża w Baryczu (wg. Batko A., 1973): 1 – flisz karpacki, 2 – czwartorzęd, 3 – warstwy chodenickie, 4 – warstwy skawińskie, 5 – utwory pływne serii solnej, 6 – złoże pokładowe, 7 – jura.



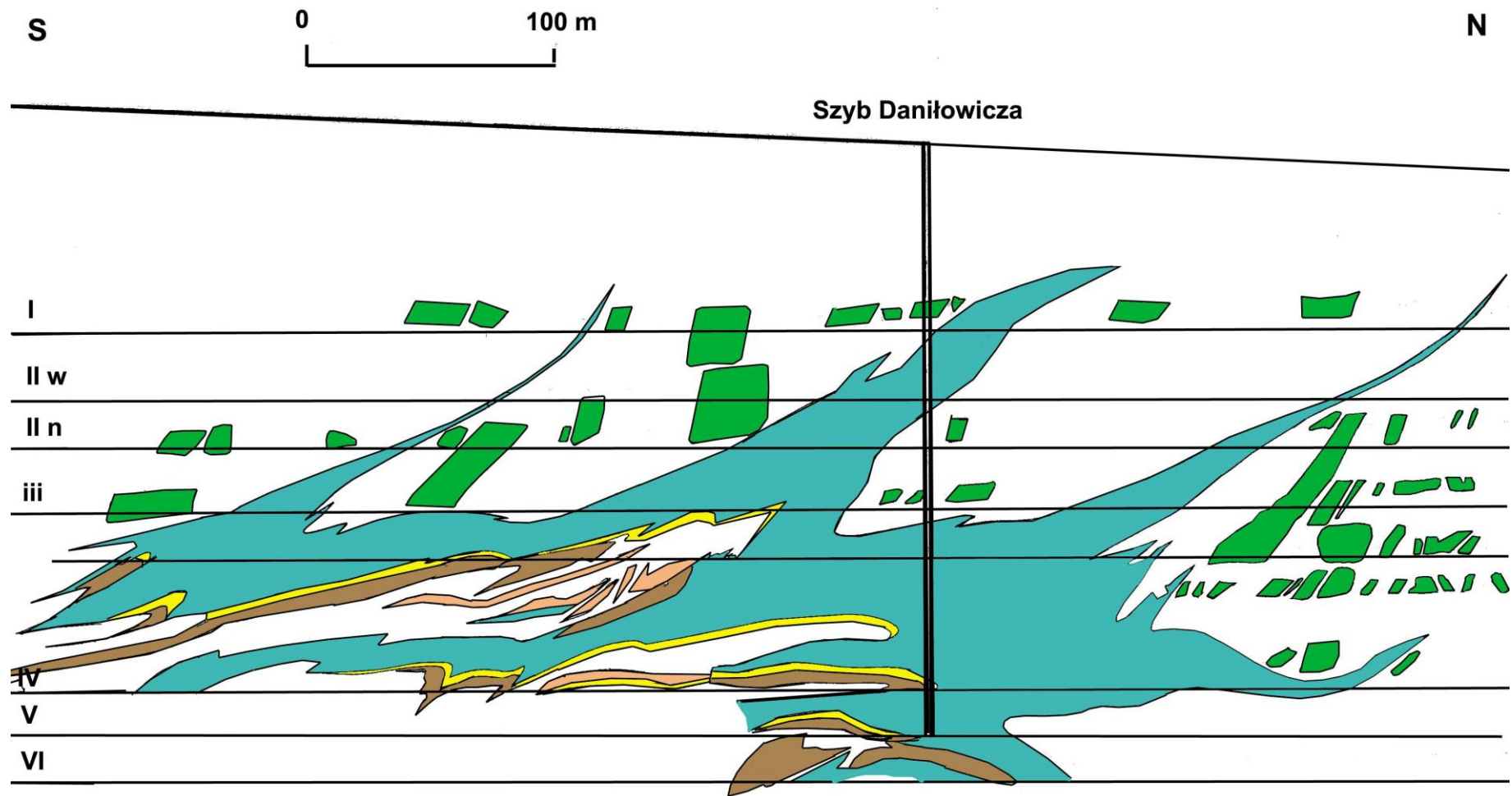
Rys. 4.1.5 Przekrój przez wschodnią część złoża w Baryczu (wg. Batko A., 1973): 1 – złożo bryłowe, pozostałe objaśnienia jak na rys. 4.1.4.



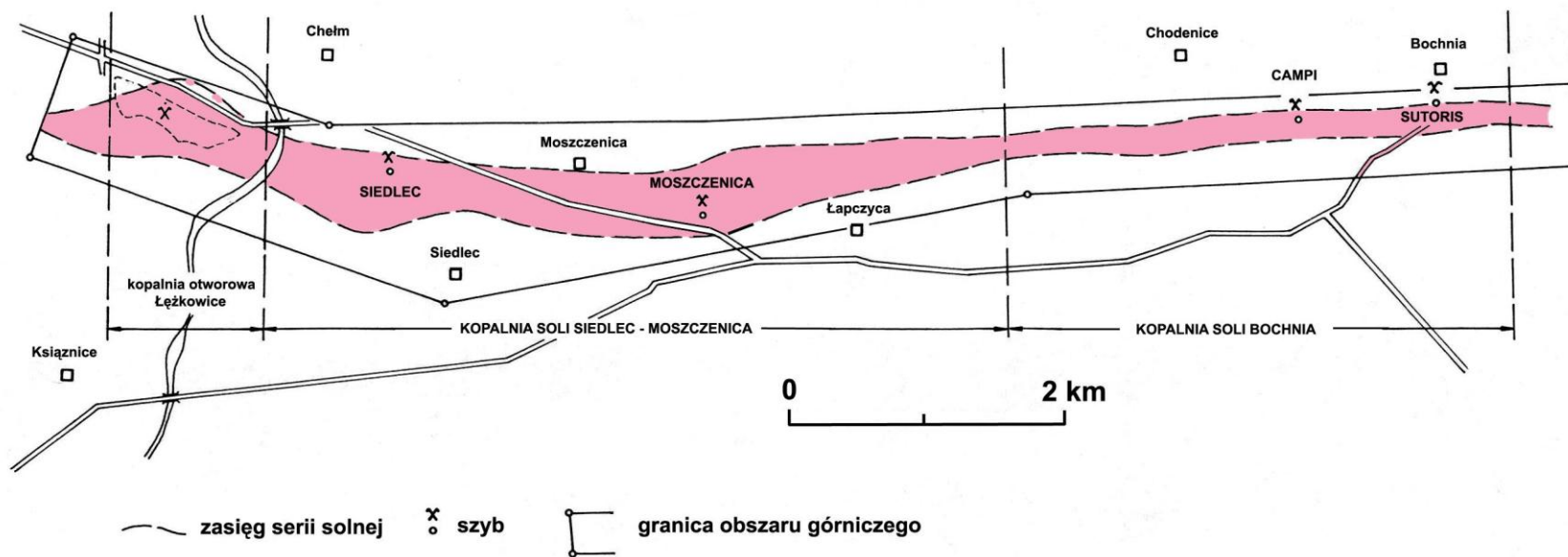
Rys. 4.1.6 Przekrój geologiczny przez złożę soli kamiennej Wieliczka (wg. Poborski J., 1965): 1 – wapień górnej jury, 2 – utwory fliszowe, 3 – warstwy skawińskie, 4 – facja siarczanowa, 5 – sole pokładowe, 6 – zubry, 7 – warstwy chodenickie, 8 – gipsy kompleksu zubrowego, 9 – warstwy grabowieckie, 10 – zwierzelina iłowo-gipsowa, 11 – gliny plejstocieńskie, 12 – linie głównych nasunięć.



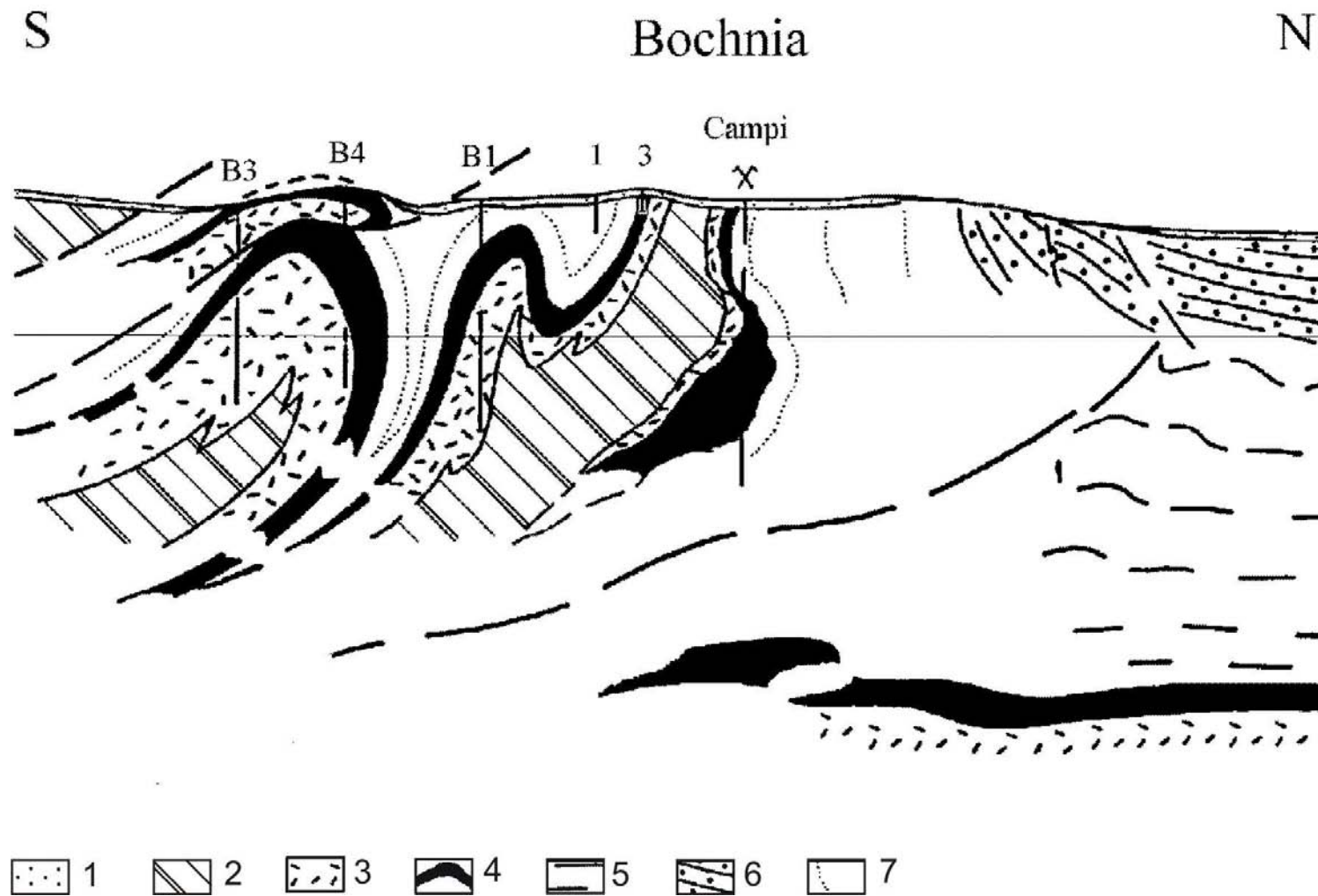
Rys. 4.1.7 Przekrój przez złożę Wieliczka w rejonie szybów Boża Wola i Loiss (wg. Gawęł A., 1962): 1 – sole spizowe, 2 – sól zielona z wkładkami ilitu z anhydrytem, 3 – sól szybikowa, 4 – piaskowiec podsolny, 5 – bryły soli zielonej.



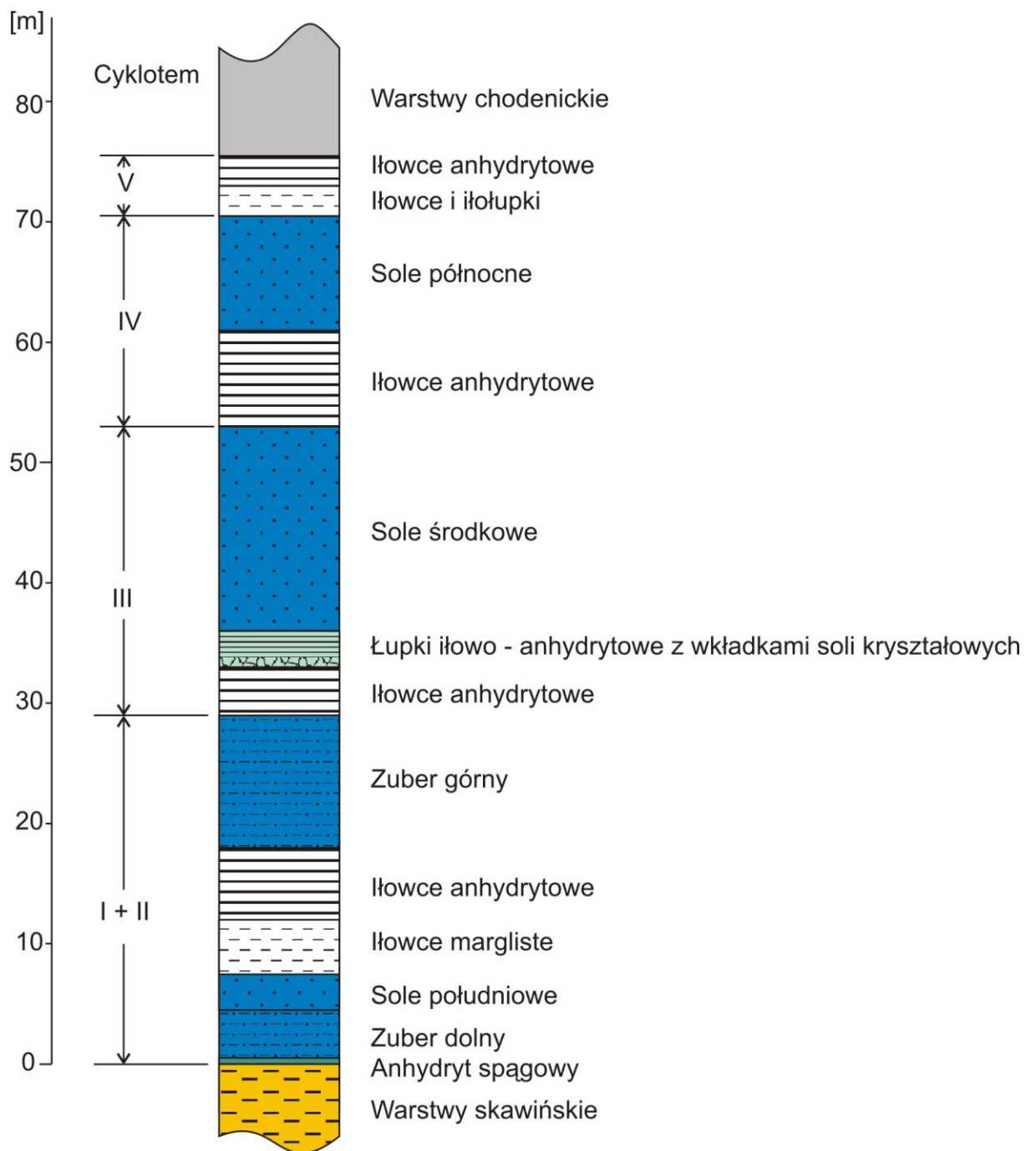
Rys. 4.1.8 Przekrój przez złożę Wieliczka w rejonie szybu Daniłowicza (wg. Gawęł A., 1962), objaśnienia jak na rys. 4.1.7.



Rys. 4.2.1 Mapa obszaru górniczego kopalni Bochnia (wg. Szybist A., Tobała T., 1995): 1 – zasięg serii solnej, 2 – szyby, 3 – granica obszaru górniczego.

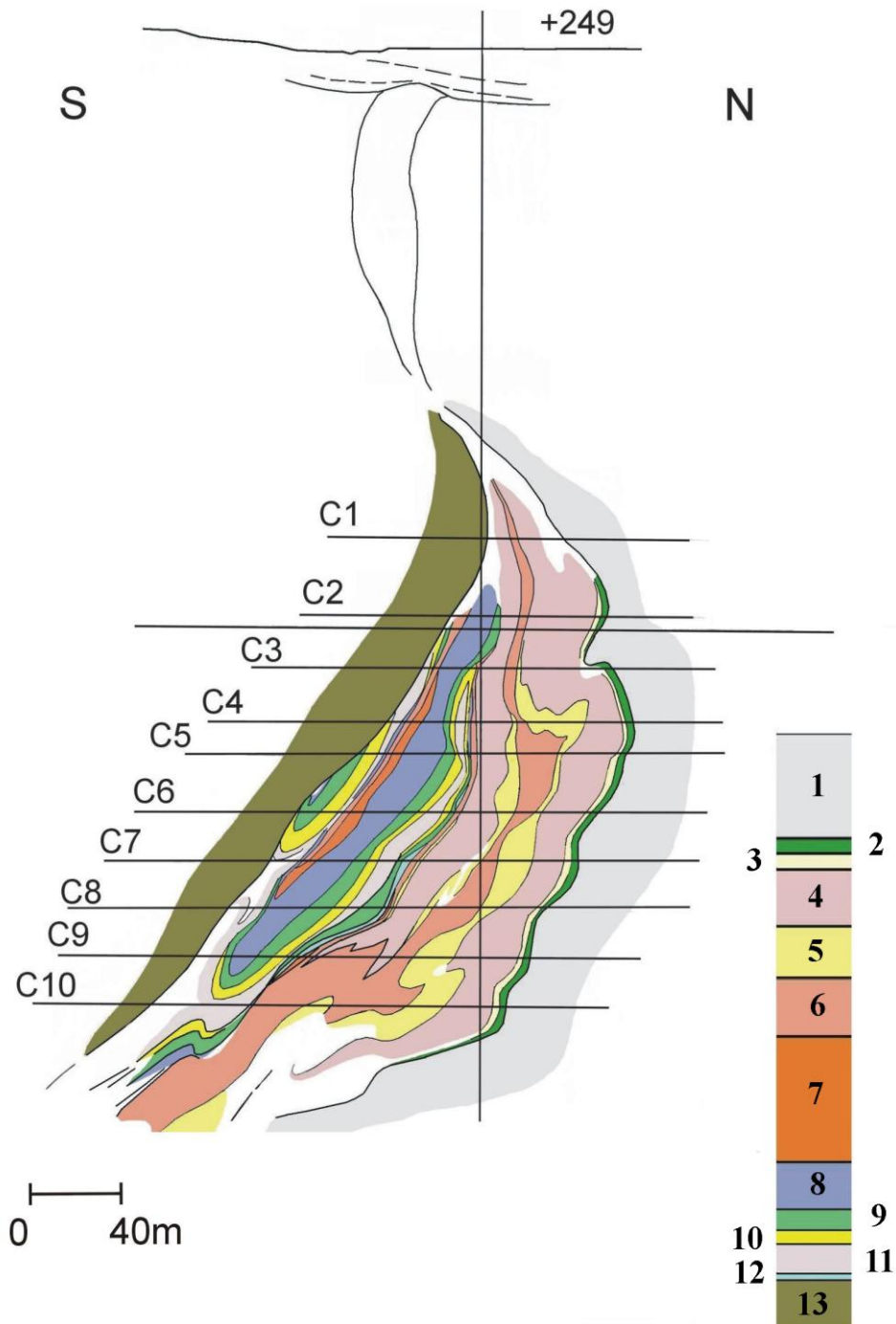


Rys. 4.2.2 Przekrój geologiczny przez okolice Bochni (wg. Garlicki A., 1968 b): 1 – czwartorzęd, 2 – utwory fliszowe, 3 – utwory spagowe serii solnej, 4 – seria solna, 5 – warstwy chodenickie, 6 – warstwy grabowieckie, 7 – utwory stropowe serii solnej.

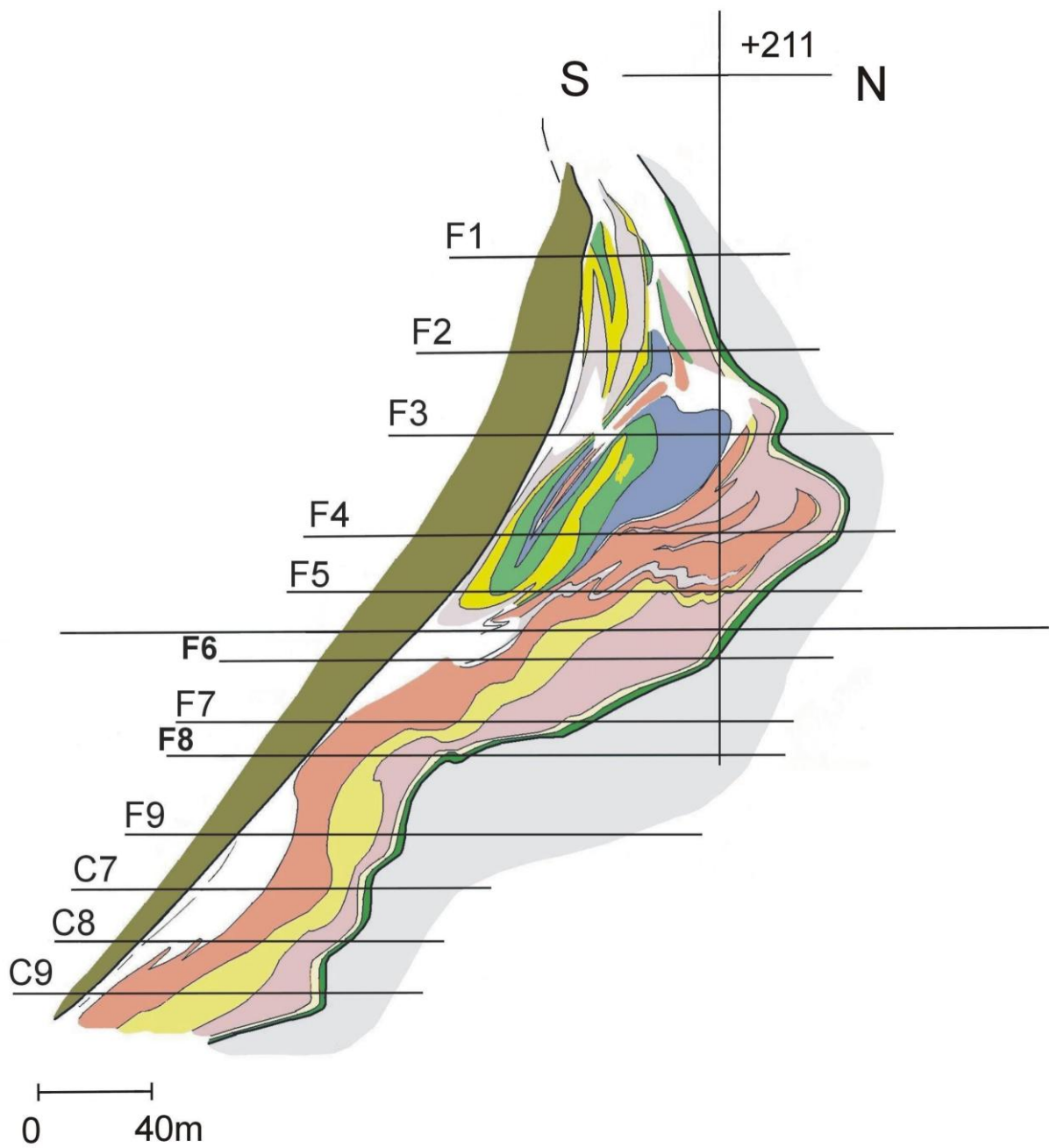


Rys. 4.2.3 Profil litostratygraficzny złoża soli kamiennej Bochnia (wg. Toboła T., 2000), objaśnienia jak na rys. 4.1.2.

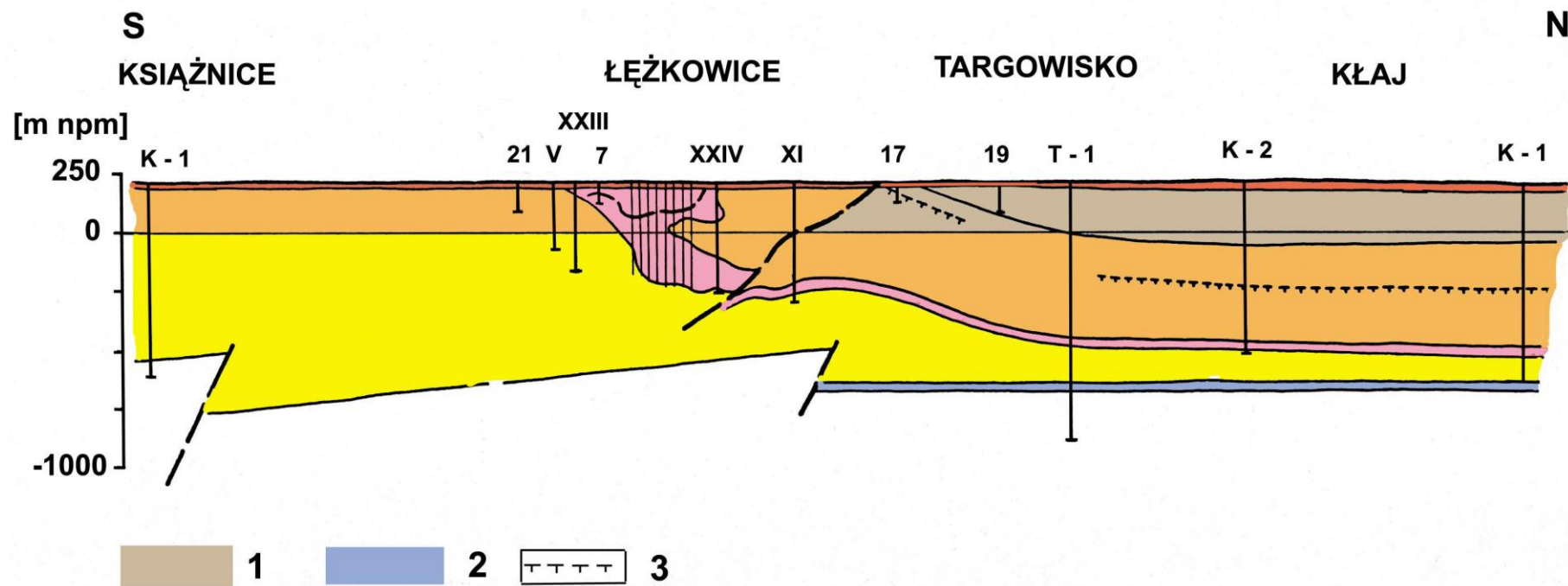




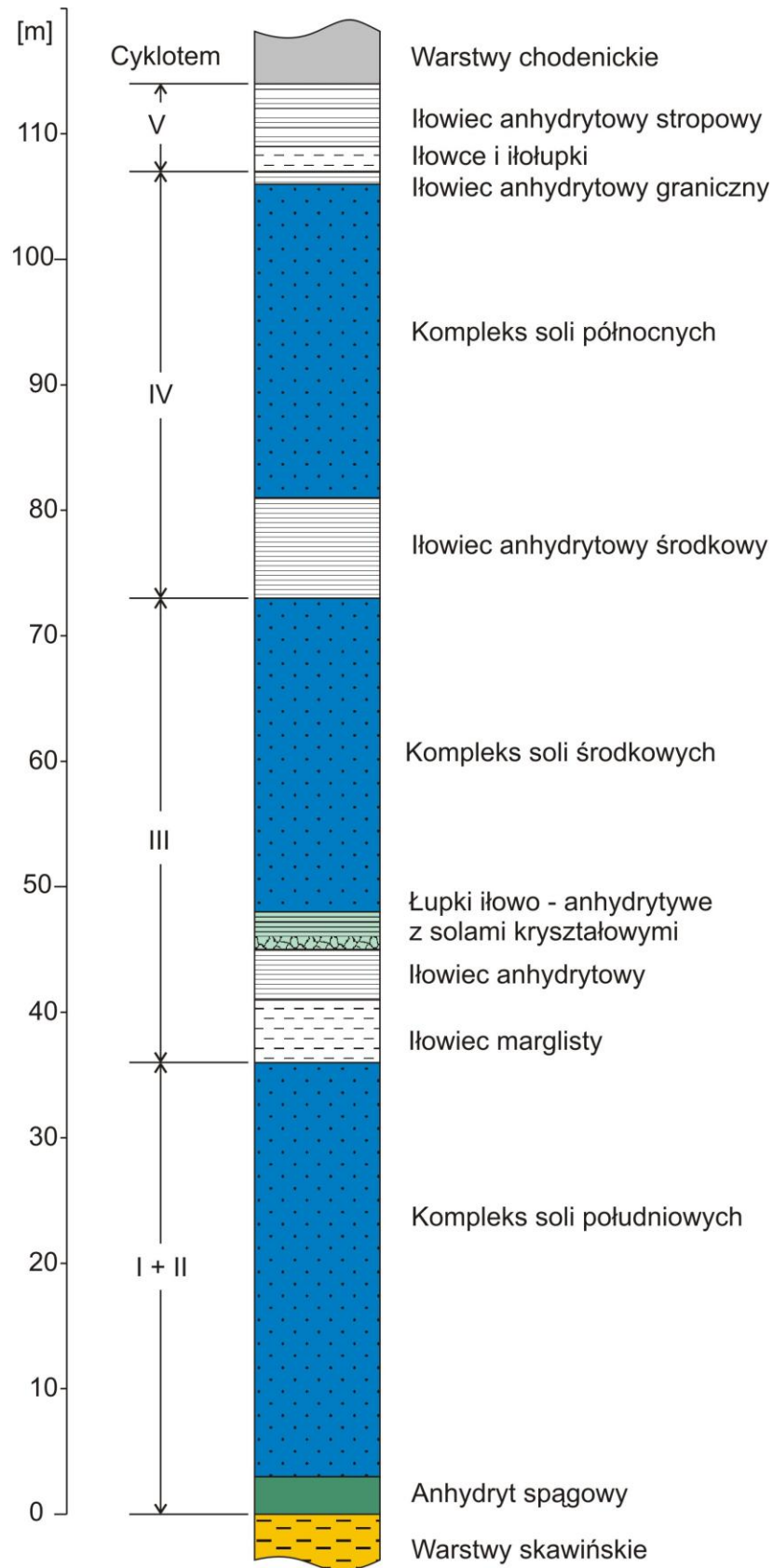
Rys. 4.2.4 Przekrój przez złożę bocheńskie w rejonie szybu Campi (Poborski J., 1952): 1-warstwy chodenickie, 2-anhydryt stropowy, 3-iłowce i iłołupki, 4-sole północne, 5-iłowce anhydrytowe, 6-sole środkowe, 7-łupki iłowo-anhydrytowe z wkładkami soli kryształowej, 8-zuber górny, 9-iłowce anhydrytowe, 10-iłowce margliste, 11-sole południowe, zuber dolny, 12-anhydryt spągowy, 13-warstwy skawińskie.



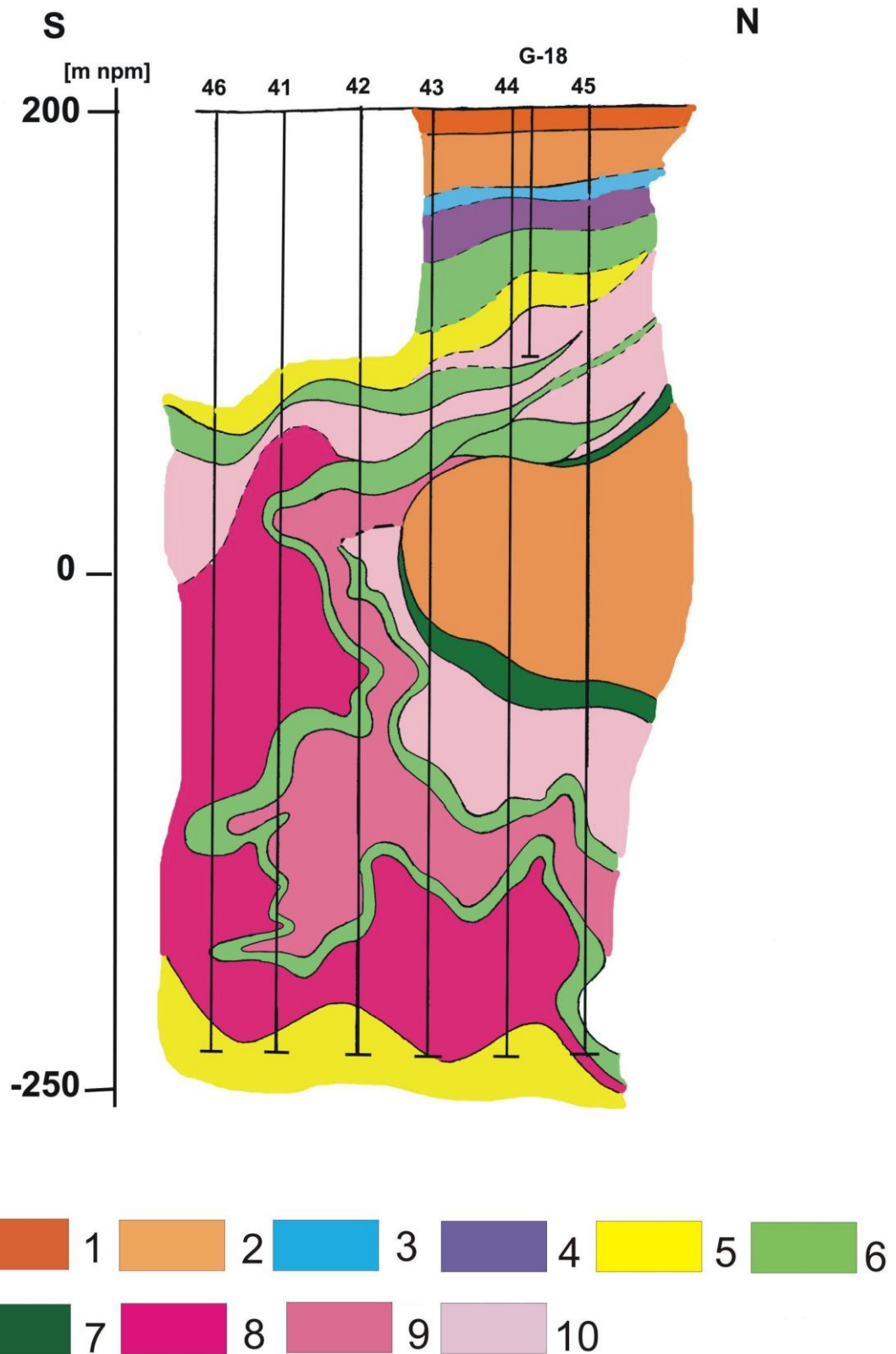
Rys. 4.2.5 Przekrój przez złożę bocheńskie w rejonie szybu Sutoris (Poborski J., 1952), objaśnienia jak na rys. 4.2.4.



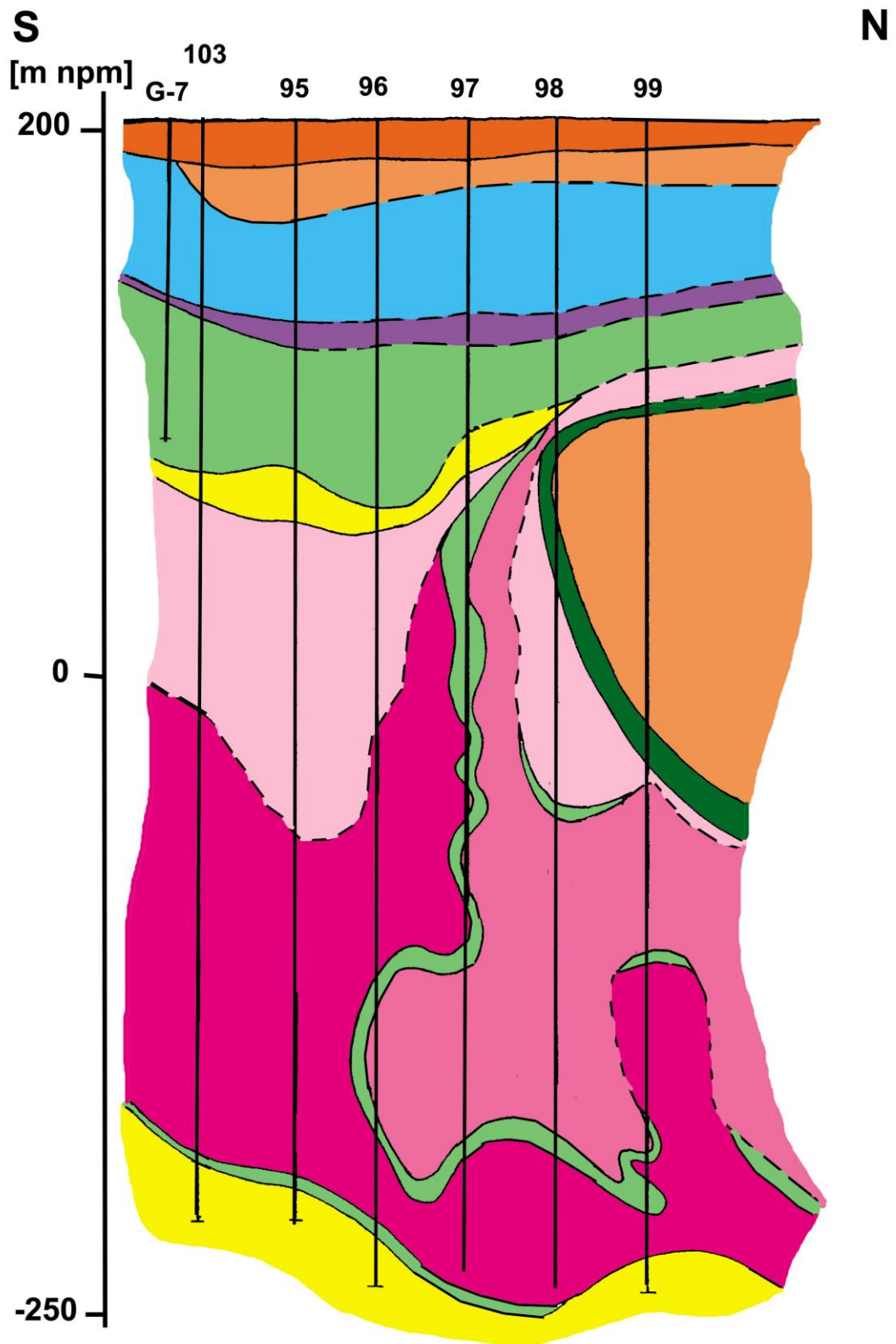
Rys. 4.3.1 Przekrój geologiczny złoża solnego Łęzkowice (wg. Garlicki A., 1972): 1 – warstwy grabowieckie, 2 – kreda, 3 – tufity, pozostałe objaśnienia jak na rys. 4.1.3.



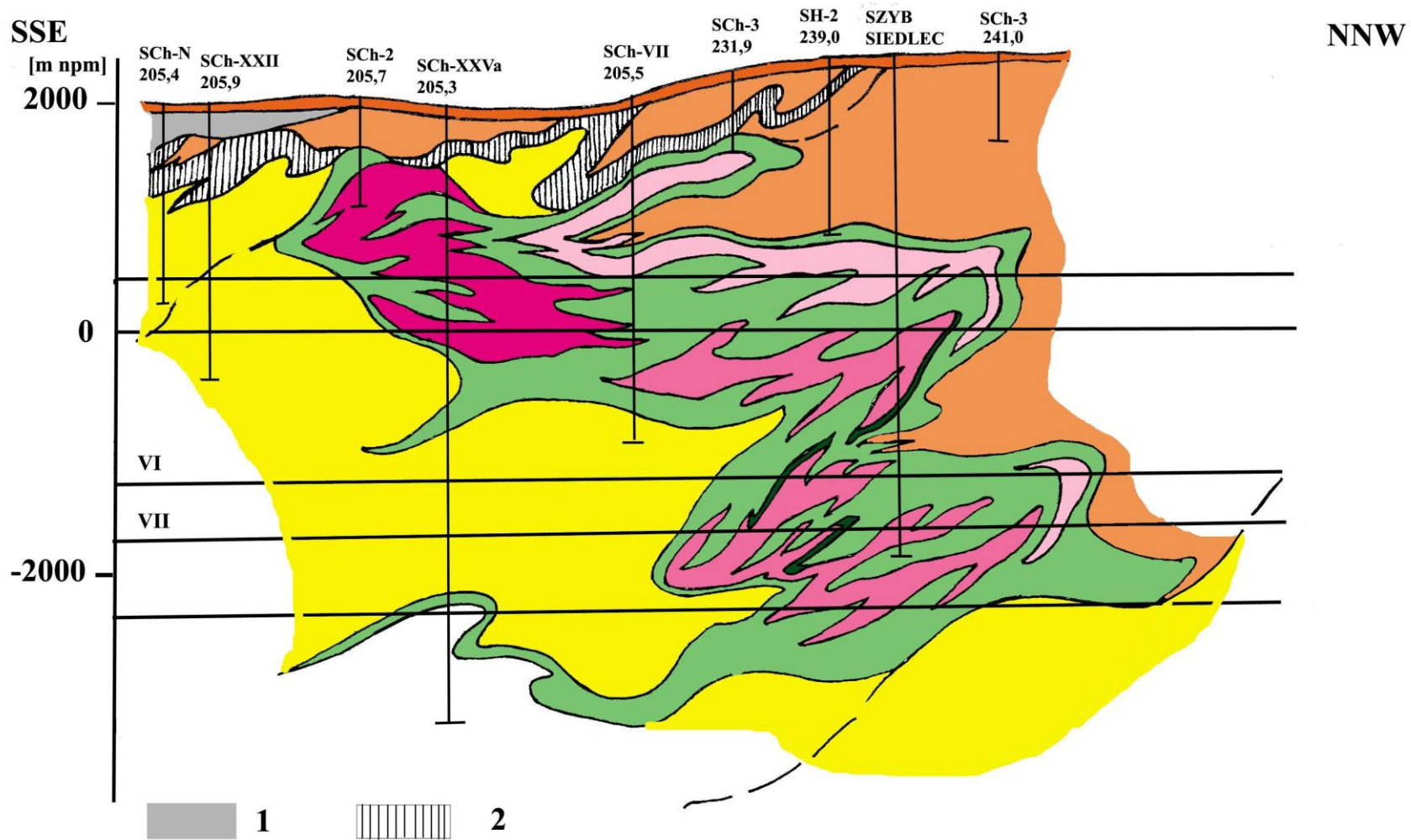
Rys. 4.3.2 Profil litostratigraficzny złóż soli kamiennej Łęzkowice i Siedlec-Moszczenica (wg. Garlicki A., 1970, 1971; Szybist A., Tobała T., 1995), objaśnienia jak na rys. 4.1.2.



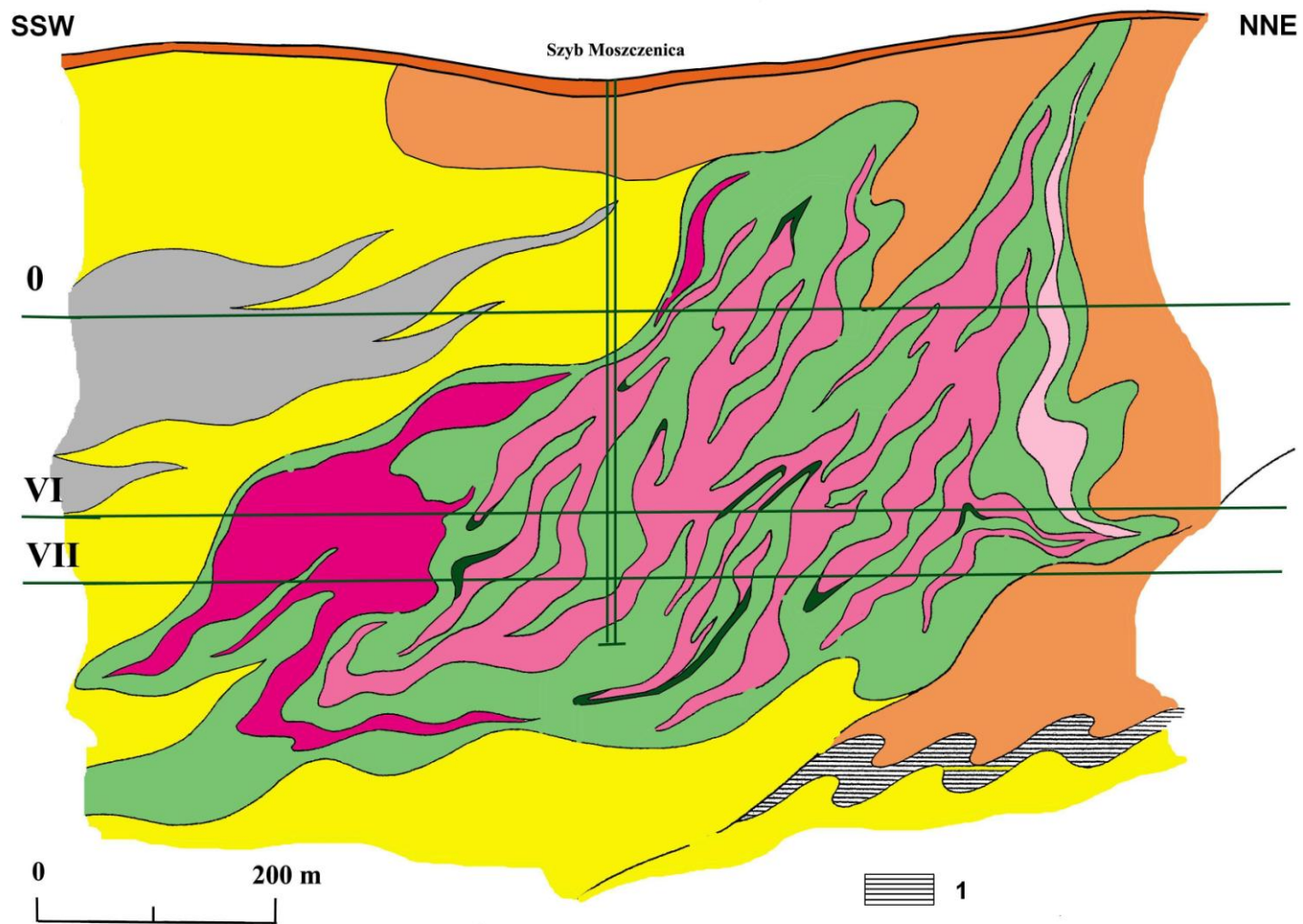
Rys. 4.3.3 Przekrój złoża Łęzkowice w części wschodniej (wg. Garlicki A., 1972, uproszczony): 1 – czwartorzęd, 2 – warstwy chodenickie, 3 – czapa iłowo-gipsowa, 4 – seria solna nierozdzielona, 5 – warstwy skawińskie, 6 – przerosty płonne, 7 – iłowiec anhydrytowy, 8 – sole południowe, 9 – sole środkowe, 10 – sole północne.



Rys. 4.3.4 Przekrój złoża Łężkowice w części zachodniej (wg. Garlicki A., 1972, uproszczony), objaśnienia jak na rys. 4.3.3

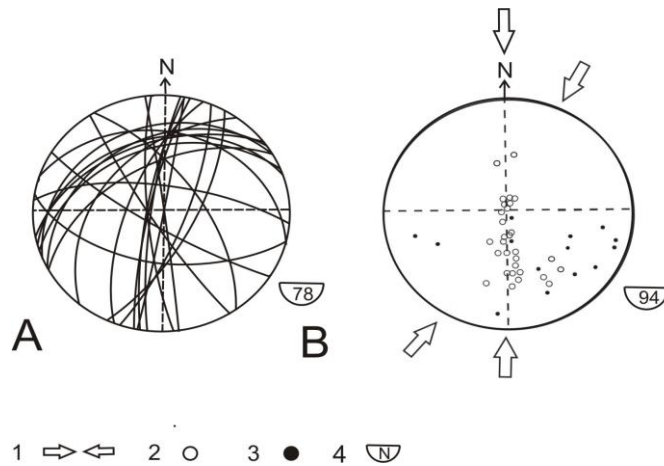


Rys. 4.4.1 Schematyczny przekrój przez szyb Siedlec (wg. Szybist A., Tobała T., 1995): 1 – flisz karpacki, 2 – seria siarczanowa (autochton), pozostałe objaśnienia jak na rys. 4.3.3.

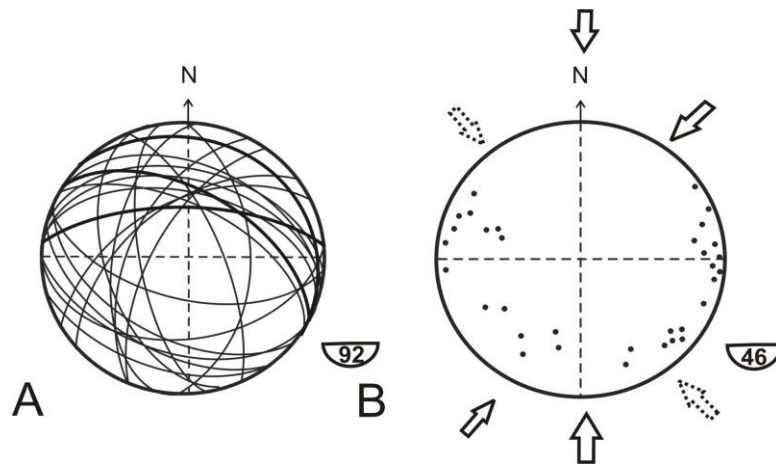


Rys. 4.4.2 Schematyczny przekrój przez szyb Moszczenica (wg. Szybist A., Toboła T., 1995): 1 – seria solna (autochton), pozostałe objaśnienia jak na rys. 4.3.3 i 4.4.3.






Rys. 5.2.1 Diagramy elementów zalegania mezostruktur tektonicznych w kopalni soli Bochnia w odwzorowaniu na siatce Lamberta-Schmidta: A - Diagramy elementów zalegania żył soli włóknistej. B - Diagram punktowy położenia powierzchni luster tektonicznych i osi fałdów: 1 – kierunek nacisku tektonicznego, 2 – powierzchnia lustra tektonicznego, 3 – oś fałdu, 4 – półkula południowa, n – liczba pomiarów.

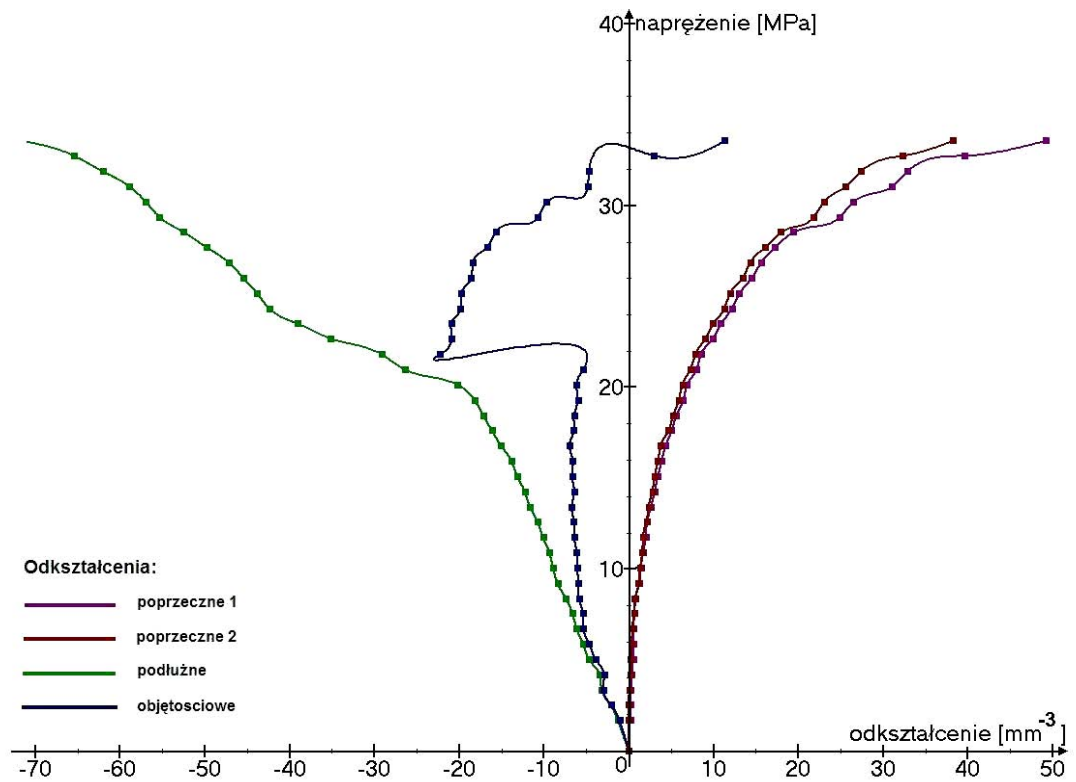



Rys. 5.2.2 Diagramy elementów zalegania mezostruktur tektonicznych w kopalni soli Wieliczka w odwzorowaniu na siatce Lamberta-Schmidta: A - Diagramy elementów zalegania żył soli włóknistej. B - Diagram punktowy osi fałdów. Objasnienia jak rys. 5.1.1.

