

**ZESZYTY  
NAUKOWE  
POLITECHNIKI  
ŚLĄSKIEJ**

**HELENA HERCMAN**

**REKONSTRUKCJA ELEMENTÓW  
ŚRODOWISKA GEOLOGICZNEGO  
TATR ZACHODNICH NA PODSTAWIE  
DATOWANIA IZOTOPOWEGO  
NACIEKÓW JASKINIOWYCH**

**MATEMATYKA-FIZYKA**

**GEOCHRONOMETRIA 8**

**Z. 66  
GLIWICE  
1991**

**POLITECHNIKA ŚLĄSKA**

**ZESZYTY NAUKOWE**

**NR 1080**

**HELENA HERCMAN**

**REKONSTRUKCJA ELEMENTÓW  
ŚRODOWISKA GEOLOGICZNEGO  
TATR ZACHODNICH NA PODSTAWIE  
DATOWANIA IZOTOPOWEGO  
NACIEKÓW JASKINIOWYCH**

**G L I W I C E**

**1 9 9 1**

OPINIODAWCA

Prof. dr hab. Adam Kotarba,  
Doc. dr Jan Rudnicki

KOLEGIUM REDAKCYJNE

REDAKTOR NACZELNY — Prof. dr hab. inż. Jan Węgrzyn  
REDAKTOR DZIAŁU — Doc. dr inż. Bogusław Nasowicz  
SEKRETARZ REDAKCJI — Mgr Elżbieta Leško

OPRACOWANIE REDAKCYJNE

Mgr Kazimiera Rymarz

Wydano za zgodą  
Rektora Politechniki Śląskiej

Druk z makiet przygotowanych przez Autora

PL ISSN 0072-470X

Wydawnictwo Politechniki Śląskiej  
ul. Kujawska 3, 44-100 Gliwice

---

Nakł. 150+55	Ark. wyd. 9,5	Ark. druk. 8,75	Papier offset. kl. III 70x100. 70g
Oddano do druku 3.10.90	Podpis. do druku 3.10.90	Druk ukończ. w czerwcu 1991	
Zam 516/90			Cena zł 8 100,—

---

Fotokopie, druk i oprawę  
wykonano w Zakładzie Graficznym Politechniki Śląskiej w Gliwicach

Praca wykonana w Laboratorium <sup>14</sup>C  
Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej  
pod kierunkiem doc. dr hab. Mieczysława F. Pazdura

## SPIS TREŚCI

WSTĘP .....	13
I. PODSTAWY FIZYCZNE STOSOWANYCH METOD DATOWANIA .....	15
I.1 Celowość datowania nacieków jaskiniowych .....	15
I.2 Podział metod datowania izotopowego .....	16
I.2.1 Metody geochronologii izotopowej .....	16
- Metody wykorzystujące długożyciowe izotopy występujące w przyrodzie .....	17
- Grupa metod wykorzystujących zaburzenie stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym.....	17
- Metody wykorzystujące izotopy kosmogenne .....	17
I.2.2 Metody dozymetryczne .....	17
I.3 Podstawy fizyczne metod datowania izotopowego stoso- wanych w pracy .....	18
I.3.1 Metoda radiowęglą .....	18
I.3.2 Metody termoluminescencji (TL) i elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR,EPR) .....	19
- Pomiar ilości zapełnionych pułapek elektronowych .....	21
- Metoda termoluminescencji (TL) .....	21
- Metoda elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR, EPR) .....	23
- Zasada datowania metodami TL i ESR .....	24
- Historia badań .....	26
- Porównanie metod TL i ESR .....	26
- Wyznaczanie dawki geologicznej .....	27
- Wyznaczanie dawki pochłoniętej .....	27
- Opis widm TL i ESR kalcytu .....	30
- Widmo ESR .....	30
- Widmo TL .....	30
- Naświetlanie próbek dawkami laboratoryjnymi promieniowania jonizującego .....	30
- Wyznaczanie mocy dawki pochłoniętej (dawki rocznej) .....	37
II METODYKA DATOWANIA NACIEKÓW JASKINIOWYCH .....	41
II.1 Wstęp .....	41
II.2 Metoda $^{14}\text{C}$ .....	42
II.3 Metody TL i ESR .....	42