## Próbka nr 1, Łężkowice TKP-1, głębokość 187,5 m


Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna szara od średnio do gruboziarnistej ze szczeliną, występują skupienia iłowca i grona anhydrytu, widoczne kierunkowe ułożenie ziaren.</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

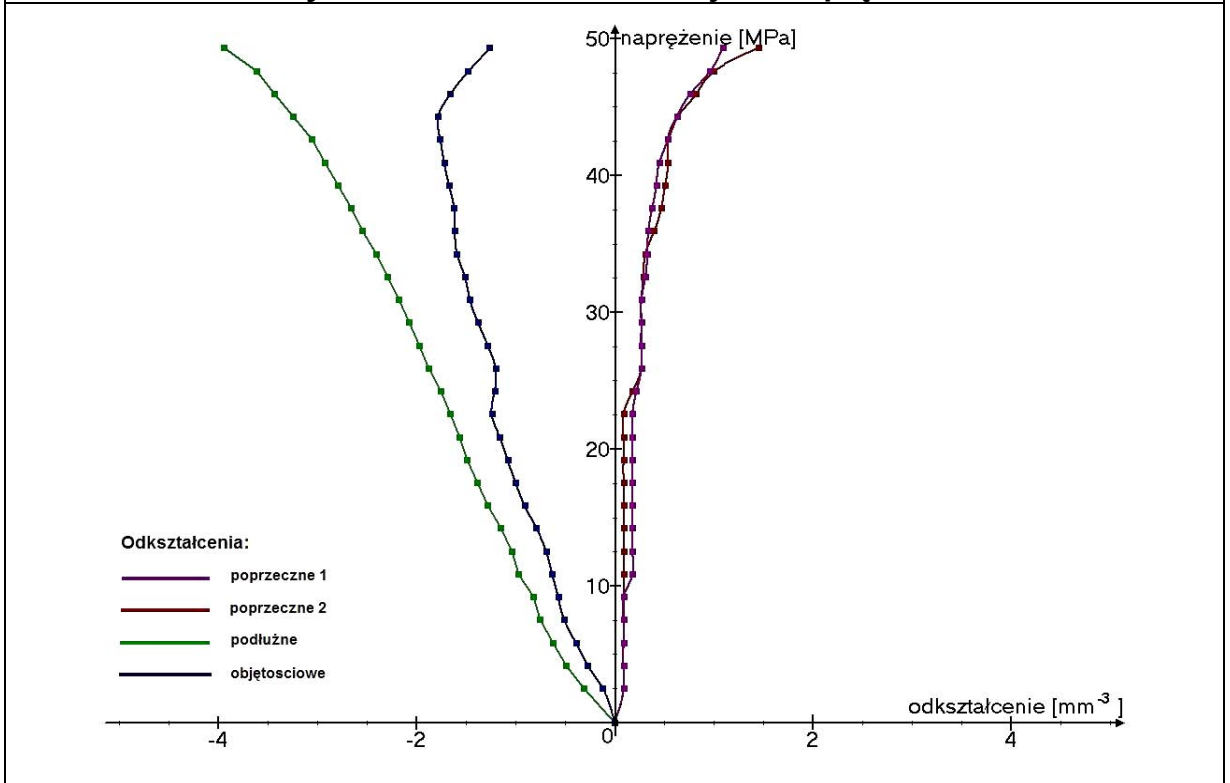



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 21,85 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 33,57 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 967,50 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,24</math></p>	
<p><b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 1144,52 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,10</math></p>	

**Próbka nr 2, Łężkowice TKP-6, głębokość 37,6 m**


Opis	Próbka przed badaniami
<p>łowiec anhydritowy szary, występują żyły gipsu włóknistego o grubości 1-2 cm.</p>	

**Wykres zależności deformacji od naprężenia**

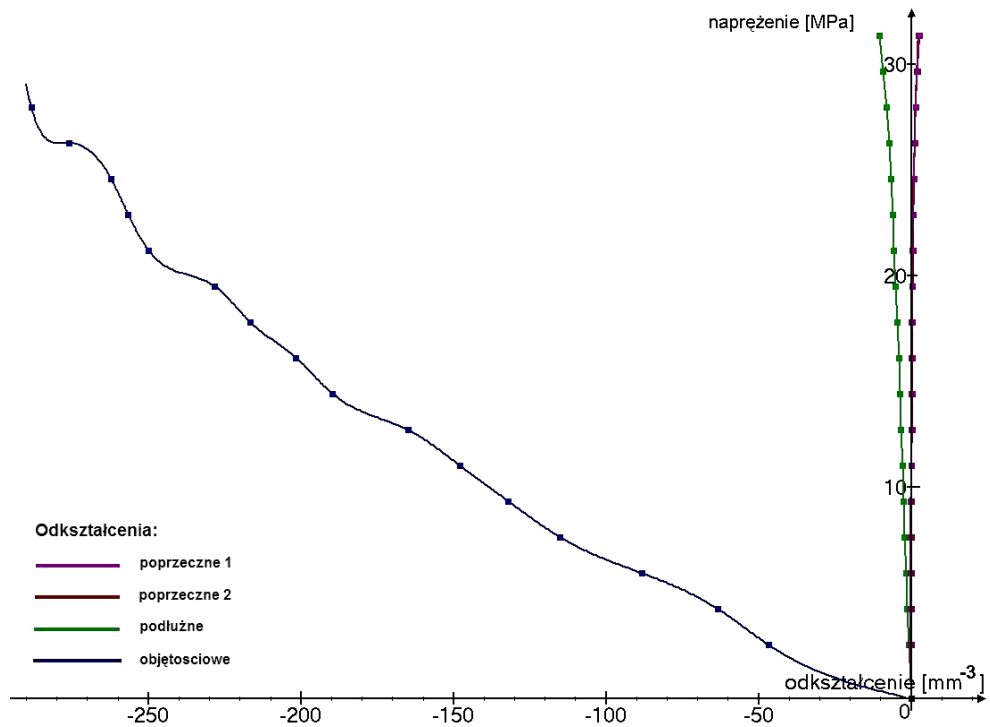



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 21,92 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 31,37 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 <math>R_c</math></b></p>	
<p><math>E = 13229,97 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,12</math></p>	

## Próbka nr 3, Łężkowice TKP-6, głębokość 46,0 m


Opis	Próbka przed badaniami
<p>łowiec szary, laminowany anhydrytem, występują również warstwy anhydrytu trzewiowego.</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

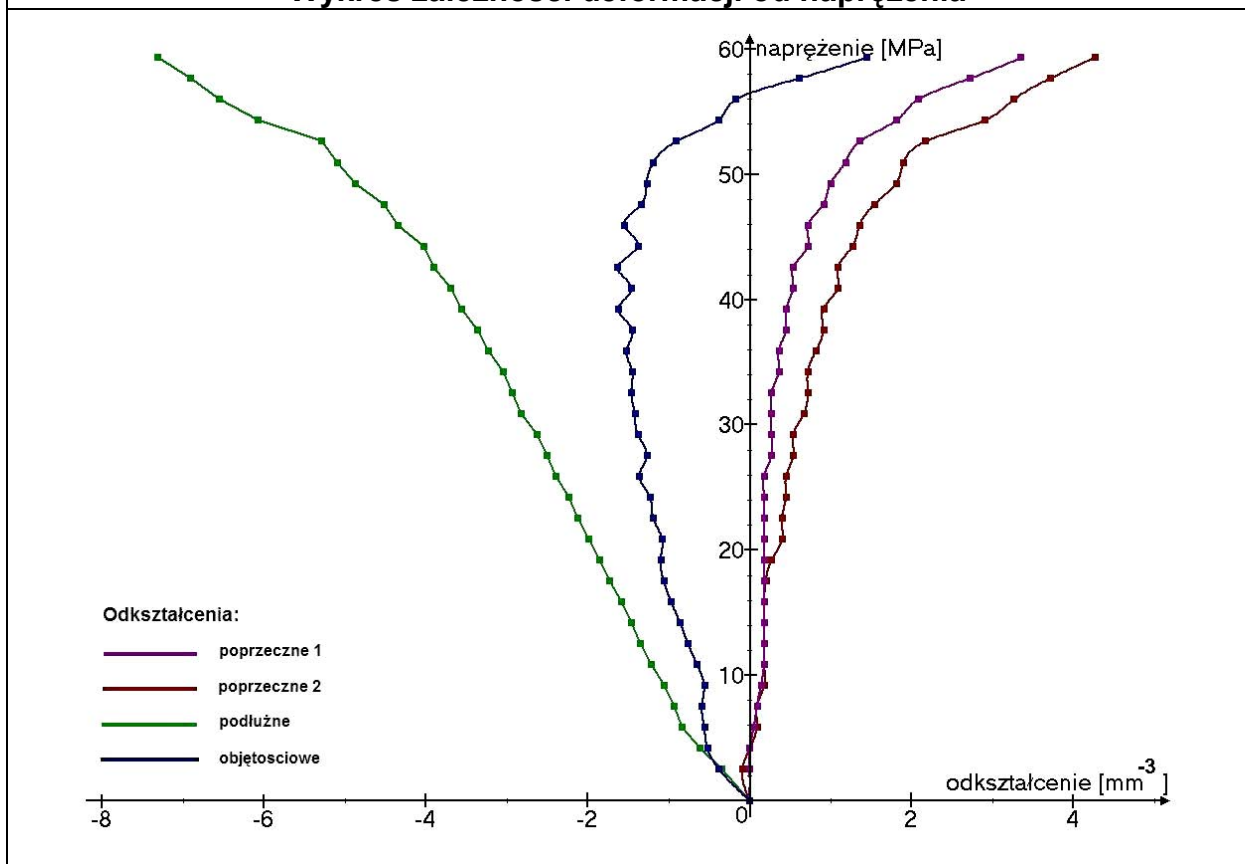



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 21,92 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 31,38 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 3756,82 \text{ MPa}$ $\nu = 0,01$	

## Próbka nr 4, Łężkowice TKP-7, głębokość 124,3 m


Opis	Próbka przed badaniami
Piaskowiec szary anhydrytowy, występują konkracje anhydrytu o wielkości od 2 do 0,5 cm	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

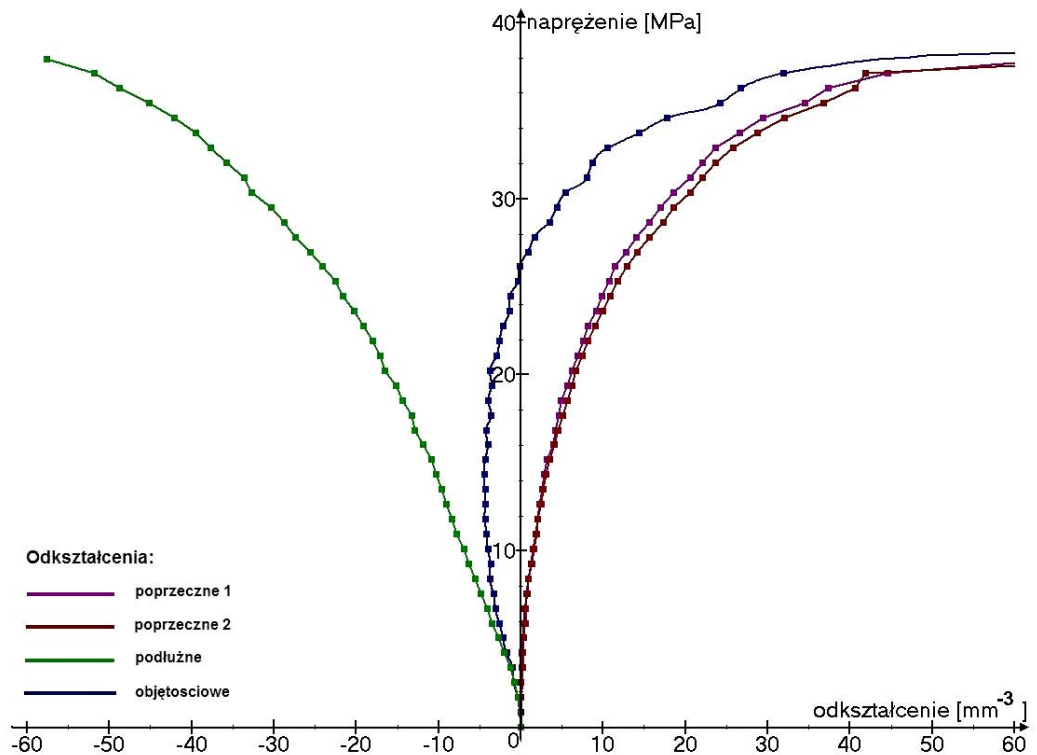



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 25,33 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 59,34 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 10608 \text{ MPa}$ $\nu = 0,17$	

## Próbka nr 6, Łężkowice TKP-2, głębokość 92,0 m


Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna szara i biała liniowana iłowcem, średnioziarnista, laminy iłowca są pofałdowane a ich grubość jest zmienna, występują grona anhydrytu o wielkości 1-0,2 cm, widoczne kierunkowe ułożenie ziarn.</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

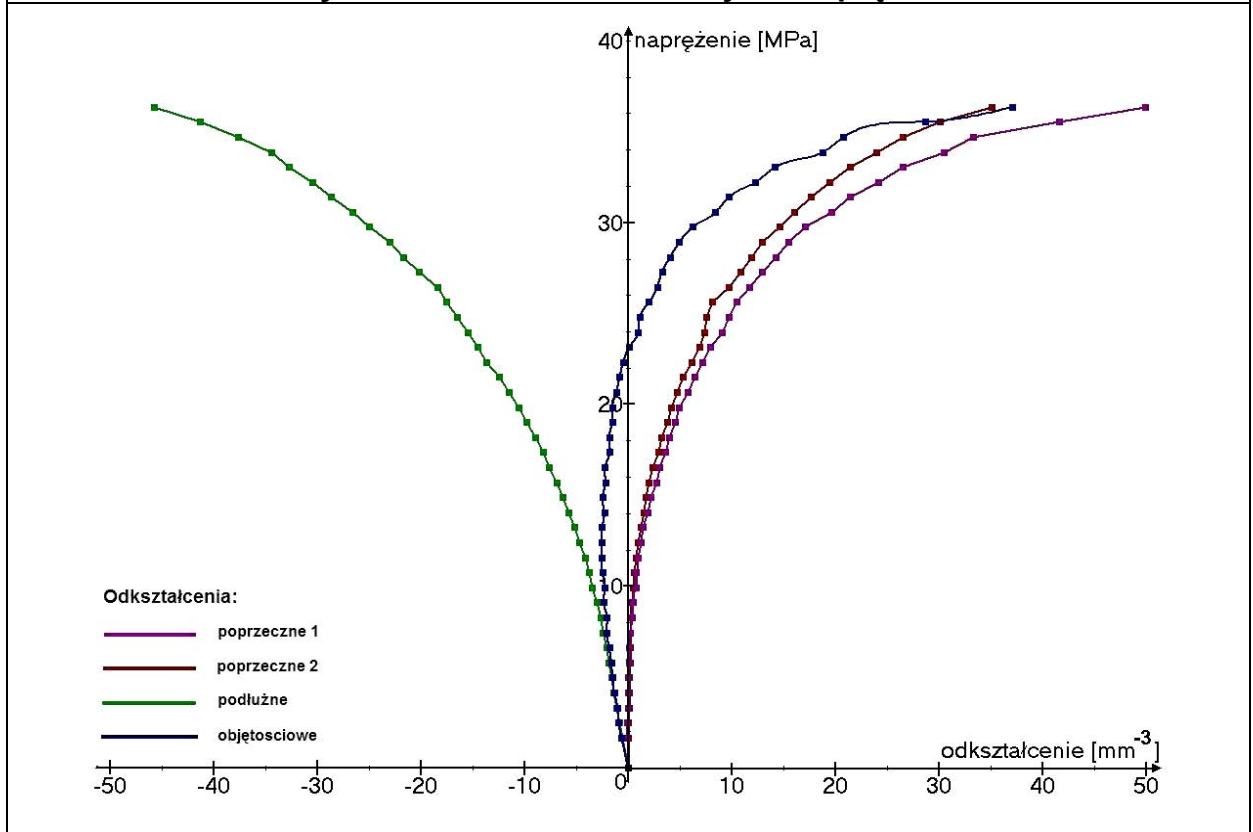



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 21,71 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 37,96 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 1261,34 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,38</math></p>	
<p><b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 2023,37 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,15</math></p>	

**Próbka nr 7, Łężkowice Z-1, głębokość 140,7 m**


Opis	Próbka przed badaniami
Sól kamienna pasiasta, średnio i drobnoziarnista	

**Wykres zależności deformacji od naprężenia**

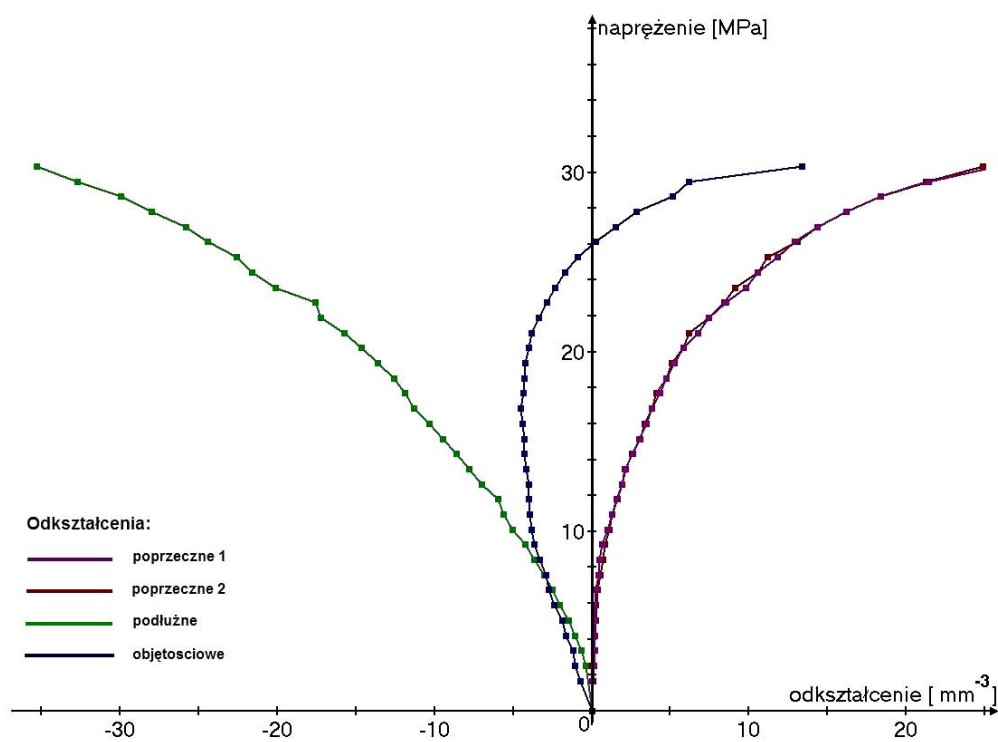



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 21,64 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 36,36 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 2099,22 \text{ MPa}$ $\nu = 0,38$	
<b>W przedziale &lt;0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 2849,32 \text{ MPa}$ $\nu = 0,10$	

## Próbka nr 8, Łężkowice Z-1, głębokość 143,0 m

Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól pasiasta średnioziarnista, pasy mają nieregularną grubość a ich granice są nieregularne.</p>	


### Wykres zależności deformacji od naprężenia



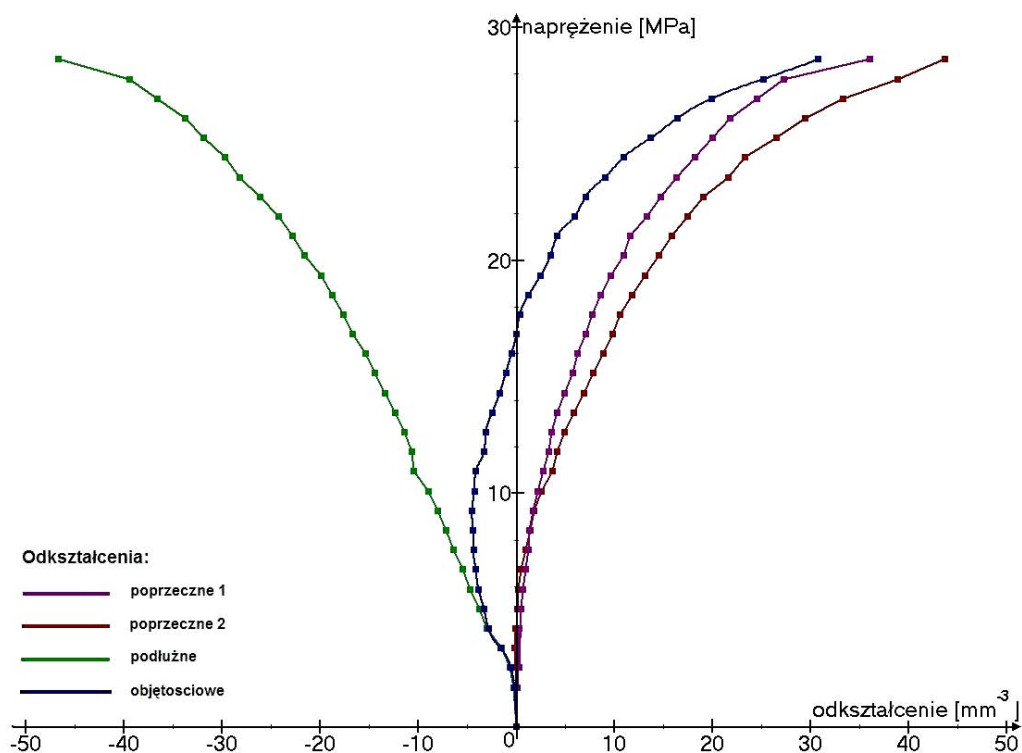
Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 21,35 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 30,33 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1530,33 \text{ MPa}$ $\nu = 0,28$	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 2017,71 \text{ MPa}$ $\nu = 0,11$	




## Próbka nr 9, Łężkowice TKP-1, głębokość 119,3 m

Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna jasnoszara, różnokrystaliczna, ze smugami i skupieniami ilowca oraz gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm, występuje kierunkowe ułożenie ziaren.</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 21,16 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 28,63 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1070,09 \text{ MPa}$ $\nu = 0,39$	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1497,12 \text{ MPa}$ $\nu = 0,14$	

**Próbka nr 10, Łęczkowice TKP-7, głębokość 111,7 m**

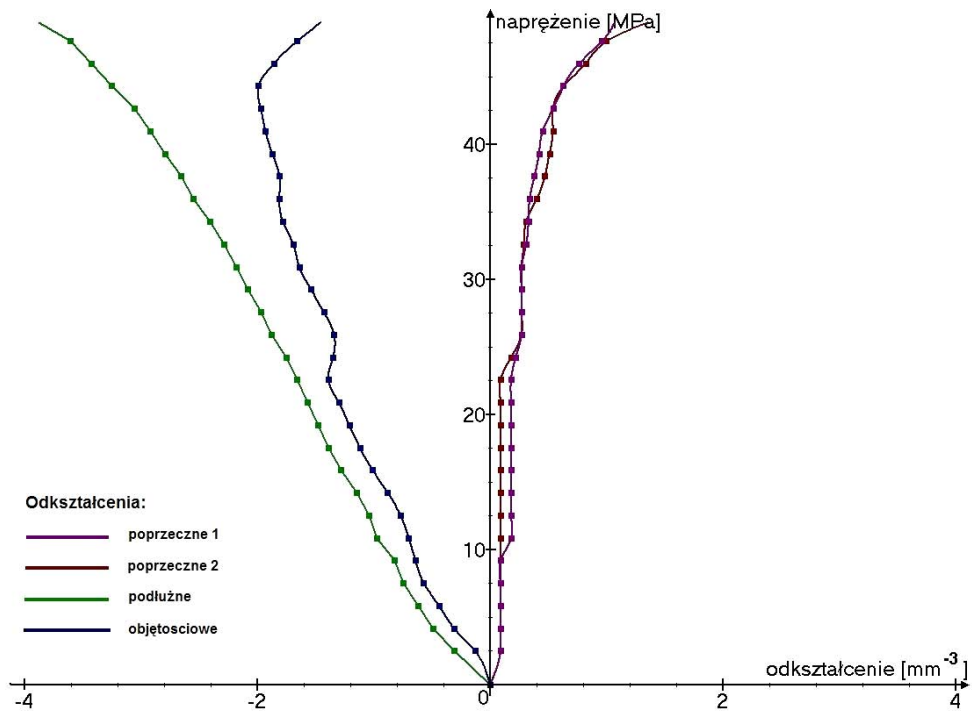
**Opis**

Piaskowiec szary z gronami anhydrytu, miejscami występują warstwy trzewiowca.

**Próbka przed badaniami**



**Wykres zależności deformacji od naprężenia**



**Parametry**

$\gamma = 25,35 \text{ KN} / \text{m}^3$   
 $R_c = 49,31 \text{ MPa}$


**W przedziale 0,2 – 0,8  $R_c$**

$E = 13274,78 \text{ MPa}$   
 $\nu = 0,12$

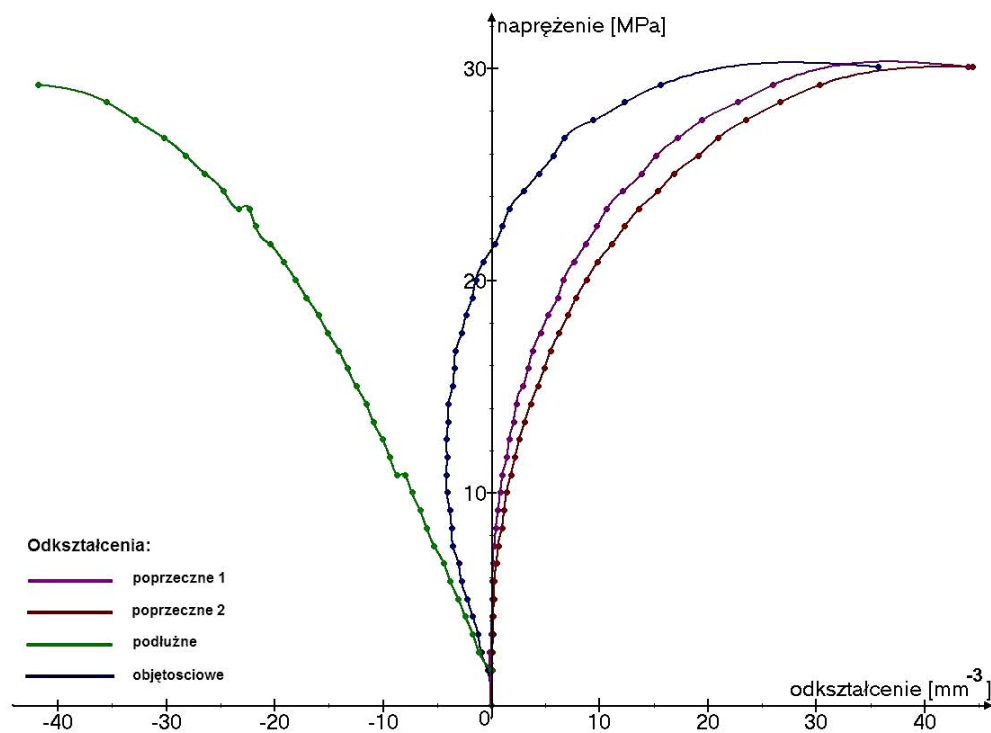
**Próbka po badaniach wytrzymałościowych**




## Próbka nr 11, Łężkowice TKP-1, głębokość 97,5 m


Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól krysztalowa, przestrzeń między kryształami halitu wypełnia iłowiec i grona anhydrytu o średnicy 2-15 mm.</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

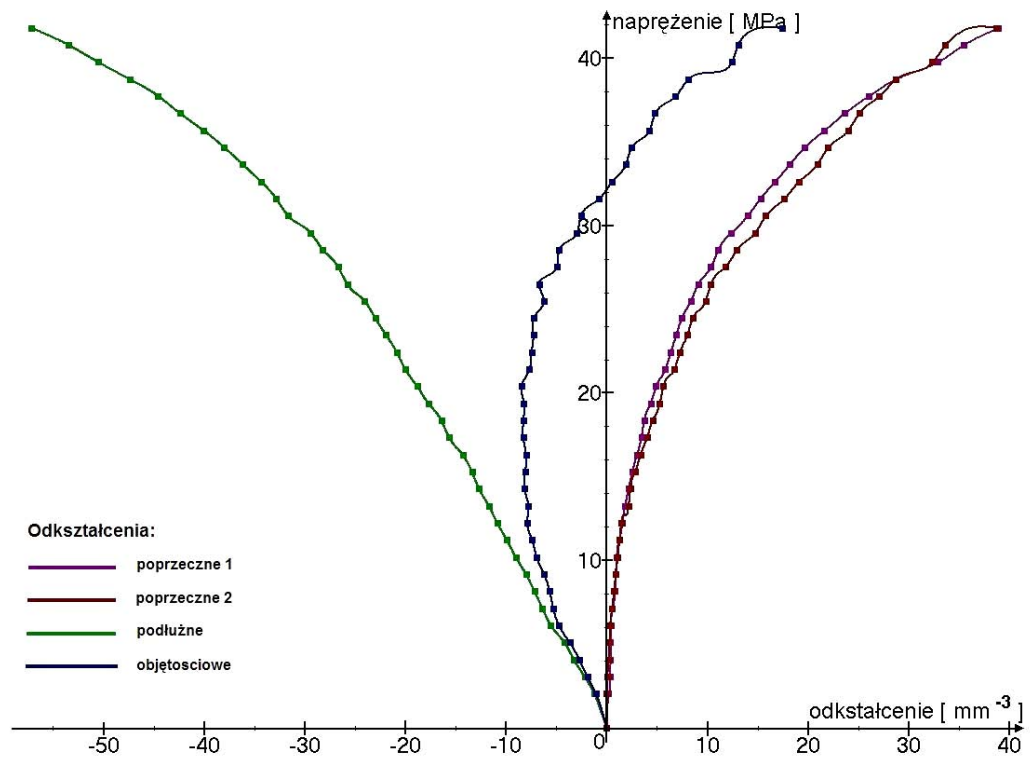



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 21,31 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 30,09 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1282,29 \text{ MPa}$ $\nu = 0,33$	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1636,96 \text{ MPa}$ $\nu = 0,10$	

## Próbka nr 12, Łężkowice Z-1, głębokość 79,4 m


Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna szara i sól biała liniowana iłowcem, średnio, grubokrystaliczna, widoczna wyraźna granica (<math>40^\circ</math>) pomiędzy tymi dwoma rodzajami soli, laminy iłowca są pofałdowane i mają zmienną grubość</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

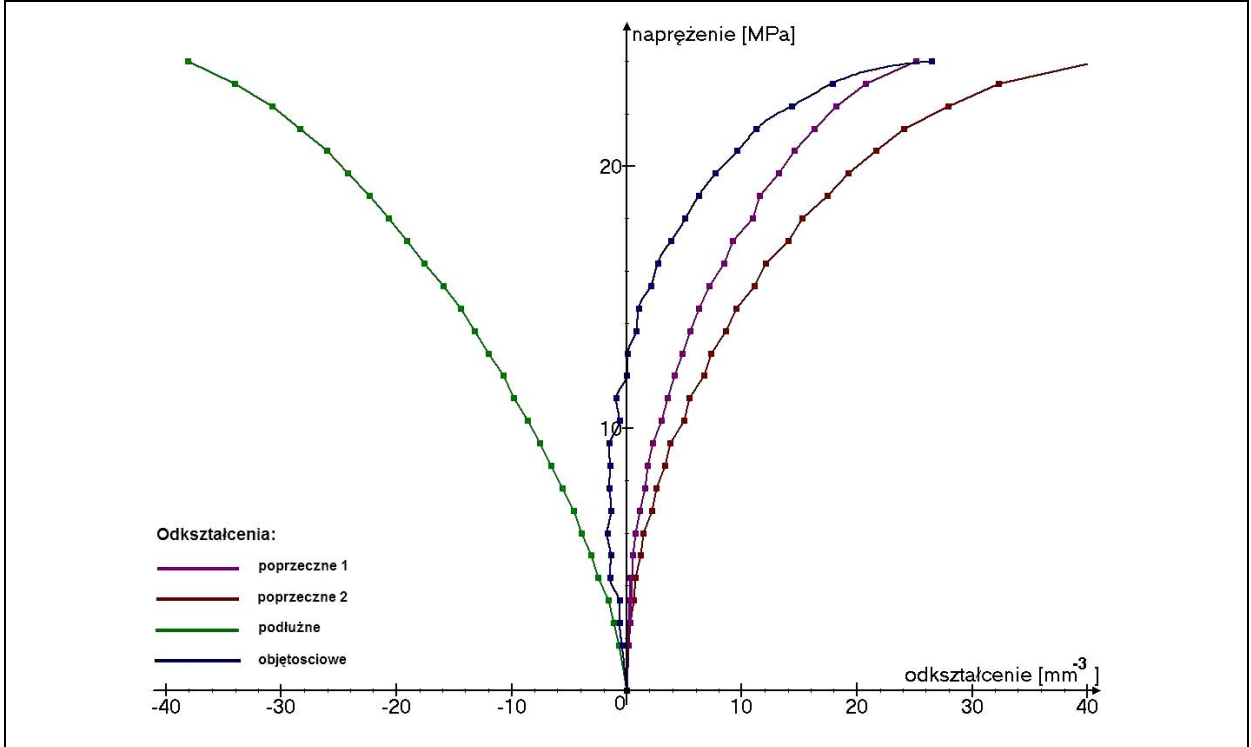



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 21,36 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 41,79 \text{ MPa}</math></p>	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
<p><math>E = 884,82 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,30</math></p>	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
<p><math>E = 992,10 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,11</math></p>	

**Próbka nr 13, Łężkowice TKP-1, głębokość 140,5 m**


Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna jasnoszara, różnokryształiczna, z gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm</p>	

**Wykres zależności deformacji od naprężenia**

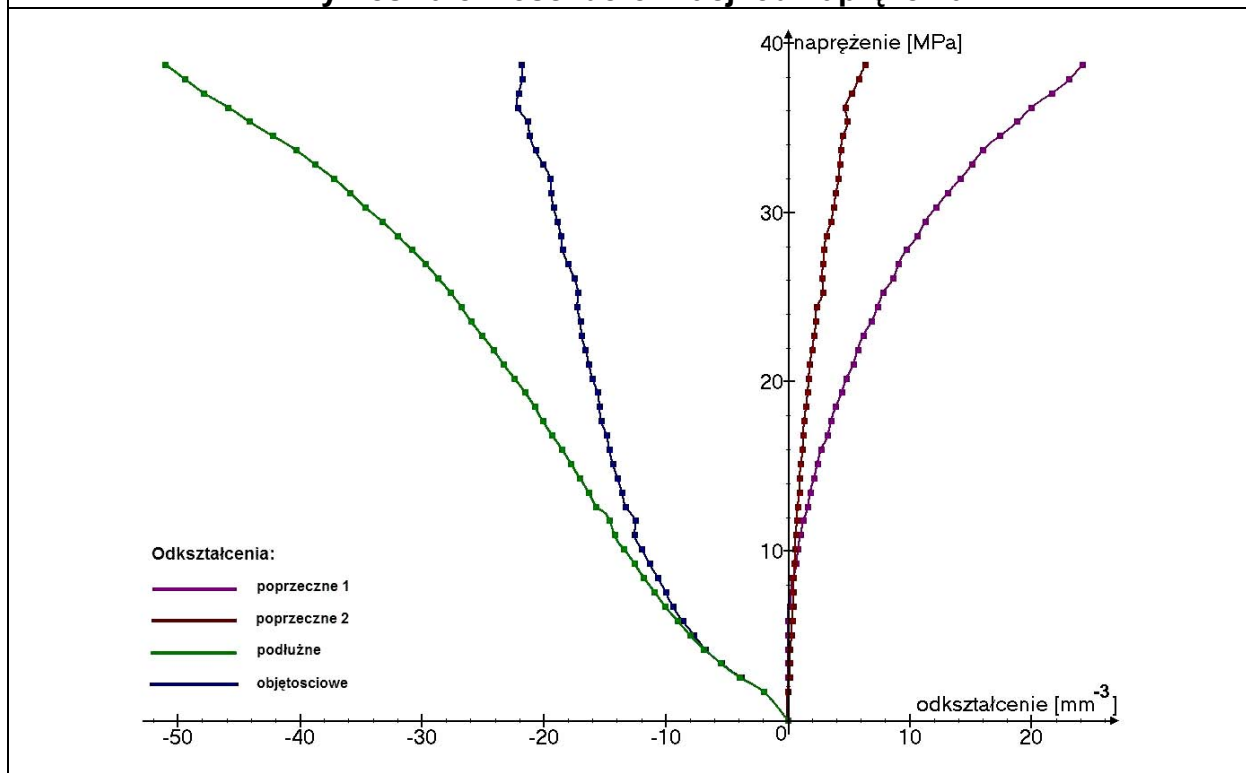



Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 20,58 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 24,01 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 1159,45 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,48</math></p>	
<p><b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b></p>	
<p><math>E = 1652,30 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,29</math></p>	

## Próbka nr 14, Łężkowice Z-1, głębokość 135,0 m


<b>Opis</b>	<b>Próbka przed badaniami</b>
<p>Sól szara drobno i średnioziarnista, widoczna kierunkowość ułożenia ziaren</p>	

### Wykres zależności deformacji od naprężenia

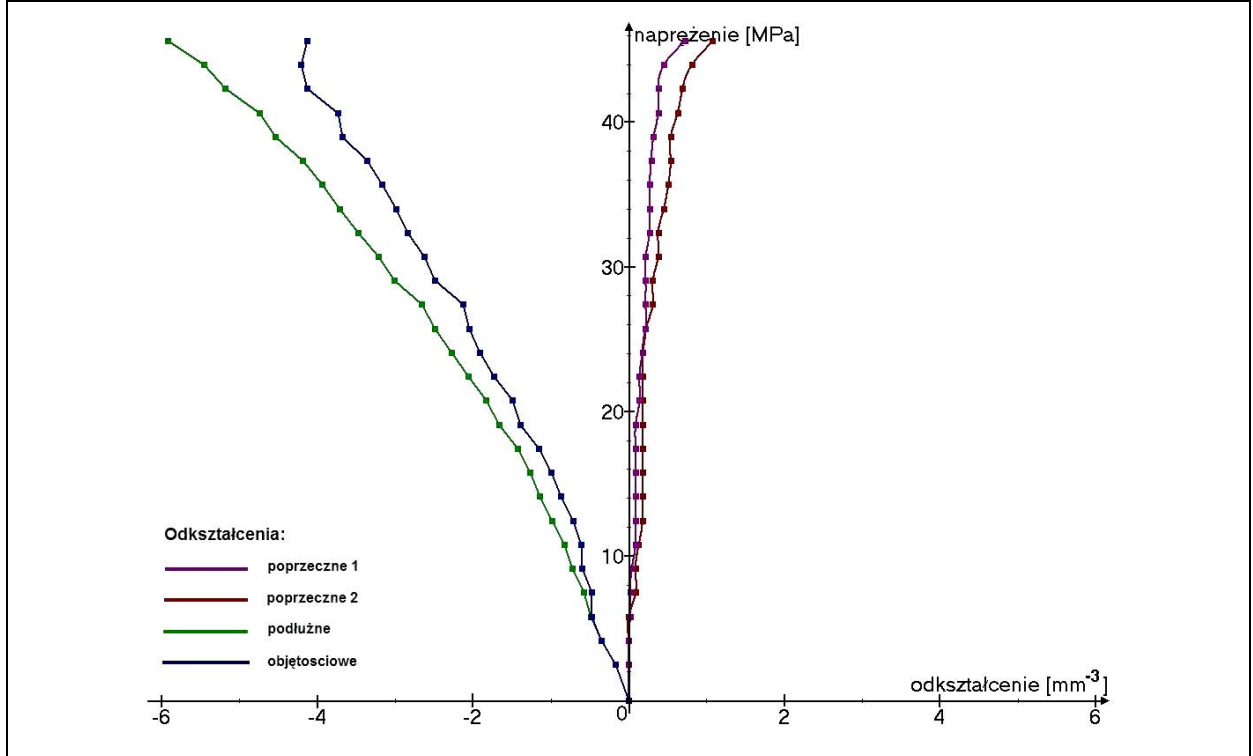



<b>Parametry</b>	<b>Próbka po badaniach wytrzymałościowych</b>
$\gamma = 21,94 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 38,74 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 855,15 \text{ MPa}$ $\nu = 0,13$	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 719,38 \text{ MPa}$ $\nu = 0,04$	

**Próbka nr 15, Łęzkowice TKP-4, głębokość 108,5 m**


<b>Opis</b>	<b>Próbka przed badaniami</b>
<p>łłowce anhydrytowe z anhydrytem trzewiowym o miąższości 1-5 cm</p>	

**Wykres zależności deformacji od naprężenia**

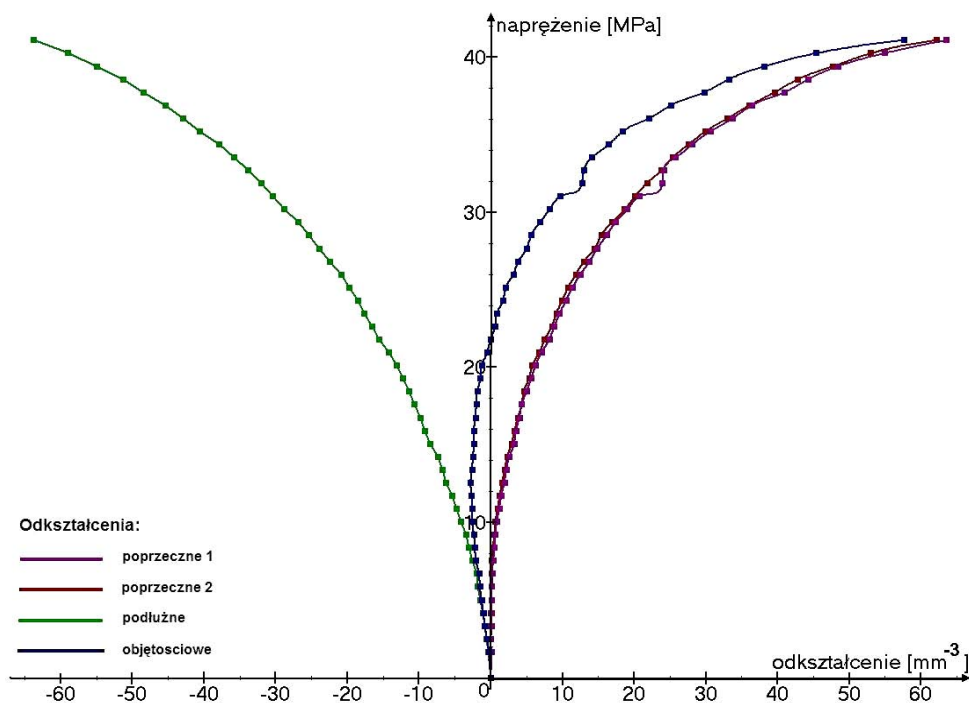



<b>Parametry</b>	<b>Próbka po badaniach wytrzymałościowych</b>
<p><math>\gamma = 23,84 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 45,64 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 <math>R_c</math></b></p>	
<p><math>E = 11004,23 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,01</math></p>	

## Próbka nr 16, Łężkowice TKP-1, głębokość 85,6 m

Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól szara średnioziarnista, widoczne kierunkowe ułożenie ziarn</p>	


### Wykres zależności deformacji od naprężenia



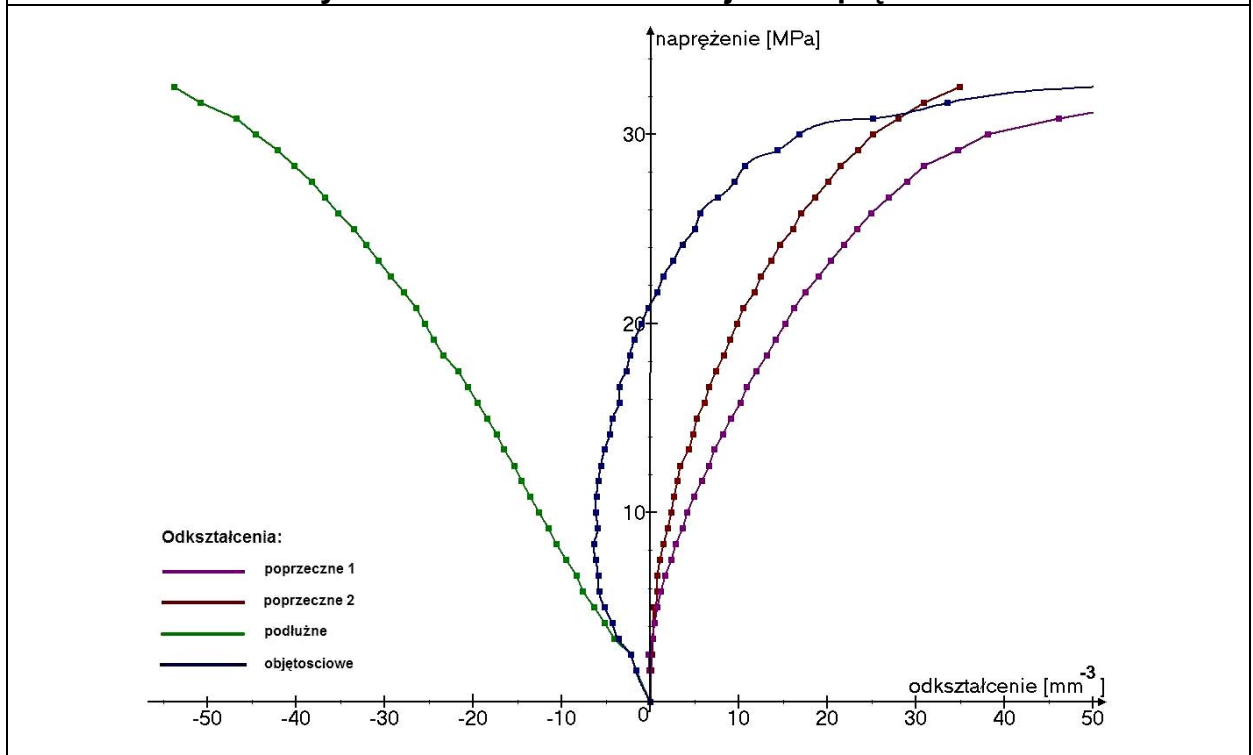
Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
$\gamma = 22,77 \text{ KN} / \text{m}^3$ $R_c = 41,09 \text{ MPa}$	
<b>W przedziale 0,2 – 0,8 R<sub>c</sub></b>	
$E = 1491,13 \text{ MPa}$ $\nu = 0,50$	
<b>W przedziale &lt; 0,35 R<sub>c</sub></b>	
$E = 2782,82 \text{ MPa}$ $\nu = 0,16$	




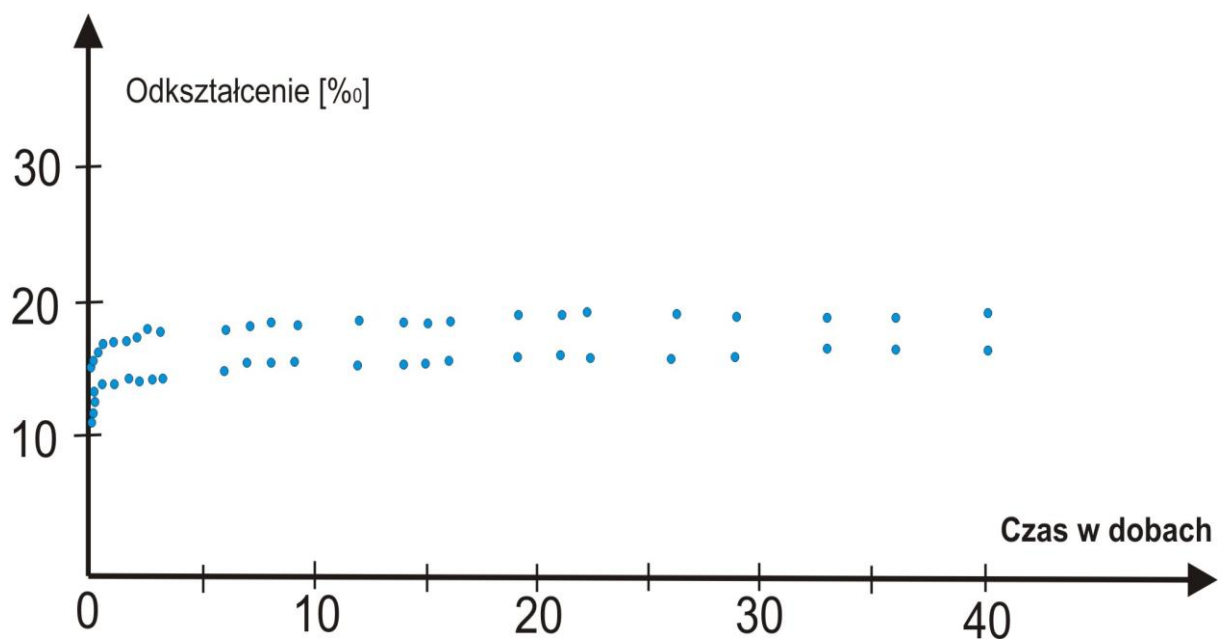
**Próbka nr 19, Łężkowice TKP-1, głębokość 116,0 m**

Opis	Próbka przed badaniami
<p>Sól kamienna drobnoziarnista, szara z gronami anhydrytu o średnicy 1 – 10 mm, widoczne kierunkowe ułożenie ziaren.</p>	

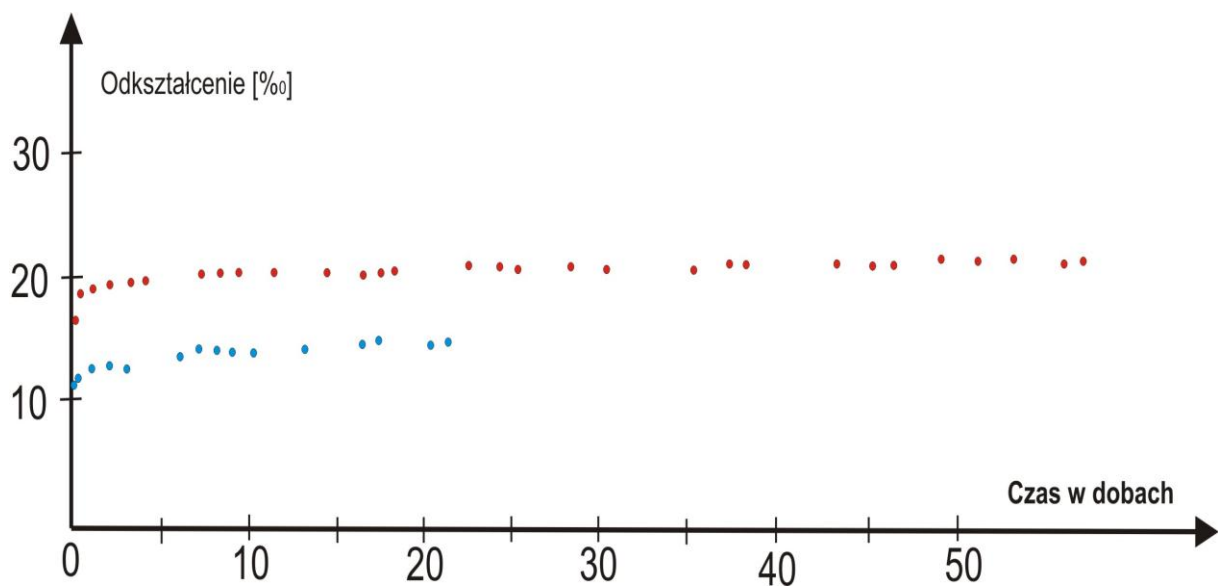
**Wykres zależności deformacji od naprężenia**



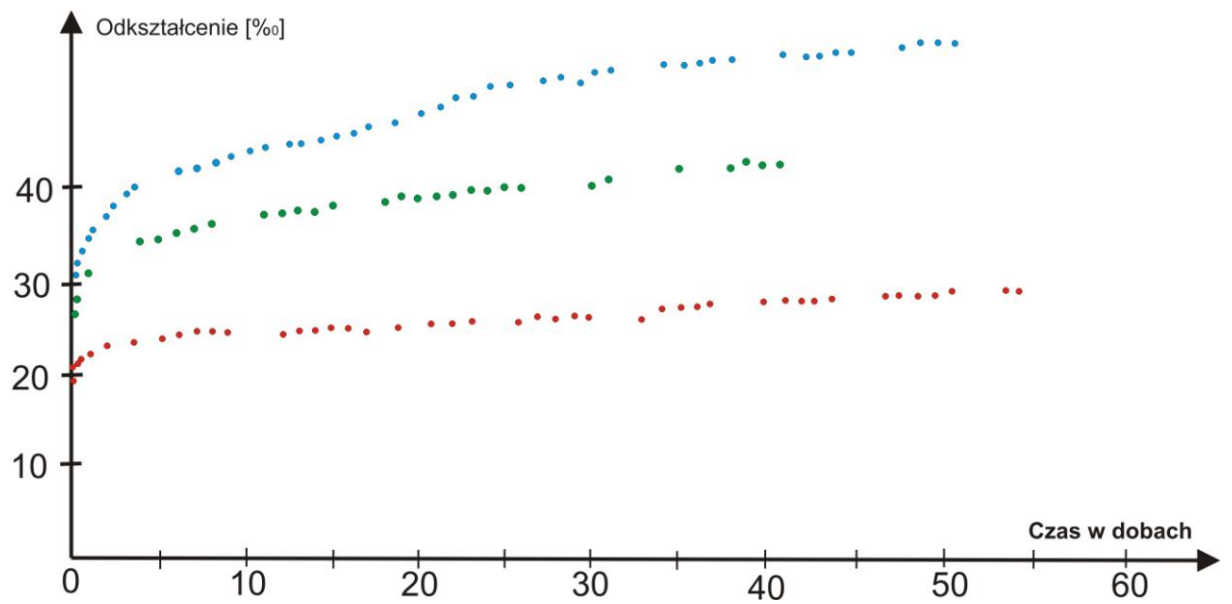
Parametry	Próbka po badaniach wytrzymałościowych
<p><math>\gamma = 22,00 \text{ KN} / \text{m}^3</math>  <math>R_c = 32,49 \text{ MPa}</math></p>	
<p><b>W przedziale 0,2 – 0,8 <math>R_c</math></b></p>	
<p><math>E = 786,92 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,65</math></p>	
<p><b>W przedziale &lt; 0,35 <math>R_c</math></b></p>	
<p><math>E = 834,90 \text{ MPa}</math>  <math>\nu = 0,30</math></p>	



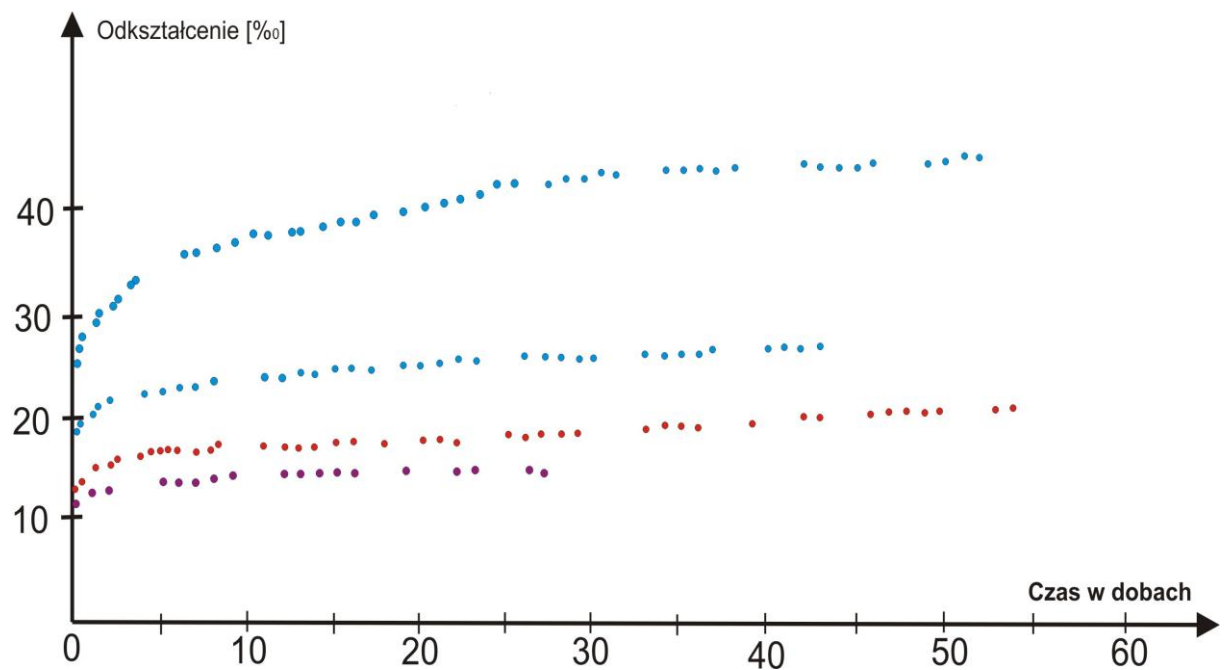
Rys. 7.2.2.1 Krzywe pełzania soli drobnoziarnistej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).