II.3.1	Wstępne przygotowanie próbek .....	42
II.3.2	Określanie wielkości dawki geologicznej .....	43
-	Pomiary TL .....	43
-	Pomiary ESR .....	43
-	Wyznaczanie wartości dawki geologicznej (ED).....	45
II.4	Pomiar mocy dawki zewnętrznej .....	47
II.5	Określanie mocy dawki wewnętrznej .....	47
II.5.1	Analiza widma .....	50
II.5.2	Poprawka na zmianę wzmocnienia .....	51
II.5.3	Obliczenia .....	53
II.5.4	Dobór zakresu analizowanego widma .....	56
II.6	Uwzględnianie stanu nierównowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym .....	56
II.7	Dokładność datowania nacieków metodami TL i ESR .....	65
III	TEREN BADAN I ANALIZOWANY MATERIAŁ .....	69
III.1	Zjawiska krasowe na tle budowy geologicznej Tatr Zachodnich .....	70
III.2	Obserwacje terenowe .....	74
III.2.1	Jaskinia Magurska .....	76
III.2.2	Jaskinia Kasprowa Niżnia .....	80
III.2.3	Pozostałe jaskinie .....	83
-	Jaskinia Miętusia .....	83
-	Jaskinia Goryczkowa .....	84
-	Jaskinia Kalacka .....	85
-	Jaskinia Bystra .....	85
-	Jaskinia Bandzioch Kominiarski .....	85
IV	WYNIKI DATOWANIA PRÓBEK Z WYBRANYCH JASKIŃ TATRZAŃSKICH .....	87
IV.1	Metoda $^{14}\text{C}$ .....	87
IV.1.1	Analizy próbek kości <i>Ursus spelaeus</i> .....	87
IV.1.2	Wyniki analiz próbek nacieków .....	88
IV.2	Metody termoluminescencji (TL) i elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR) .....	90
IV.2.1	Pomiary mocy dawki zewnętrznej w wybranych jaskiniach tatrzańskich .....	90
-	Jaskinia Dziura .....	91
-	Jaskinia Kasprowa Niżnia .....	92
-	Jaskinia Magurska .....	94
-	Inne jaskinie .....	96
IV.2.2	Pomiary mocy dawki wewnętrznej .....	96
IV.2.3	Pomiary dawki geologicznej (ED) .....	98
IV.2.4	Wyniki datowania nacieków metodami TL i ESR .....	99
V	GEOLOGICZNA INTERPRETACJA WYNIKÓW DATOWANIA NACIEKÓW Z JASKIŃ TATRZAŃSKICH .....	101
V.1	Porównanie wyników uzyskanych różnymi metodami .....	101
V.2	Okresy krystalizacji nacieków w jaskiniach tatrzańskich .....	105

V.3 Korelacja okresów krystalizacji nacieków w jaskiniach tatrzańskich ze zdarzeniami klimatycznymi .....	107
V.4 Wiek wcięć dolinnych w Tatrach w świetle wyników datowania nacieków jaskiniowych .....	111
V.5 Określanie wieku zawałisk i ruchów tektonicznych w jaskiniach na podstawie datowania nacieków .....	114
V.6 Podsumowanie wyników .....	117
V.7 Próba odtworzenia rozwoju jaskiń w rejonie Zlewni Bystrej .....	119
WNIOSKI KOŃCOWE .....	122
LITERATURA .....	125
STRESZCZENIA .....	134