Rys. 7.2.2.2 Krzywe pełzania soli kryształowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

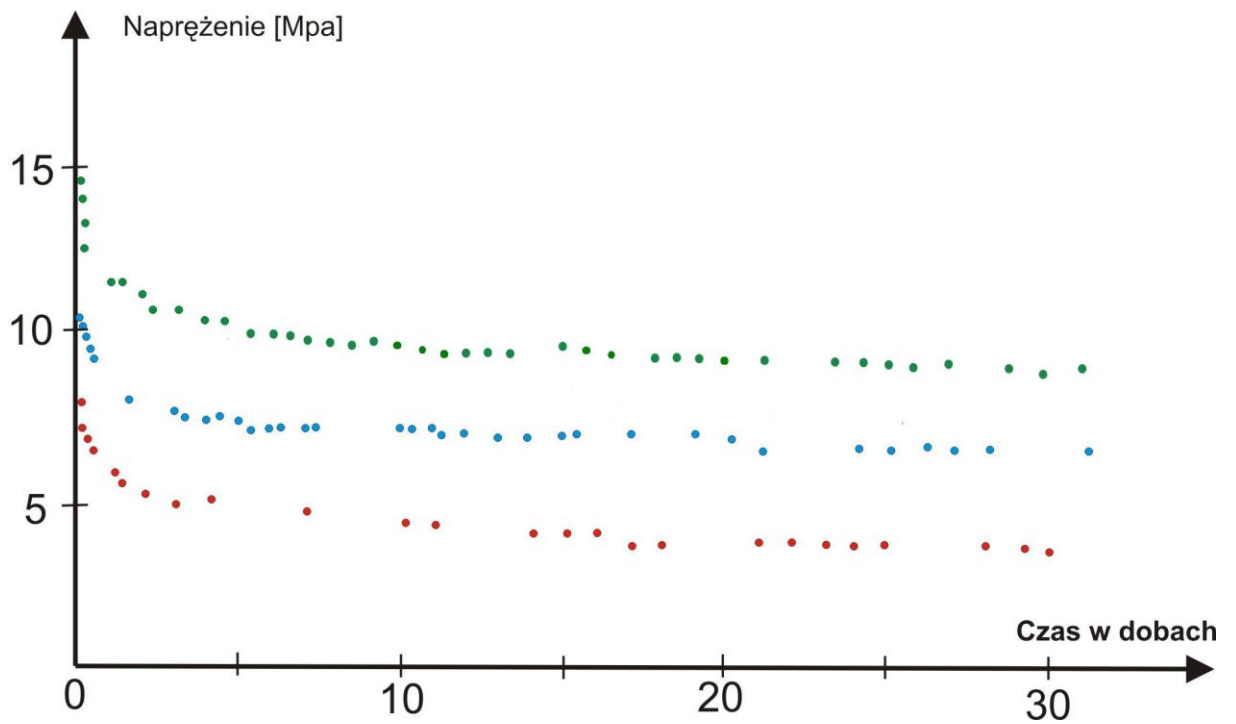


Rys. 7.2.2.3 Krzywe pełzania soli porfirowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

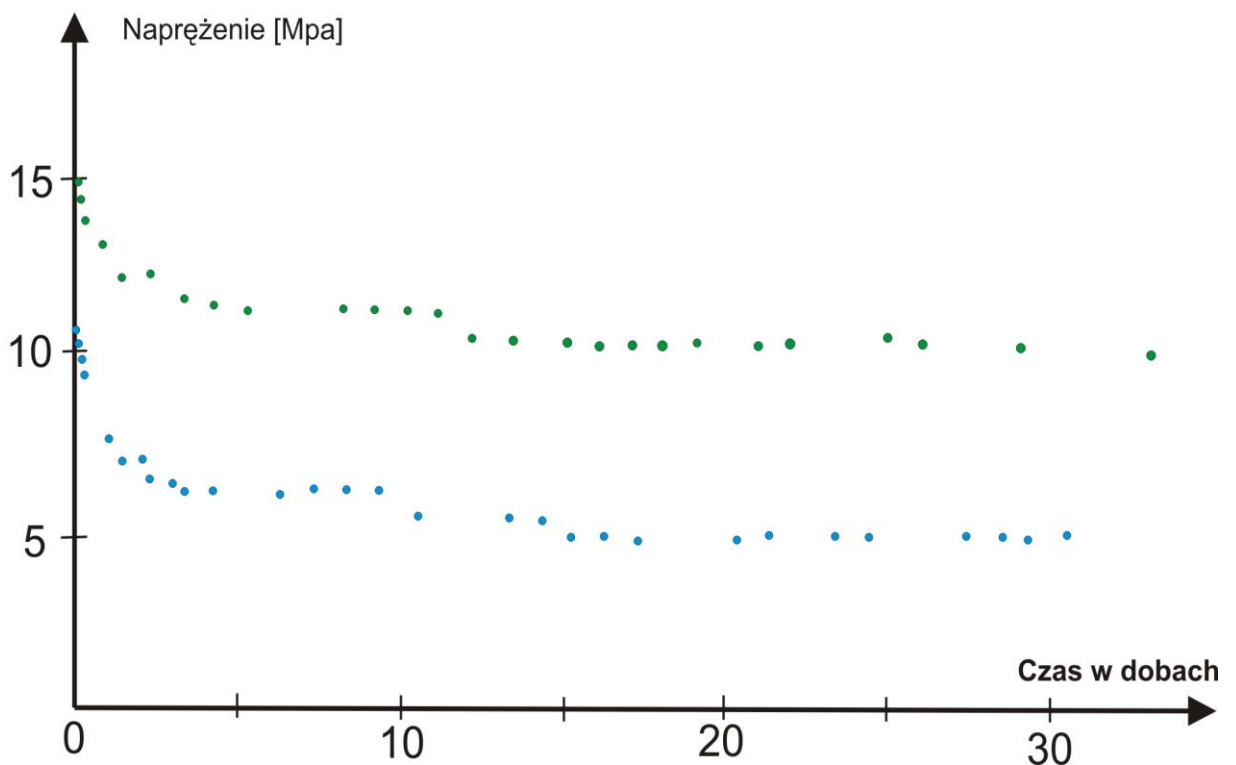


Rys. 7.2.2.4 Krzywe pełzania soli średnioziarnistej białej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).

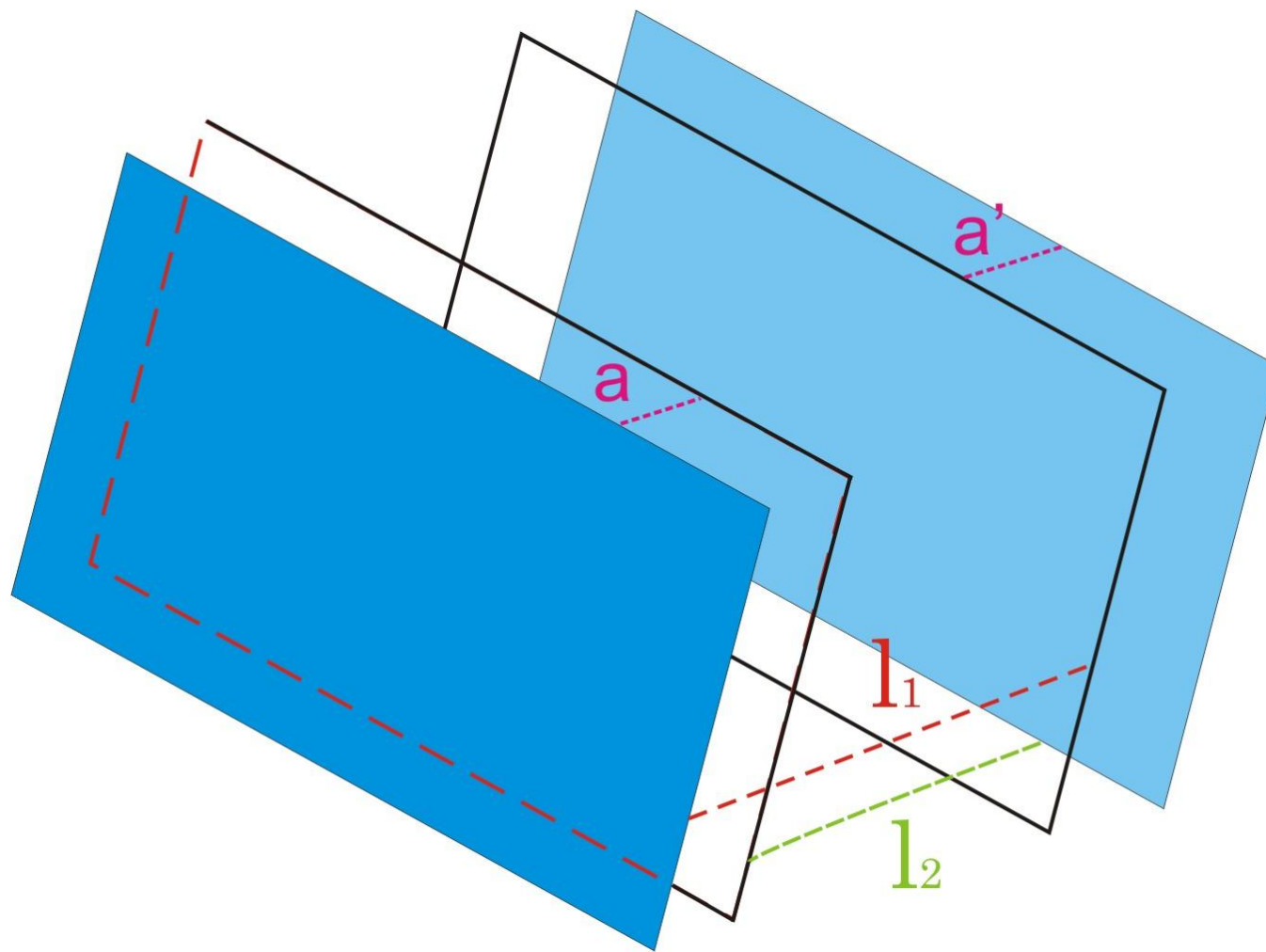




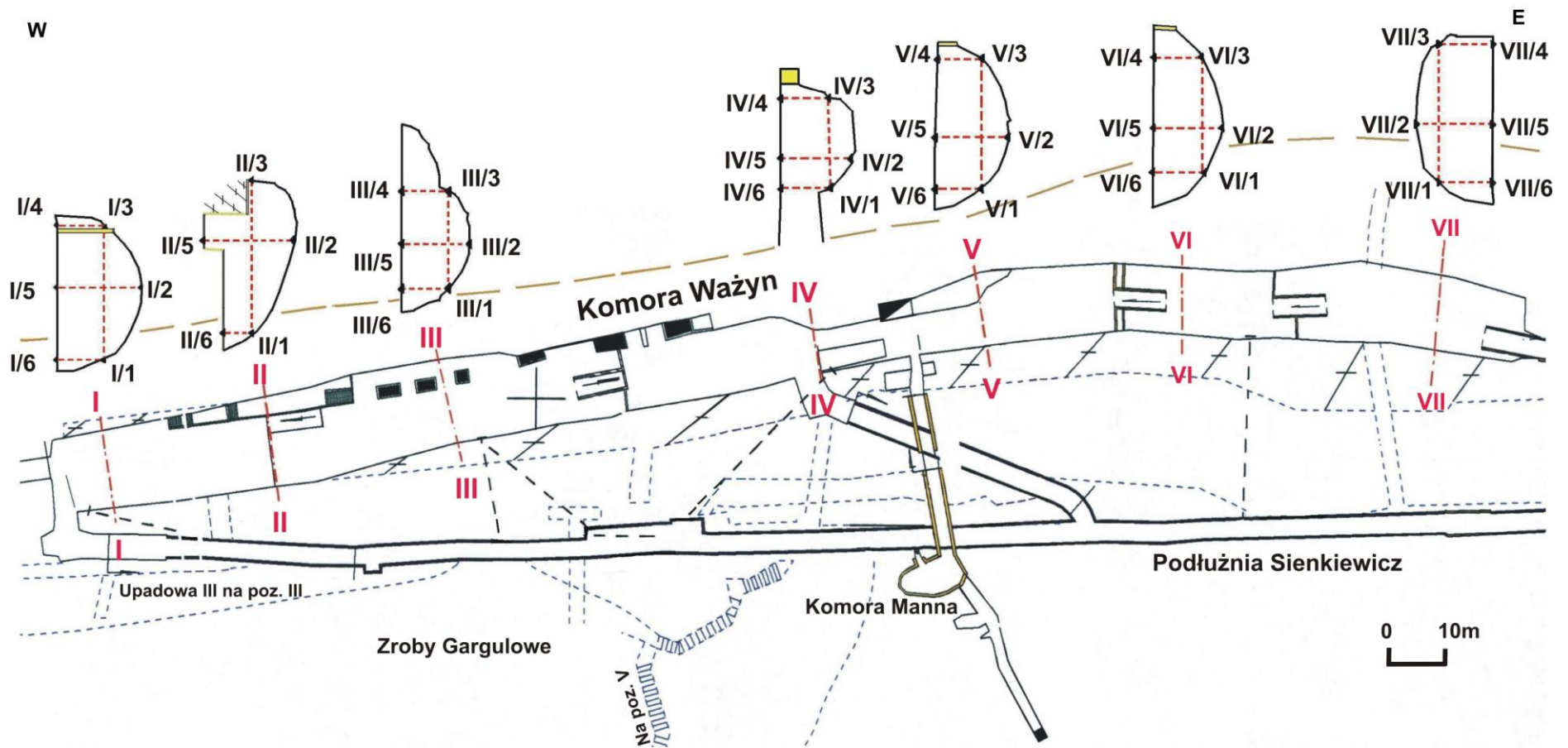
Rys. 7.2.2.7 Krzywe relaksacji soli porfirowej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).



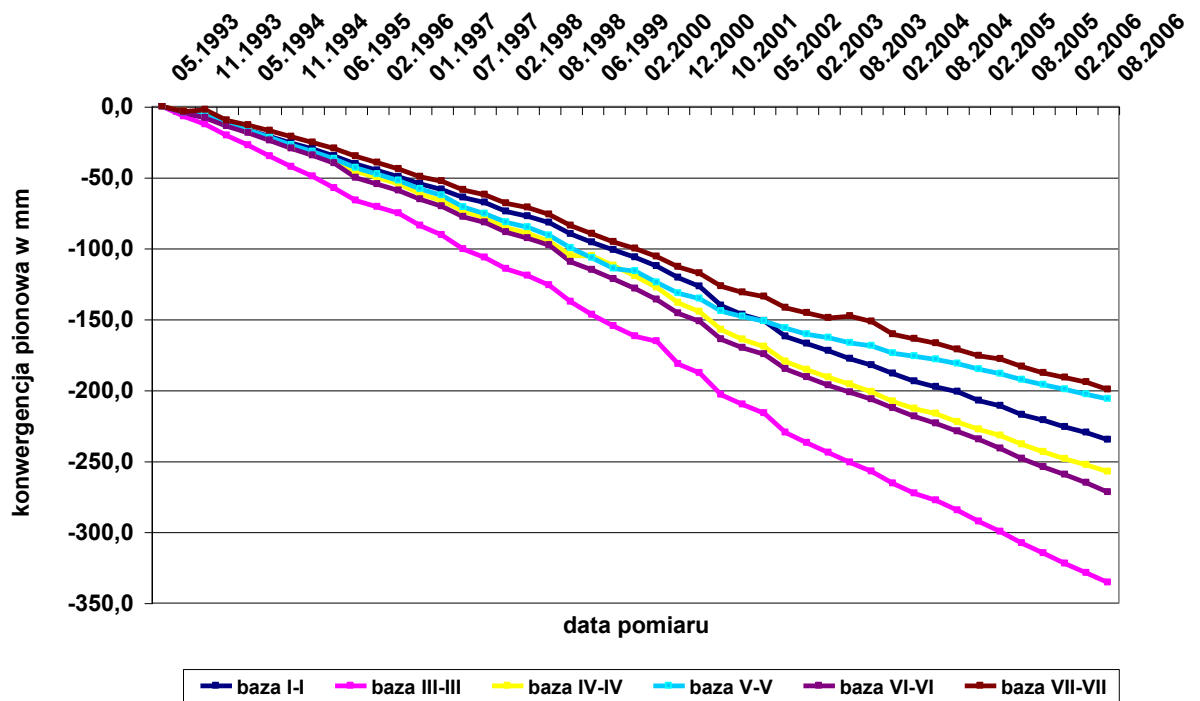
Rys. 7.2.2.8 Krzywe relaksacji soli średnioziarnistej (wg. Wosz R., Flisiak D., Jakóbska A., 1987).



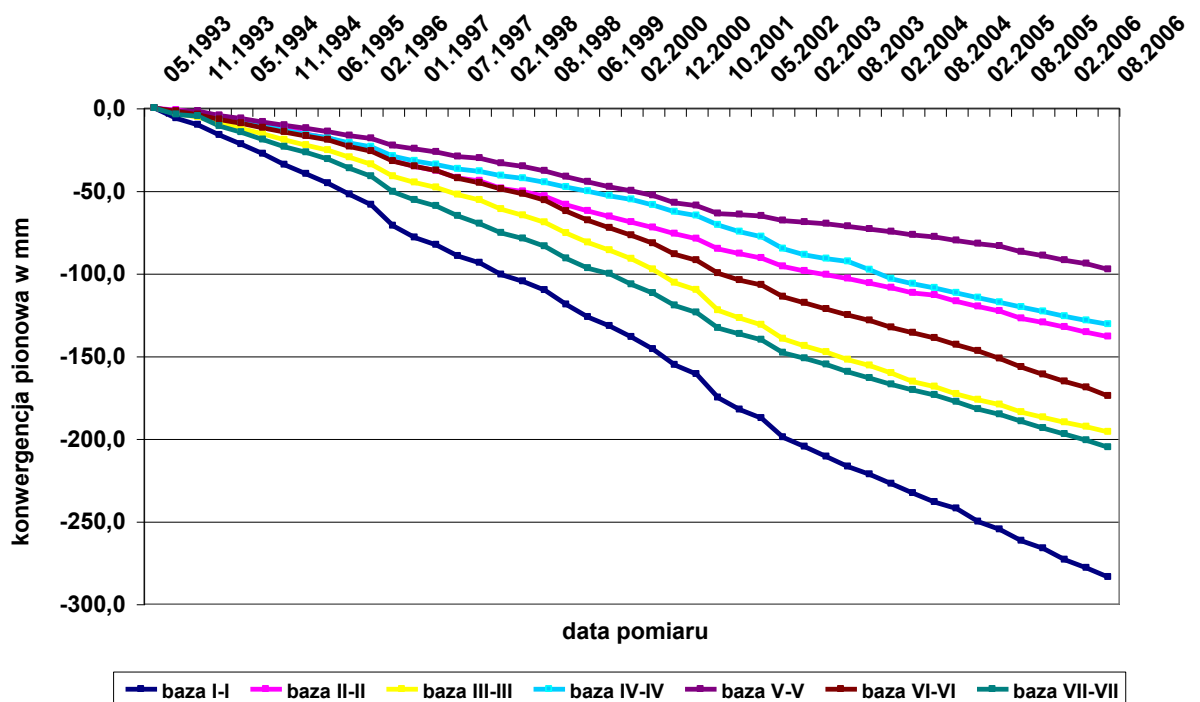
Rys. 8.2.1 Pomiar konwergencji liniowej (wg. Kortas G., 2001):  $l_1, l_2$  – bazy pomiarowe,  $a, a'$  – przemieszczenia.



Rys. 8.3.1 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).

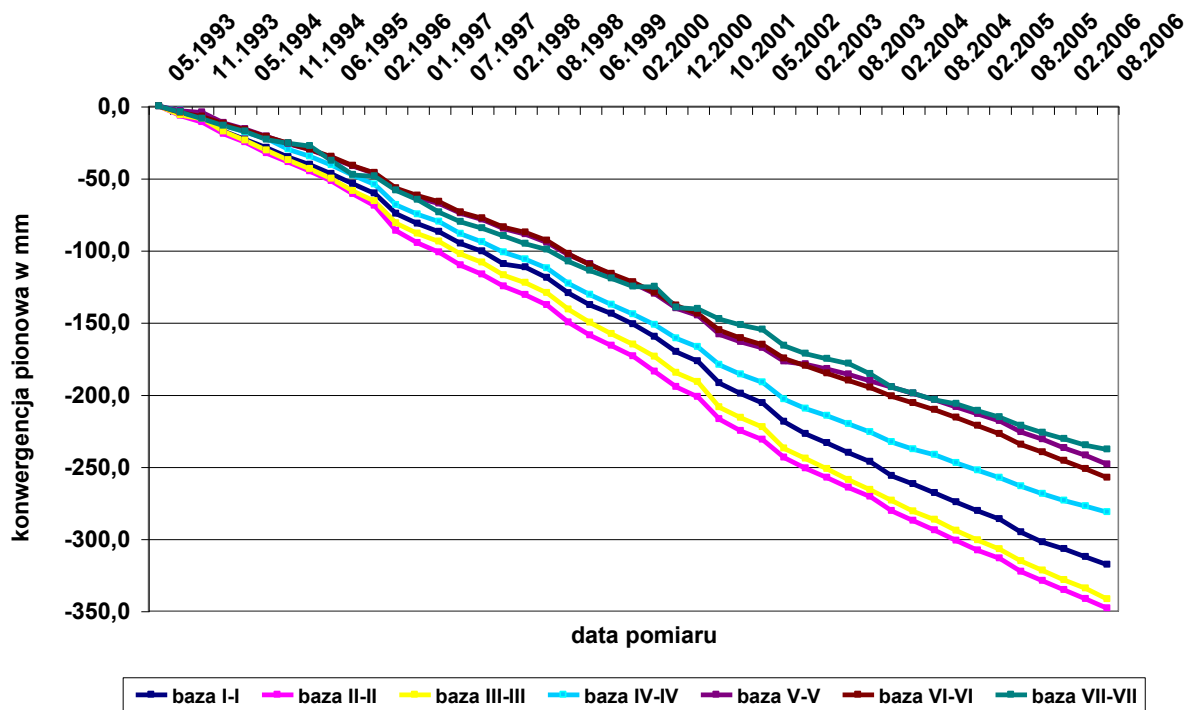


Rys. 8.3.2 Konwergencja pionowa przy północnym ościsie komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.

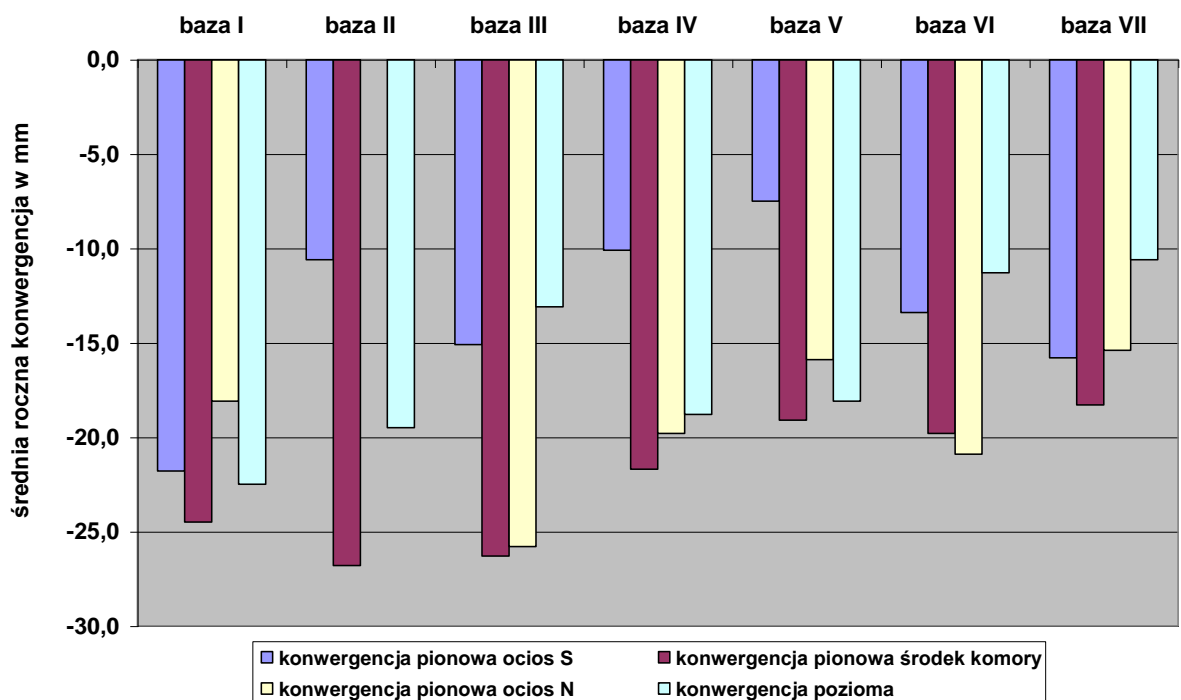


Rys. 8.3.3 Konwergencja pionowa przy południowym ościsie komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.

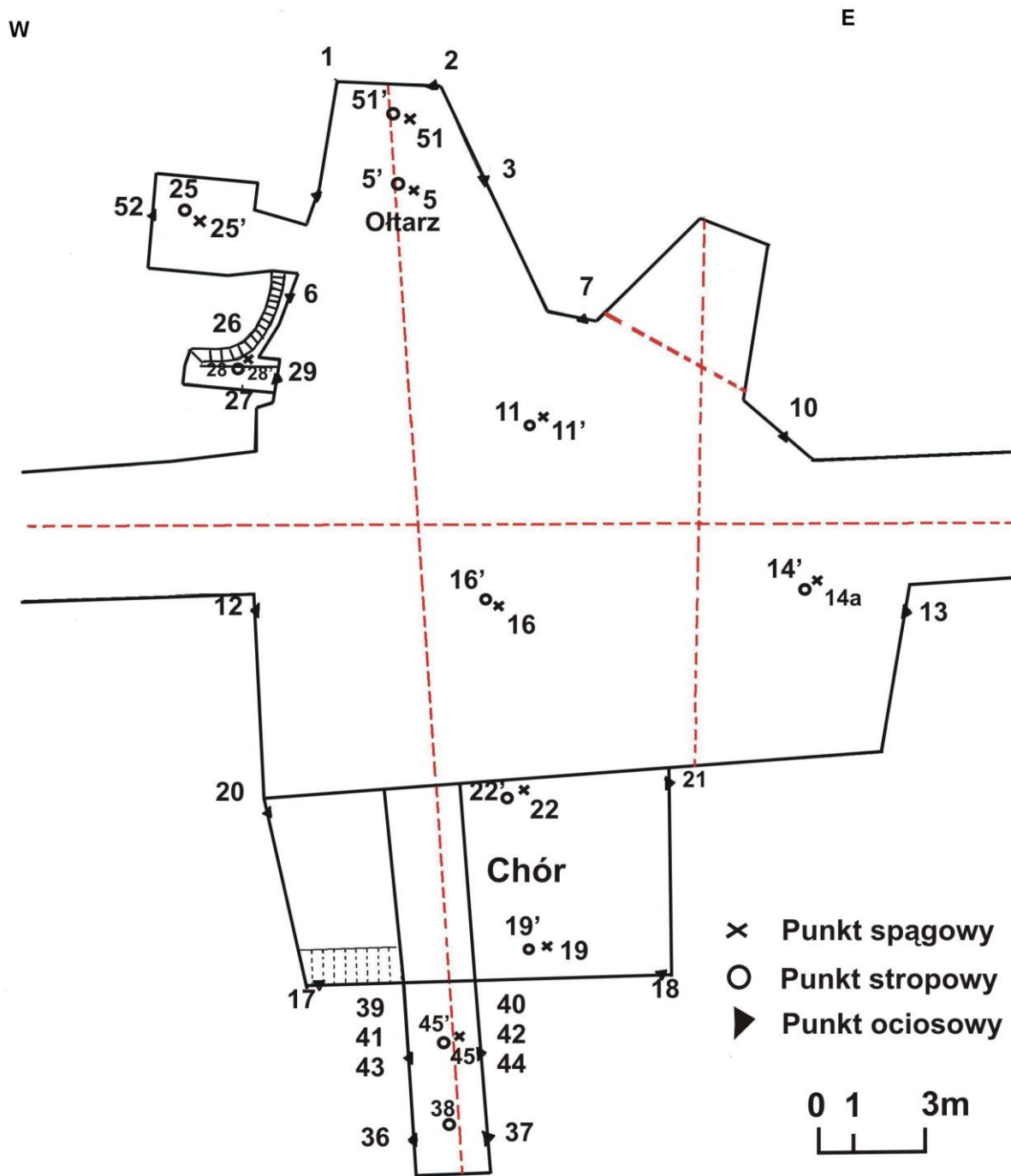




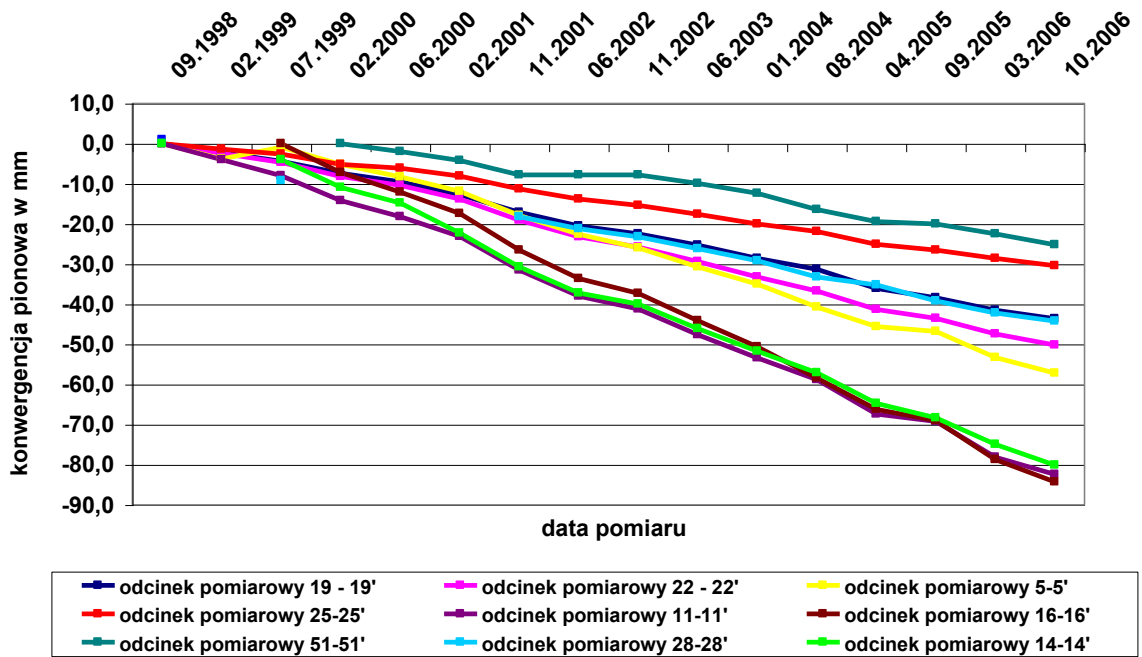
Rys. 8.3.4 Konwergencja pionowa, środek komory Ważyn, poz. C3, K.S. Bochnia.



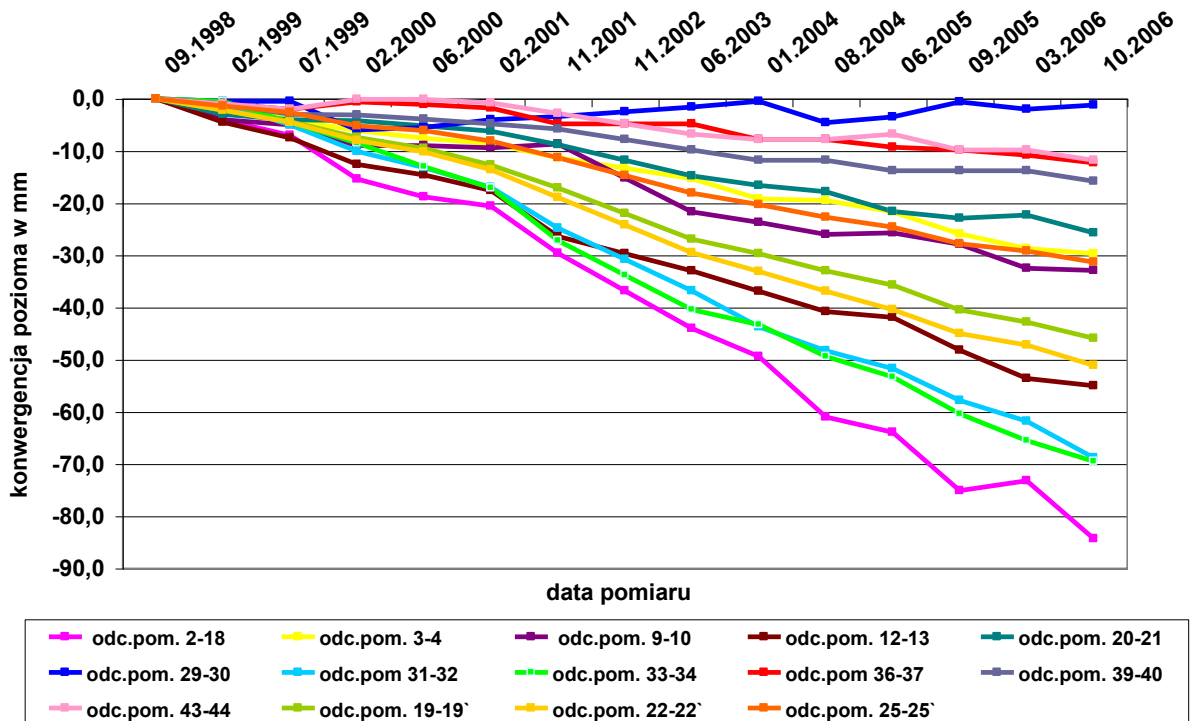
Rys. 8.3.5 Porównanie średnich rocznych konwergencji dla poszczególnych baz pomiarowych komory Ważyn, K.S. Bochnia.



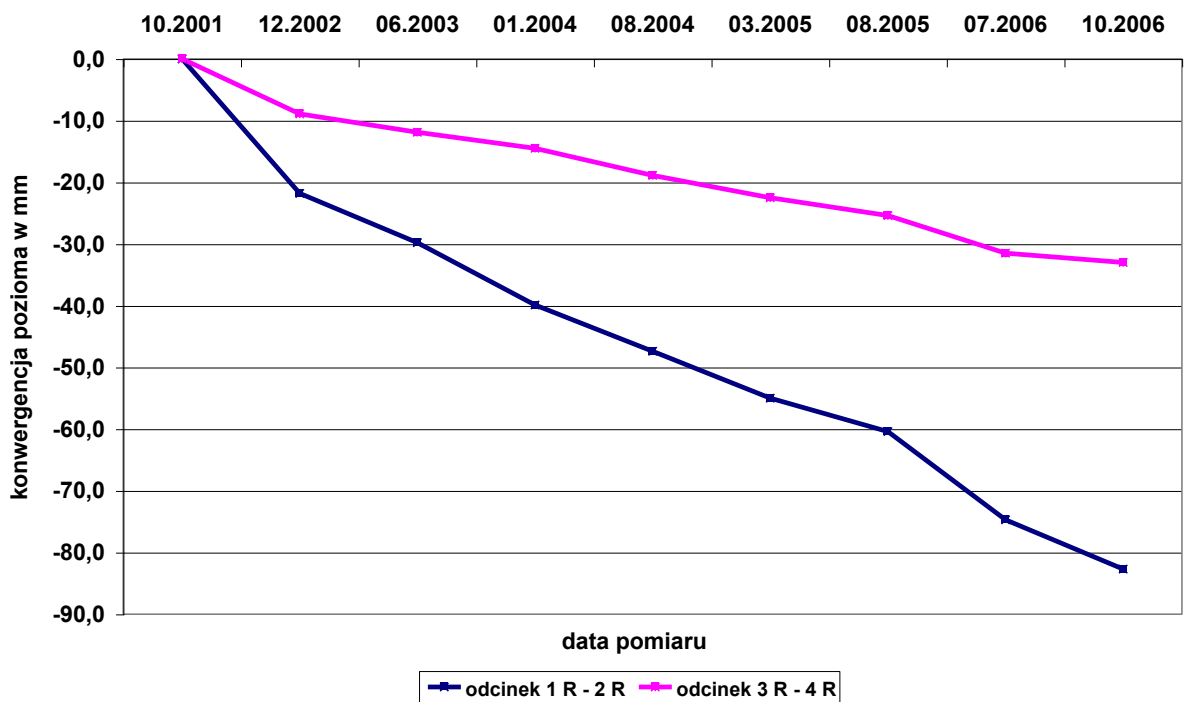
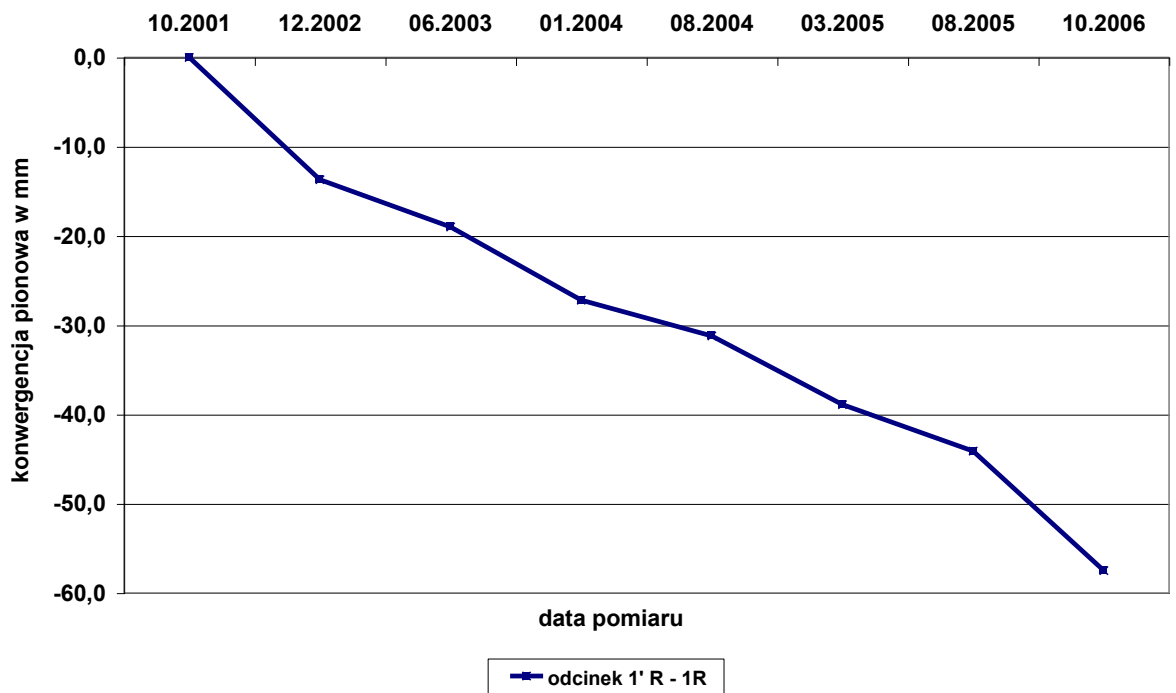
Rys. 8.3.6 Lokalizacja punktów pomiarowych w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).



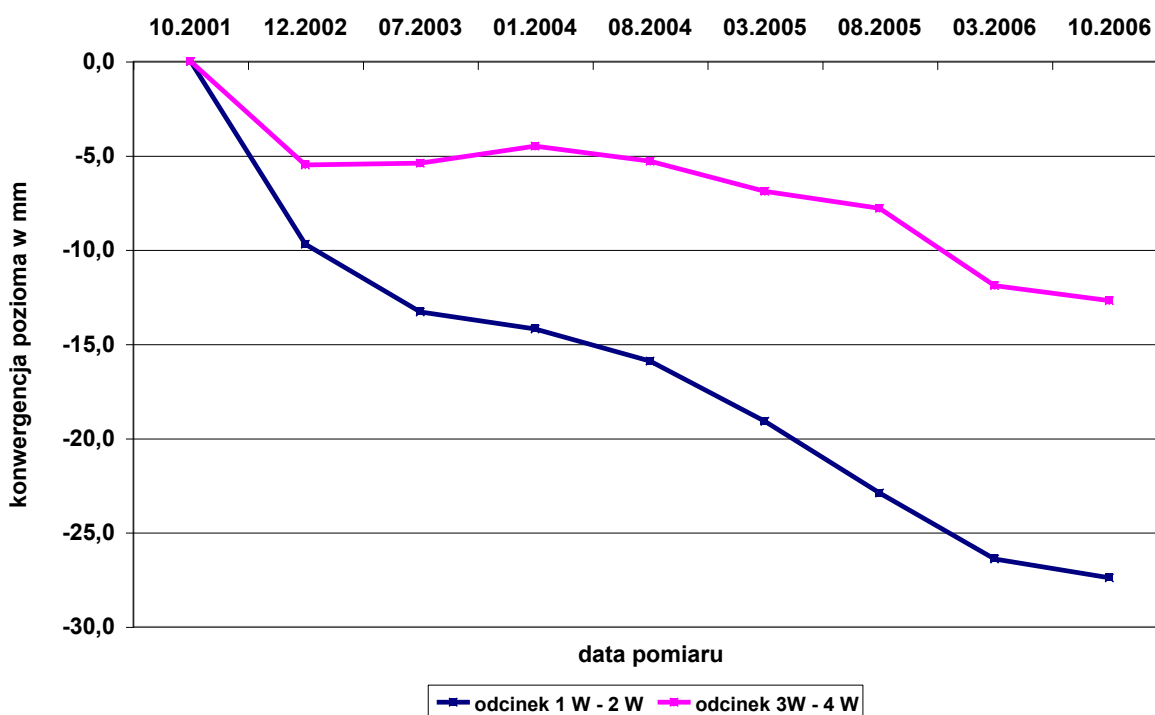
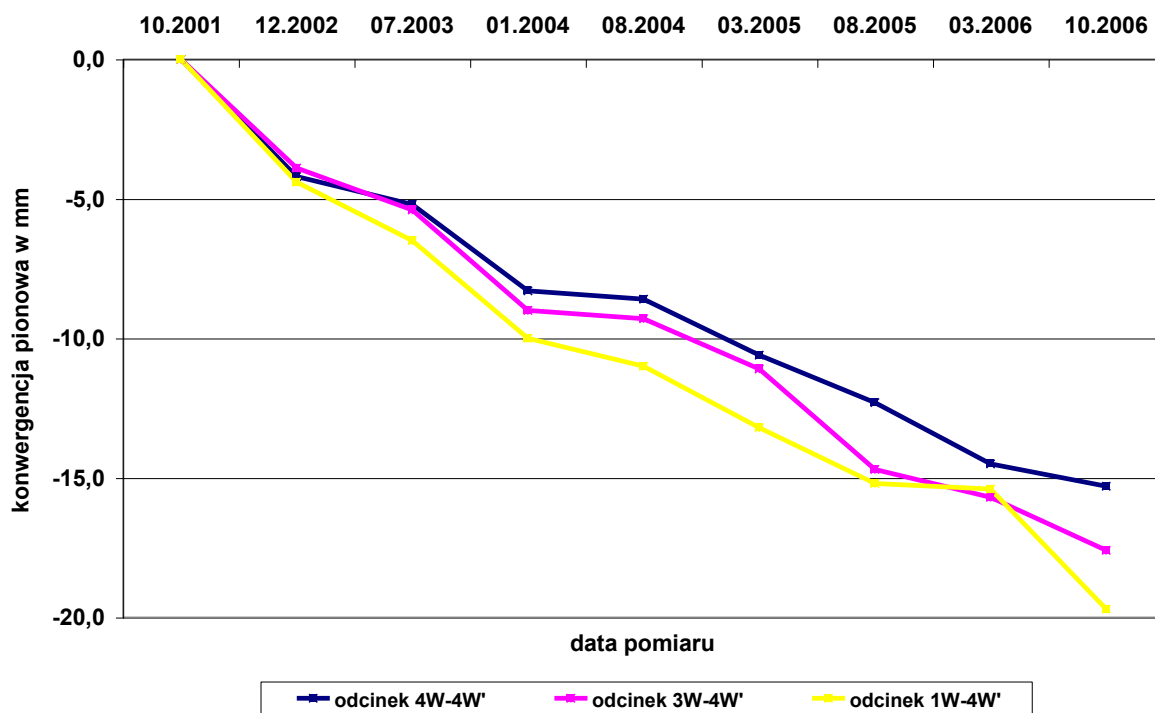
Rys. 8.3.7 Konwergencja pionowa w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia.



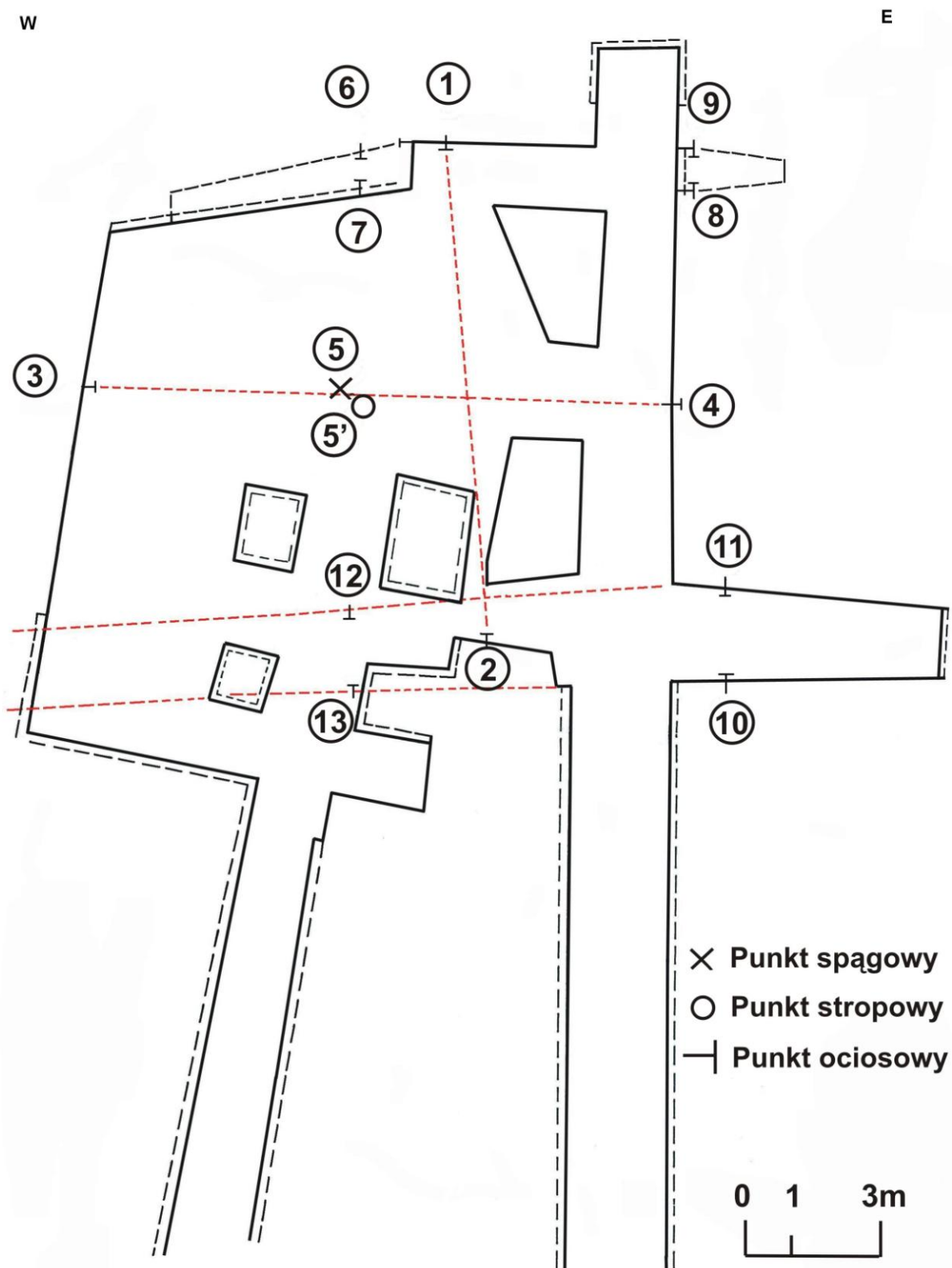
Rys. 8.3.8 Konwergencja pozioma w kaplicy św. Kingi, poz. C1, K.S. Bochnia.



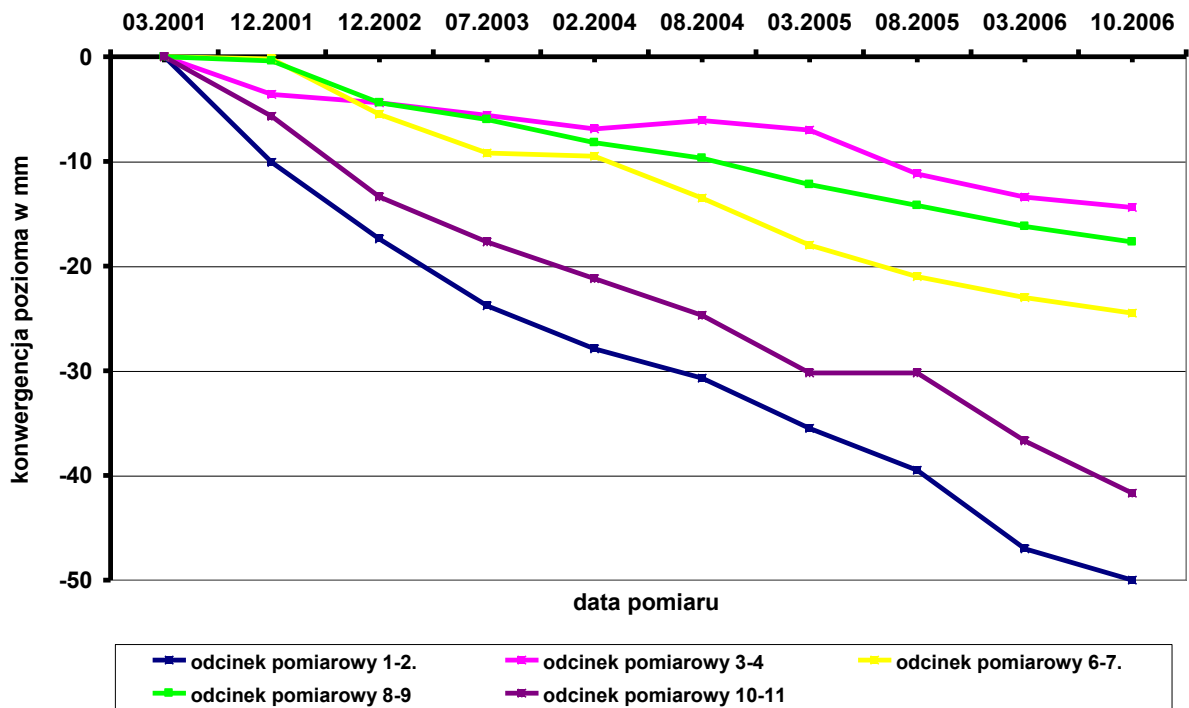
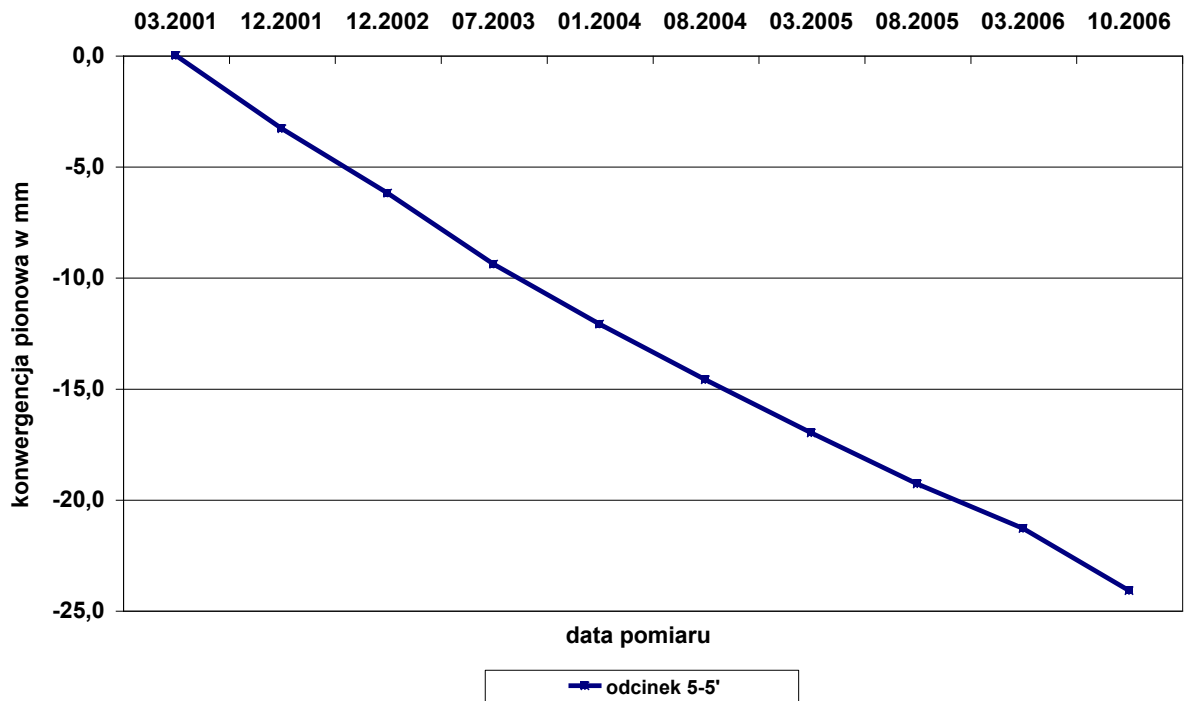
Rys. 8.3.9 Konwergencja liniowa w komorze kieratu Gaplowego, poz. C1, K.S. Bochnia.



Rys. 8.3.10 Konwergencja w komorze kieratu Ważyńskiego, poz. C1, K.S. Bochnia.



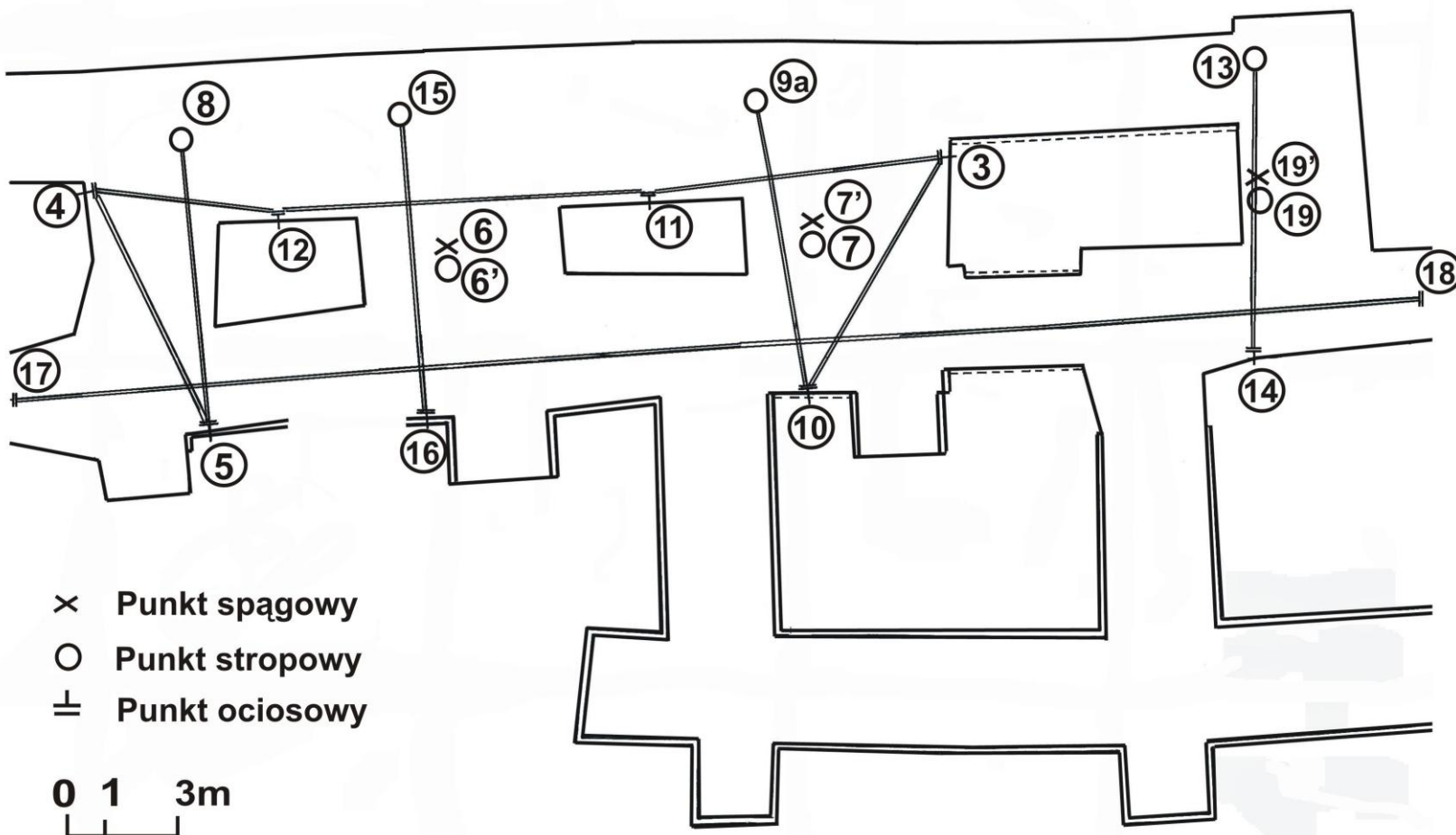
Rys. 8.3.11 Lokalizacja punktów pomiarowych w komorze Stajnia, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).



Rys 8.3.12 Konwergencja w komorze Stajnia, poz. C1, K.S. Bochnia.

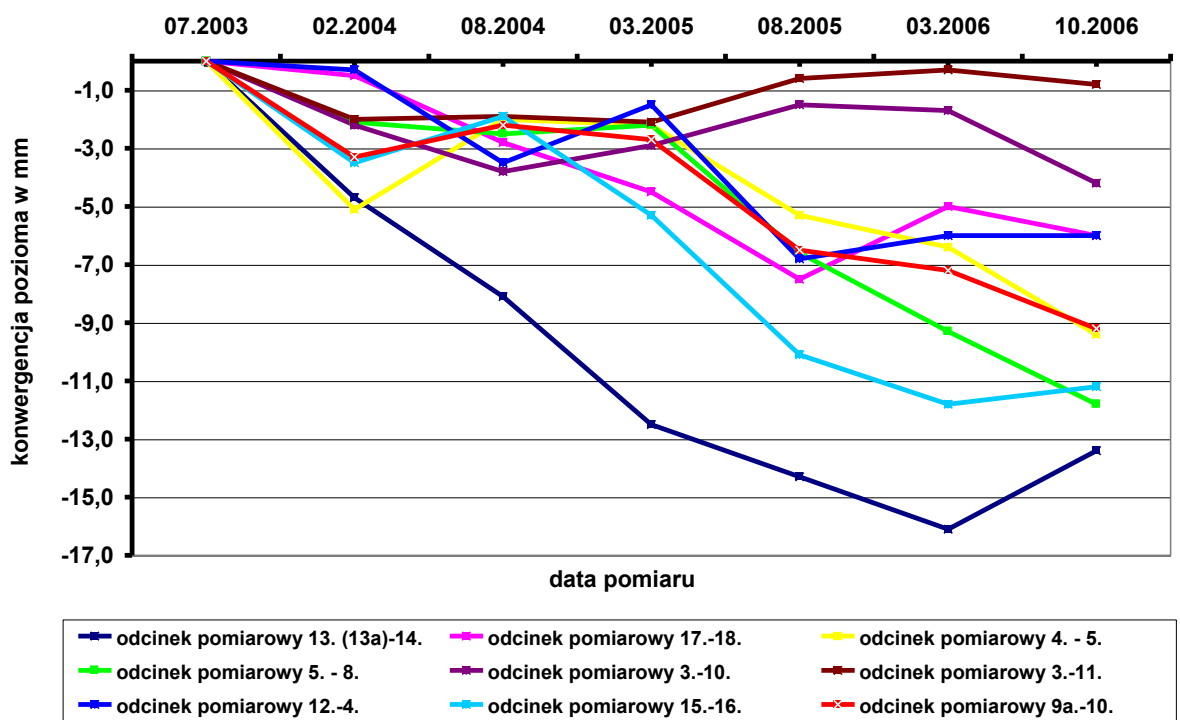
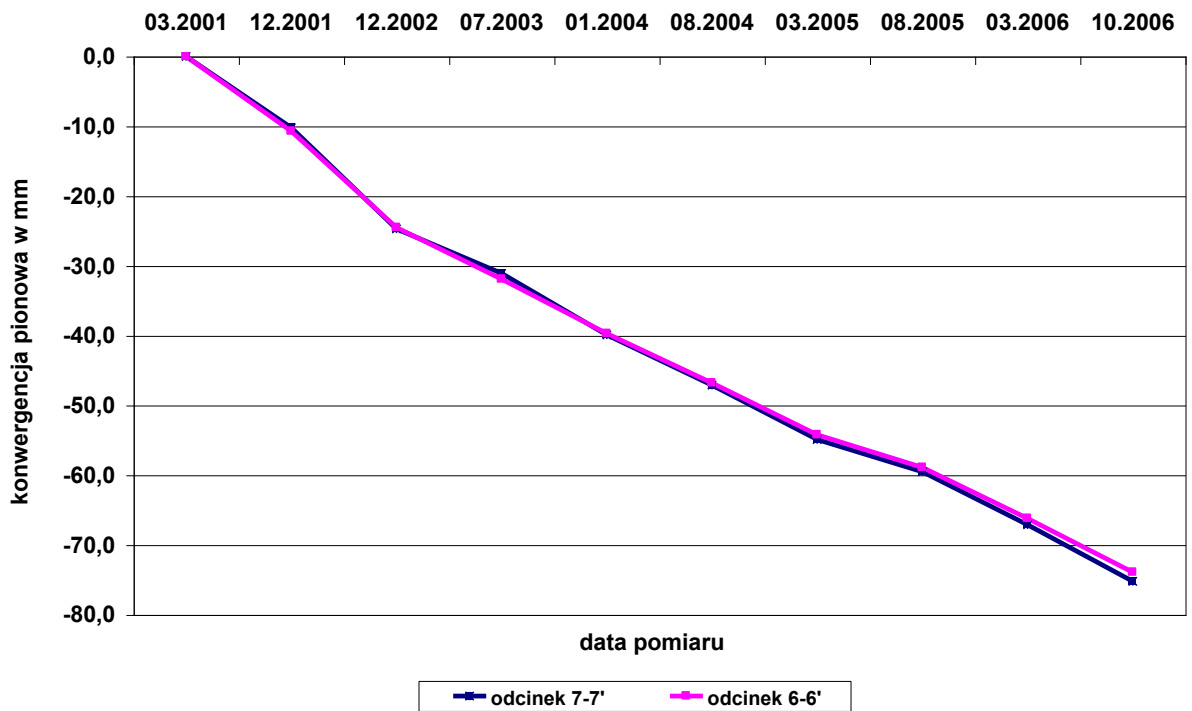
W

E

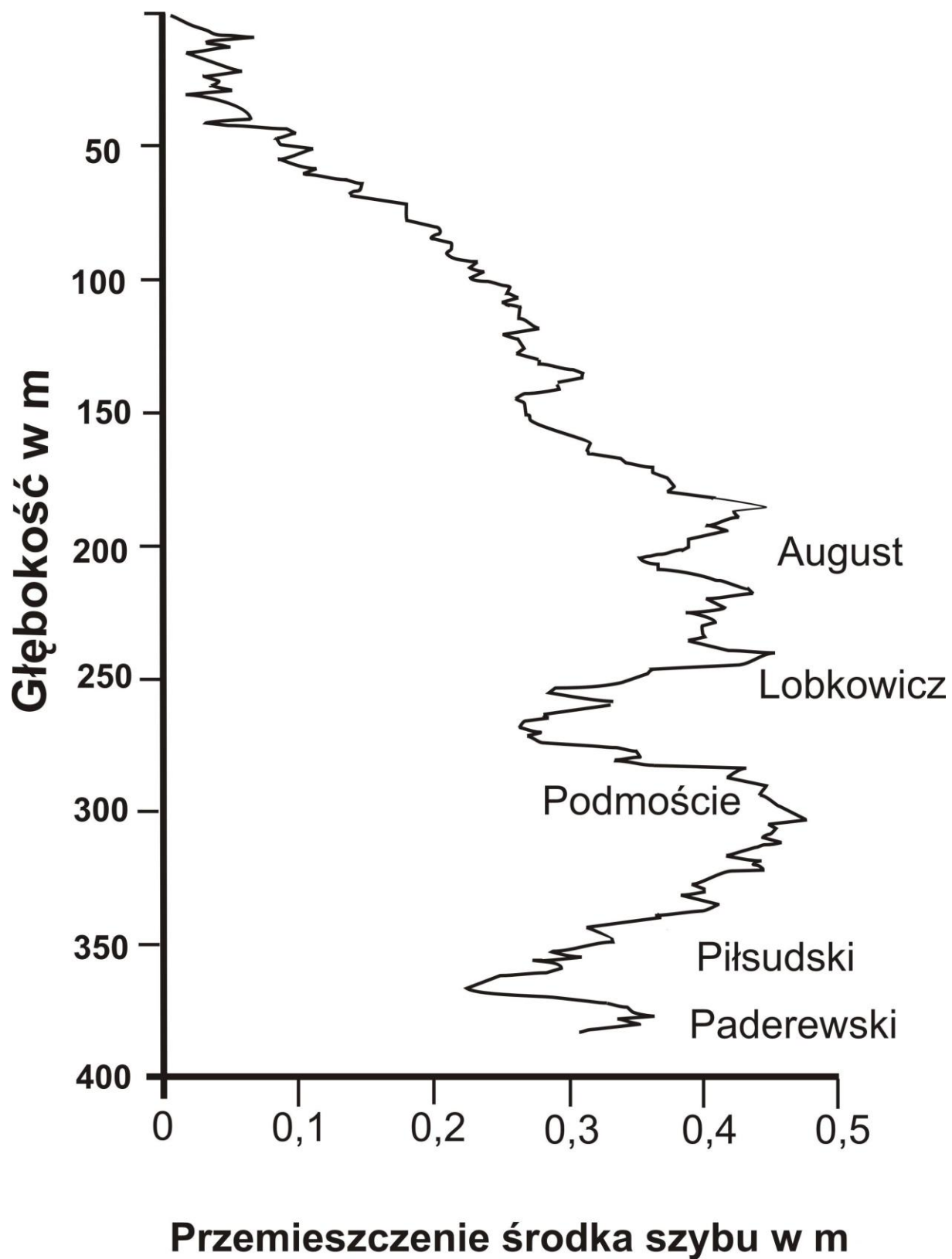


Rys. 8.3.13 Lokalizacja punktów pomiarowych w komorze Kołdras, poz. C1, K.S. Bochnia (wg. Józefko L., 2007).

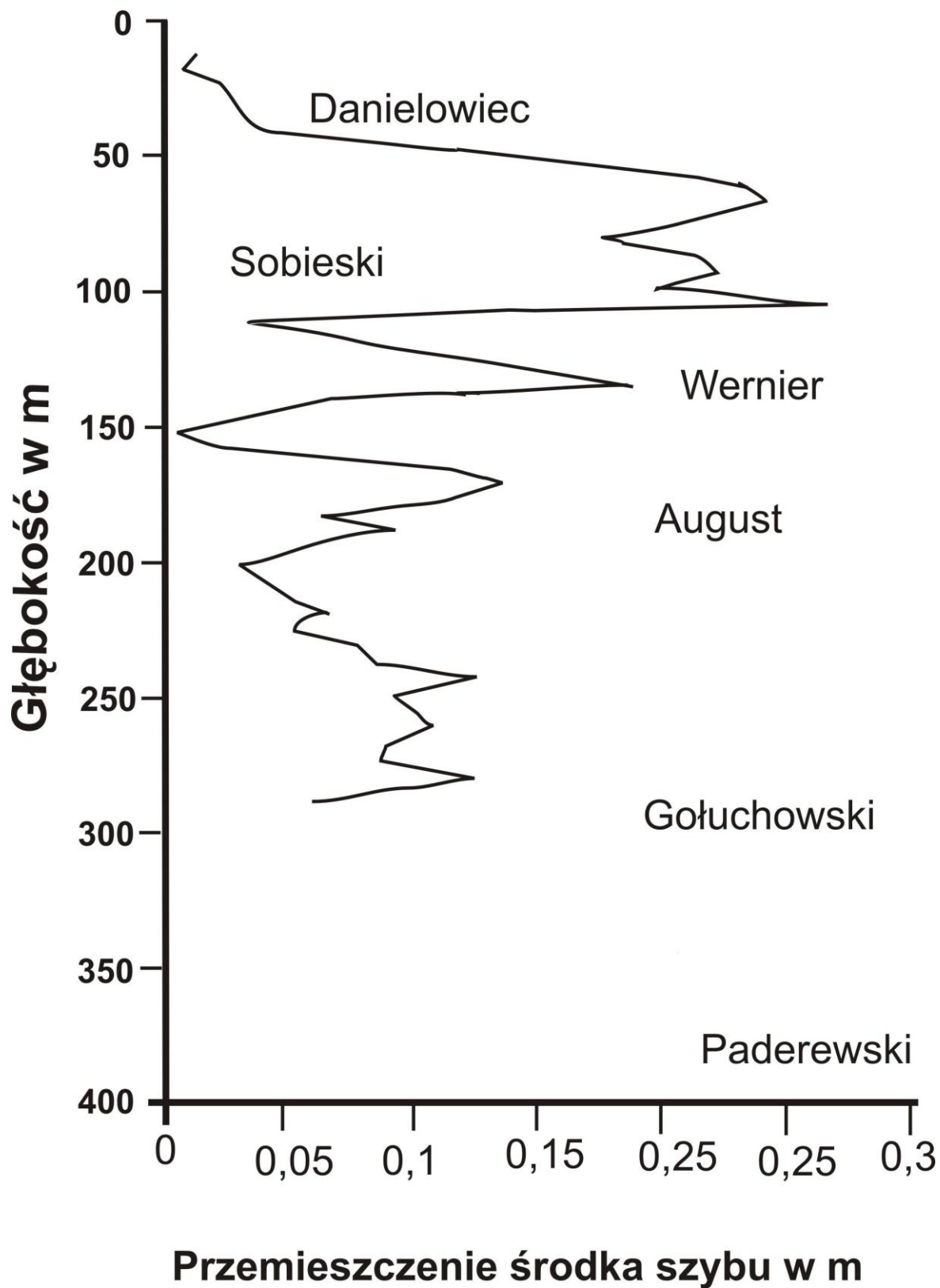




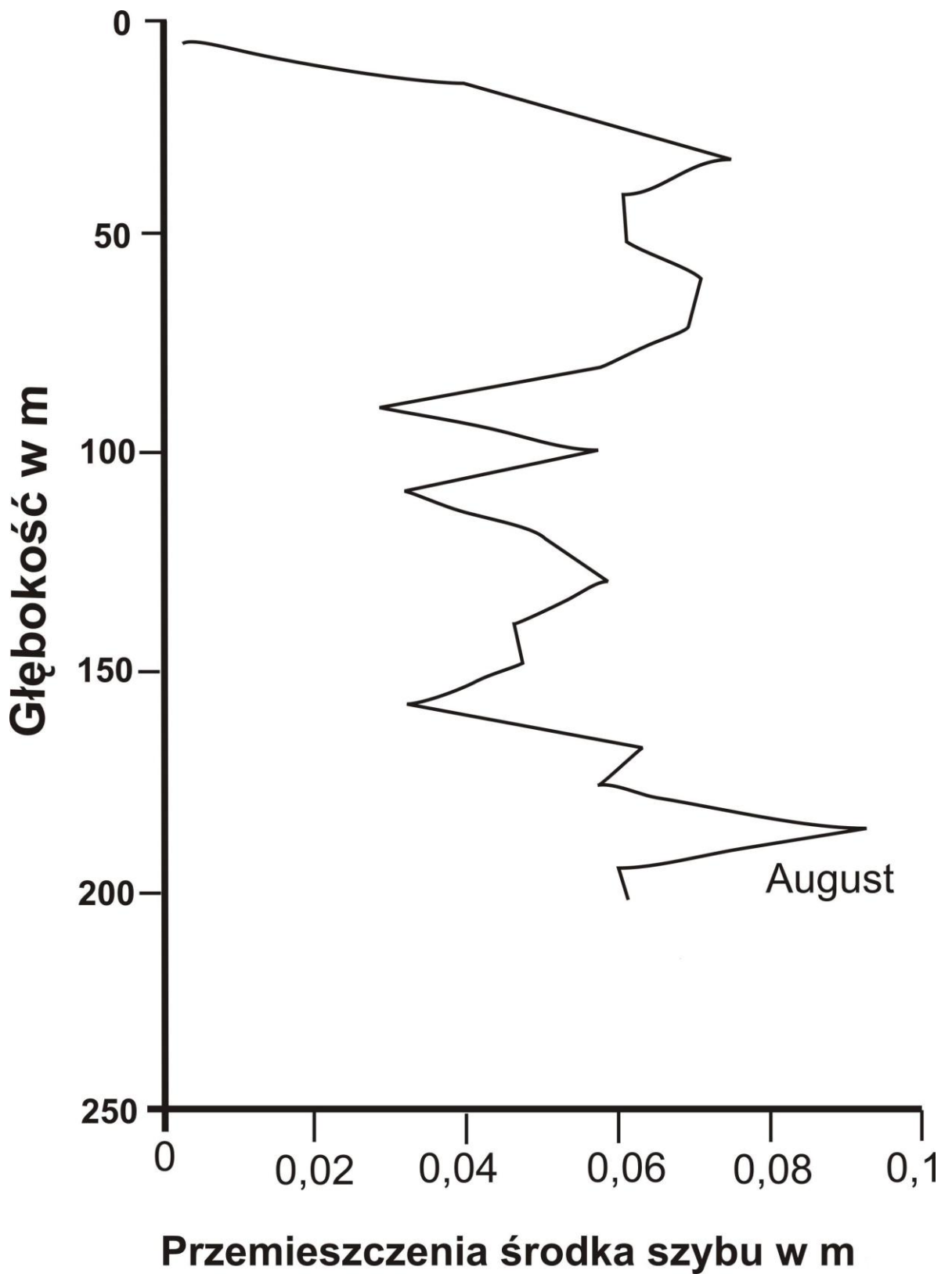
Rys. 8.3.14 Konwergencja w komorze Kołdras, poz. C1, K.S. Bochnia.



Rys. 8.3.15 Przemieszczenia środka szybu Campi (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).

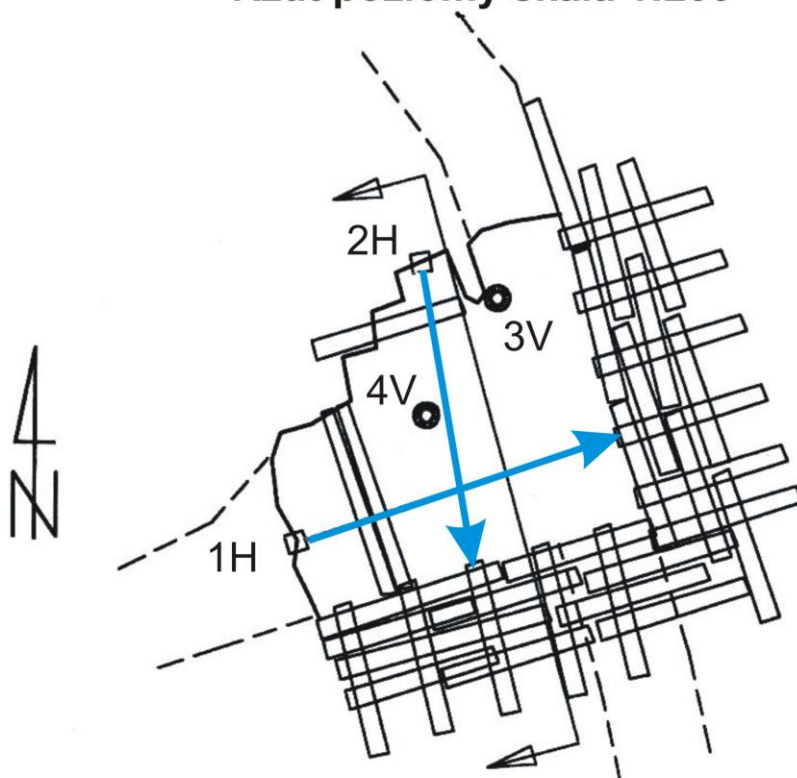


Rys. 8.3.16 Przemieszczenia środka szybu Sutoris (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).

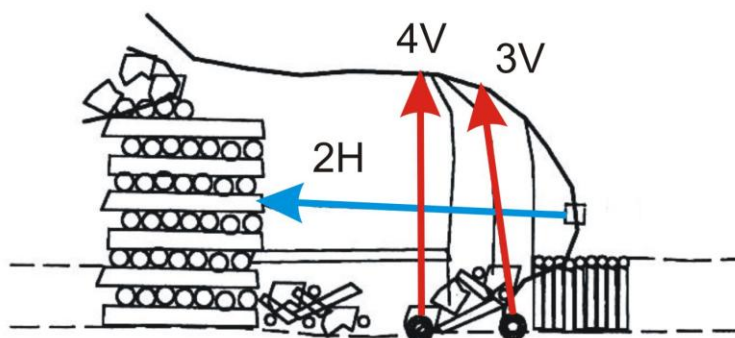


Rys. 8.3.17 Przemieszczenia środka szybu Trinitatis (wg. Kortas G., Józefko L., 2003).



### Rzut poziomy skala 1:200



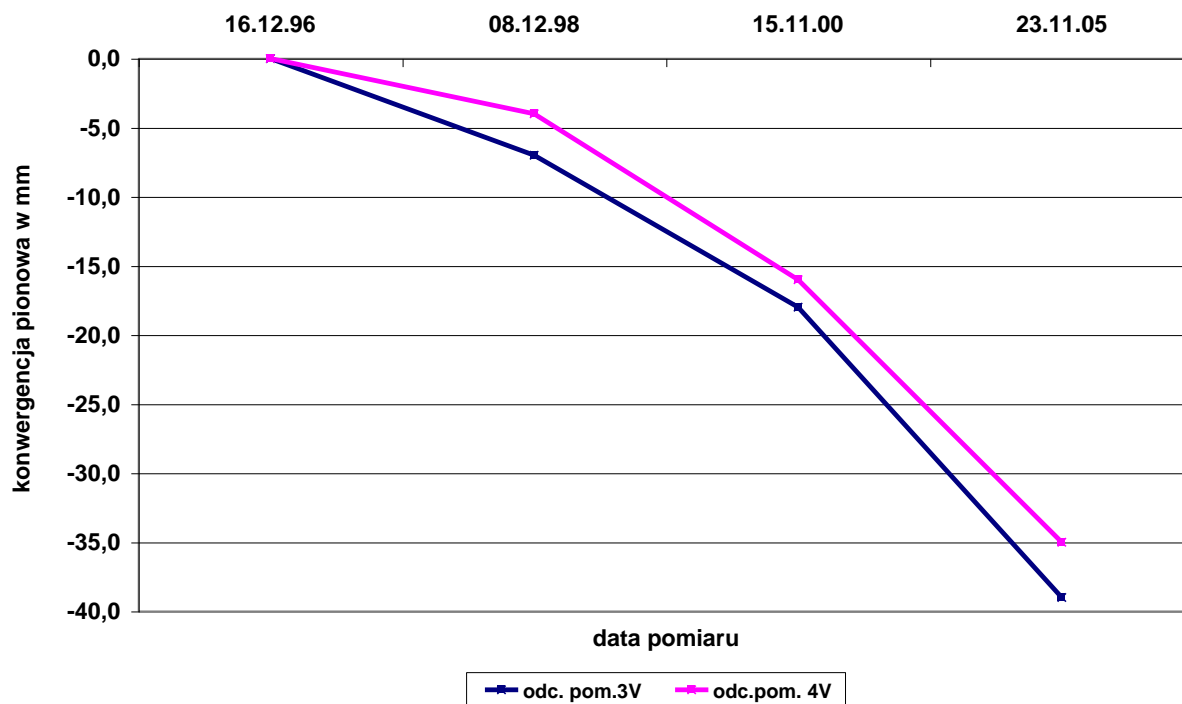
### Przekrój pionowy skala 1:200



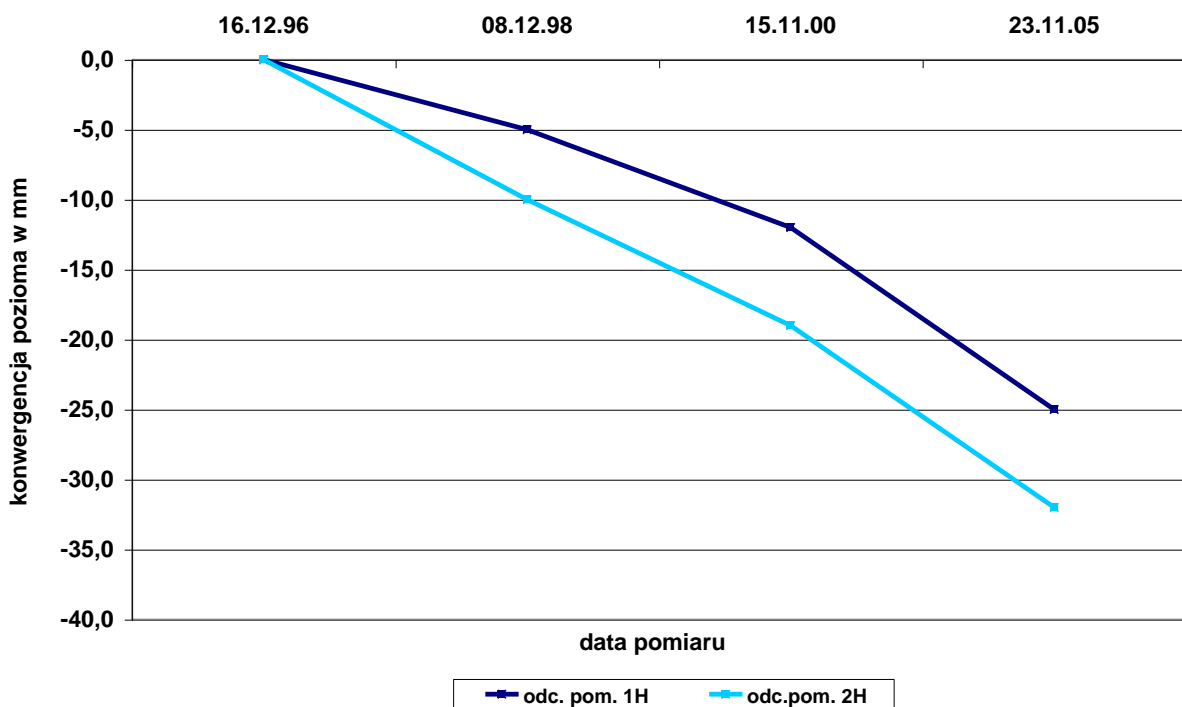
### Objaśnienia

-  **Pionowe bazy pomiarowe**
-  **Poziome bazy pomiarowe**

Rys. 8.4.1 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Herod, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).

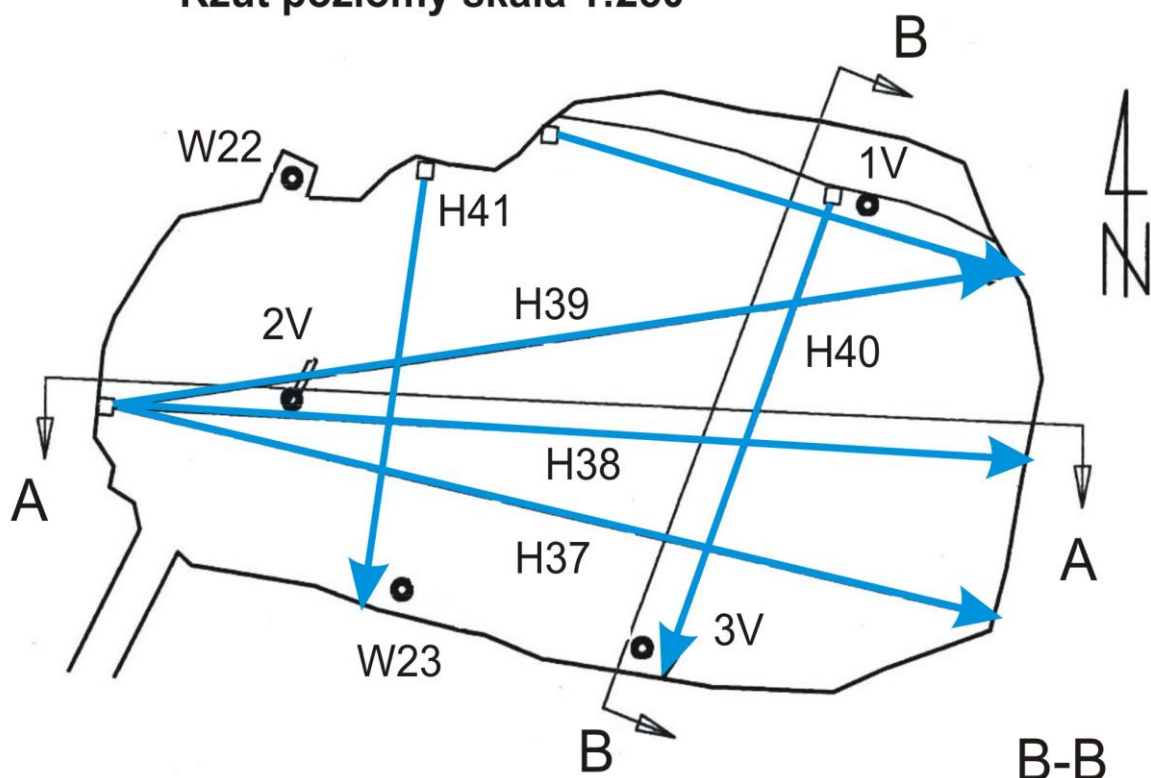


Rys. 8.4.2 Konwergencja pionowa w komorze Herod, poz. I, KS Wieliczka.

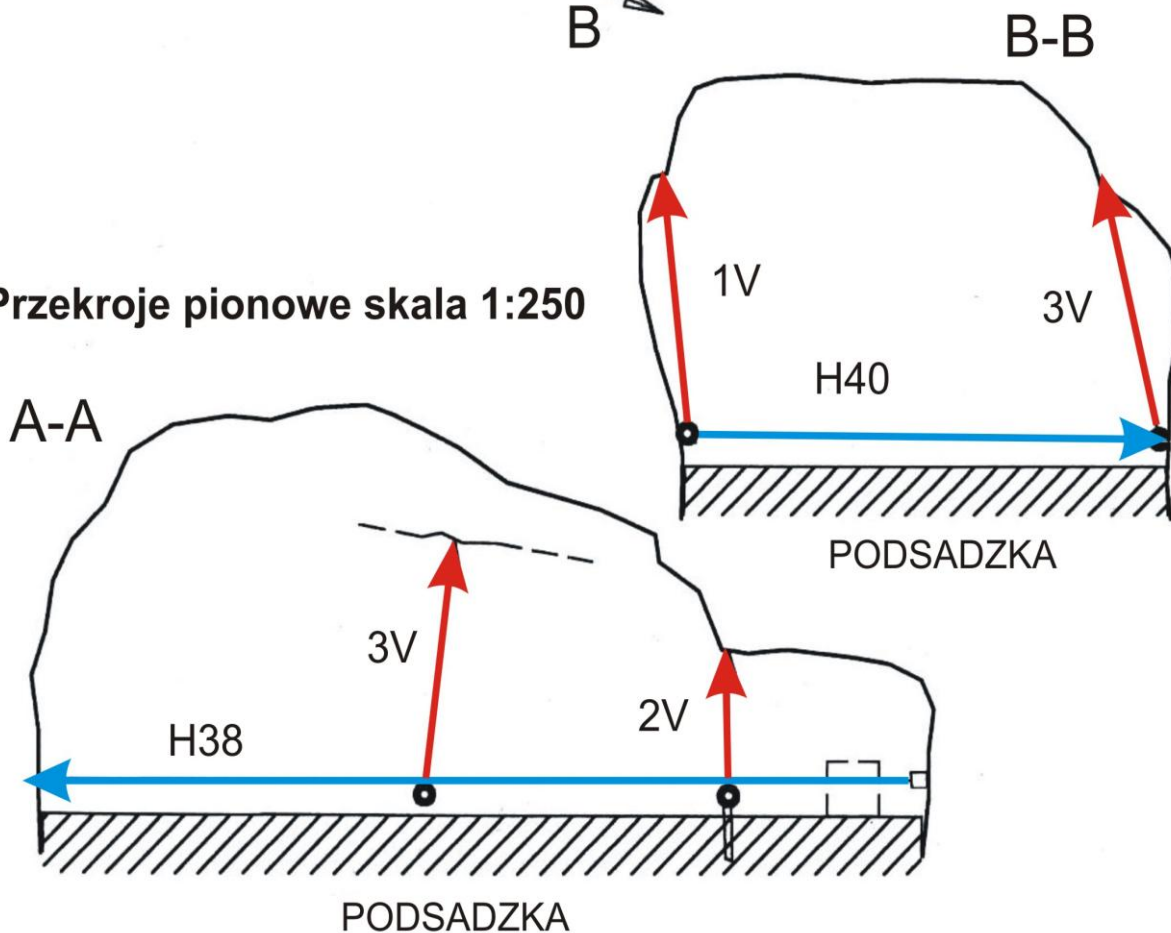


Rys. 8.4.3 Konwergencja pozioma w komorze Herod, poz. I, KS Wieliczka.

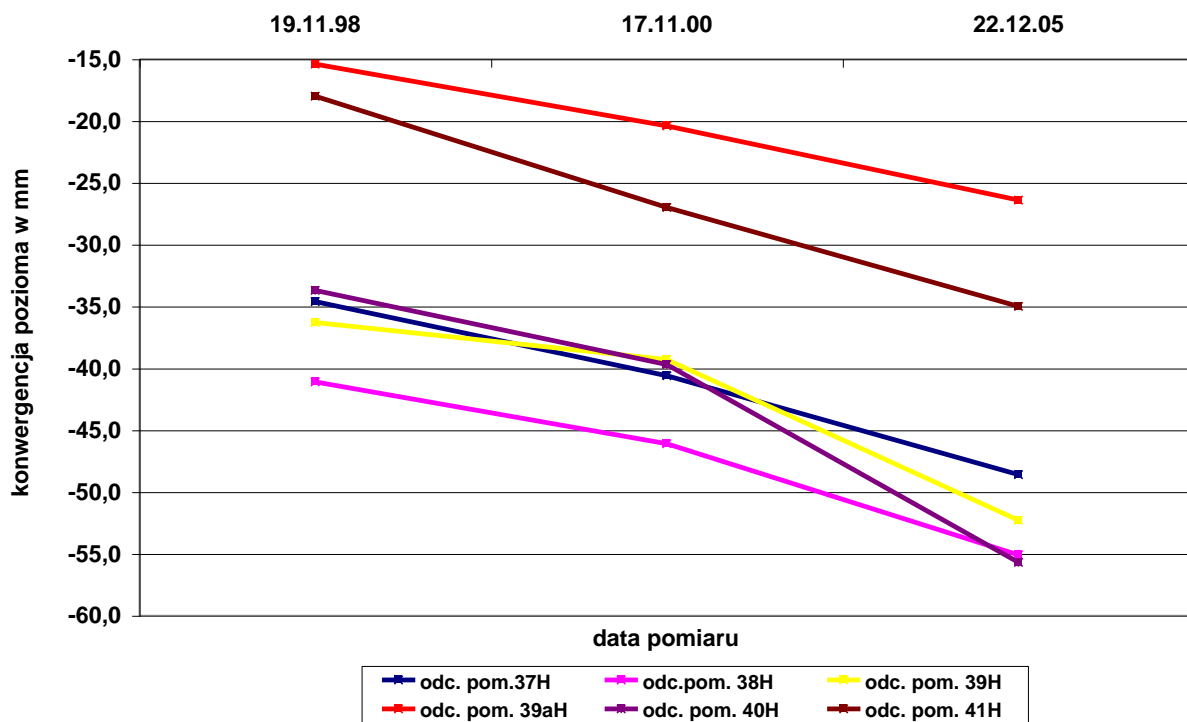
### Rzut poziomy skala 1:250



### Przekroje pionowe skala 1:250



Rys. 8.4.4 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Muścicki, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).



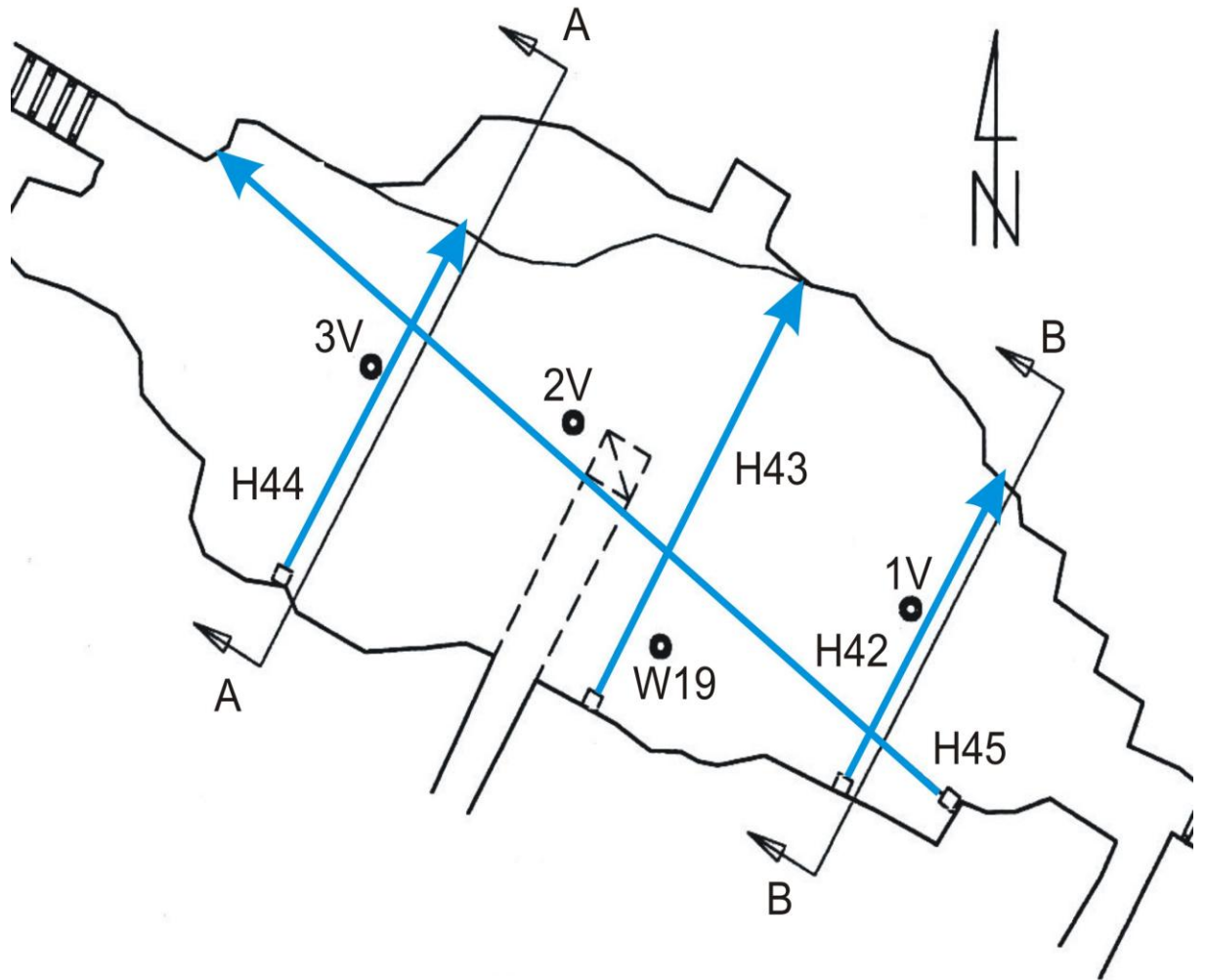
Rys. 8.4.5 Konwergencja pozioma w komorze Muścicki, poz. IIw., KS Wieliczka.



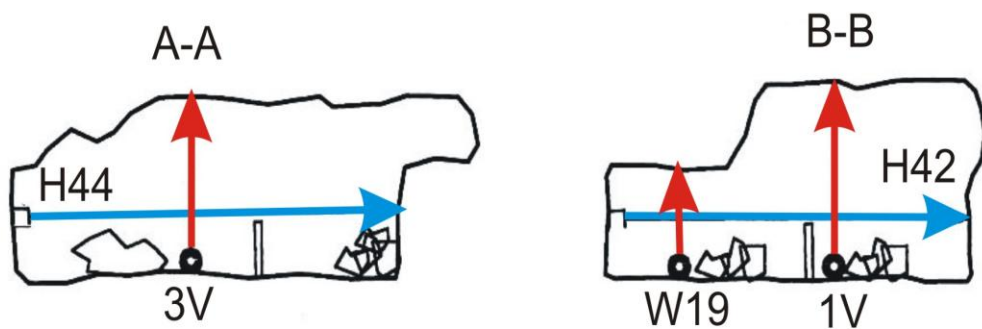
Rys. 8.4.6 Konwergencja pionowa w komorze Muścicki, poz. IIw, KS Wieliczka.



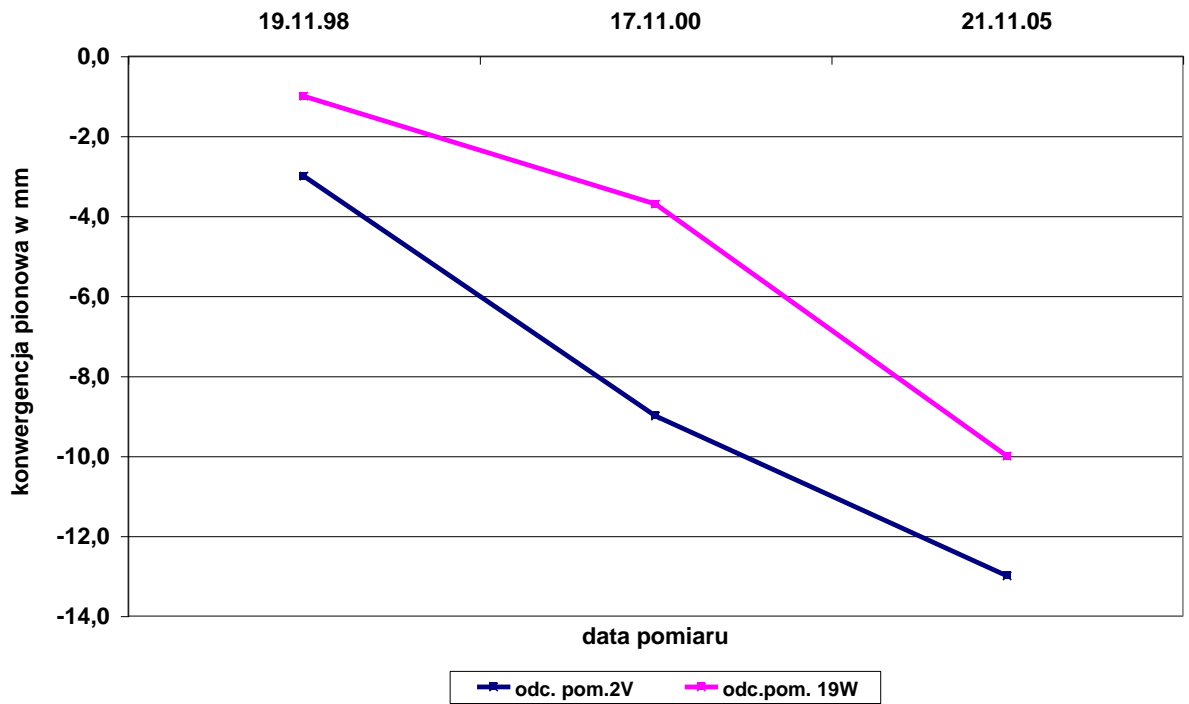
### Rzut poziomy skala 1:250



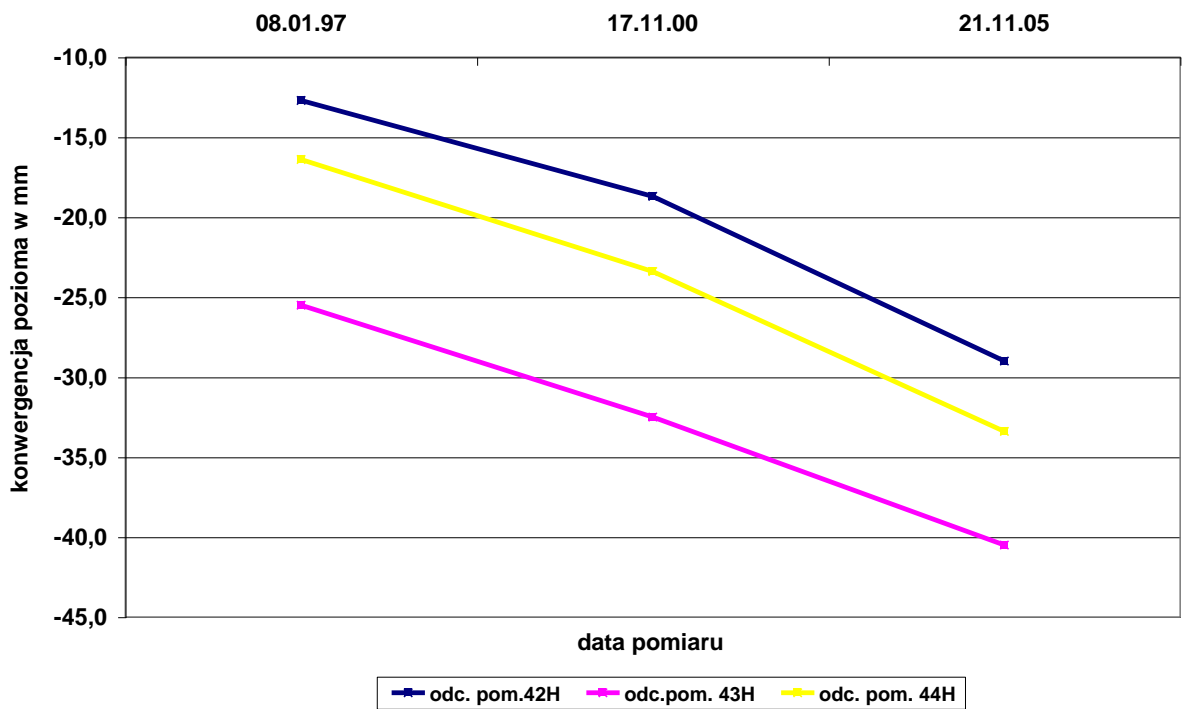
### Przekroje pionowe skala 1:250



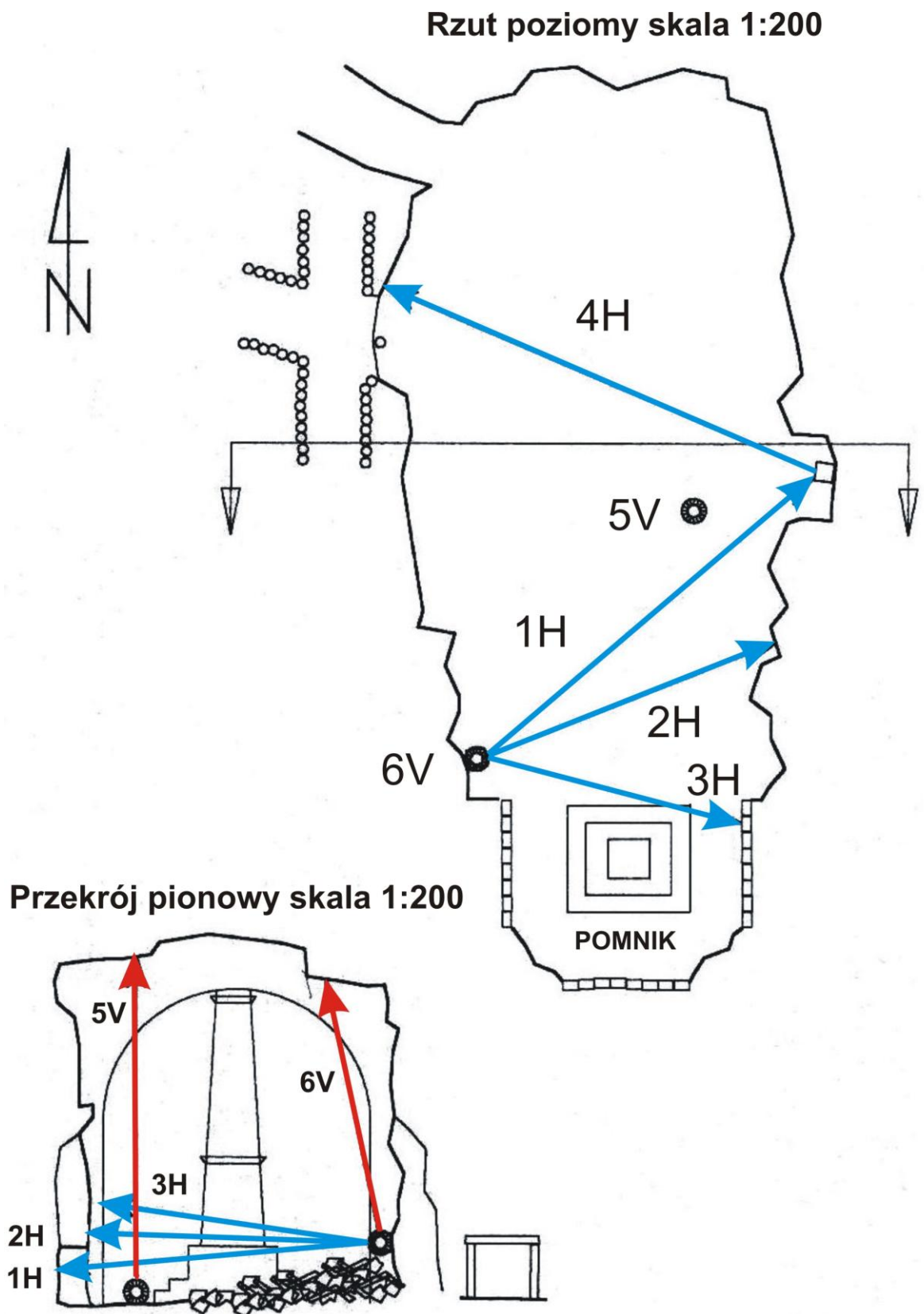
Rys. 8.4.7 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Orzechowski, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).



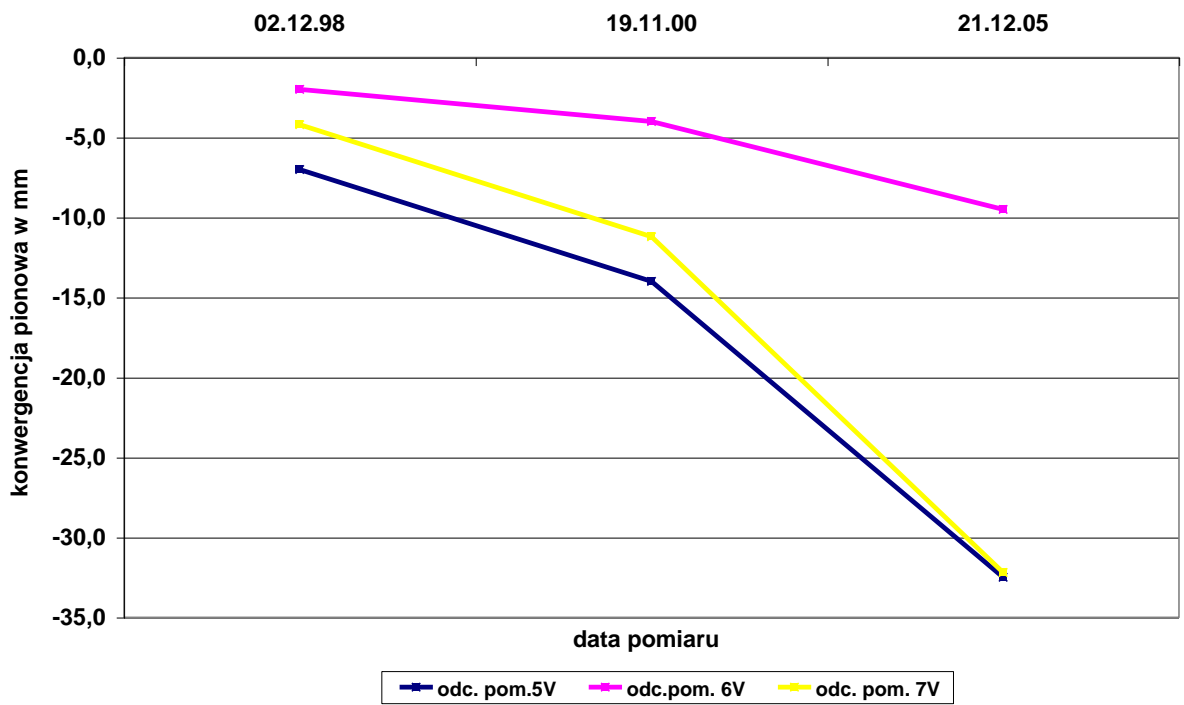
Rys. 8.4.8 Konwergencja pionowa w komorze Orzechowski, poz. IIw, KS Wieliczka.



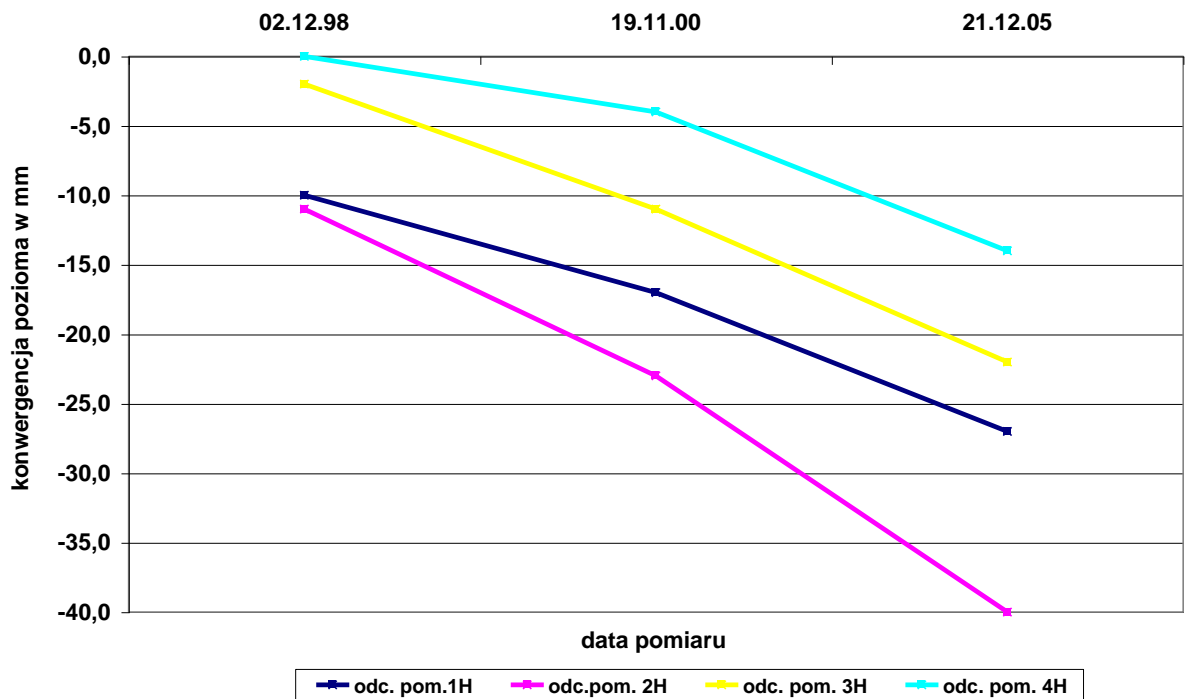
Rys. 8.4.9 Konwergencja pozioma w komorze Orzechowski, poz. IIw, KS Wieliczka.



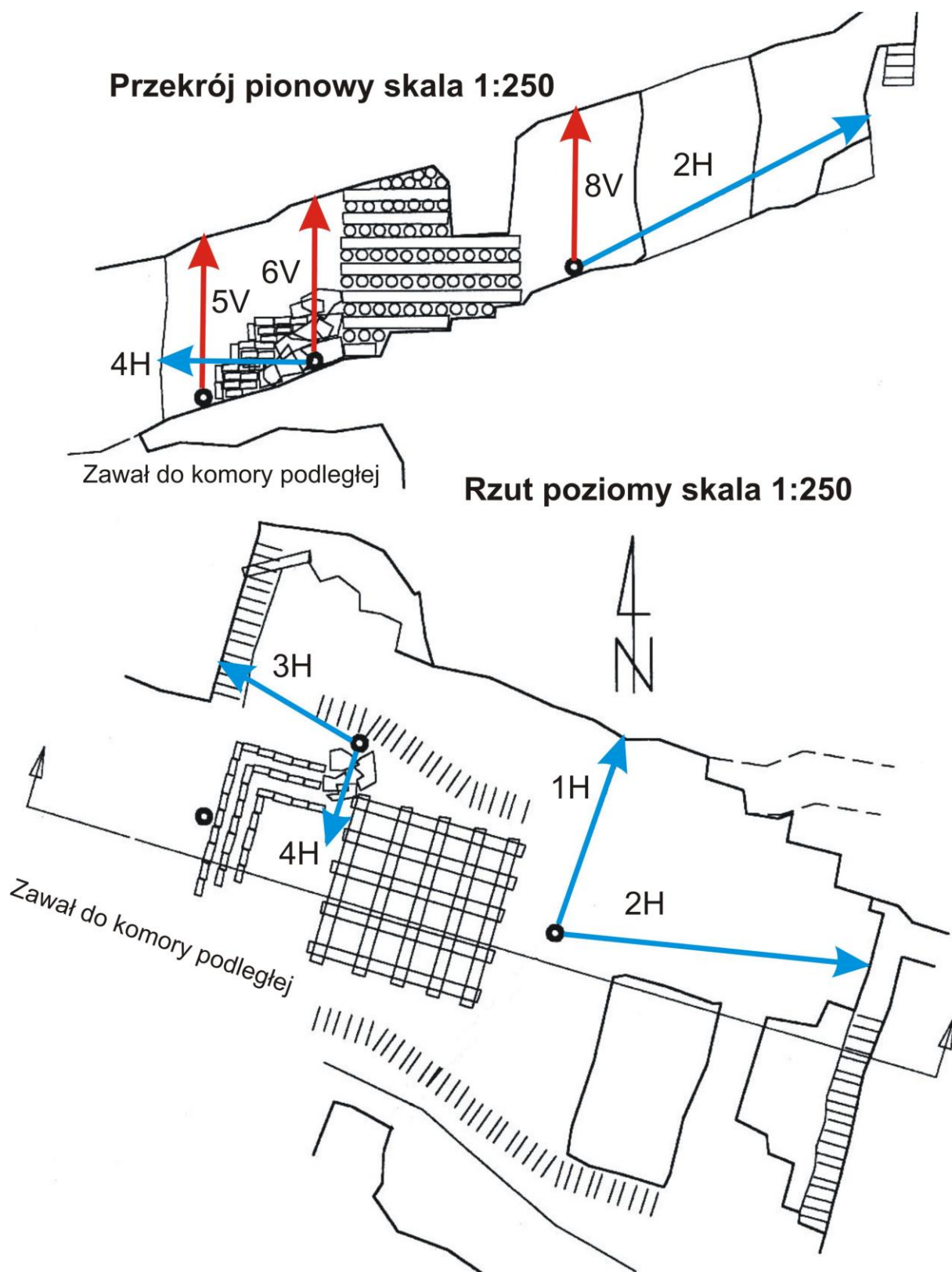
Rys. 8.4.10 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Franciszek Karol, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).



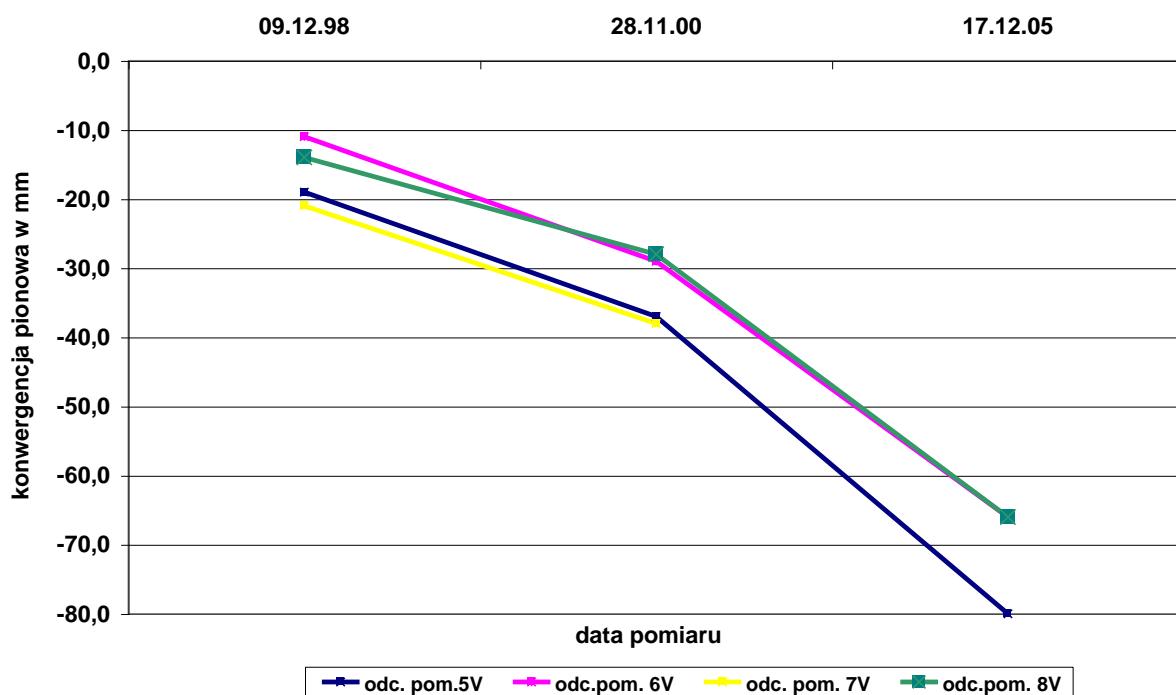
Rys. 8.4.11 Konwergencja pionowa w komorze Franciszek Karol, poz. IIn, KS Wieliczka.



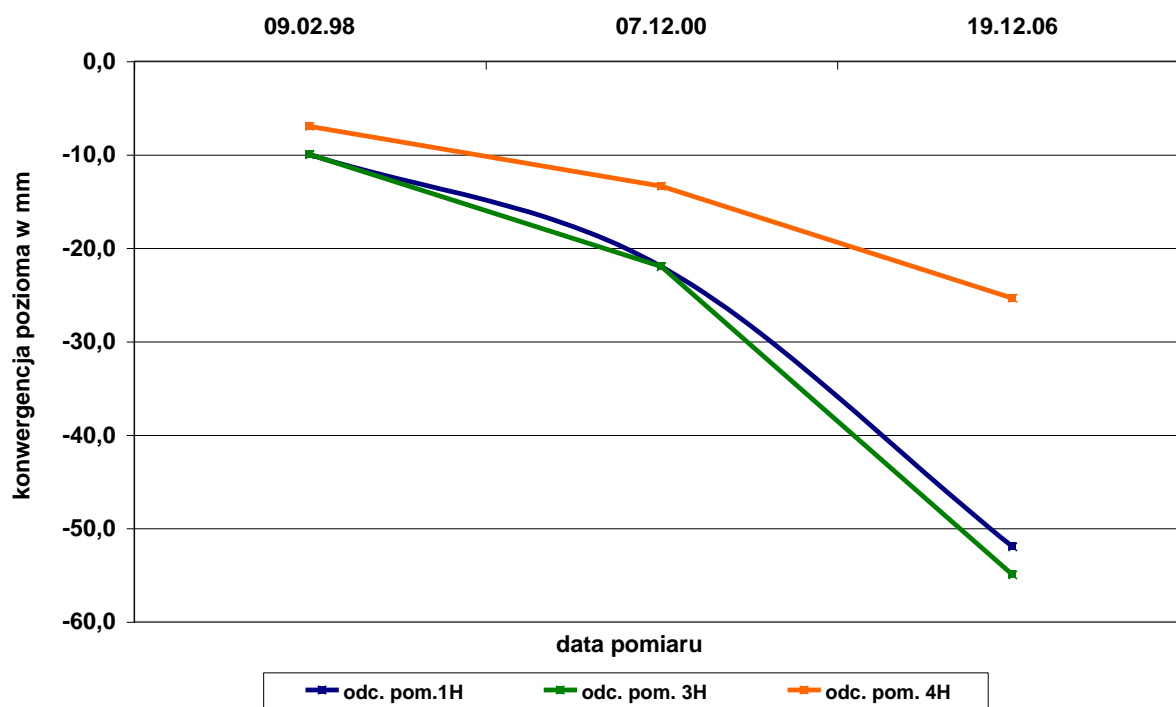
Rys. 8.4.12 Konwergencja pozioma w komorze Franciszek Karol, poz. IIn, KS Wieliczka.



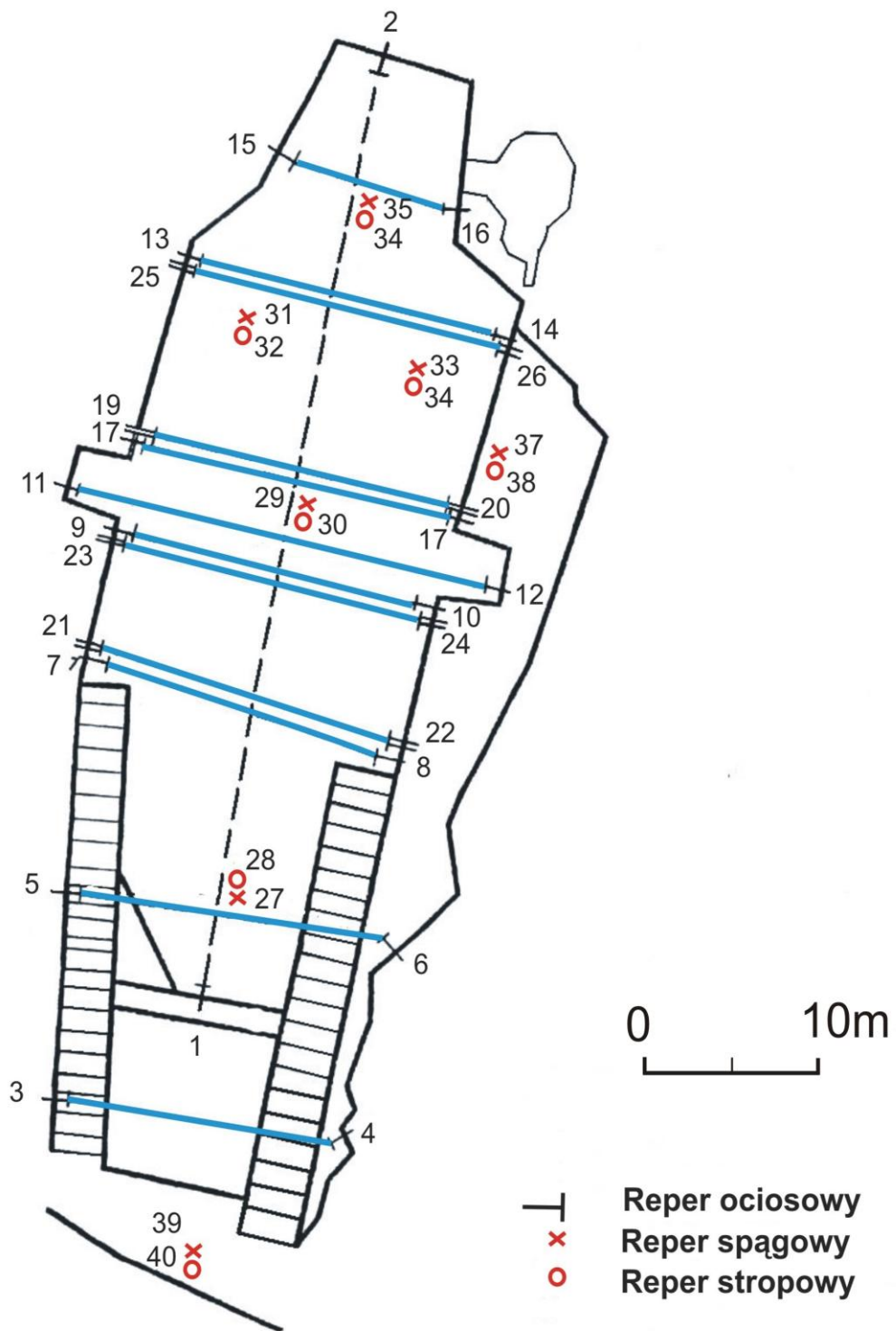
Rys. 8.4.13 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Ksawery, KS Wieliczka (wg. Stawarczyk Z., 2000).



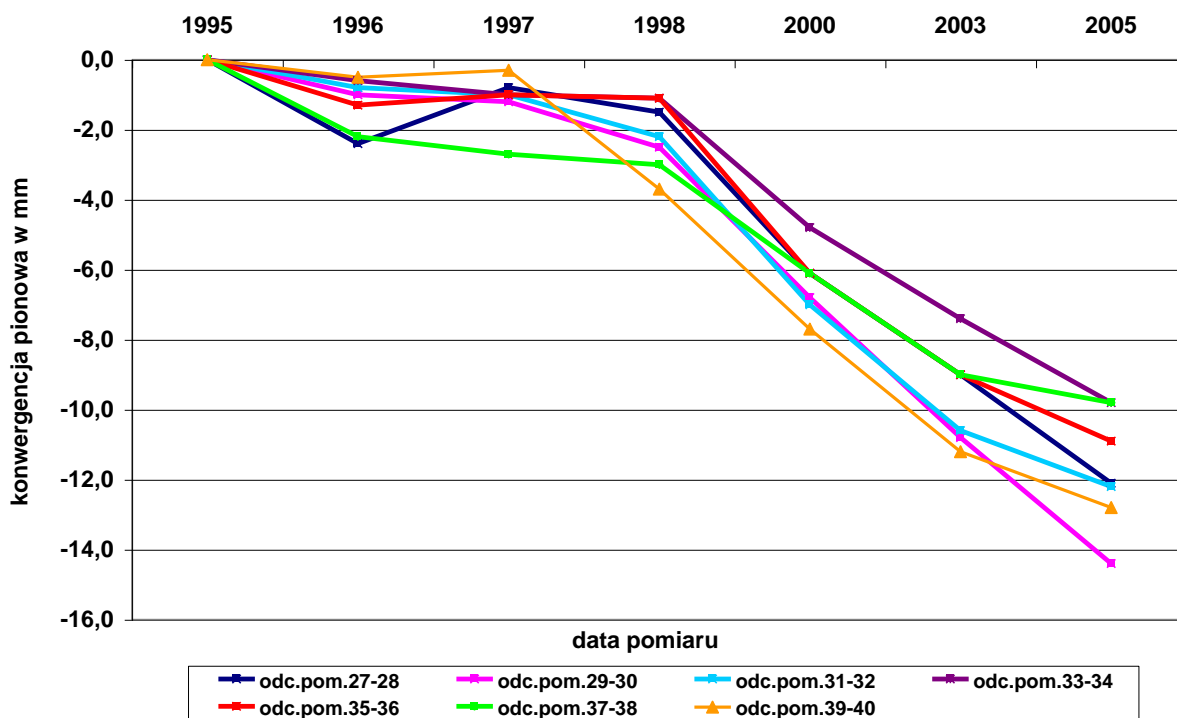
Rys. 8.4.14 Konwergencja pionowa w komorze Ksawery, poz. IIn, KS Wieliczka.



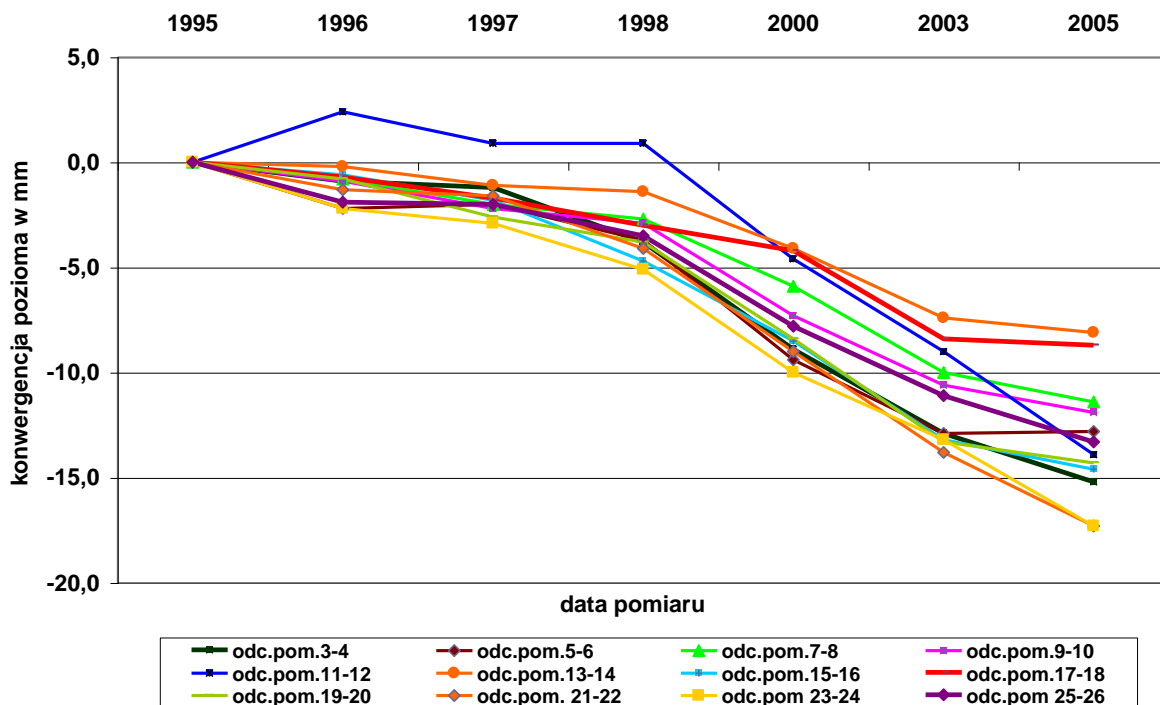
Rys. 8.4.15 Konwergencja pozioma w komorze Ksawery, poz. IIn, KS Wieliczka.



Rys. 8.4.16 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w kaplicy Kingi, KS Wieliczka (wg. Kortas G., 2005).

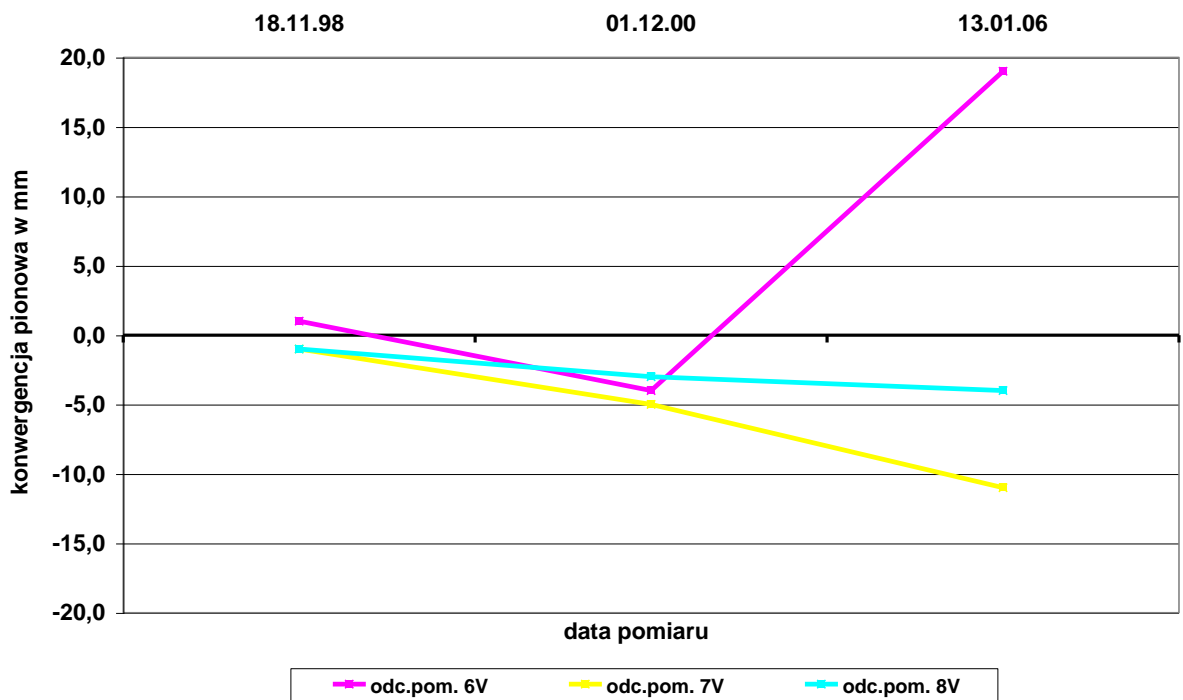


Rys. 8.4.17 Konwergencja pionowa w kaplicy św. Kingi, KS Wieliczka.

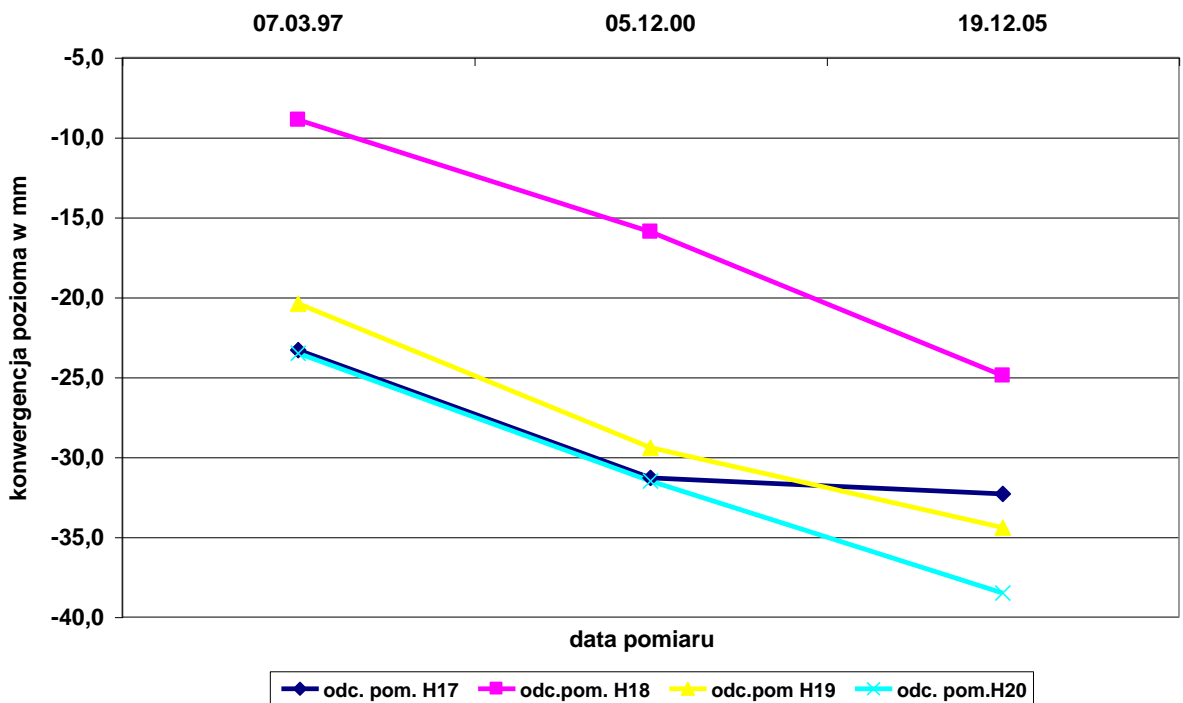


Rys. 8.4.18 Konwergencja pozioma w kaplicy św. Kingi, KS Wieliczka.



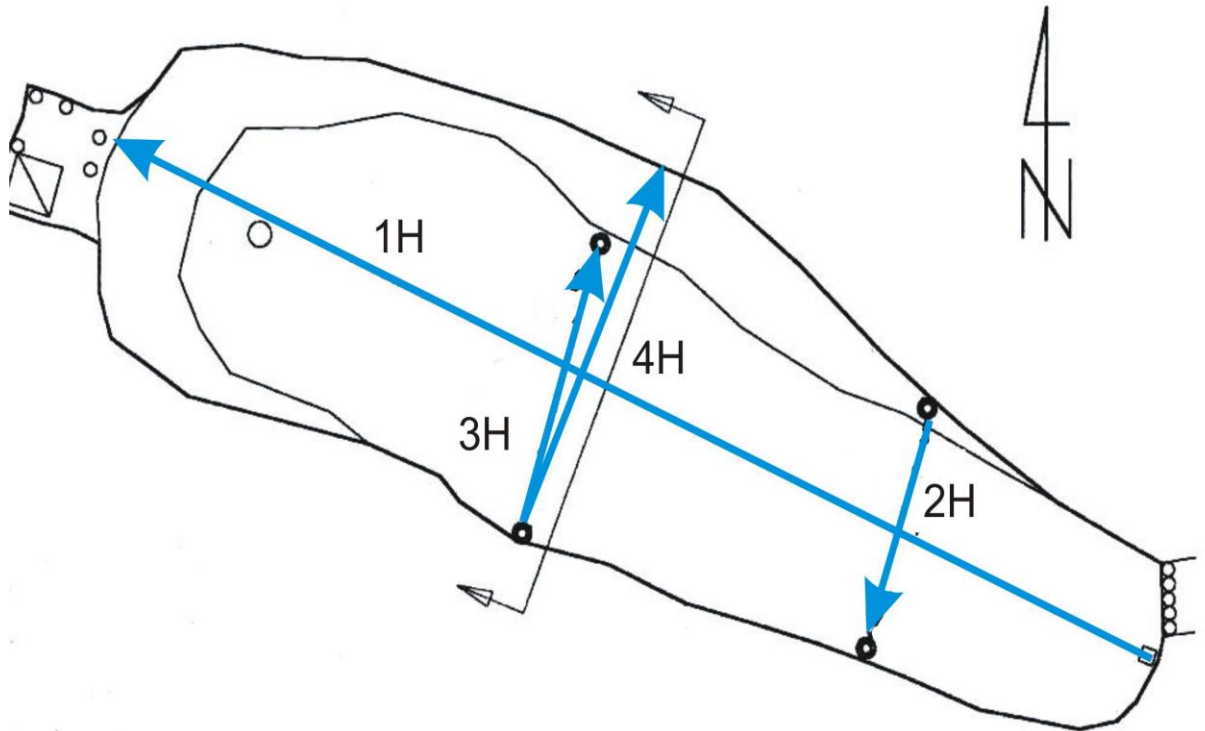


Rys. 8.4.19 Konwergencja pionowa w komorze Staszica, poz. III, KS Wieliczka.

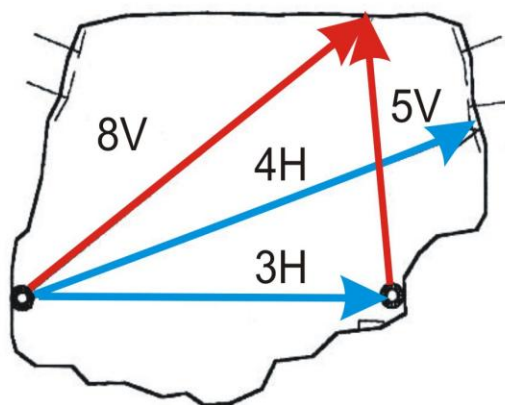


Rys. 8.4.20 Konwergencja pozioma w komorze Galicja, poz. III, KS. Wieliczka.

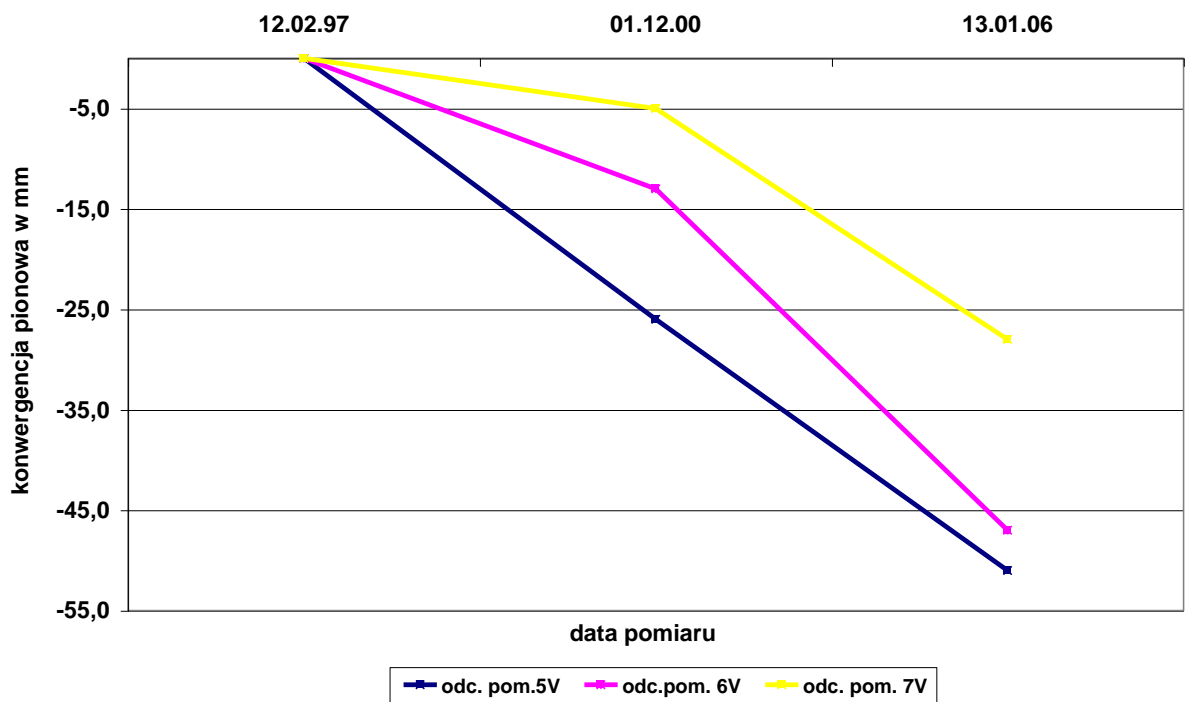
### Rzut poziomy skala 1:300



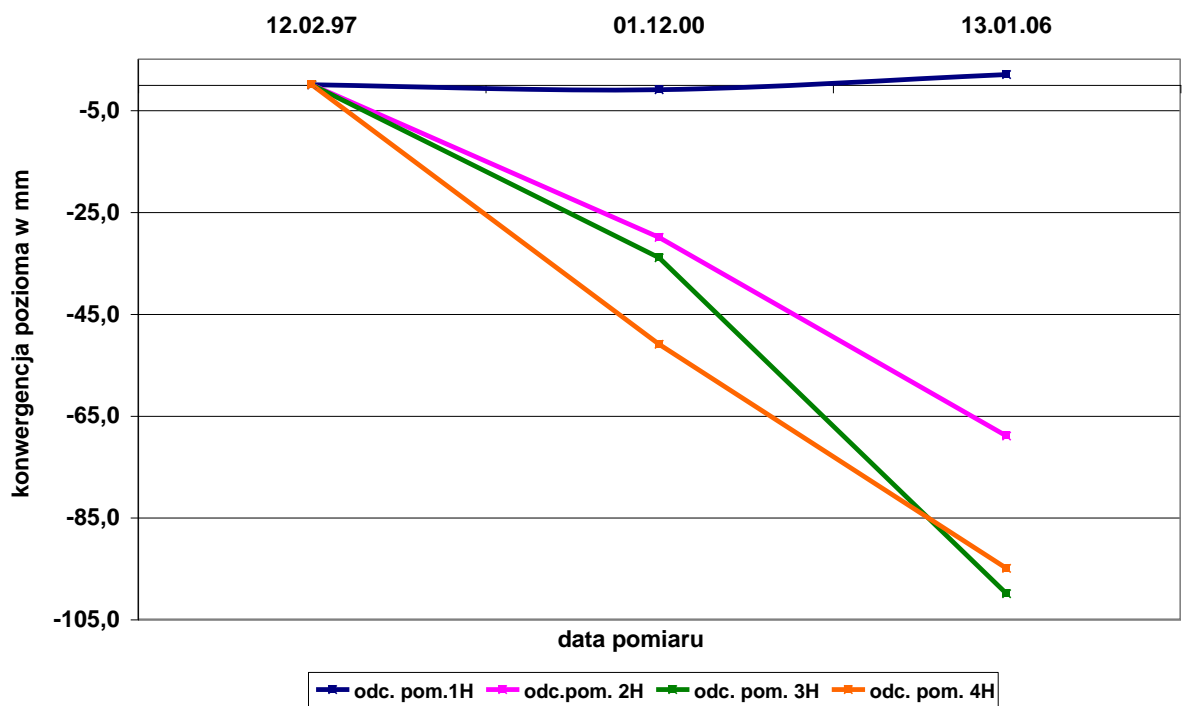
### Przekrój pionowy skala 1:250



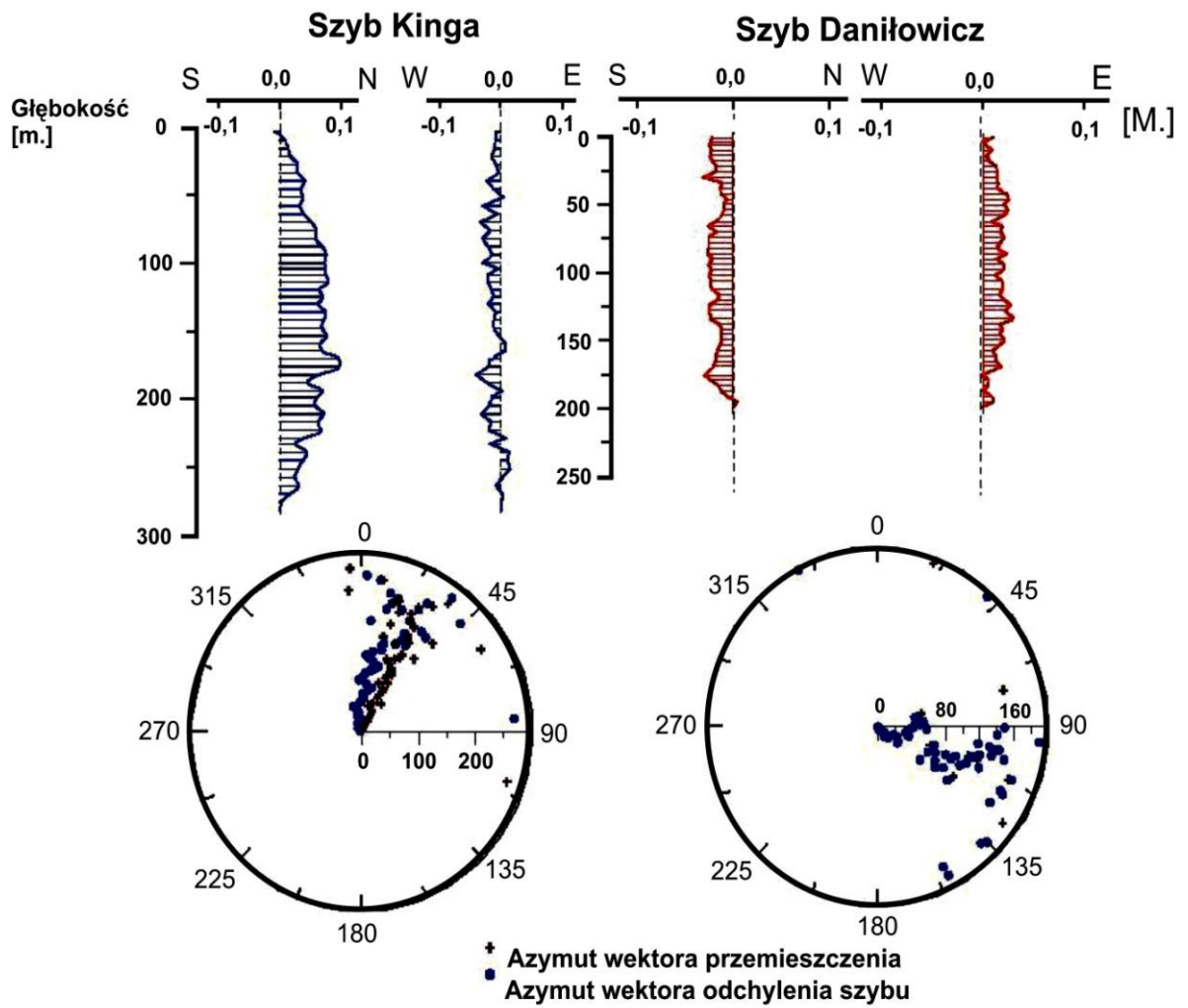
Rys. 8.4.21 Rozmieszczenie przekrojów (baz pomiarowych) w komorze Mazurczak, KS Wieliczka, (wg. Stawarczyk Z., 2000).



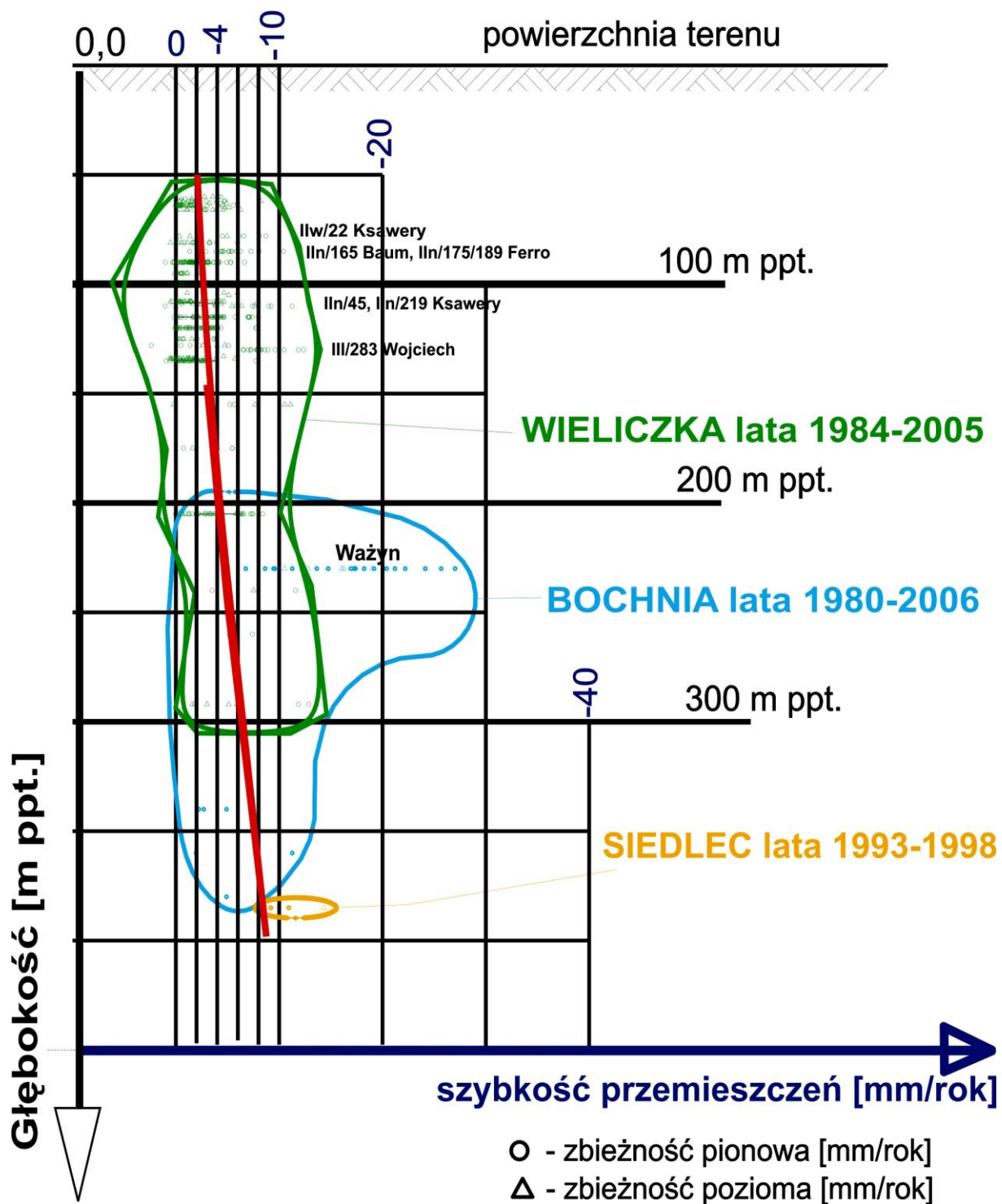
Rys. 8.4.22 Konwergencja pozioma w komorze Mazurczak, poz. IV, KS Wieliczka.



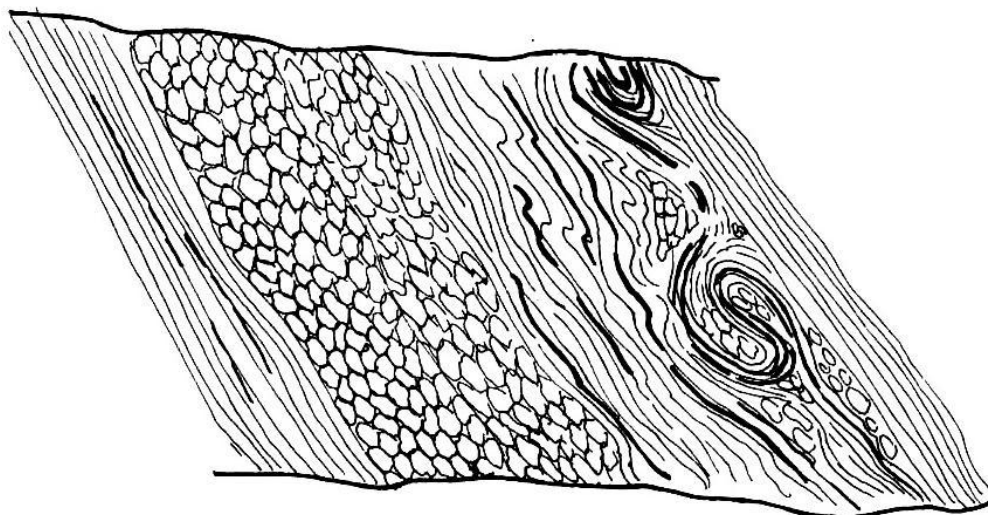
Rys. 8.4.23 Konwergencja pionowa w komorze Mazurczak, poz. IV, KS Wieliczka.



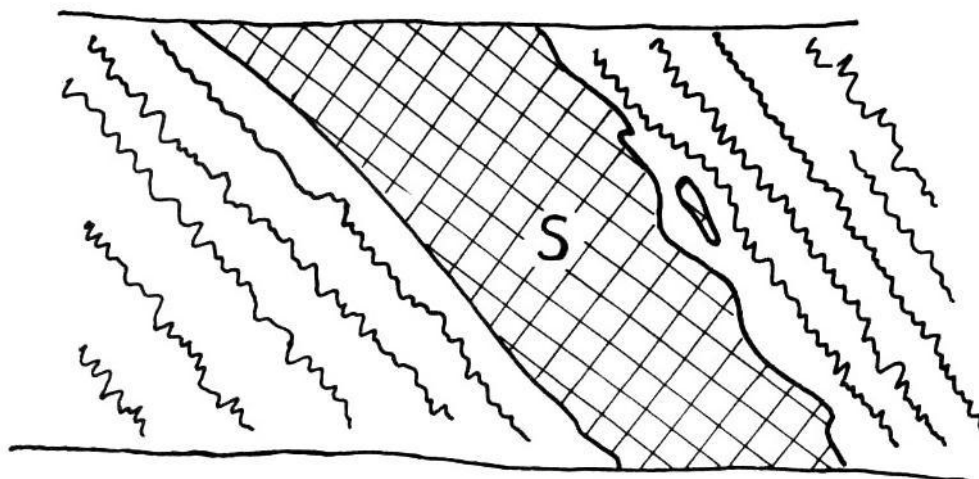
Rys. 8.4.24 Przemieszczenie szybów Kinga i Daniłowicz, KS Wieliczka  
(wg. Szczerbowski Z., Józwik M, 2001)



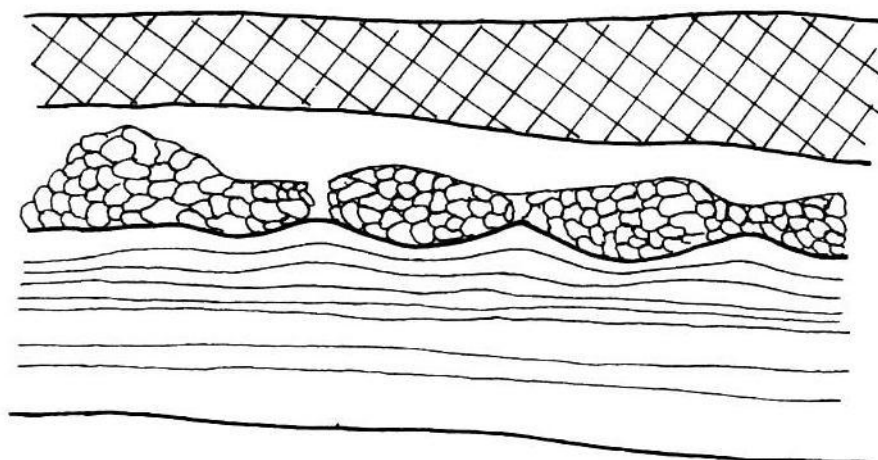
Rys. 8.5.1 Konwergencja mioceńskich złóż soli (wg. Bieniasz J., Wojnar W., 2007).



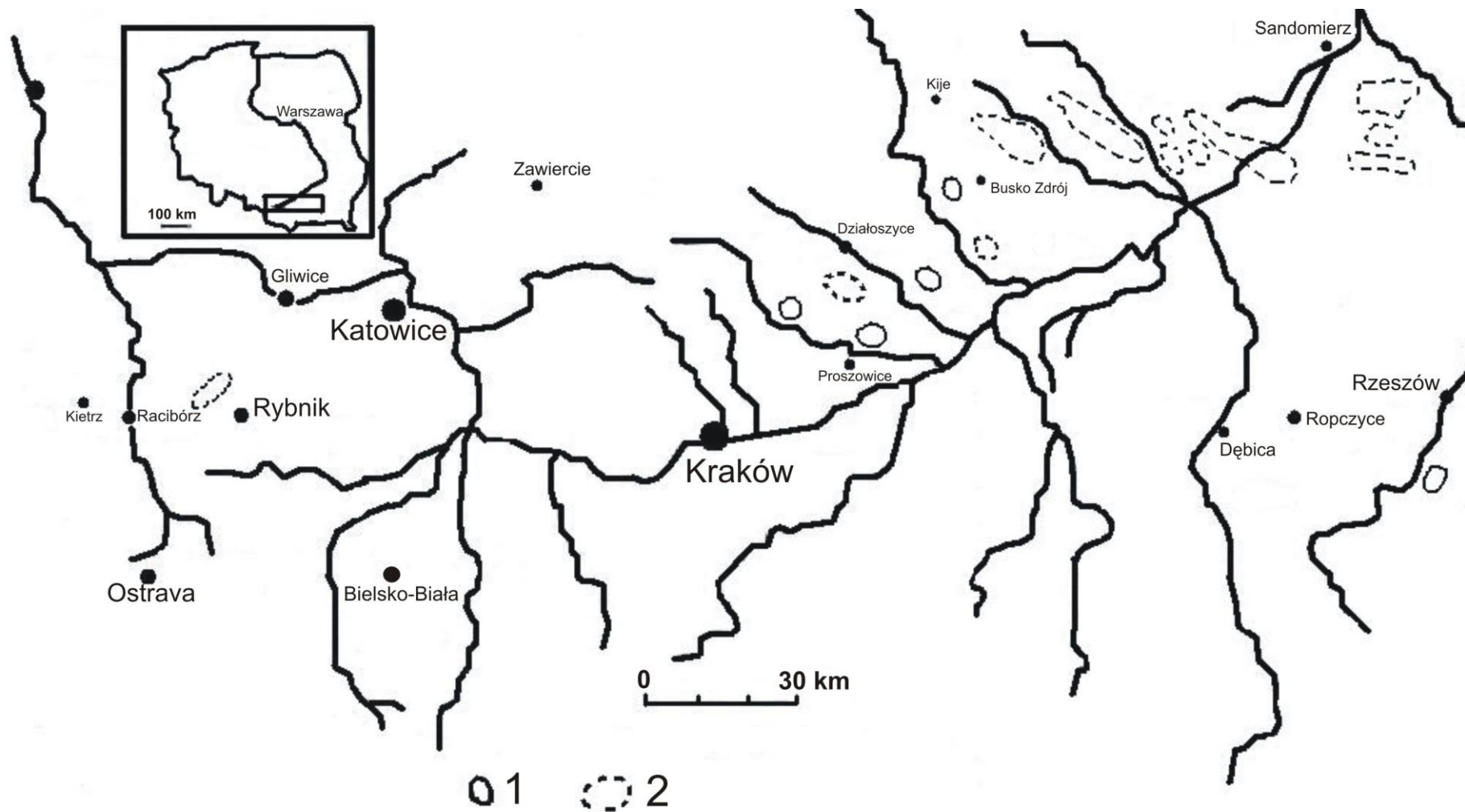
Rys. 9.1.1 Struktury spływowe (Garlicki A., 1991).



Rys. 9.1.2 Rozmitya powierzchnia pokładu soli (Garlicki A., 1991)



Rys. 9.1.3 Struktury pograżowe (Garlicki A., 1991).



Rys. 9.3.1 Obszary występowania olistostrom w złożach gipsowych południowej Polski (wg. Niemczyk J., 2005).  
 1 – stwierdzone na podstawie odsłonięć, 2 – przypuszczalne na podstawie opisu rdzeni wiertniczych.

## Objaśnienia do rysunków 10.1.1 - 10.1.12

	<b>Brekcja z żyłami soli włóknistej</b>
	<b>Grube pakiety iłowców zlustrowane i zafałdowane</b>
	<b>Sole z grubymi przerostami iłowców silnie zaburzone</b>
	<b>Sole z cienkimi przerostami iłowców silnie zaburzone</b>
	<b>Sole bez przerostów zafałdowane, zaburzone</b>
	<b>Grube pakiety iłowców słabo zaburzone</b>
	<b>Sole z przerostami iłowców w małym stopniu zaburzone</b>
	<b>Sole bez przerostów niezaburzone</b>
	<b>Fragmenty czystej soli</b>
	<b>Grube przerosty płonne</b>
	<b>Cienkie przerosty płonne</b>
	<b>Żyły soli włóknistej</b>
	<b>Wkłładki soli w utworach płonnych</b>
	<b>Nieciągłości tektoniczne w utworach płonnych</b>
	<b>Sole "cukrowate"</b>

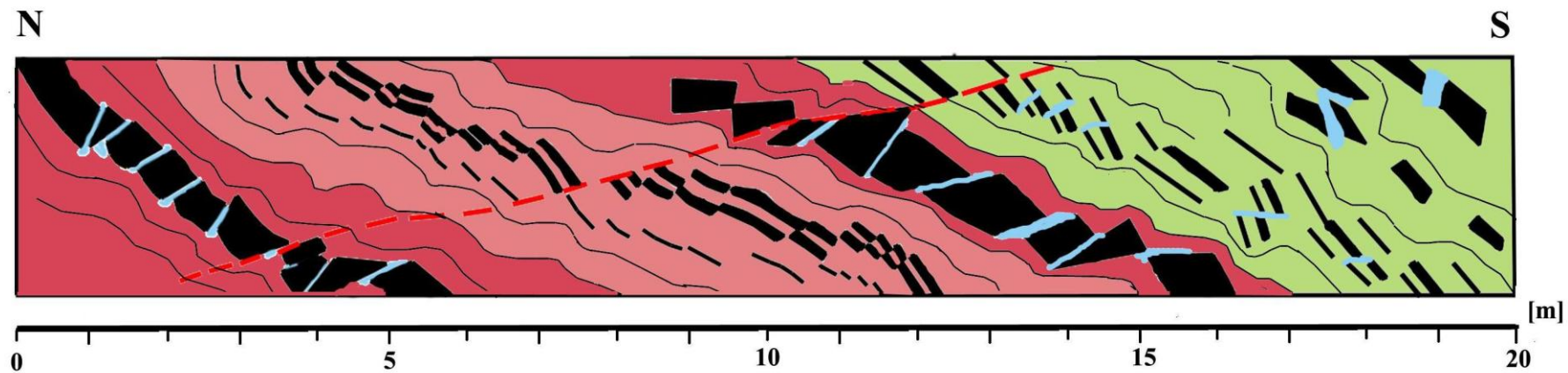


S

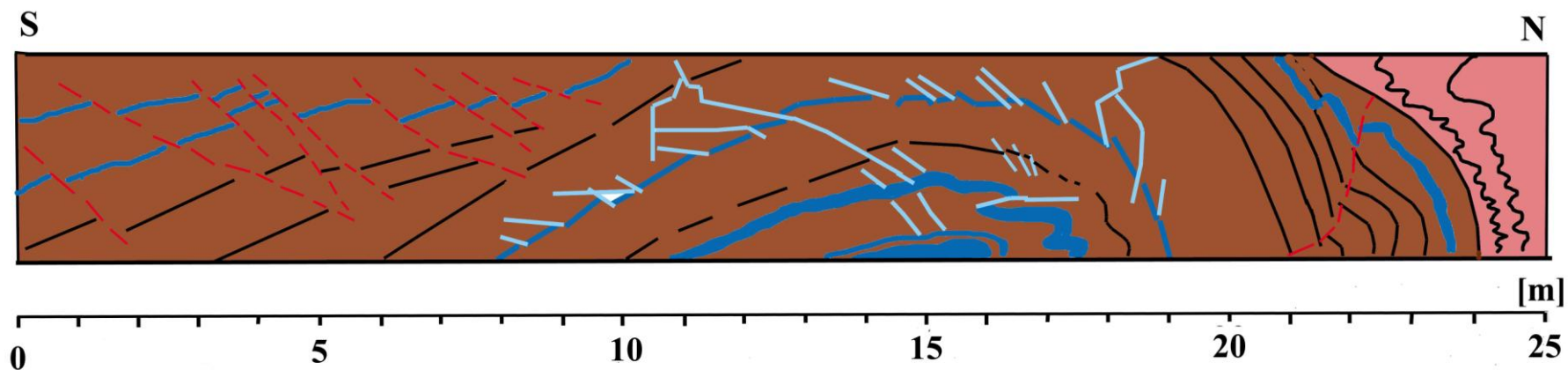
N



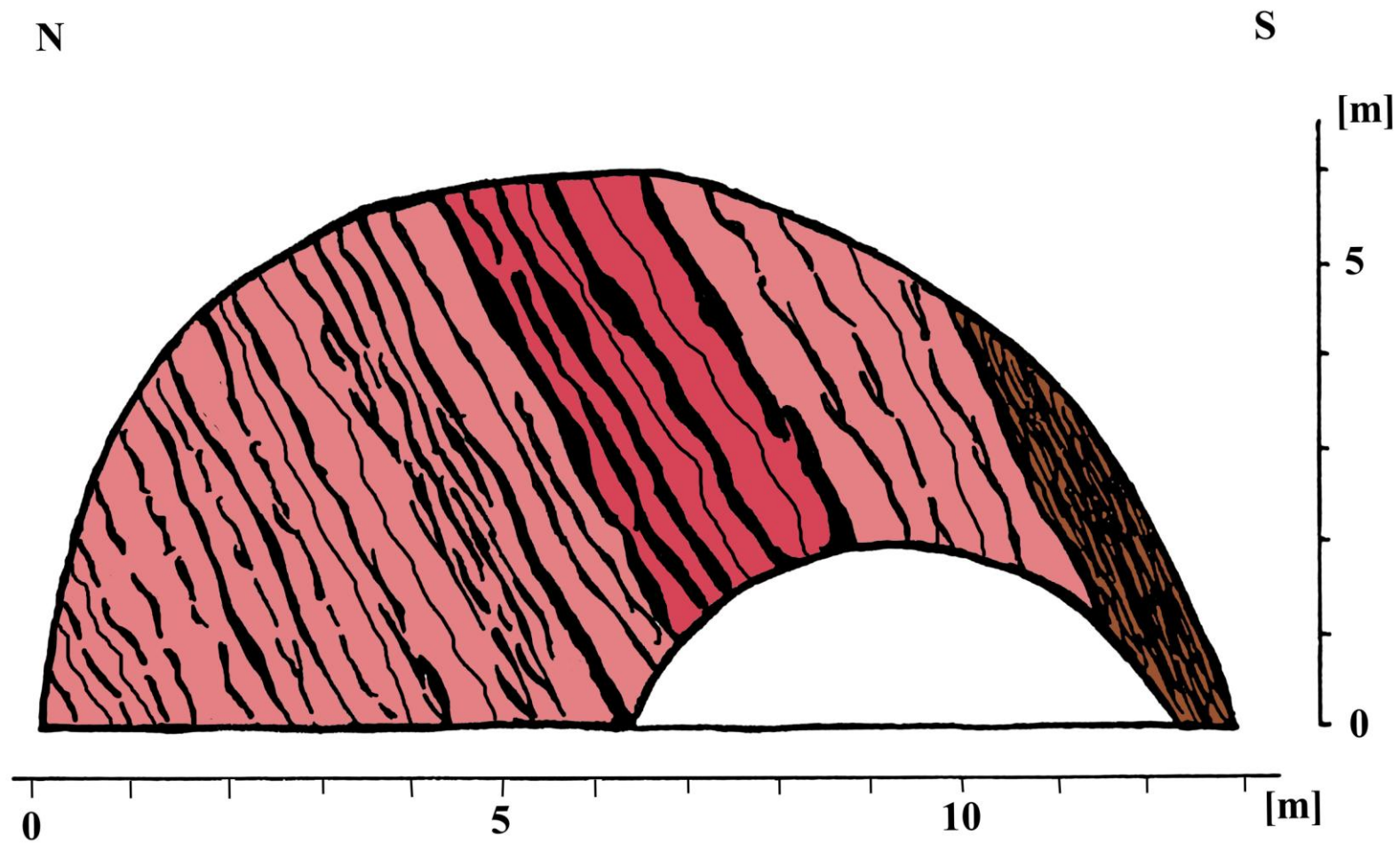
Rys. 10.1.1 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik w pobliżu pp 3215, poziom C5, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.18, odsłonięcie 1.



Rys. 10.1.2 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznia August, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.14, odsłonięcie 2, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).



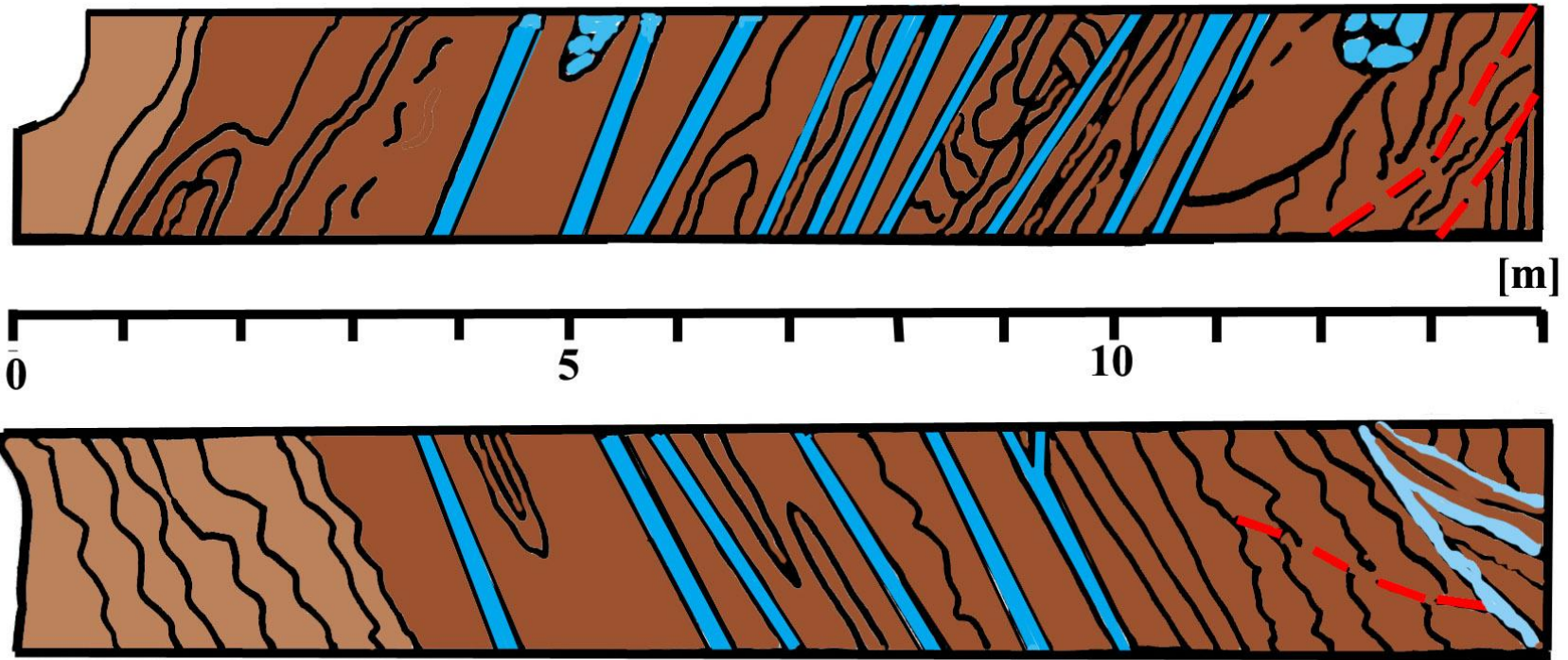
Rys. 10.1.3 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznia Albrecht, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.13, odsłonięcie 3, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).



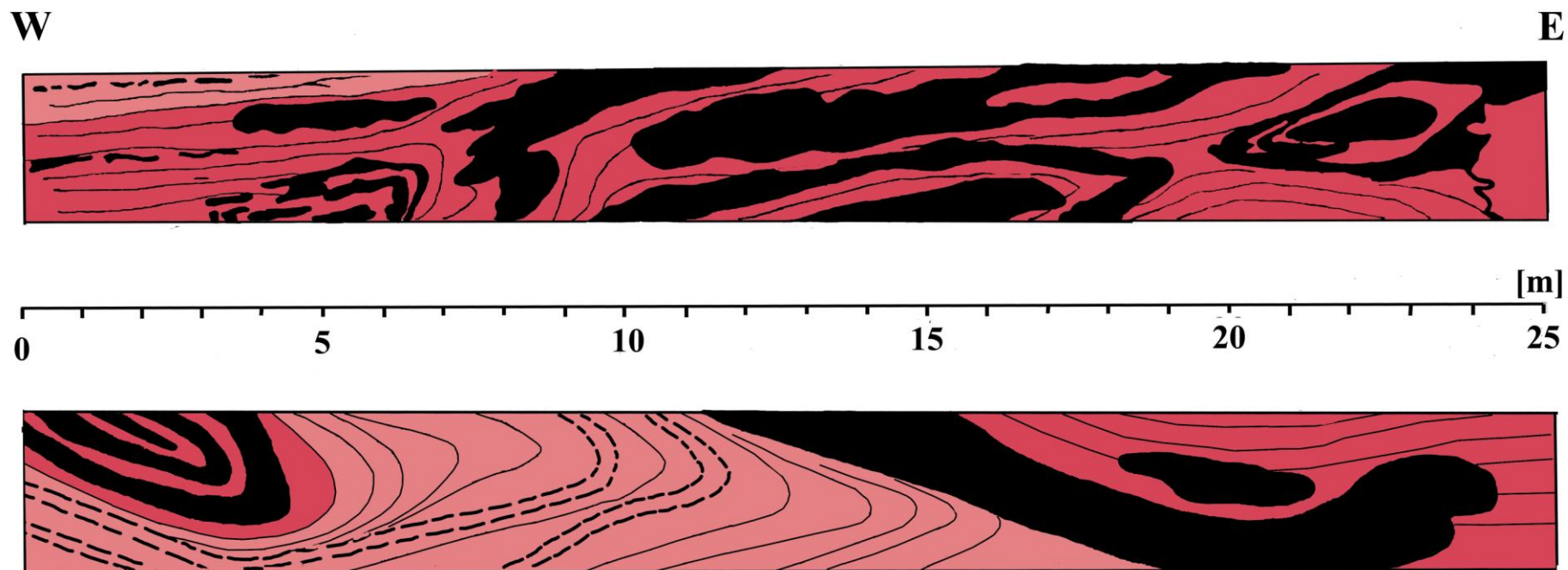
Rys. 10.1.4 Zaangażowanie tektoniczne utworów, E ściana komory Ważyn, poziom C3, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.19, odsłonięcie 4.

N

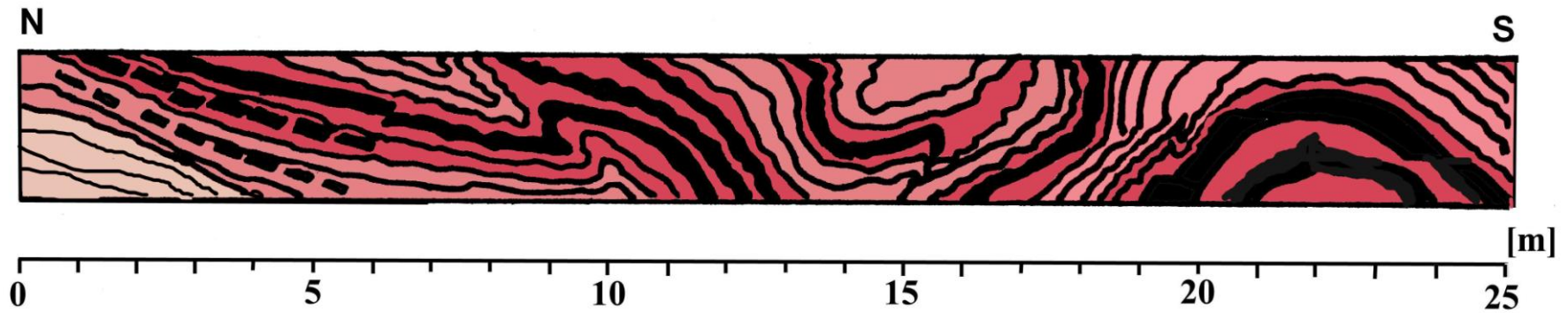
S



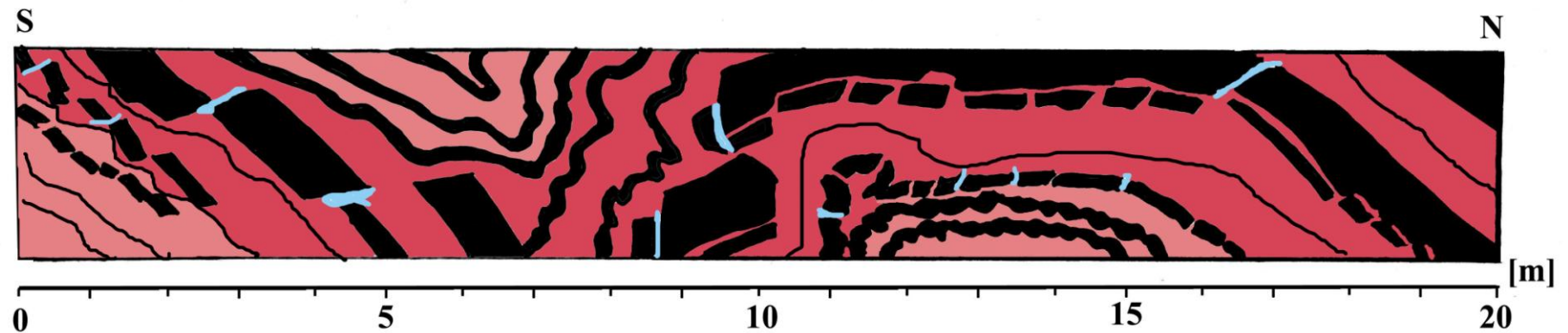
Rys. 10.1.5 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik Krystian, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 5.



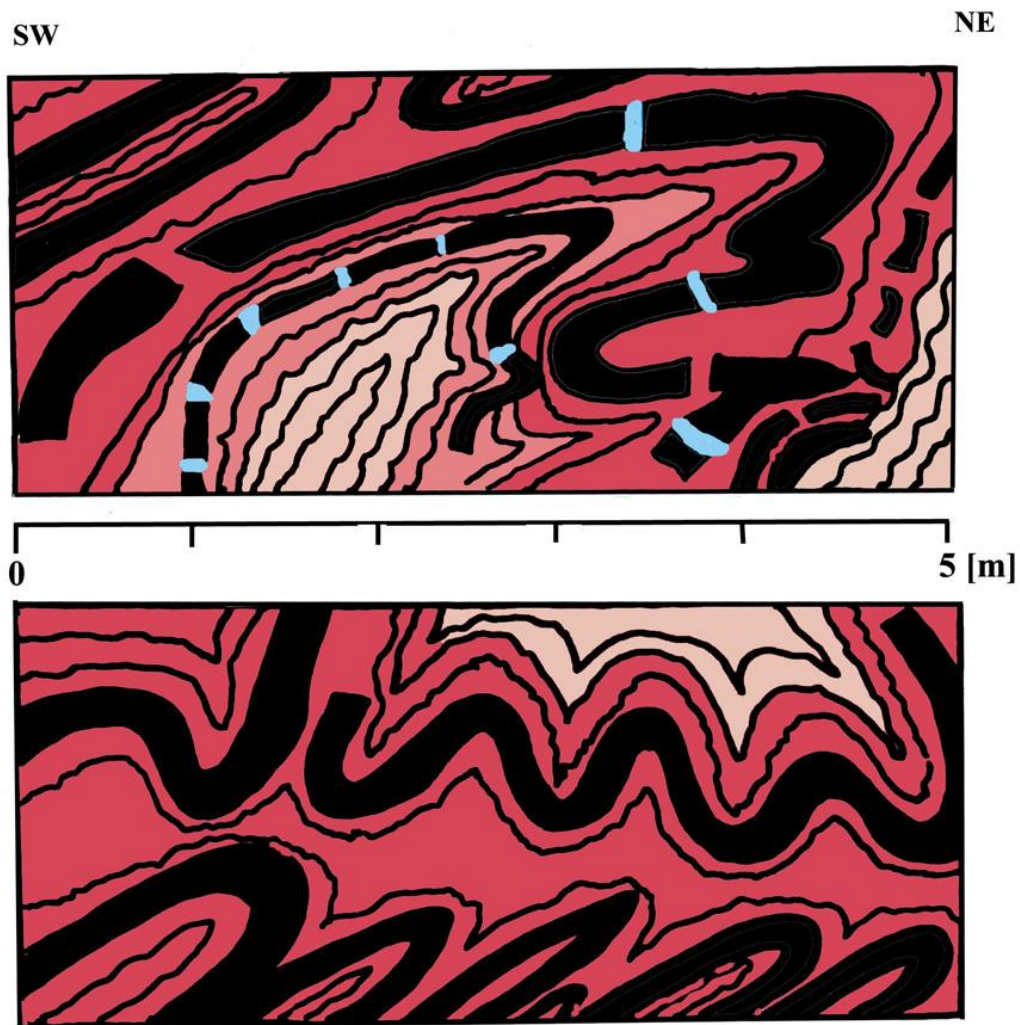
Rys. 10.1.6 Zaangażowanie tektoniczne utworów, upadowa do komory Ważyn, poziom C3, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.19, odsłonięcie 6.



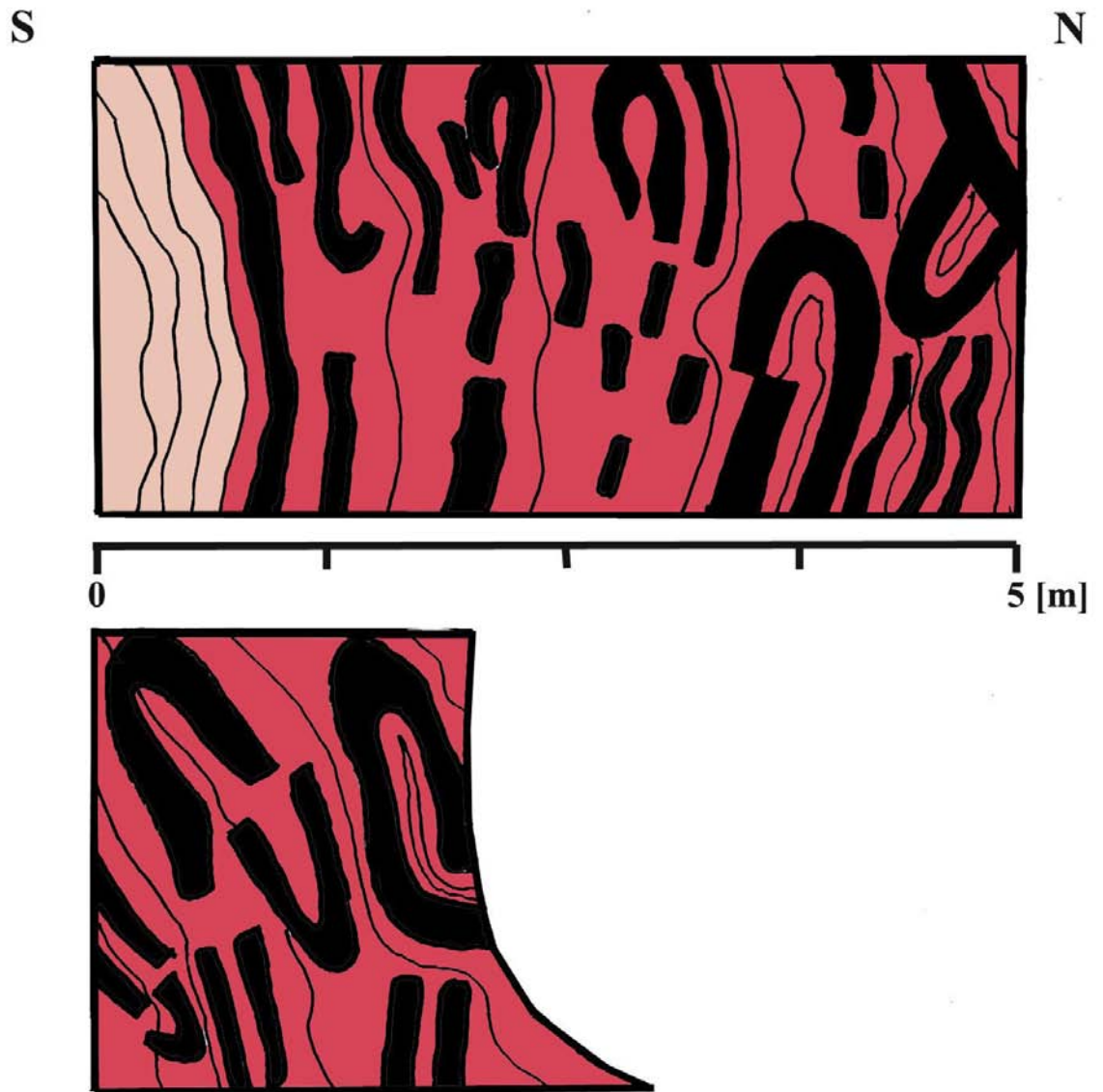
Rys. 10.1.7 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznia Albrecht, poziom III, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.13, odsłonięcie 7, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).



Rys. 10.1.8 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznia Franciszek, poziom II n, K.S. Wieliczka, lokalizacja patrz rys. 10.1.15, odsłonięcie 8, (wg. Lamarche J., 1997 z uzupełnieniami autorki).

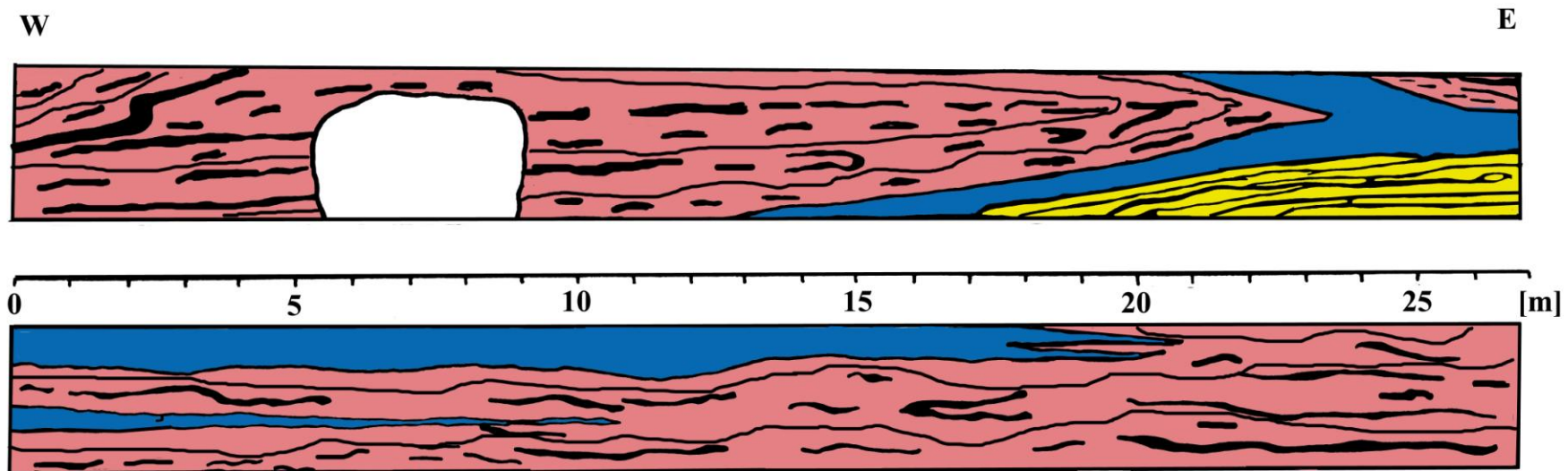


Rys. 10.1.9 Zaangażowanie tektoniczne utworów, zachodni objazd szybu Campi, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.16, odsłonięcie 9.

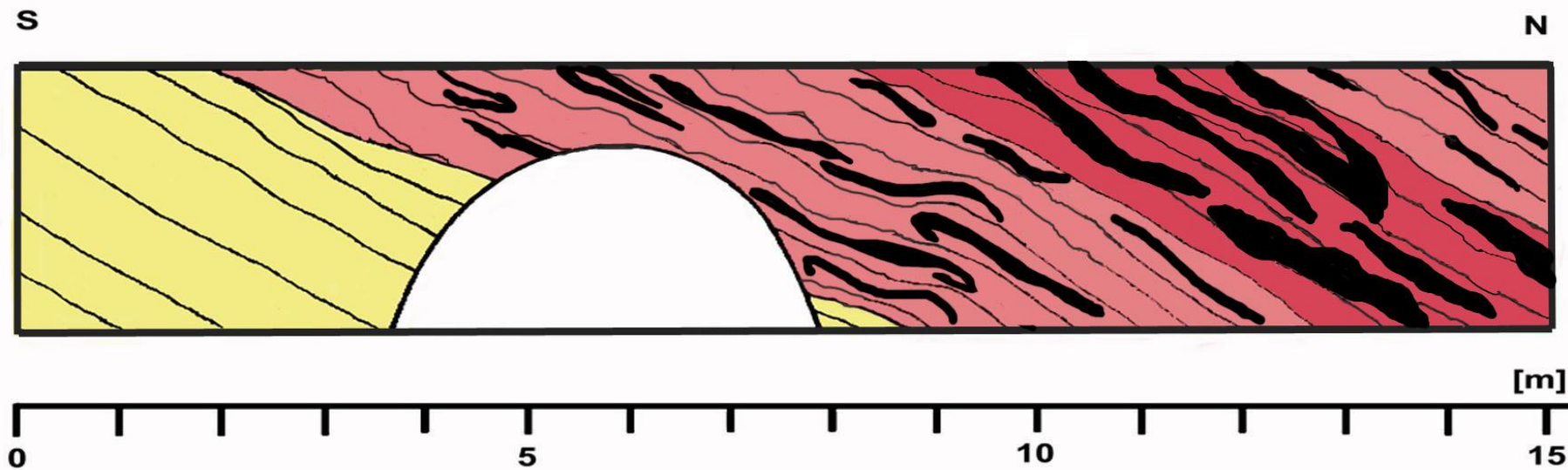


Rys. 10.1.10 Zaangażowanie tektoniczne utworów, poprzecznik zachodni do ładowni akumulatorów, poziom C5, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.18, odsłonięcie 10.

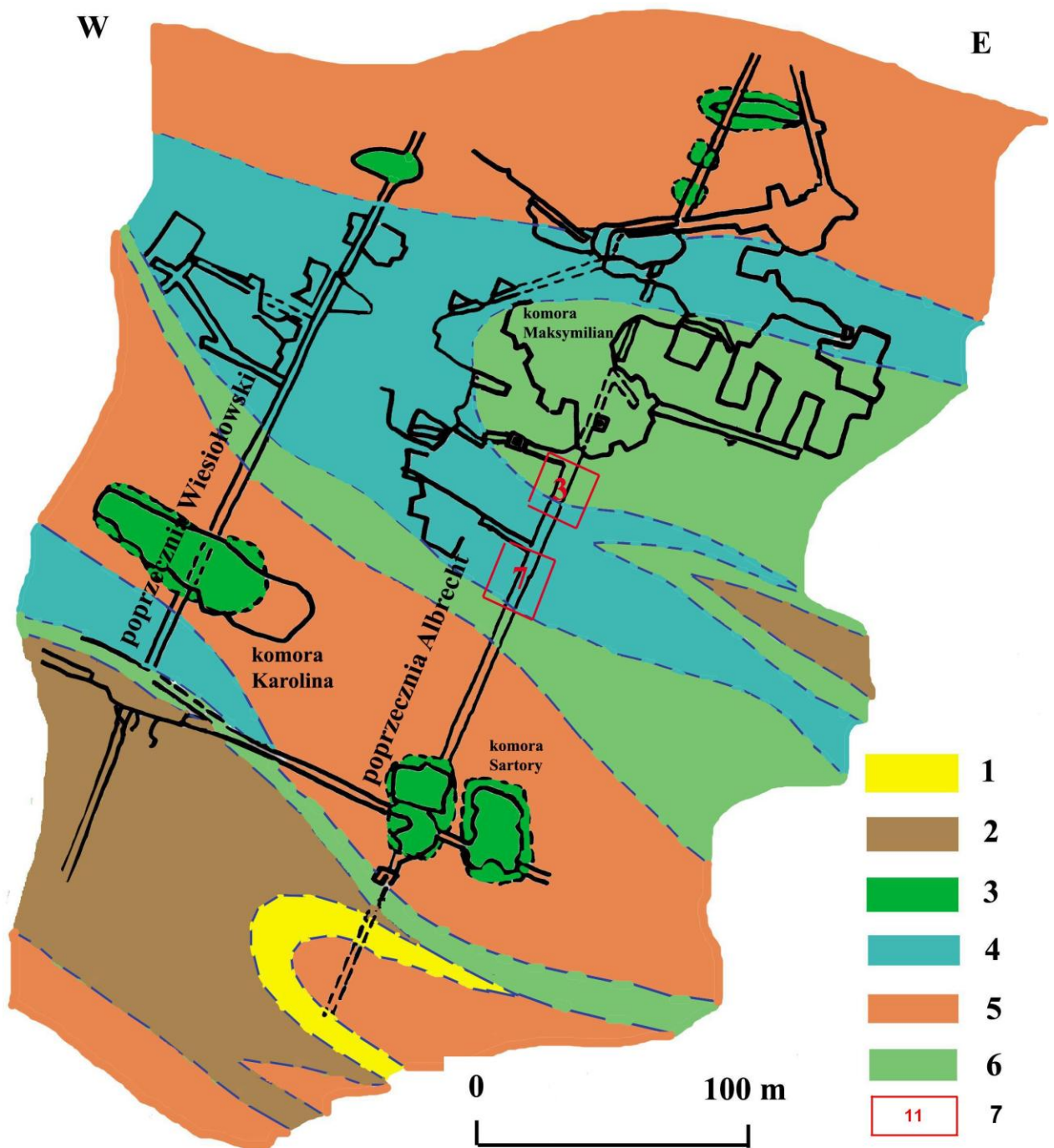




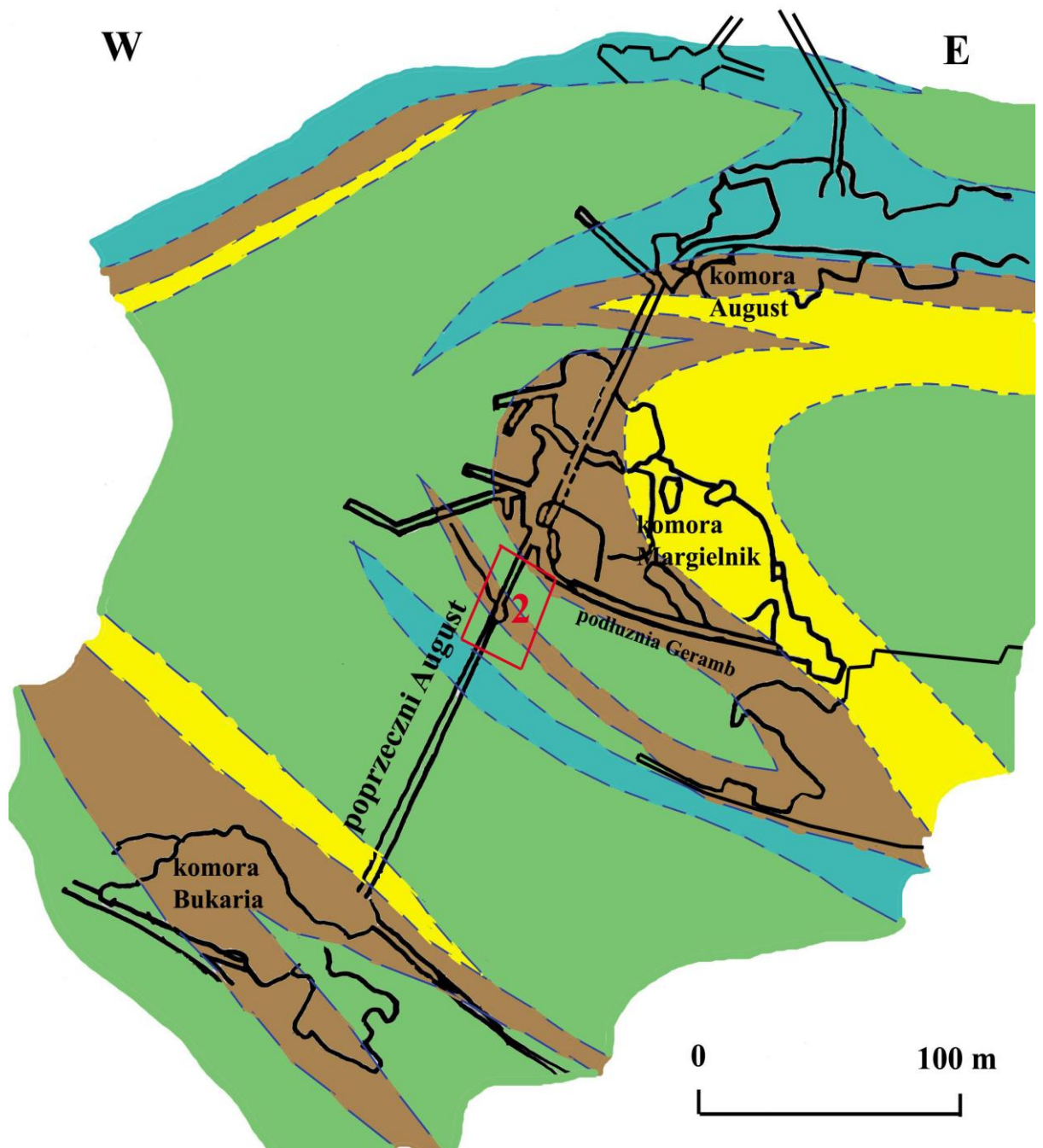
Rys. 10.1.11 Zaangażowanie tektoniczne utworów, podłużnia August, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 11.



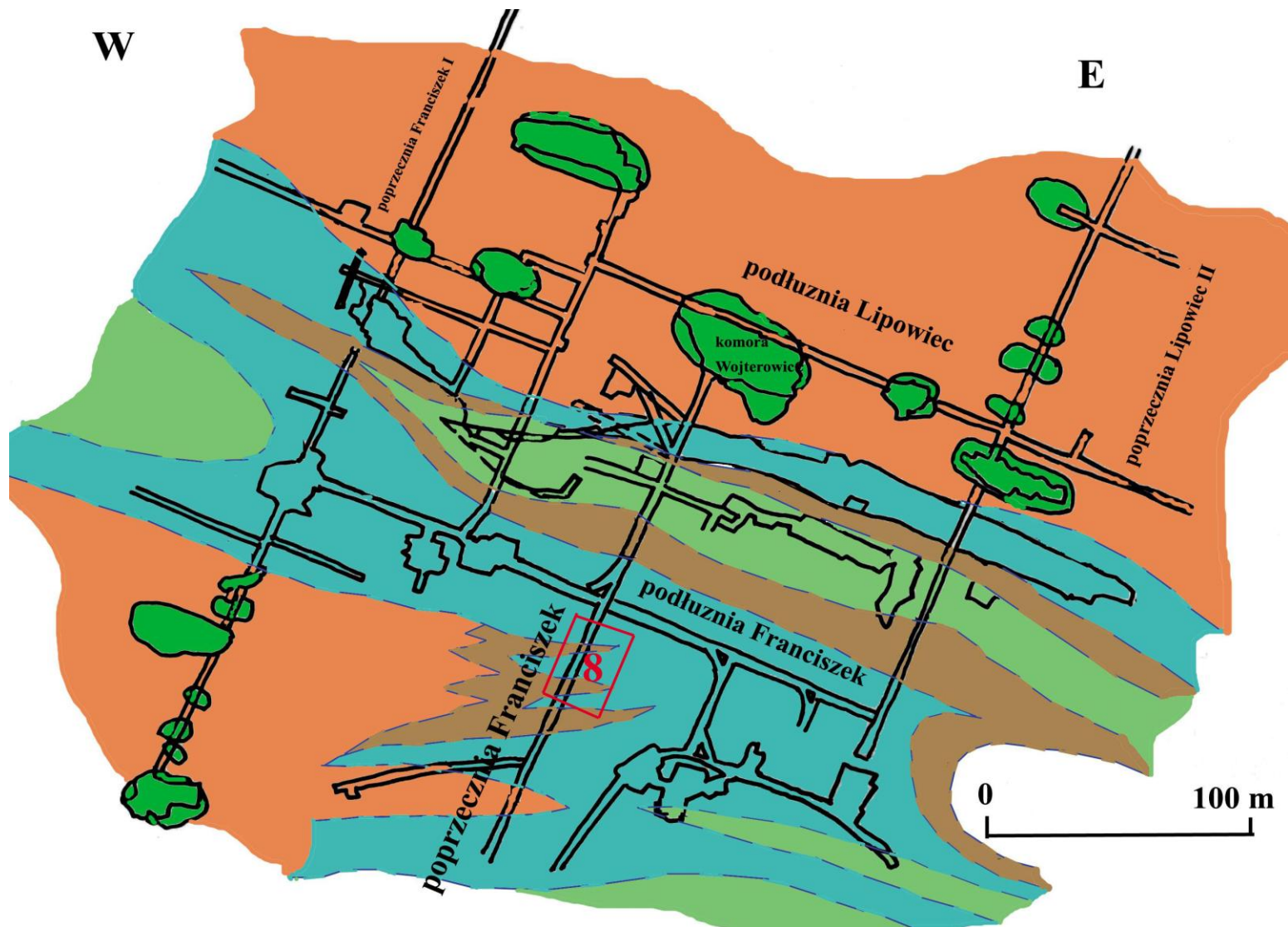
Rys. 10.1.12 Zaangażowanie tektoniczne utworów, W ściana kaplicy św. Kingi, poziom C1, K.S. Bochnia, lokalizacja patrz rys. 10.1.17, odsłonięcie 12.



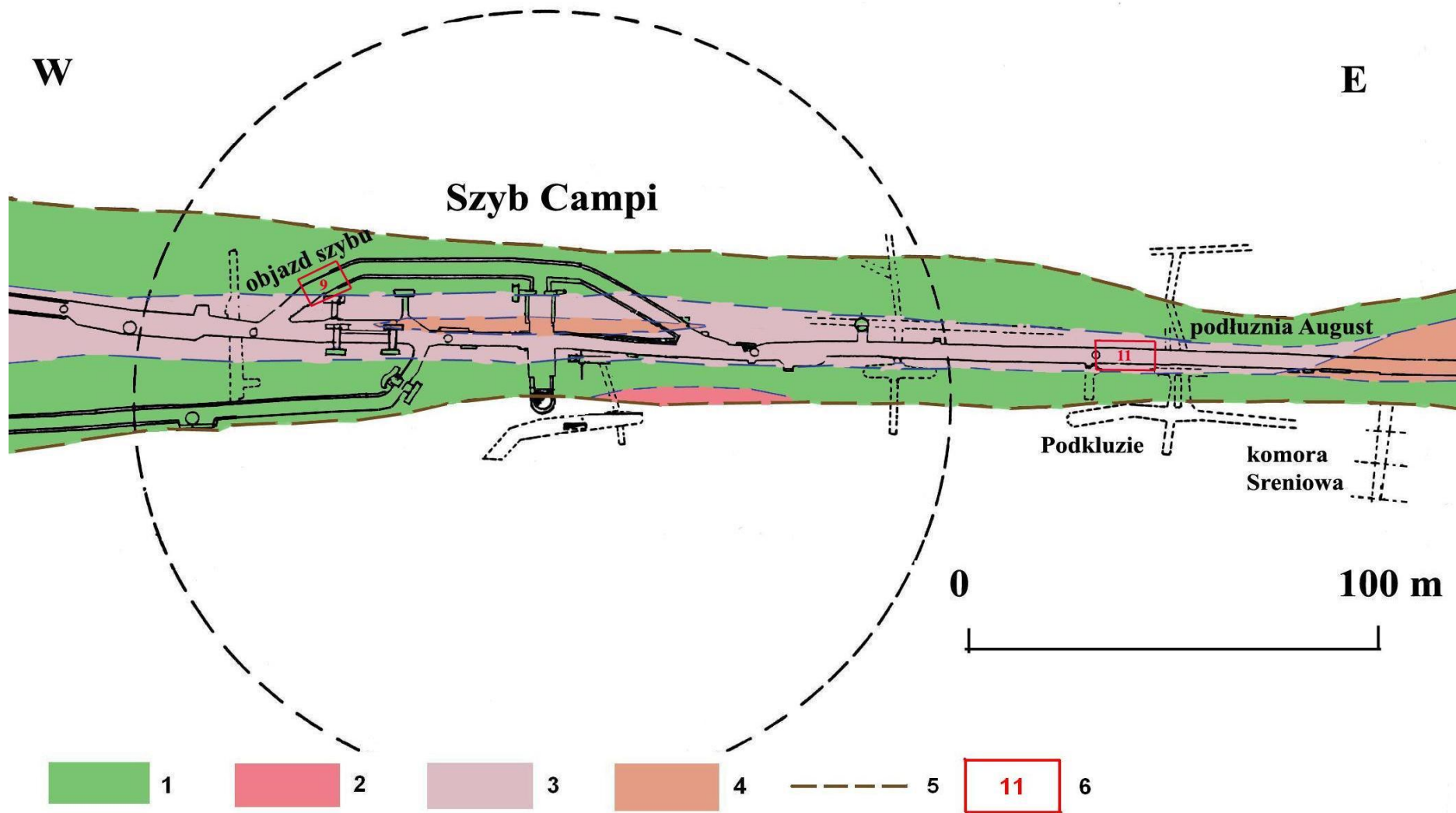
Rys. 10.1.13 Wycinek mapy geologicznej poziomu III kopalni soli Wieliczka, (wg. Kulig M., 1988): 1 – sól zielona pokładowa, 2 – sól szybikowa, 3 – bryły soli zielonej, 4 – sól spizowa, 5 – utwory pływne złoża bryłowego, 6 – utwory pływne złoża pokładowego, 7 – lokalizacja odsłoneń.



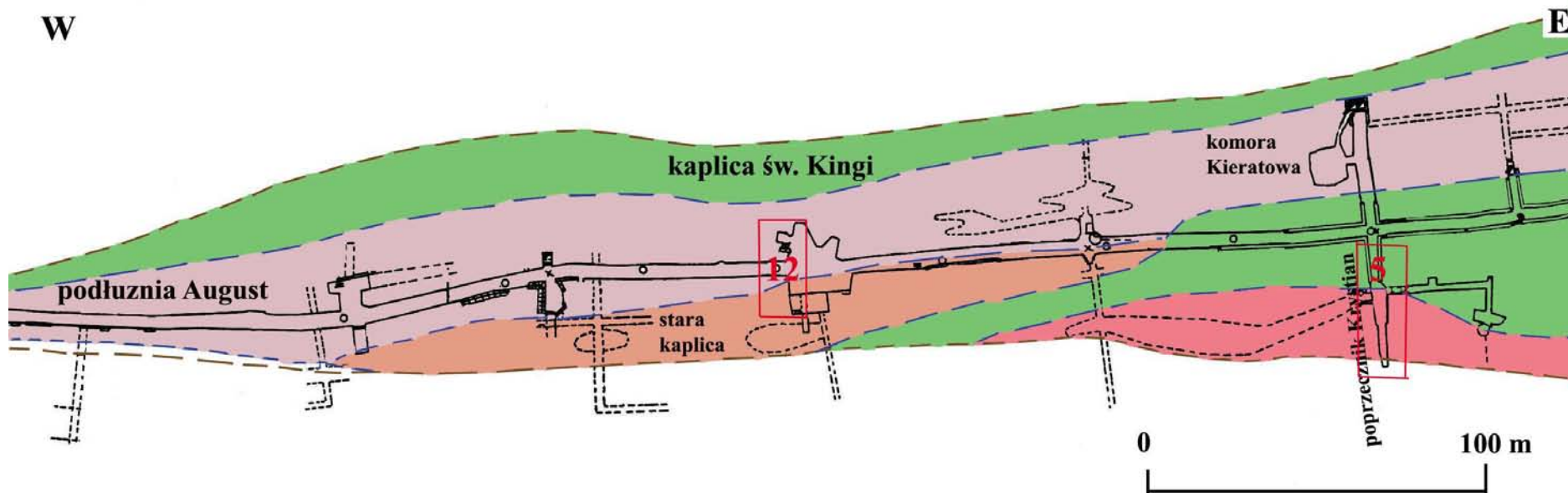
Rys. 10.1.14 Wycinek mapy geologicznej poziomu III kopalni soli Wieliczka (wg. Kulig M., 1988), objaśnienia jak na rys. 10.1.13.



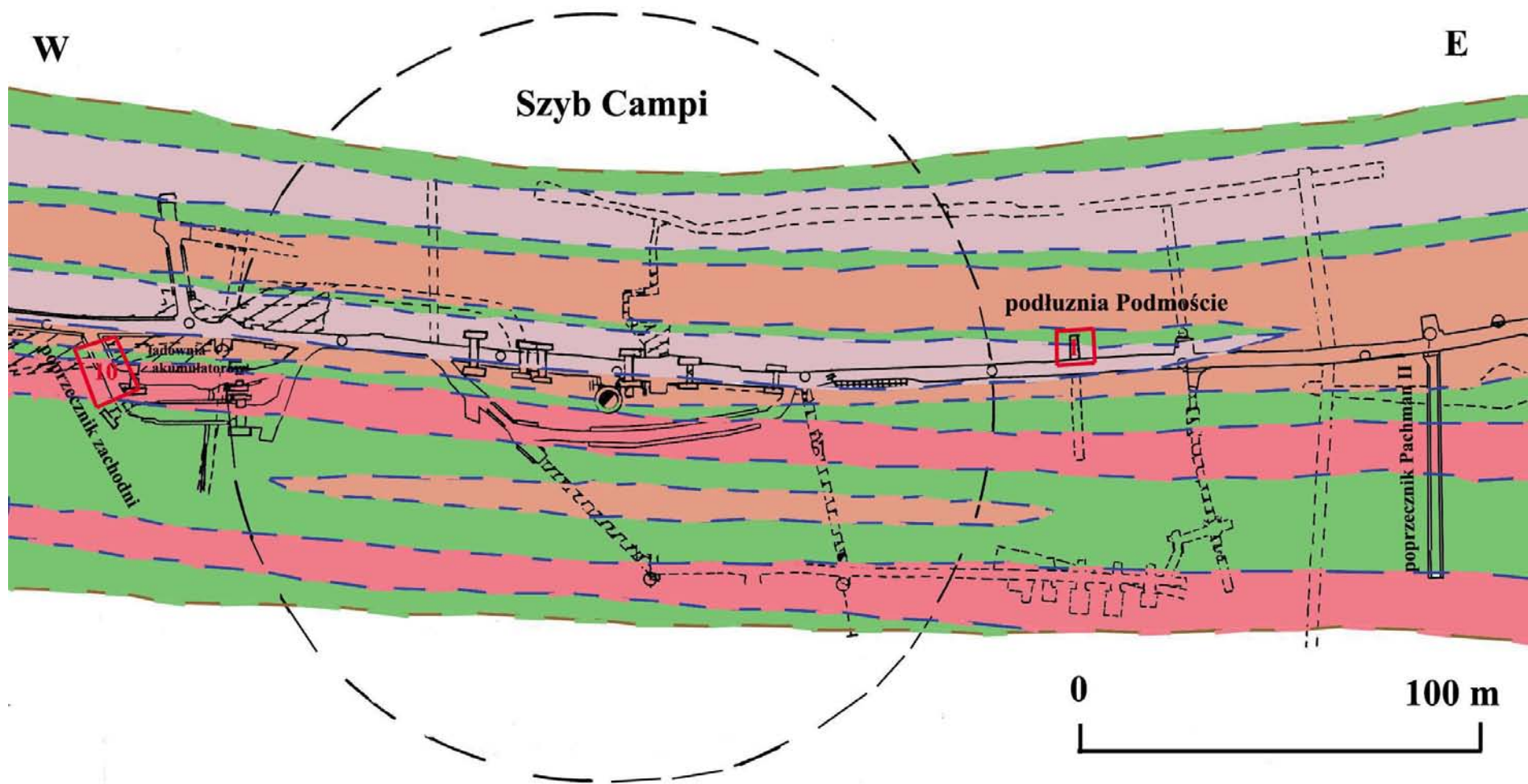
Rys. 10.1.15 Wycinek mapy geologicznej poziomu II niższego kopalni soli Wieliczka (wg. Kulig M., 1988), objaśnienia jak na rys. 10.1.13.



Rys. 10.1.16 Wycinek mapy geologicznej poziomu C1 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki): 1 – utwory pónne, 2 – sole póudniowe, 3 – sole północne, 4 – sole órodkowe, 4 – granica zło¿a, 5 – lokalizacja odslónieó.

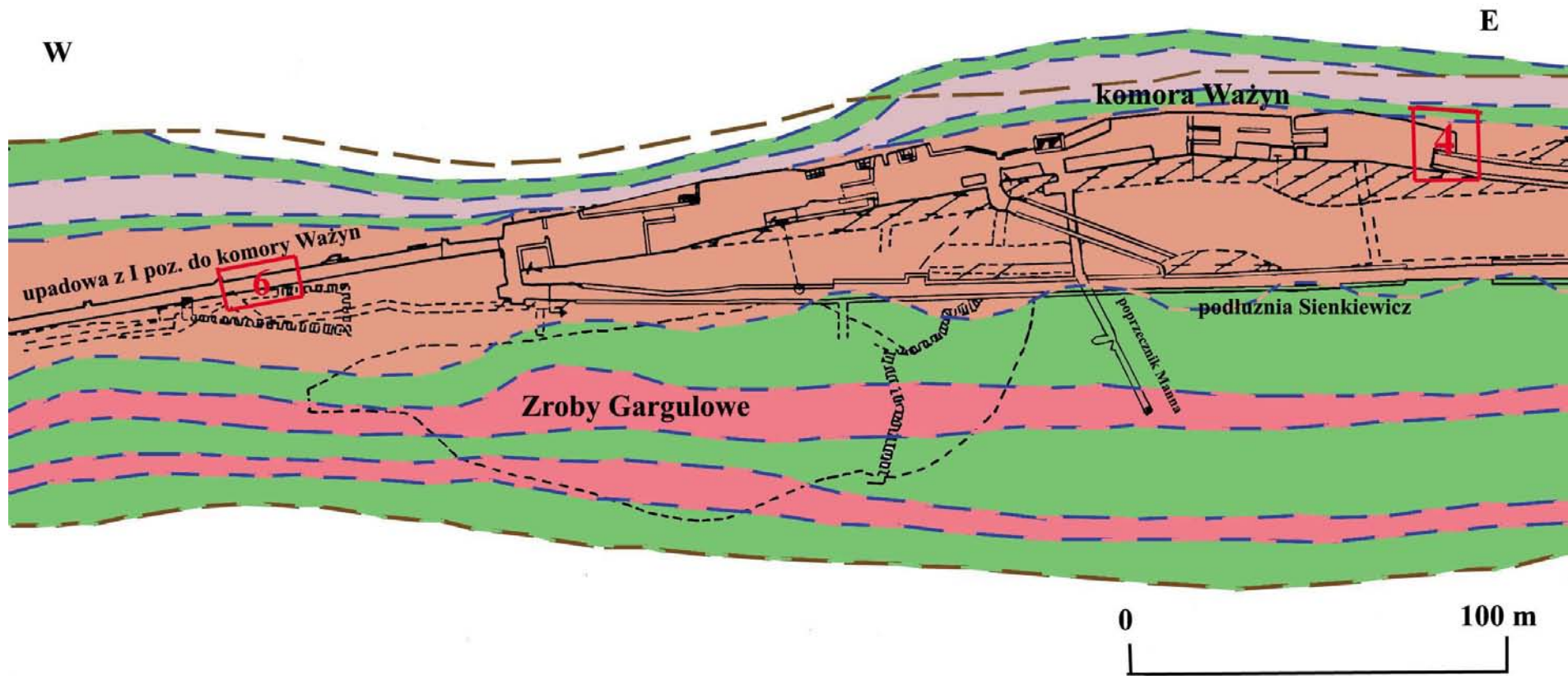


Rys. 10.1.17 Wycinek mapy geologicznej poziomu C1 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki), objaśnienia jak na rys. 10.1.16.



Rys. 10.1.18 Wycinek mapy geologicznej poziomu C5 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki), objaśnienia jak na rys. 10.1.16.





Rys. 10.1.19 Wycinek mapy geologicznej poziomu C3 kopalni soli Bochnia (wg. Pr. Zbior., 1974 z uzupełnieniami autorki), objaśnienia jak na rys. 10.1.16.

# **ALBUM FOTOGRAFII**

DO PRACY DOKTORSKIEJ

## **TEKTONIKA MIOCEŃSKICH ZŁÓŻ SOLI**

Autorzy fotografii:

K. Cyran,

Dr inż. T. Toboła: Fot. 8.1.1– 8.1.3, Fot. 8.1.6 – 8.1.17, Fot. 9.2.5 – 9.2.11.



Fot. 5.2.1 Gruba żyła soli włóknistej, zejście Lichtenfels, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



Fot. 5.2.2 Żyły soli włóknistej różnej grubości, podłużnia Sienkiewicz, poz. Sienkiewicz (CII), K.S. Bochnia



Fot. 5.2.3 Żyły soli włóknistej różnej grubości, poprzecznia Franciszek 3, poz. A. Mickiewicza (IIIn), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.4 Gruba żyła soli włóknistej, schody stanowiące dojście do komór Krystian, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



Fot. 5.2.5 Żyła soli włóknistej o prostych krawędziach, podłużnia Sienkiewicz, poz. Sienkiewicz (CIII), K.S. Bochnia.



For. 5.2.6 Żyły soli włóknistej wzajemnie się przecinające, schody stanowiące dojście do komór Krystian, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



Fot. 5.2.7 Żyła soli włóknistej, której włókna są skręcone, podłużnia Sienkiewicz, poz. Sienkiewicz (CIII), K.S. Bochnia.



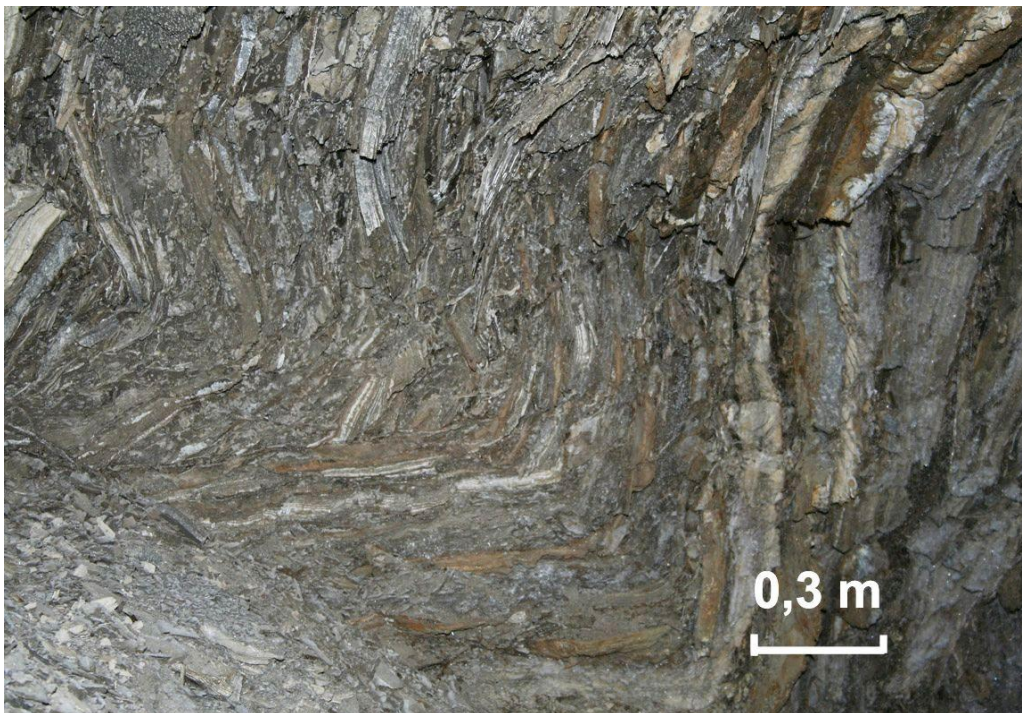
Fot. 5.2.8 Lustro tektoniczne, zejście Lichtenfels, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



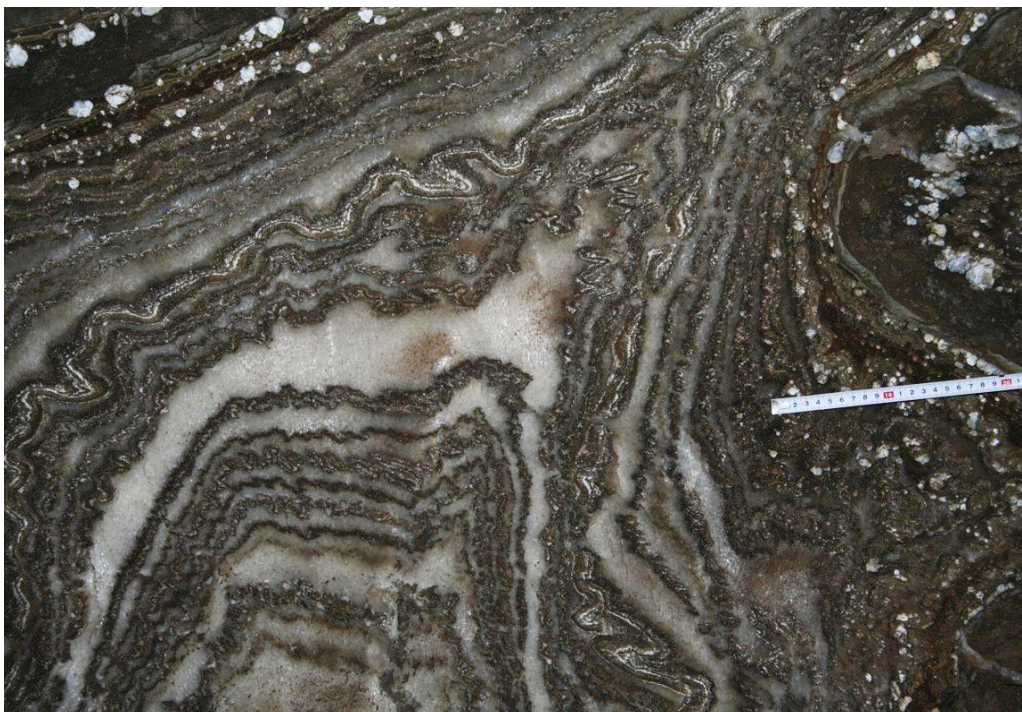
Fot. 5.2.9 Lustro tektoniczne, podłużnia Sienkiewicz, poz. Sienkiewicz (CIII), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.10 Zafałdowane grube pakiety iłowców z anhydrytem, poprzecznia Maria Teresa, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.11 Zafałdowane grube pakiety ilowców, zejście Lichtenfels, poz. Lobkowicz (CII), K.S. Bochnia.



Fot.5.2.12 Zafałdowane warstwy soli kamiennej pasiastej, objazd szybu Campi, poz. August (CI), K.S. Bochnia.





Fot. 5.2.13 Zafałdowane przerosty iłwców w soli, podłużnia Sienkiewicz, poz. Sienkiewicz (CIII), K.S. Bochnia.



Fot. 5.2.14 Zafałdowane przerosty iłwców w soli, objazd szybu Campi, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



For. 5.2.15 Zafałdowane przerosty iłowe z solą, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka.



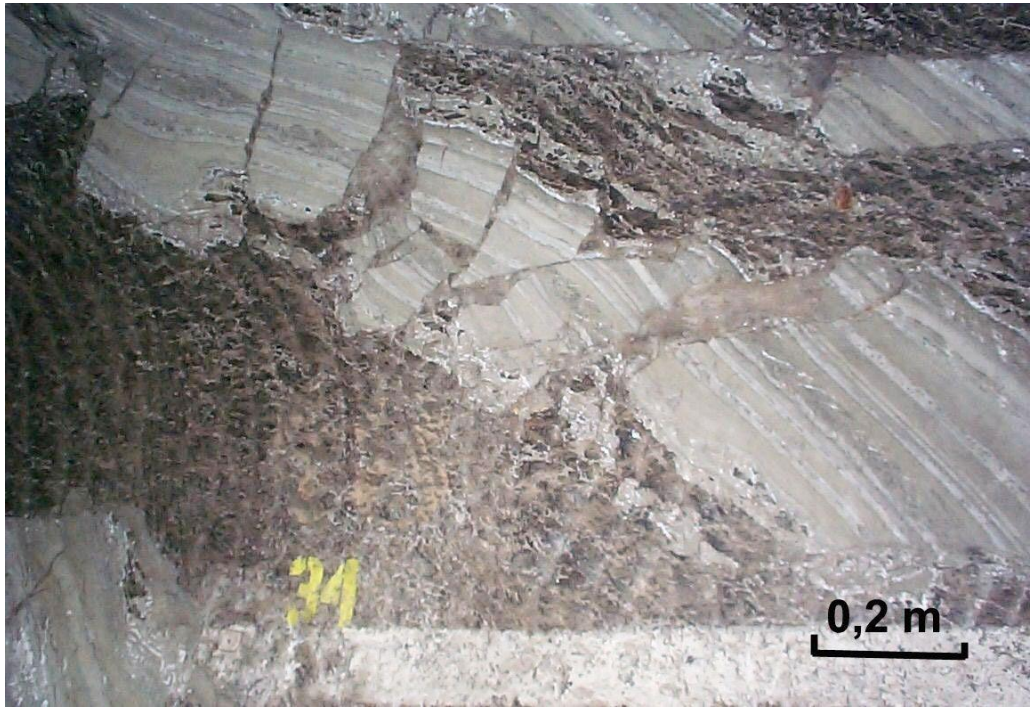
For. 5.2.16 Zafałdowane przerosty iłowe z solą, poprzecznia Franciszek, poz. A. Mickiewicza (IIa), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.17 Brekcja tektoniczna, ładownia akumulatorów, poziom Podmoście, (CV), K.S. Bochnia.



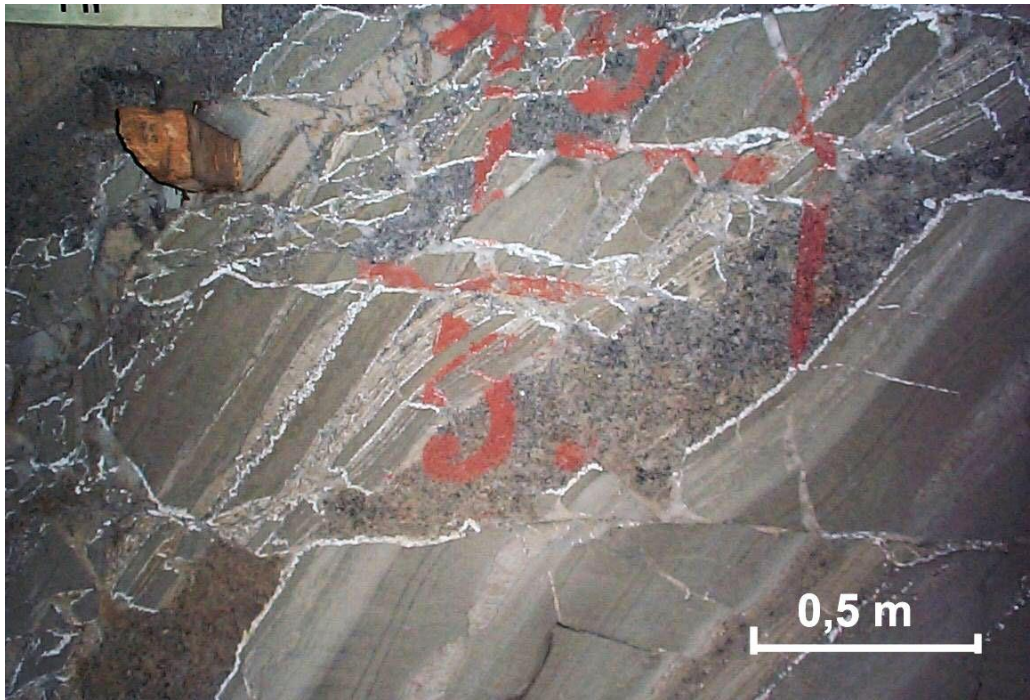
Fot. 5.2.18 Brekcja tektoniczna, podłużnia Podmoście, poz. Podmoście (CV), K.S. Bochnia.



Fot. 5.2.19 Brekcja tektoniczna, poprzecznia August, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.20 Brekcja tektoniczna, poprzecznia Franciszek, poz. A. Mickiewicza (II), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.21 Brekcja tektoniczna, poprzecznia Franciszek 3, poz. A. Mickiewicza (II),  
K.S. Wieliczka.



Fot. 5.2.22 Brekcja tektoniczna, poprzecznia August, poz. J. Słowackiego (III),  
K.S. Wieliczka.



Fot. 5.3.1 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-1, gł. 113,0 m.



Fot. 5.3.2 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-1, gł. 119,5 m.



Fot. 5.3.3 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-1, gł. 188,5 m.



Fot. 5.3.4 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-3, gł. 45,2 m.



Fot. 5.3.5 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-3, gł. 79,3 m.



Fot. 5.3.6 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-3, gł. 84,0 m.





Fot. 5.3.7 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-3, gł. 109,8 m.



Fot. 5.3.8 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-4, gł. 49,0 m.



Fot.5.3.9 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-4, gł. 62,0 m.



Fot. 5.3.10 Próbka z otworu Łęzkowice TKP-7, gł. 65,4 m.



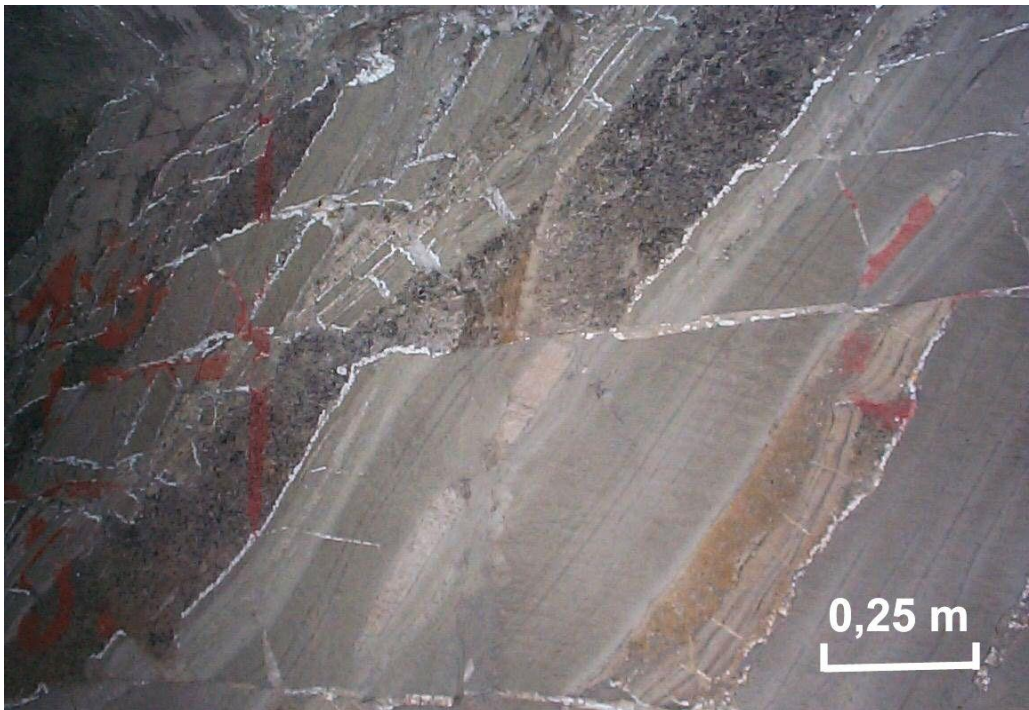
Fot. 5.3.11 Próbką z otworu Łężkowice TKP-7, gł. 92,7 m.



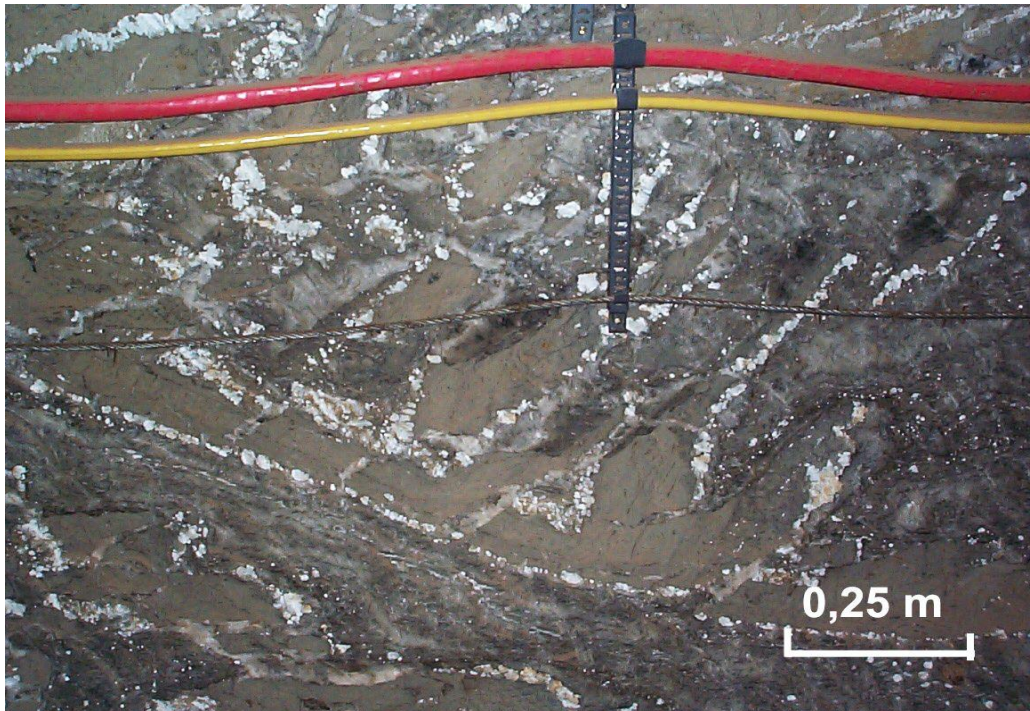
Fot. 5.3.12 Próbką z otworu Łężkowice TKP-7, gł. 95,0 m.



Fot. 5.4.1 Przerosty iłowe podzielone na bloki i przemieszczone, podłużnia August, poz. August (CI), K.S. Bochnia.



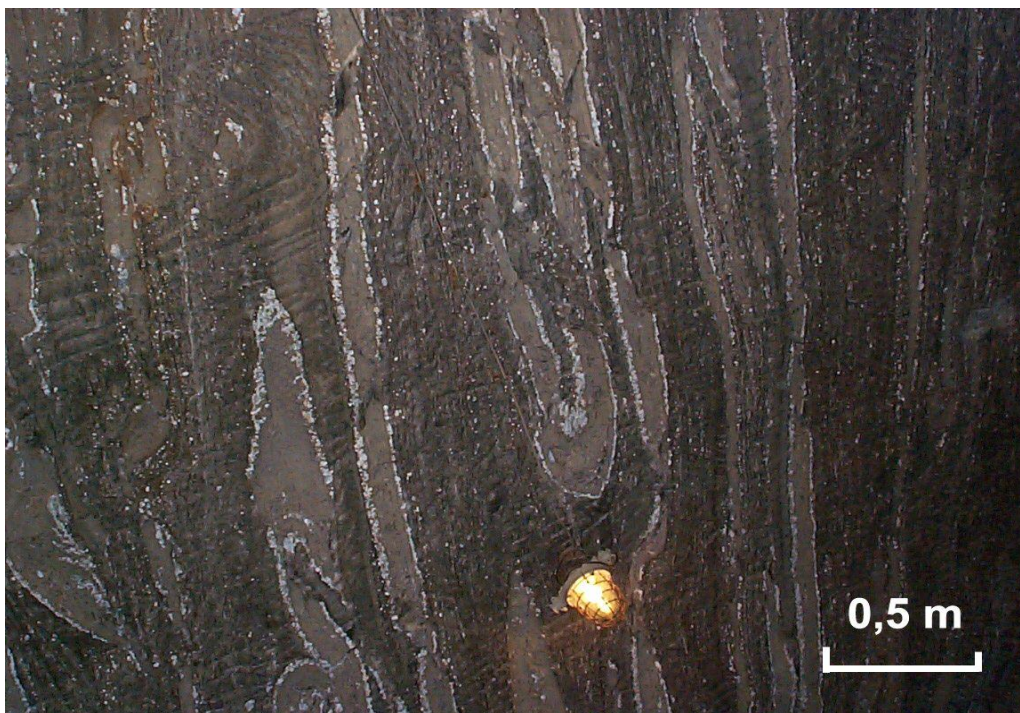
Fot. 5.4.2 Przerosty iłowe podzielone na bloki i przemieszczone, poprzeczna Franciszek, poz. A. Mickiewicza (In), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.4.3 Przerosty iłowe w formie „grzebieni”, podłużnia August, poz. August (CI), K.S. Bochnia



Fot. 5.4.4 Fałd z budinażem, zejście Lichtenfels, poz. August (CI), K.S. Bochnia



Fot. 5.4.5 Zafałdowane przerosty iłowe, kaplica św Kingi, poz. August (CI), K.S. Bochnia



Fot. 5.4.6 Zafałdowane przerosty iłowe, objazd szybu Campi, poz. August (CI), K.S. Bochnia



Fot. 5.4.7 Zafałdowane cienkie przerosty iłowca, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka.



Fot. 5.4.8 Zafałdowane cienkie przerosty iłowca, poprzecznia Prokopowicz, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka.

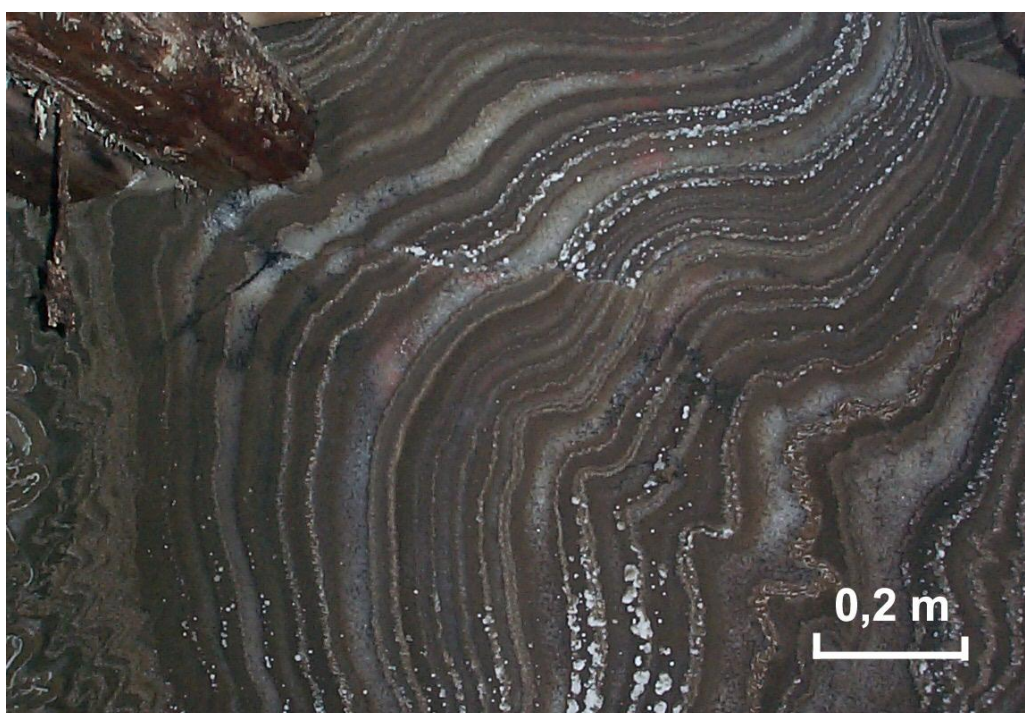


Fot. 5.4.9 Zafałdowane sole o zmiennej zawartości materiału terygenicznego, zejście Lichtenfels, poz. Lobkowicz (CII), K.S. Bochnia.



Fot. 5.4.10 Zafałdowane sole o zmiennej zawartości materiału terygenicznego, podłużnia Podmoście, poz. Podmoście (CV), K.S. Bochnia.

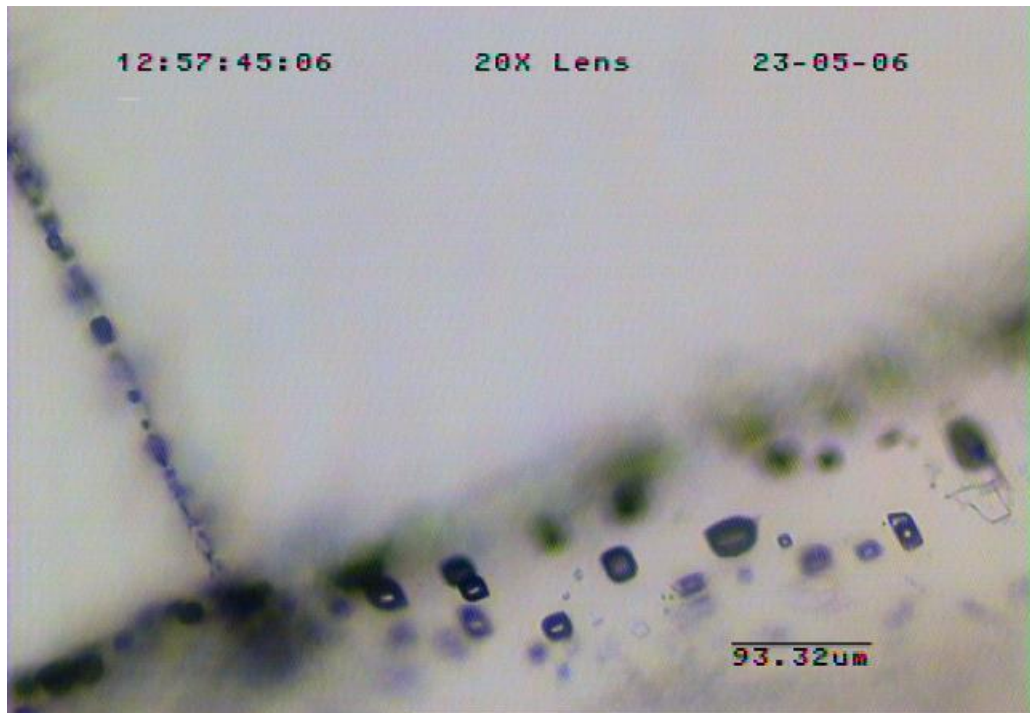




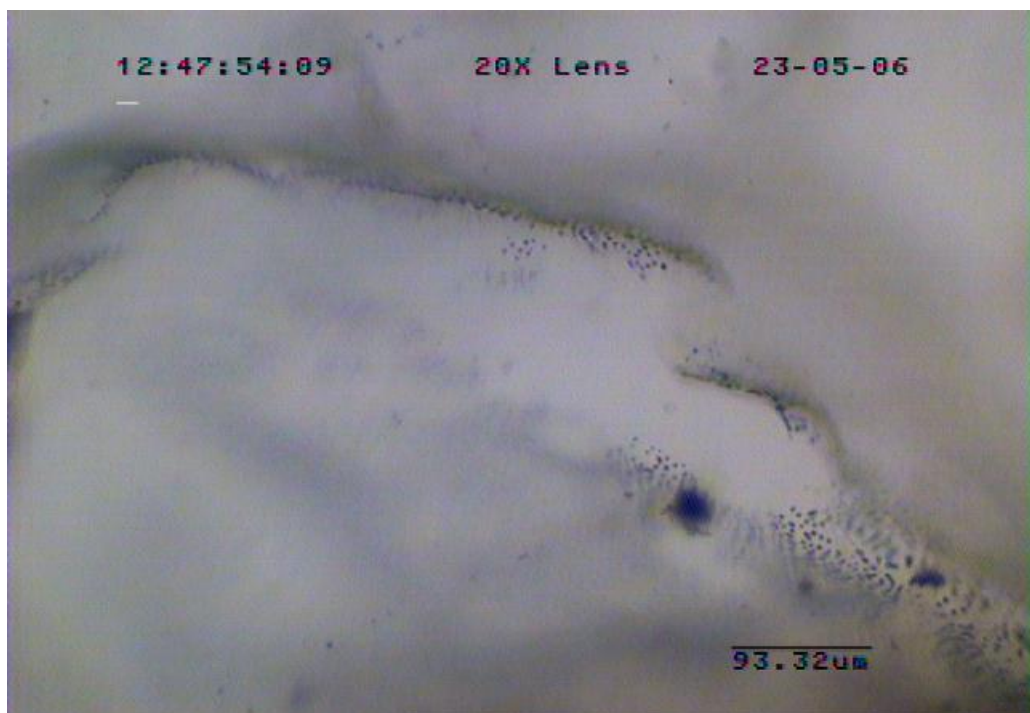
Fot. 5.4.11 Zafałdowane sole o zmiennej zawartości materiału terygenicznego, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka



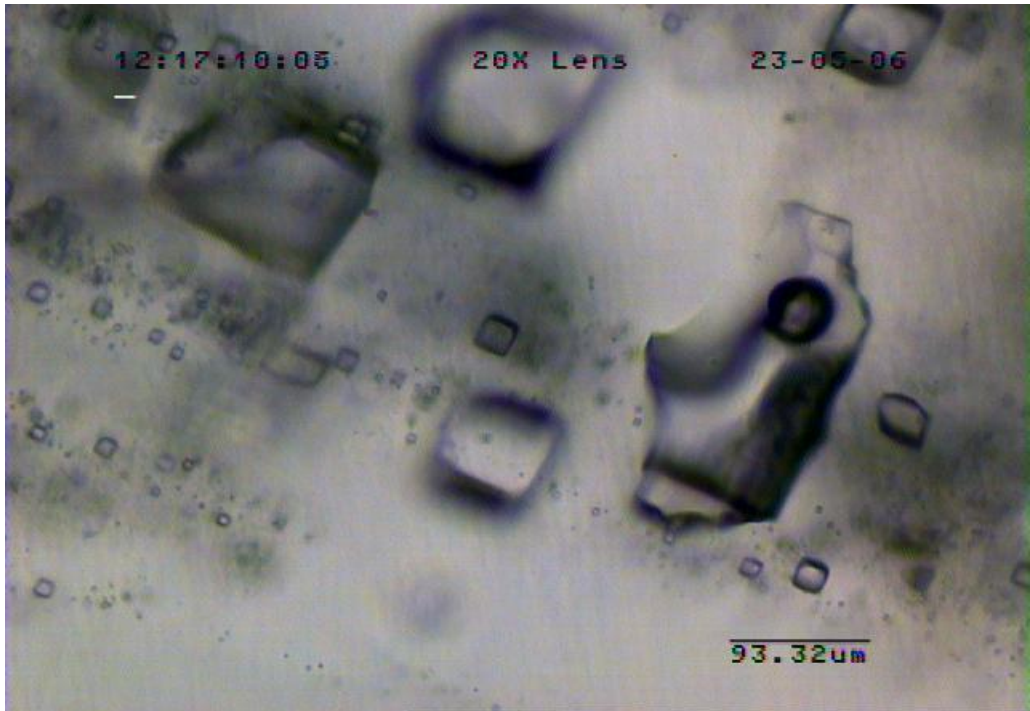
Fot. 5.4.12 Zafałdowane sole o zmiennej zawartości materiału terygenicznego, poprzecznia Wiesiołowski, poz. J. Słowackiego (III), K.S. Wieliczka



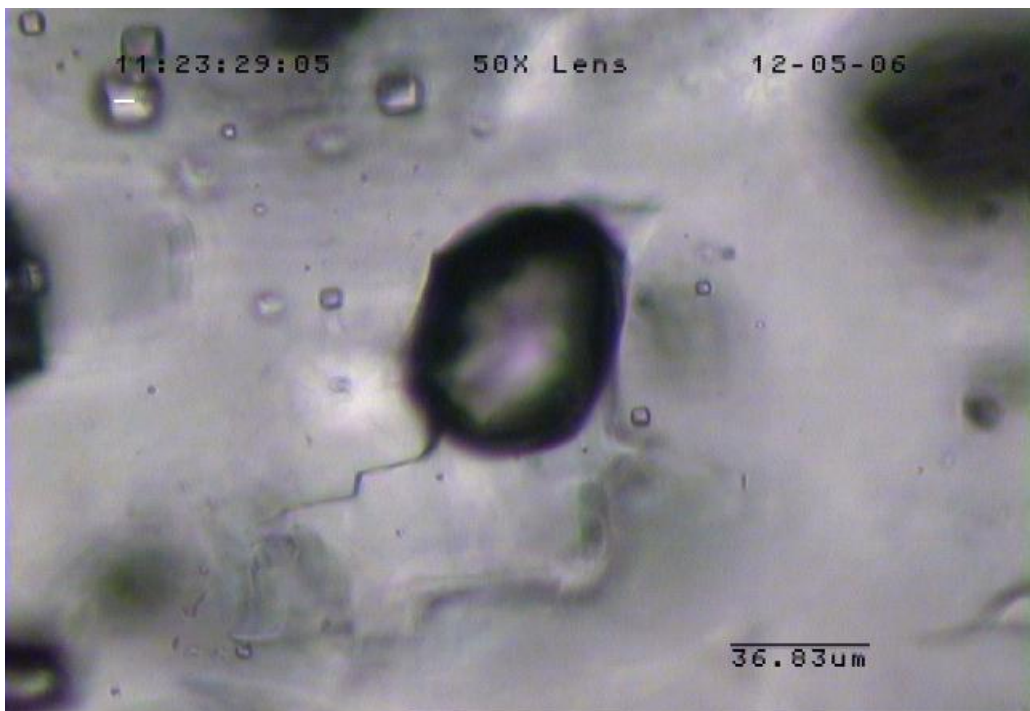
Fot. 6.3.1 Powierzchnie inkluzji krzyżujące się ze sobą, zablizniające spękania, sól zlustrowana.



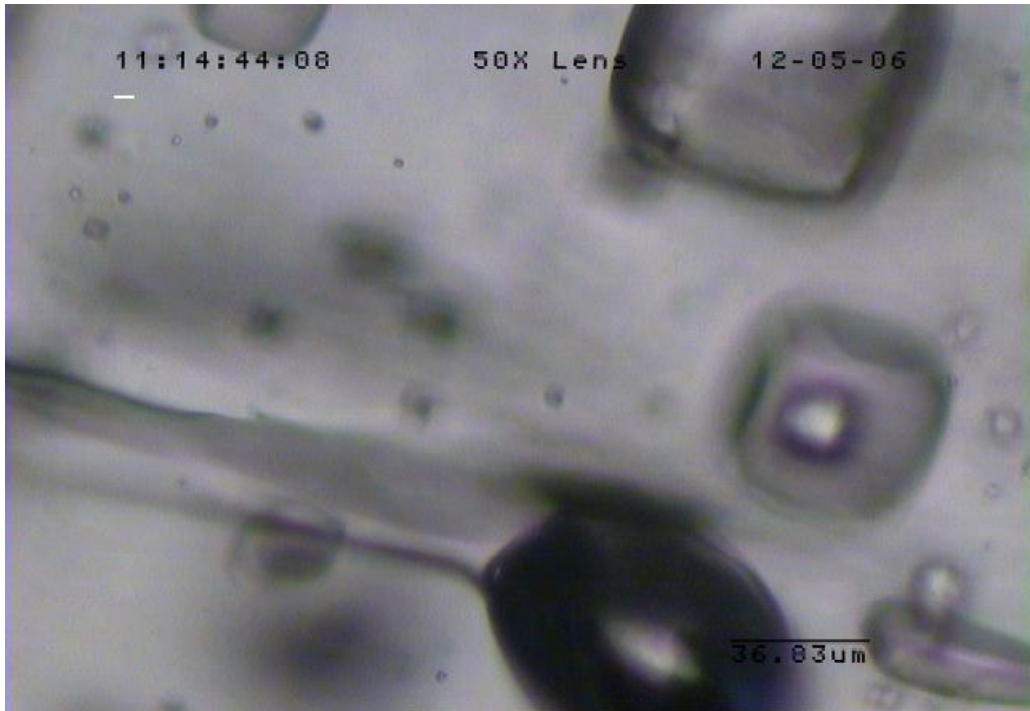
Fot. 6.3.2 Powierzchnie inkluzji łukowato wygięte, sól zlustrowana.



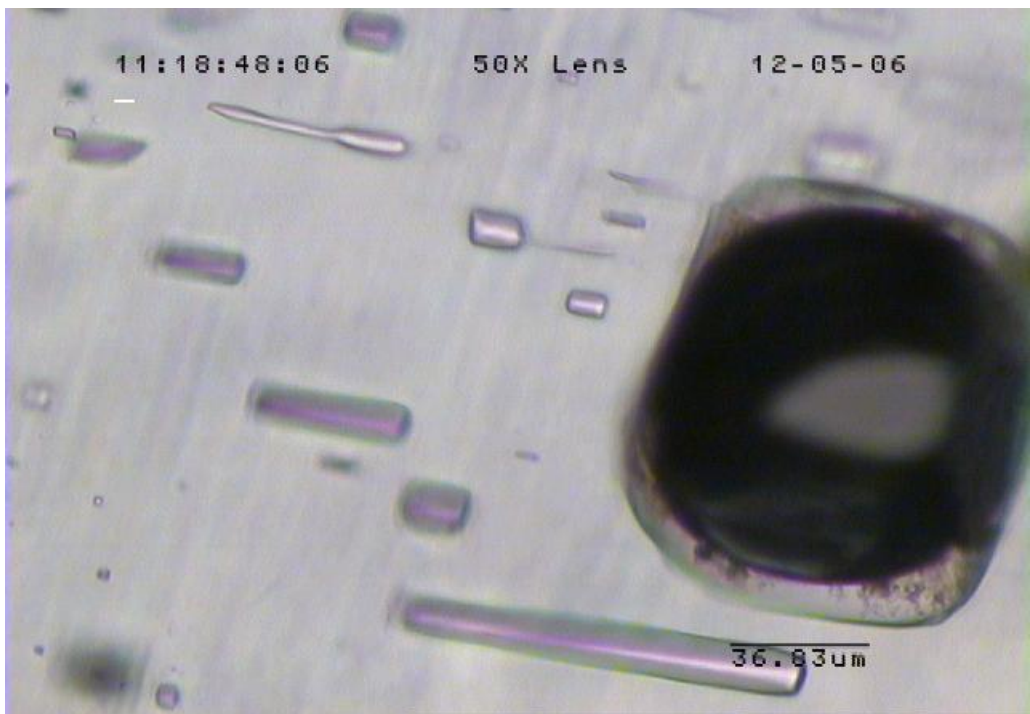
Fot. 6.3.3 Różnorodne kształty inkluzji, sól trzaskająca.



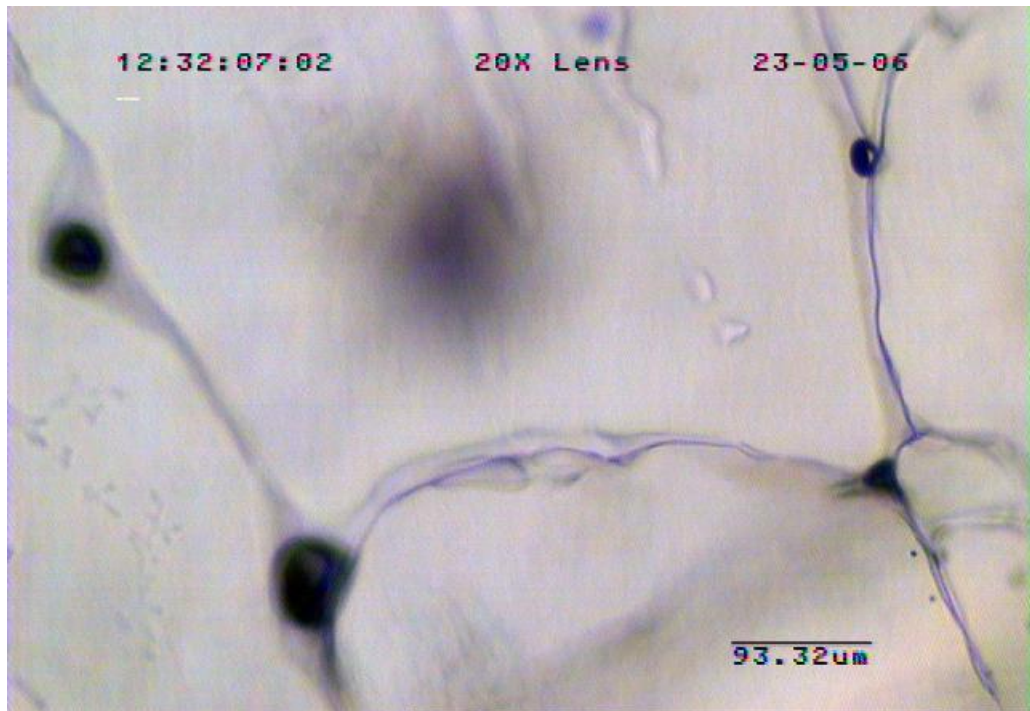
Fot. 6.3.4 Różnorodne kształty inkluzji, sól trzaskająca.



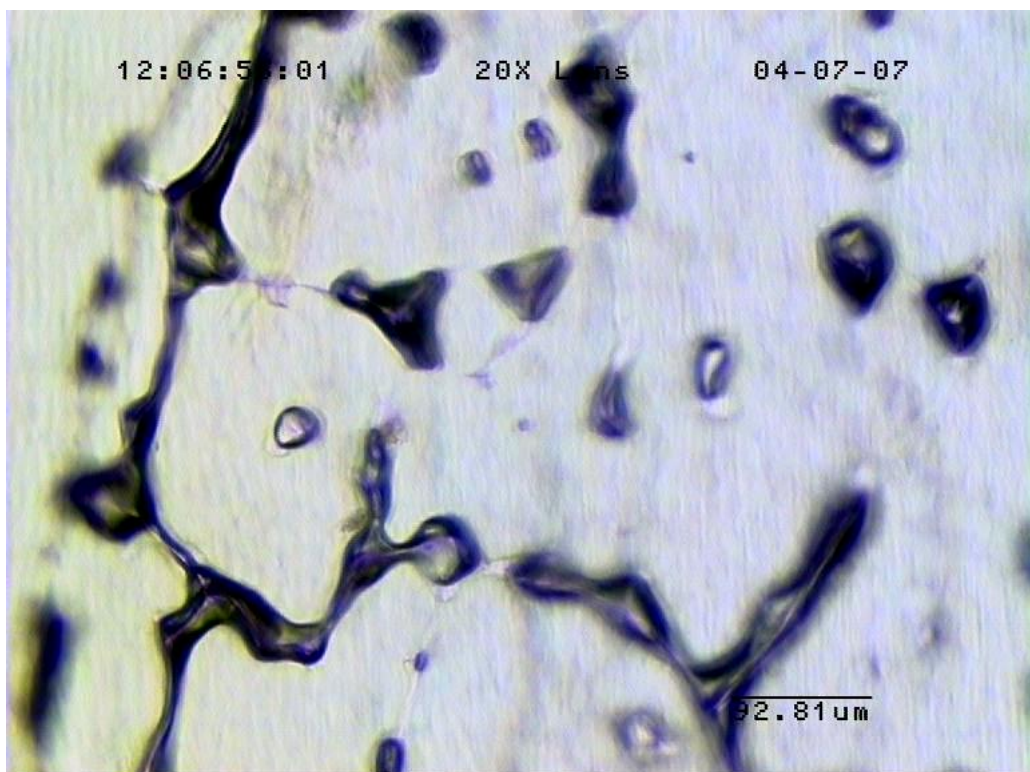
Fot. 6.3.5 Różnorodne kształty inkluzji, sól z lustra tektonicznego.



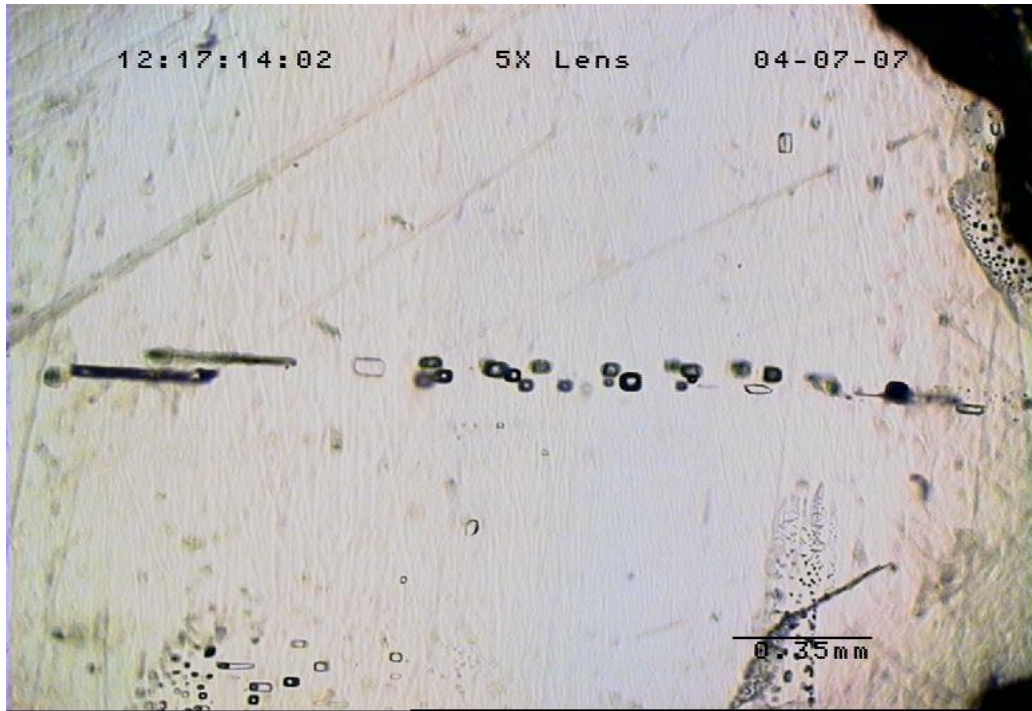
Fot. 6.3.6 Różnorodne kształty inkluzji, sól z lustra tektonicznego.



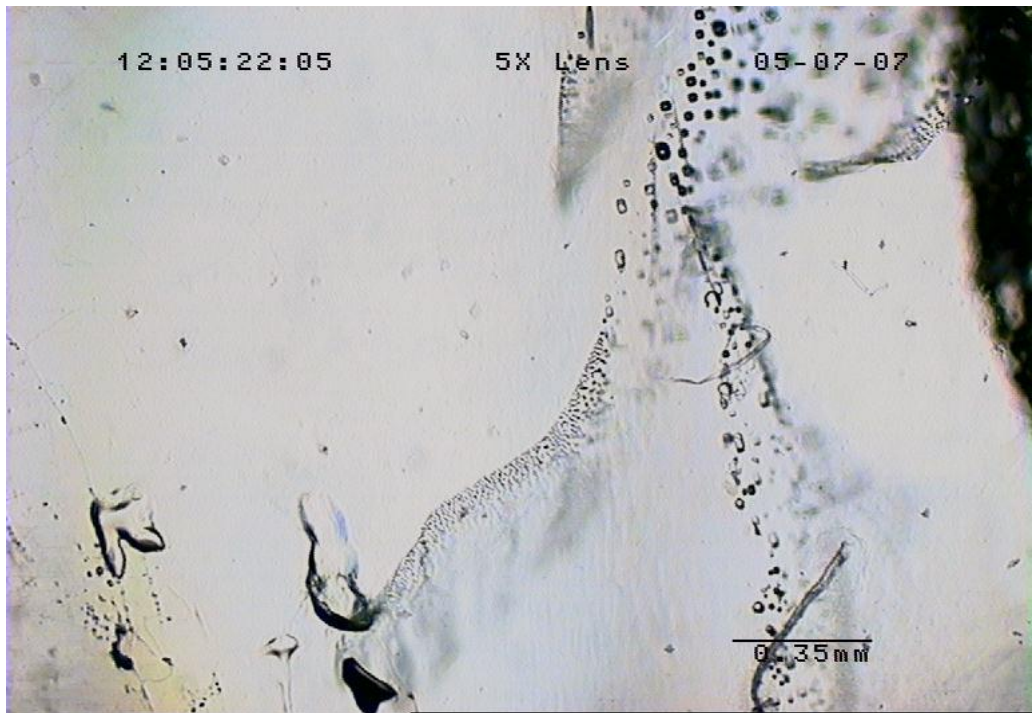
Fot. 6.3.7 Trwający proces necking down, sól włóknista.



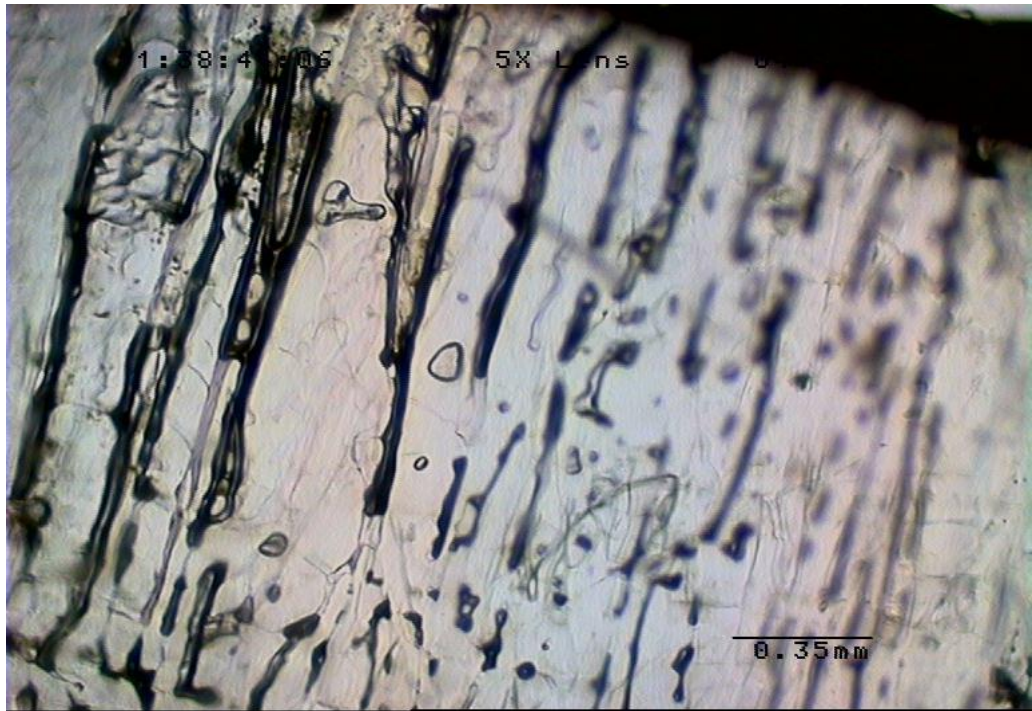
Fot. 6.3.8 Trwający proces necking down, sól włóknista.



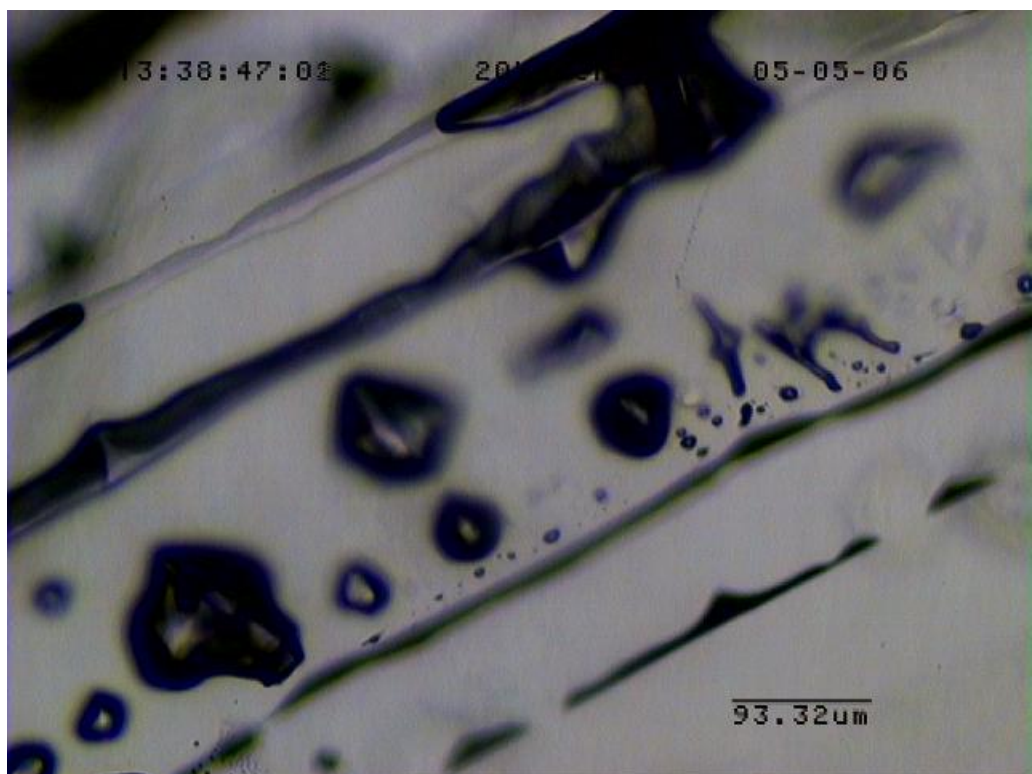
Fot. 6.3.9 Obszary pozbawione inkluzji, sól z lustra tektonicznego.



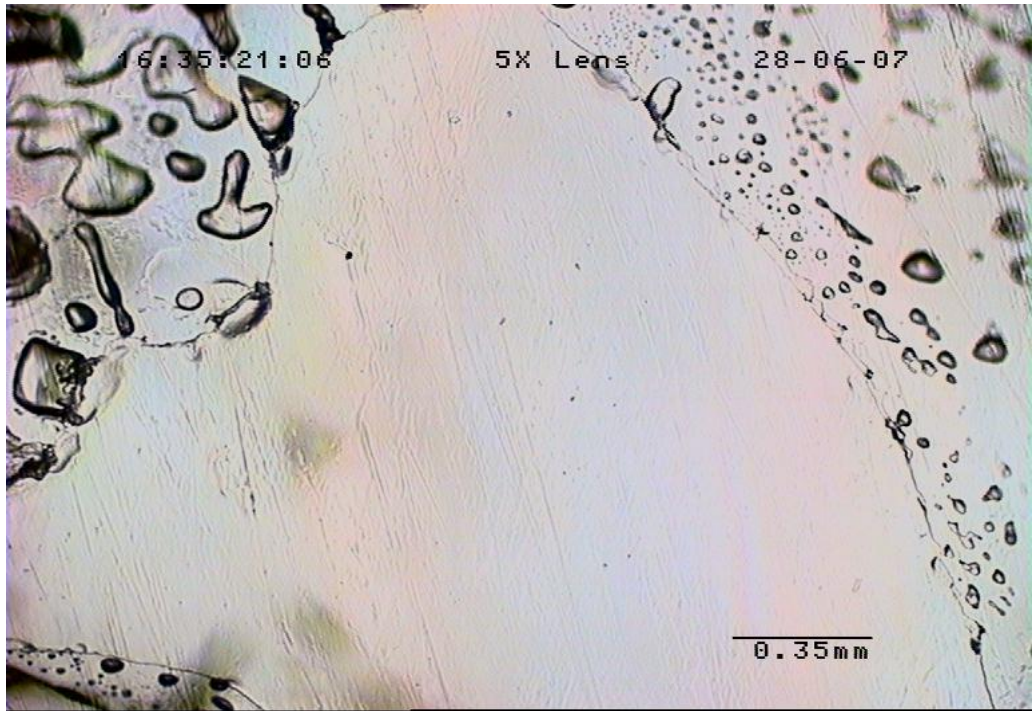
Fot. 6.3.10 Obszary pozbawione inkluzji, sól zmieniona geodynamicznie.



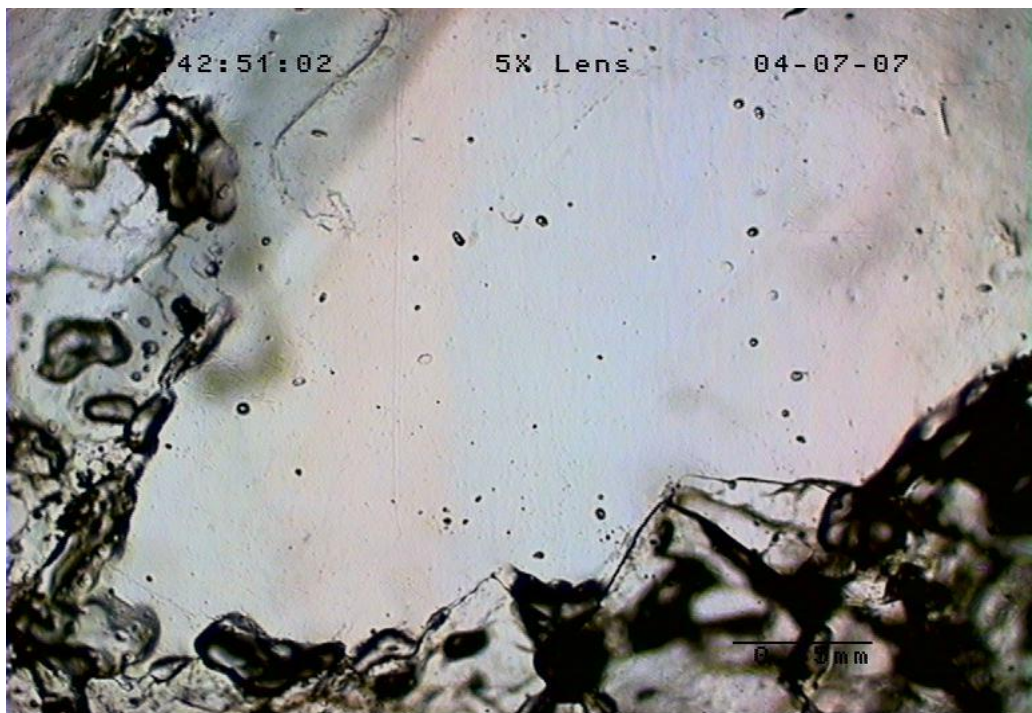
Fot. 6.3.11 Rurkowane inkluzje na granicy włókien soli włóknistej, proces necking down.



Fot. 6.3.12 Rurkowane inkluzje na granicy włókien soli włóknistej, proces necking down.

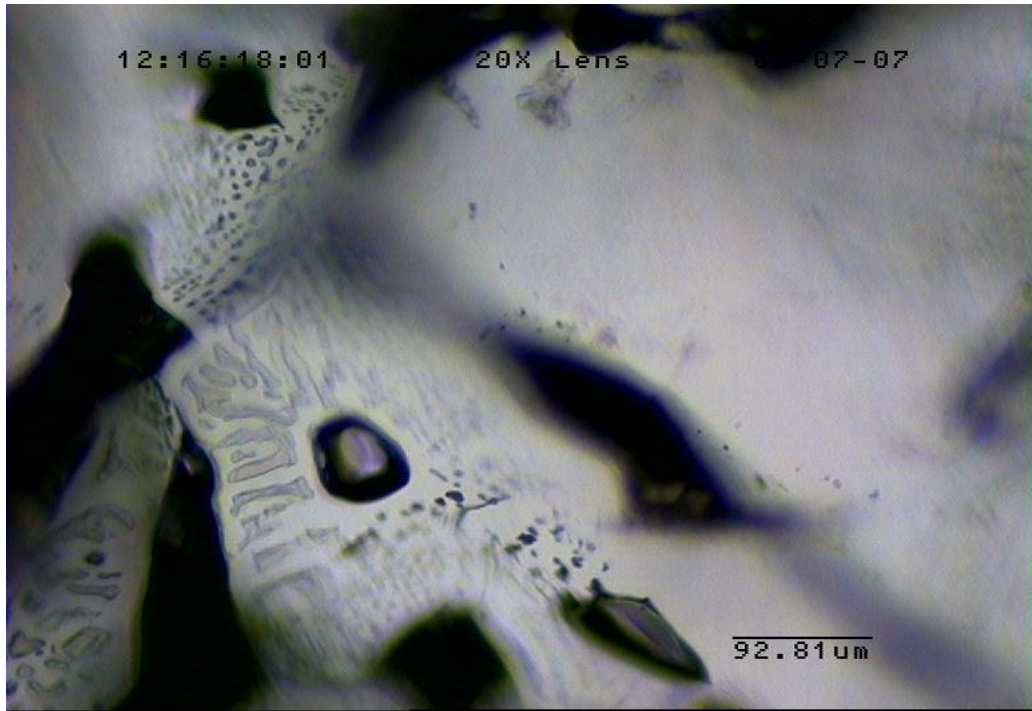


Fot. 6.3.13 Inkluzje na granicach ziaren soli zmienionych geodynamicznie.

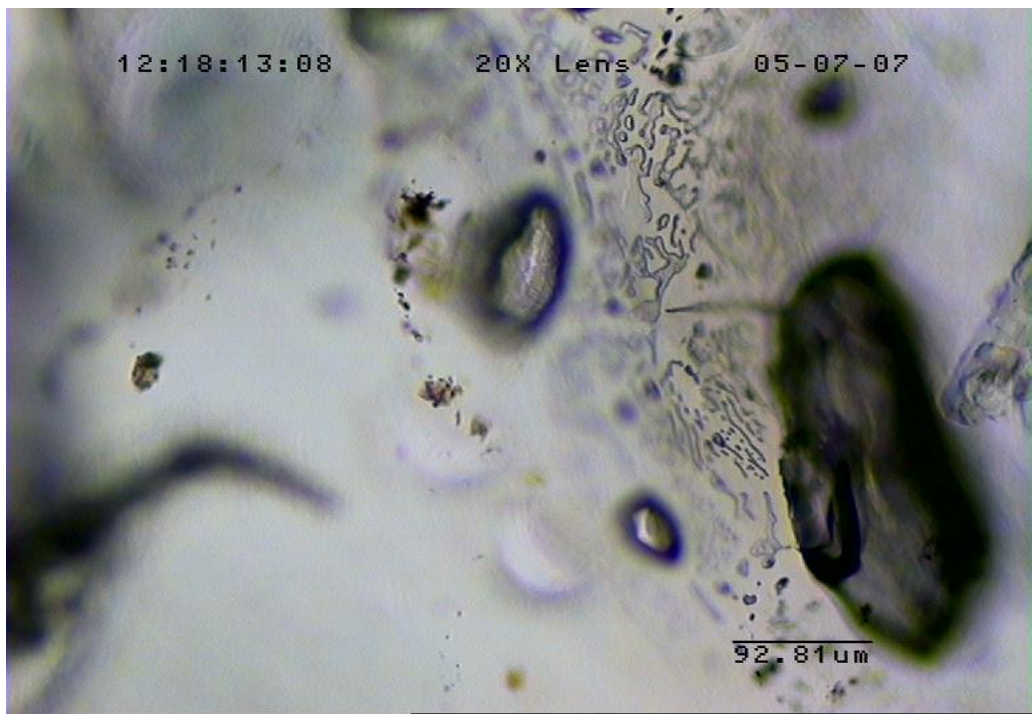


Fot. 6.3.14 Inkluzje na granicach ziaren soli zmienionych geodynamicznie.

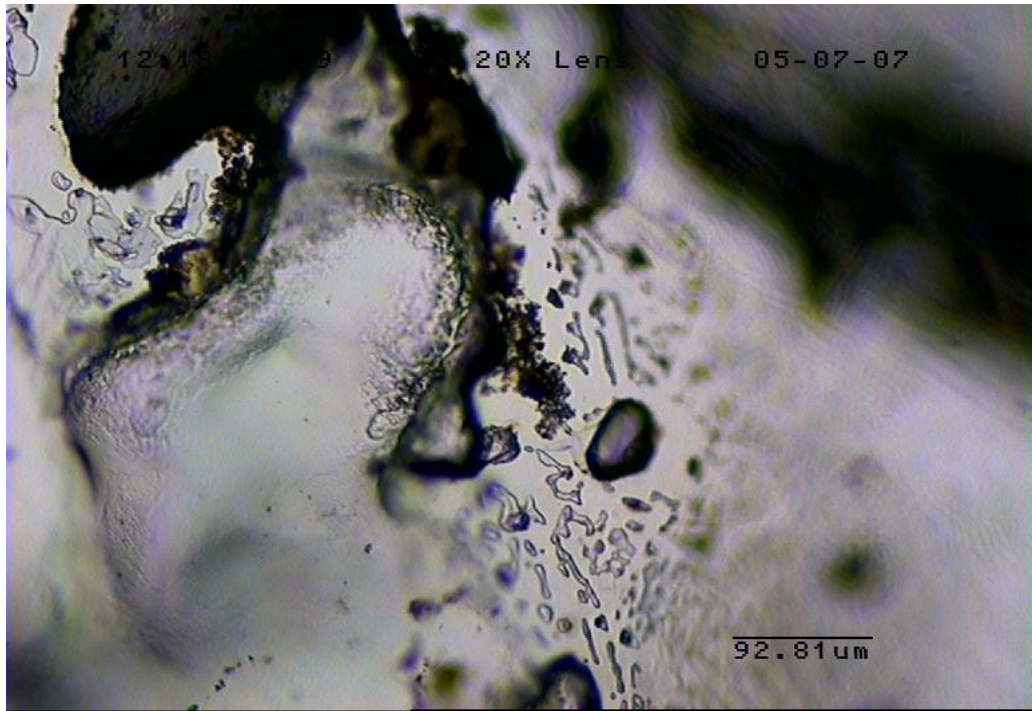




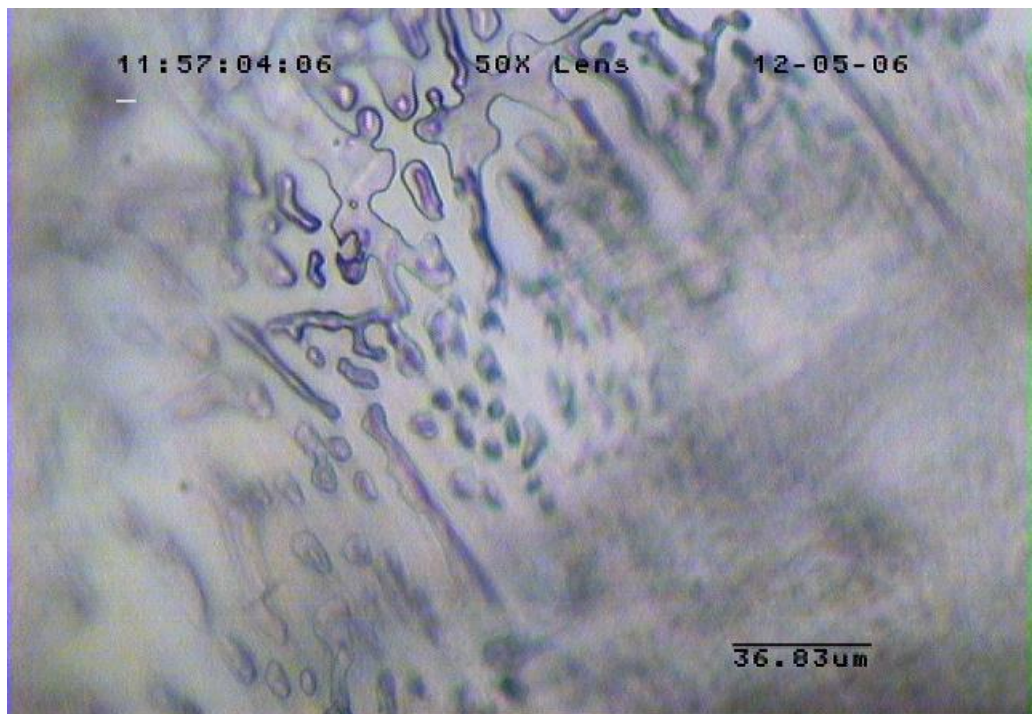
Fot. 6.3.15 Ślady migracji roztworów w solach zmienionych geodynamicznie.



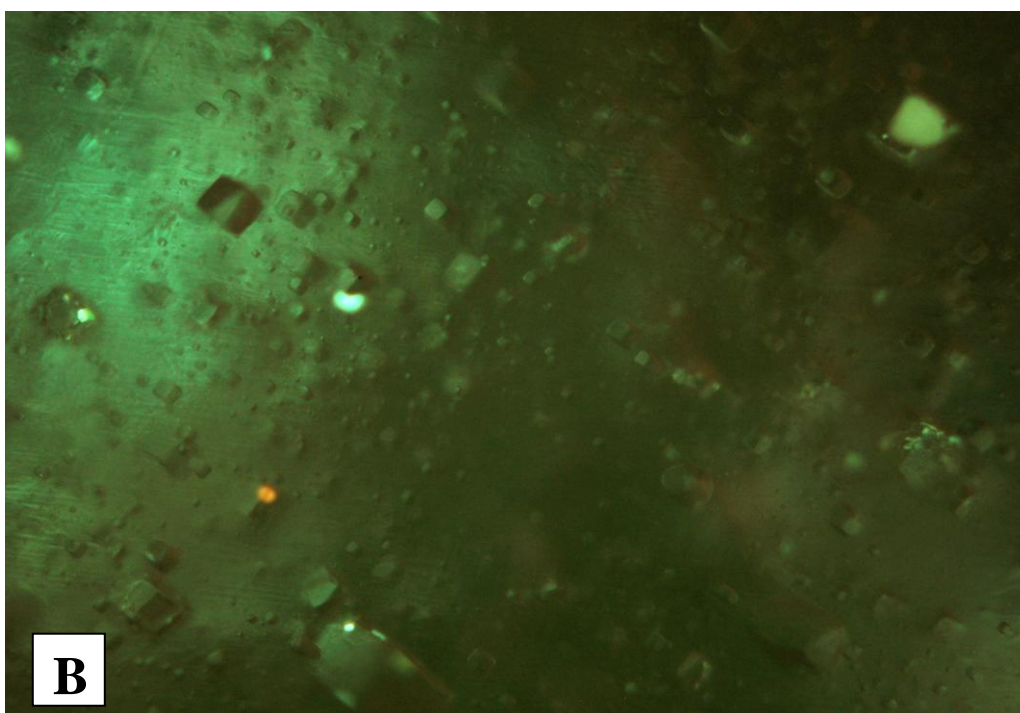
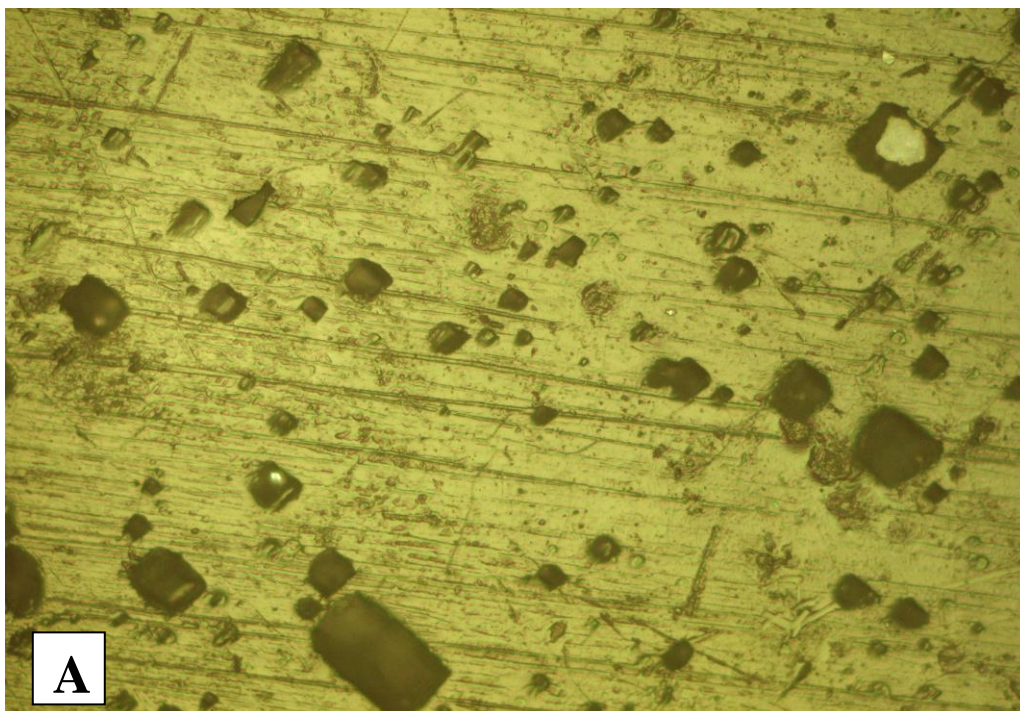
Fot. 6.3.16 Ślady migracji roztworów w solach zmienionych geodynamicznie.



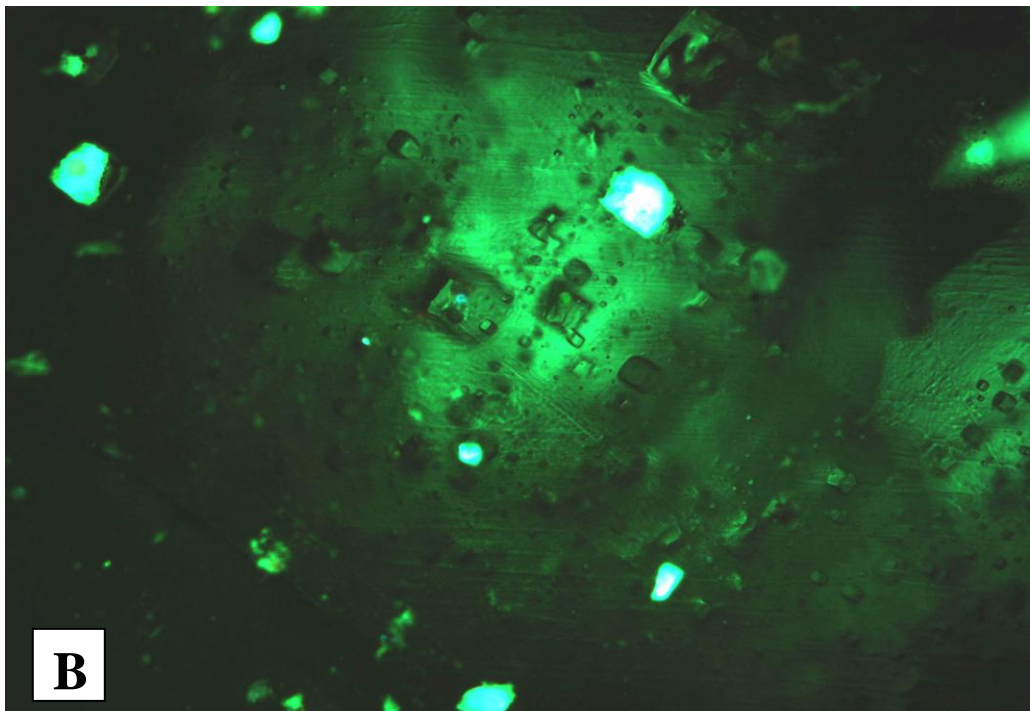
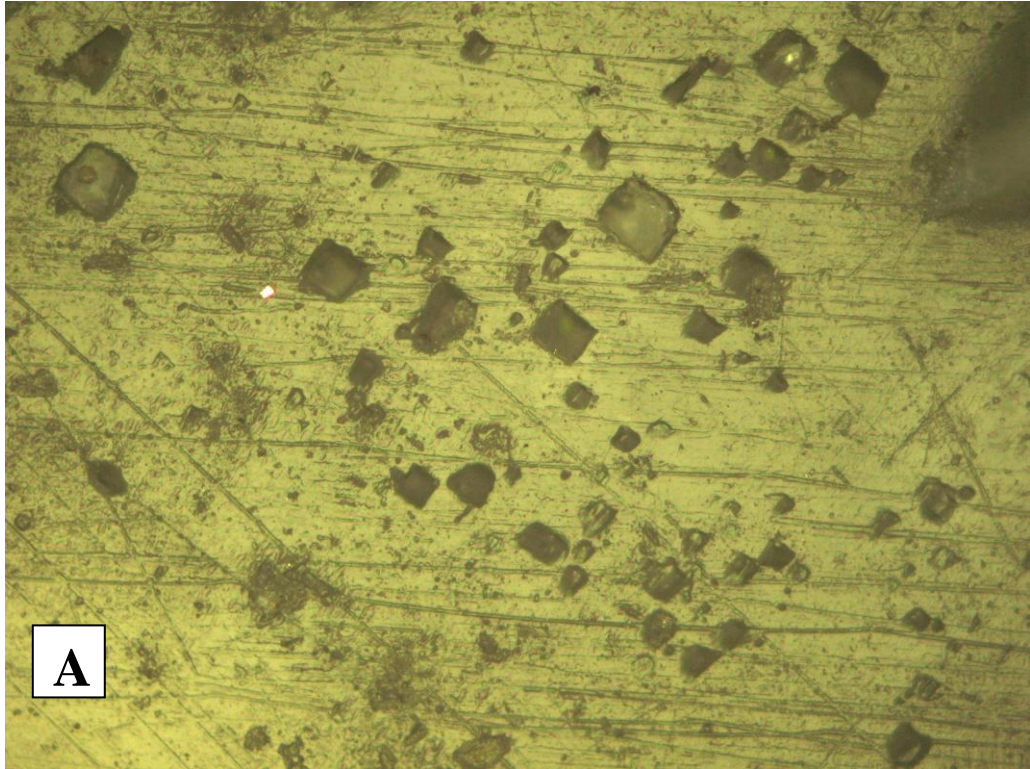
Fot. 6.3.17 Ślady migracji roztworów w solach zmienionych geodynamicznie.



Fot. 6.3.18 Ślady migracji roztworów w solach z lustra tektonicznego.



Fot. 6.4.1 Inkluzje zawierające węglowodory w solach trzaskających: A – obraz inkluzji w świetle żółtym, B – obraz w świetle ultrafioletowym



Fot. 6.4.2 Inkluzje zawierające węglowodory w solach trzaskających: A – obraz inkluzji w świetle żółtym, B – obraz w świetle ultrafioletowym



Fot. 8.1.1 Szczeliny rozwarte, wyrobisko sąsiadujące z komorą Stanetti, poz. Wernier (FV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.2 Szczeliny rozwarte, kaplica św. Kingi, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 8.1.3 Szczeliny rozwarte w rejonie podłużni Wernier, poz. Wernier (FV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.4 Złamane fragmenty drewnianej obudowy, zejście Lichtenfels, poz. Lobkowicz (CII), KS Bochnia.



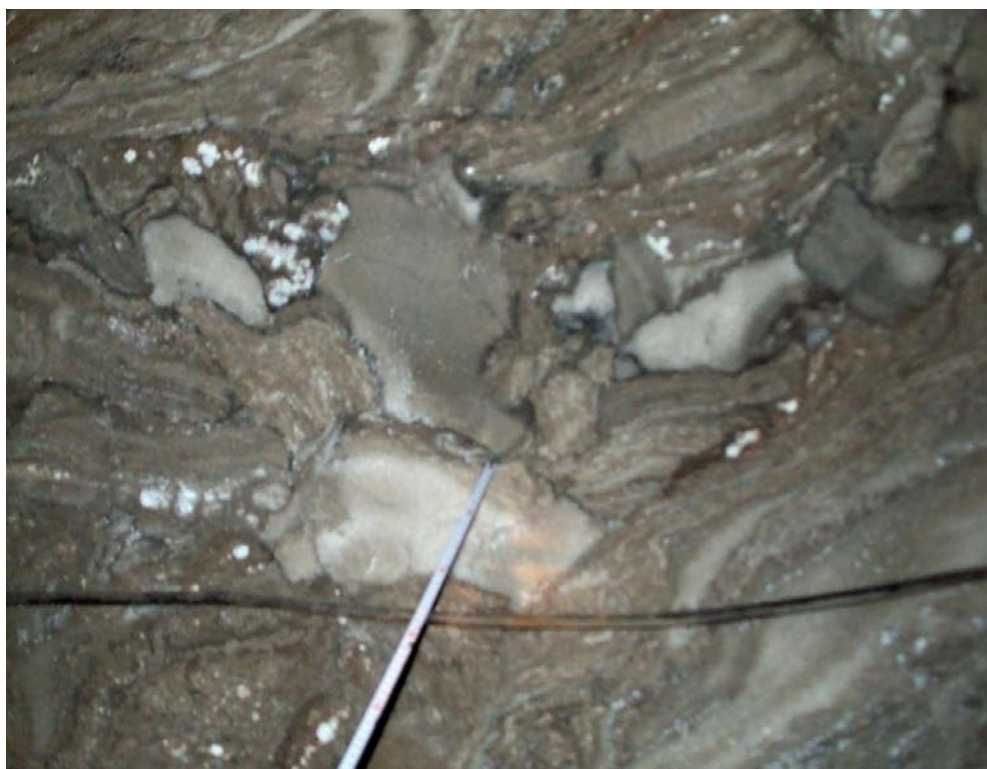
Fot. 8.1.5 Złamane fragmenty drewnianej obudowy, zejście Lichtenfels, poz. Lobkowitz (CII), KS Bochnia.



Fot. 8.1.6 Złamane fragmenty drewnianej obudowy, komora Stanetti, poz. Wernier (FV), KS Bochnia.

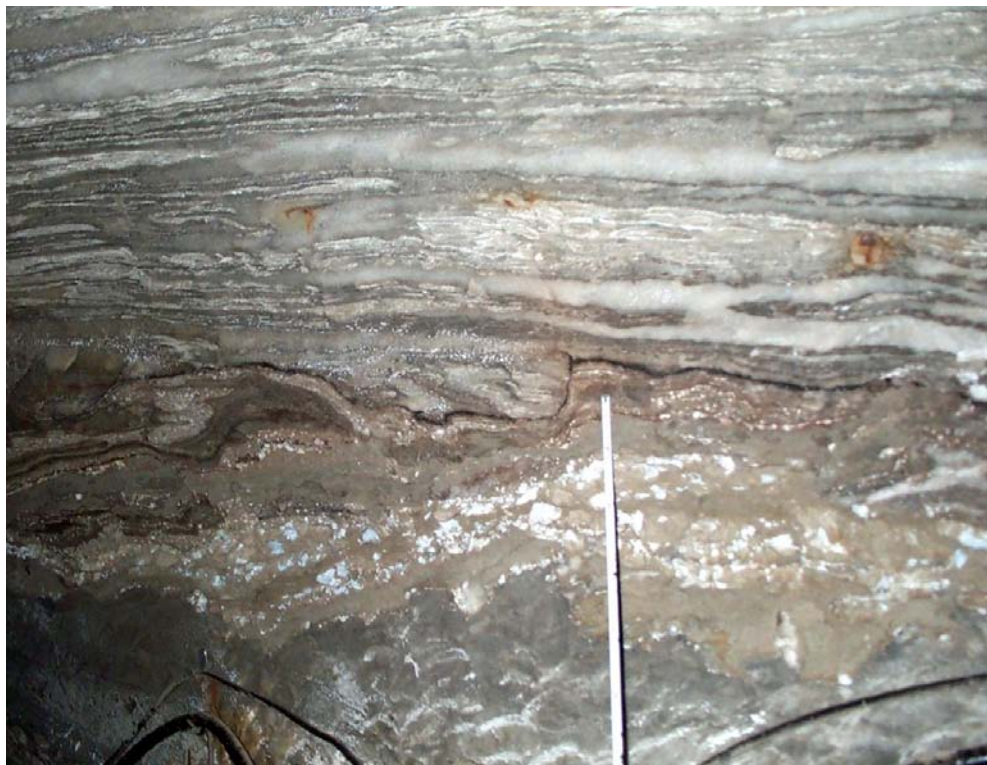


Fot. 8.1.7 Złamane fragmenty drewnianej obudowy, komora Stanetti, poz. Wernier (FV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.8 Zaciśnięte podsadzone wyrobisko, podłużnia August w rejonie zachodniego objazdu szybu Campi, poz. August (CI), KS Bochnia.





Fot. 8.1.9 Zaciśnięte wyrobisko, podłużnia August; 8 m na zachód od punktu poligonowego 3181, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 8.1.10 (po lewej) poprzecznia prowadząca od strony północnej do podłużni Wernier.  
Fot. 8.1.11 (po prawej) prześwit podłużni Wernier, poz. Sobieski (FII), KS Bochnia.



Fot. 8.1.12 Poprzecznik prowadzący do starej podłużni August od szybu Trinitatis, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 8.1.13 Stara podłużnia August, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 8.1.14 Wygięcie włókna żyły soli włóknistej, przy pp 3199; poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.15 Uskok powstały po uformowaniu złoży, poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.16 Żyła soli włóknistej przecięta dyslokacją, poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 8.1.17 Nierównomierna destrukcja ociosów w poprzeczni Franciszek; poz. A. Mickiewicza (II n), KS Wieliczka.



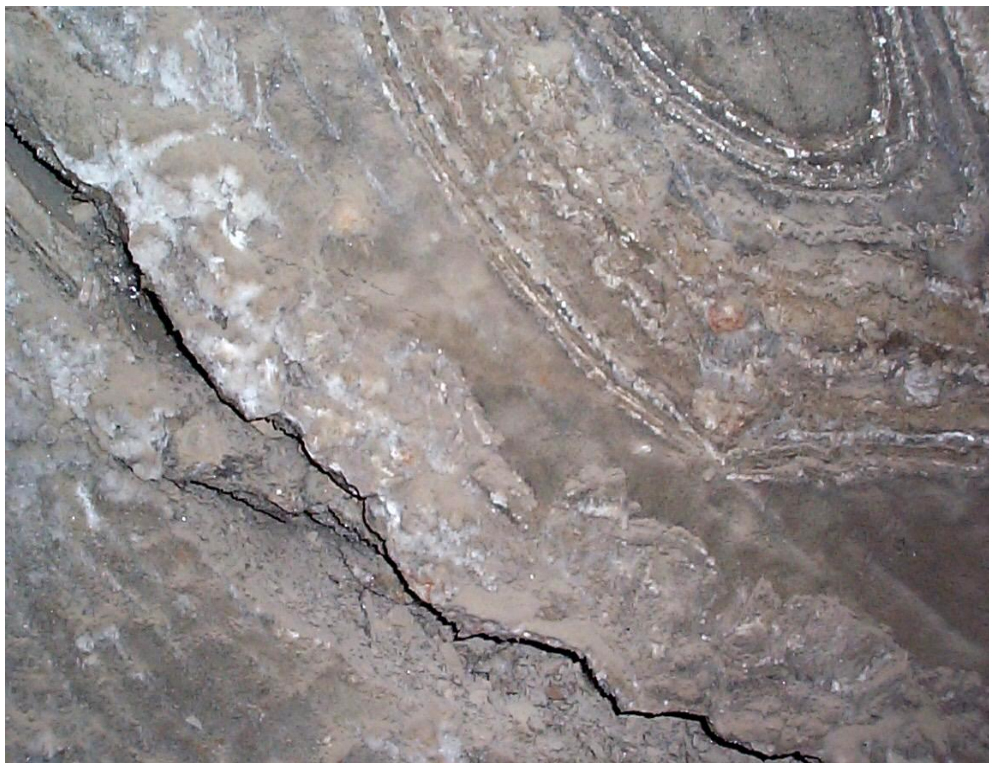
Fot. 8.1.18 Nierównomierna destrukcja ociosów w poprzeczni Franciszek 3; poz. A. Mickiewicza (II n), KS Wieliczka.



Fot. 8.1.19 Odspojenia w poprzeczni Franciszek 3; poz. A. Mickiewicza (II n), KS Wieliczka.



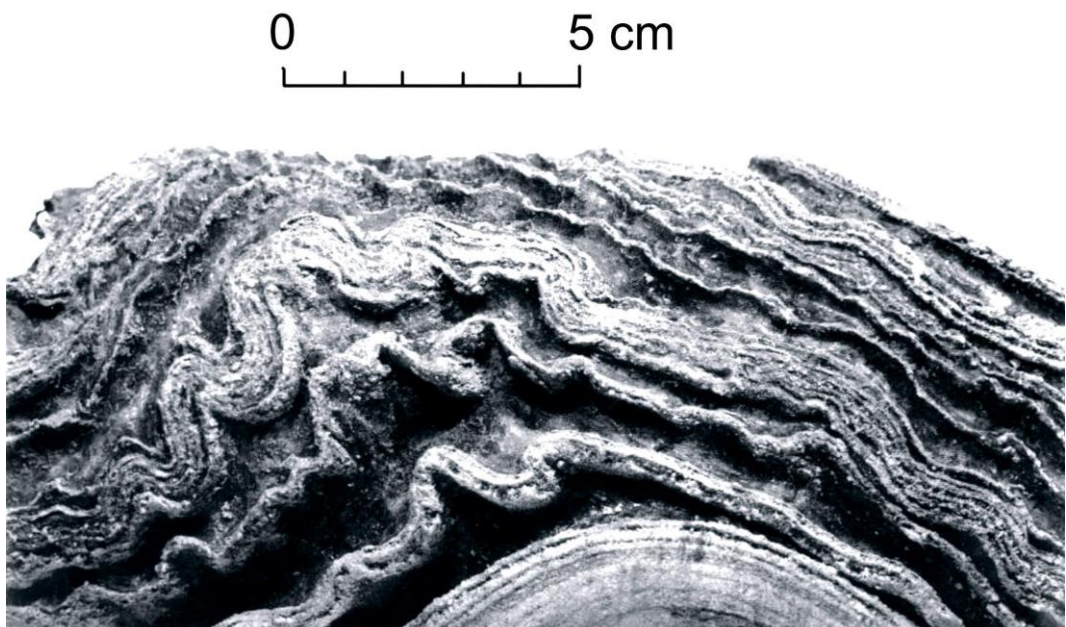
Rys. 8.1.20 Odspojenia w rejonie komory Maria Teresa, poz. J. Słowackiego (III),  
KS Wieliczka.



Fot. 8.1.21 Szczeliny rozwarte, poprzecznia Smok, poz. J. Słowackiego (III), KS Wieliczka.



Fot. 9.1.1 Sól faliście laminowana łupkiem anhydrytowym, Bochnia.



Fot. 9.1.2 Sól faliście laminowana łupkiem anhydrytowym, Łęzkowice.

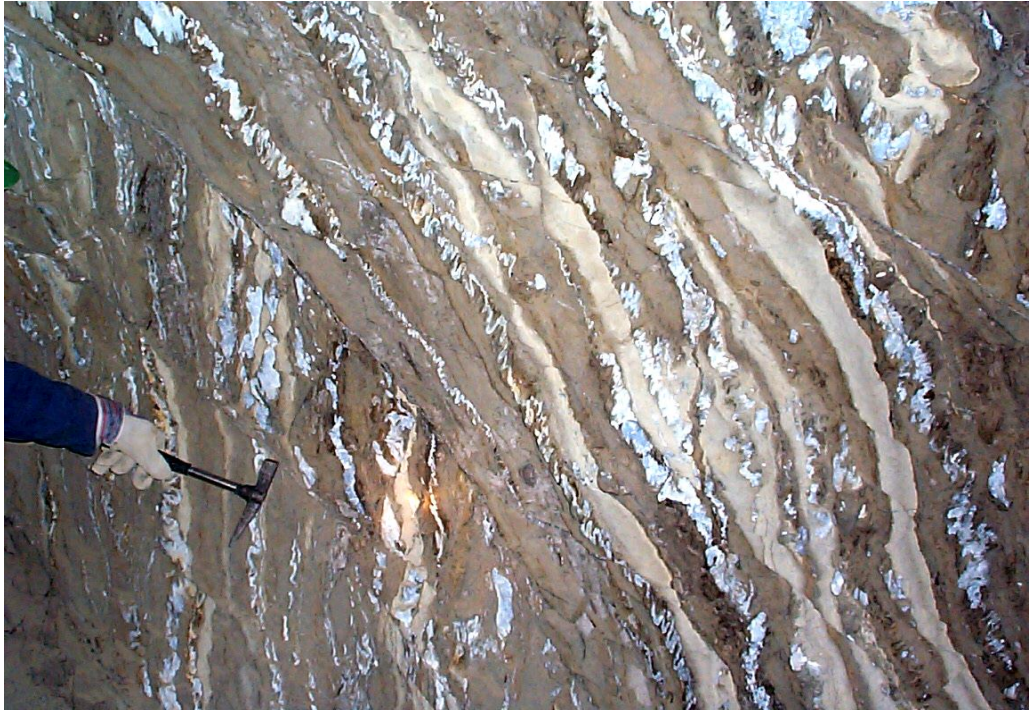


Fot. 9.1.3 Trzewiowiec, K.S. Bochnia.



Fot. 9.1.4 Trzewiowiec, K.S. Bochnia.





Fot. 9.2.1 Trzewiowce, poprzecznik dojściowy do komór Krystian, międzypoziom Dobosz (FV/FVI), KS Bochnia.



Fot 9.2.2 Trzewiowce, poprzecznik dojściowy do komór Krystian, międzypoziom Dobosz (FV/FVI), KS Bochnia.



Fot. 9.2.3 Trzewiowce, ocios za kaplicą Pasjonis, poz. Wernier (FV), KS Bochnia.



Fot. 9.2.4 Trzewiowce, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III), KS Wieliczka.



Fot. 9.2.5 Różne formy trzewiowców, objazd szybika Tesch, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 9.2.6 Zróżnicowane formy trzewiowców, objazd szybika Tesch, poz. August (CI), KS Bochnia.



Fot. 9.2.7 Trzewiowce ułożone skośnie do warstwowania skał otaczających, szybik Gazaris; poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 9.2.8 Trzewiowce ułożone skośnie do warstwowania skał otaczających, obejście szybu Campi; poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 9.2.9 Trzewiowce ułożone skośnie do warstwowania, poprzecznia Lichtenfels, między poziom III/IV, KS Wieliczka.



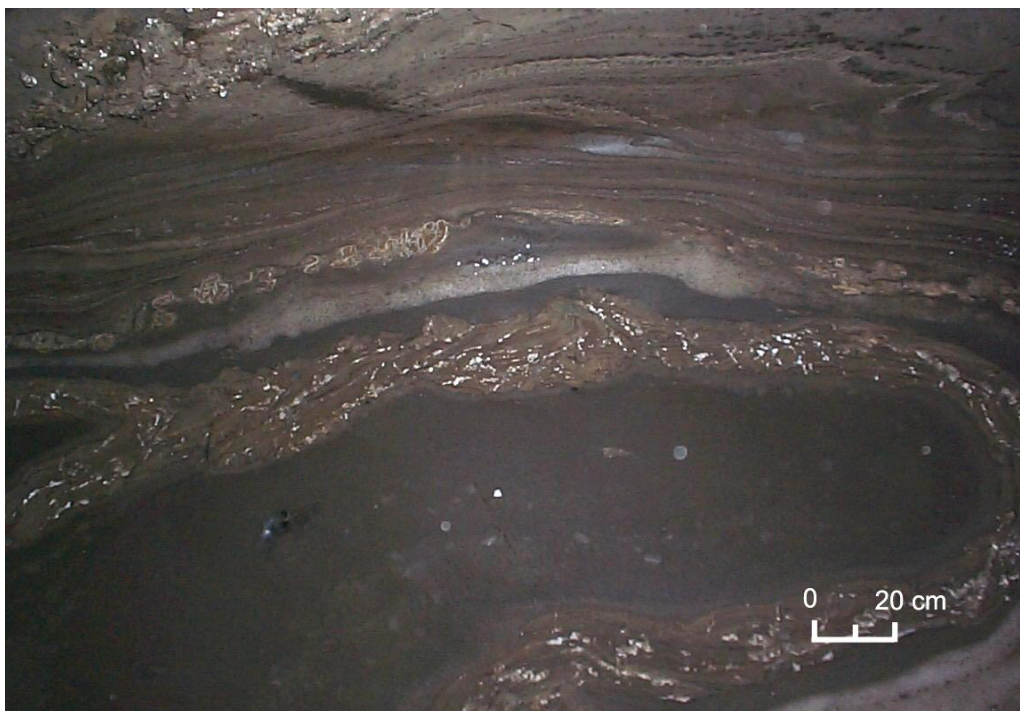
Fot. 9.2.10 Trzewiowce ułożone prostopadle do warstwowania, objazd szybika Tesch, poz. August (CI), KS Bochnia



Fot. 9.2.11 Soczewka soli brunatnej, zejście do komór Śmierdziuchy, poz. Sobieski (FII), KS Bochnia.



Fot. 9.2.12 Soczewka soli brunatnej, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III), KS Wieliczka.



Fot. 9.2.13 Soczewka soli brunatnej, poprzecznia Albrecht, poz. J. Słowackiego (III),  
KS Wieliczka.



Fot. 9.2.14 Brekcja sedymentacyjna, komora Stajnia, poz. J. Słowackiego (III),  
KS Wieliczka.



Fot. 9.2.15 Brekcja sedymentacyjna, podłużnia August, 5m na zachód od punktu poligonowego pp3353, poziom August (CI), KS Bochnia.



Fot. 9.2.16 Brekcja sedymentacyjna, podłużnia August, 10 m na zachód od punktu poligonowego PP3353, poziom August (CI), KS Bochnia.





Fot. 9.2.17 Erozja stropowej części pokładu soli, ok. 100m na wschód od szybu Campi, poz. Podmoście (CV), KS Bochnia.



Fot. 9.2.18 Zafałdowania laminacji, komora Krystian, międzypoziom Dobosz (FV/FVI), KS Bochnia.



Fot. 9.2.19 Zuber górny, schody stanowiące dojście do komór Krystian, poz. August (CI),  
KS Bochnia.



Fot. 9.2.20 Górne sole spizowe, poprzeczna Lichtenfels, międzypoziom III/IV,  
KS Wieliczka.