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	13
I. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИМЕНЯЕМЫХ МЕТОДОВ ДАТИРОВАНИЯ .....	15
I.1 Целосообразность датирования пещерных натеков .....	16
I.2 Классификация изотопных методов датирования .....	16
I.2.1 Методы изотопной геохронологии .....	16
- Методы использующие долгоживущие изотопы выступающие в природе .....	17
- Группа методов использующих нарушение равновесия в урановом ряде .....	17
- Методы использующие космогенные изотопы .....	17
I.2.2 Дозиметрические методы .....	17
I.3 Физические основы методов изотопного датирования применяемых в работе .....	18
I.3.1 Метод радиоуглерода .....	18
I.3.2 Методы термолуминесценции (TL) и электронного - парамагнитного резонанса (ESR, EPR) .....	19
- Измерение количества занятых электронных ловушек .....	21
- Метод термолуминесценции (TL) .....	21
- Метод электронного парамагнитного резонанса (ESR, EPR) .....	23
- Принцип датирования методами TL и ESR .....	24
- История исследований .....	26
- Сравнение методов TL и ESR .....	26
- Определяние геологической дозы .....	27
- Определяние поглощенной дозы .....	27
- Описание спектров TL и ESR кальцита .....	30
- Спектр ESR .....	30
- Спектр TL .....	30
- Экспозиция образцов .....	30
- Определяние поглощенной дозы (годовой дозы) .....	37
II МЕТОДИКА ДАТИРОВАНИЯ ПЕЩЕРНЫХ НАТЕКОВ .....	41
II.1 Введение .....	41
II.2 Метод радиоуглерода .....	42
II.3 Методы TL и ESR .....	42
II.3.1 Предварительное приготовление образцов .....	42
II.3.2 Определение геологической дозы .....	43



- Измерения TL .....	43
- Измерения ESR .....	43
- Определяние геологической дозы (ED).....	45
II.4 Измерение внешней дозы .....	47
II.5 Определение внутренней дозы .....	47
II.5.1 Анализ спектра .....	50
II.5.2 Поправка для изменения усиления .....	51
II.5.3 Расчеты .....	53
II.5.4 Выбор диапазона спектра .....	56
II.6 Принятие во внимание состояния неравновесия в урановом ряде .....	56
II.7 Точность датирования натеков методами TL и ESR .....	65
III МЕСТНОСТЬ ИССЛЕДОВАНИЙ И АНАЛИЗИРОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ .....	69
III.1 Карстовые явления на фоне геологической структуры Западных Татер .....	70
III.2 Местные наблюдения .....	74
III.2.1 Магурская Пещера .....	76
III.2.2 Каспробая Нижня Пещера .....	80
III.2.3 Остальные пещеры .....	83
- Мятуся Пещера .....	83
- Горичковая Пещера .....	84
- Каляцкая Пещера .....	85
- Быстрая Пещера .....	85
- Пещера Бандэнох Коминьярский .....	85
IV РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ ИЗ ИЗОБРАННЫХ ТАТЕРНЫХ ПЕШЕР .....	87
IV.1 Метод радиоуглерода .....	87
IV.1.1 Анализ образцов костей <i>Ursus spelæus</i> .....	87
IV.1.2 Результаты анализов образцов натеков .....	88
IV.2 Методы термолюминесценции (TL) и электронного парамагнитного резонанса (ESR) .....	90
IV.2.1 Измерения внешней дозы в избранных татерных пещерах .....	90
- Пещера Дэвра .....	91
- Каспробая Нижня Пещера .....	92
- Магурская Пещера .....	94
- Другие пещеры .....	96
IV.2.2 Измерения внутренней дозы .....	96
IV.2.3 Измерения геологической дозы (ED) .....	98
IV.2.4 Результаты датирования методами TL и ESR .....	99
V ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАТИРОВАНИЯ НАТЕКОВ ИЗ ТАТЕРСКИХ ПЕШЕР .....	101
V.1 Сравнение результатов полученных по различным методам .....	101
V.2 Периоды кристаллизации натеков в татерных пещерах .....	105
V.3 Корреляция между периодами кристаллизации татерных	

натеков и климатическими изменениями .....	107
V.4 Возраст долинных врезов в Татрах на фоне результатов датирования пещерных натеков .....	111
V.5 Определяние возраста оброшений и тектонических движений в пещерах на фоне датирования натеков .....	114
V.6 Суммирование результатов .....	117
V.7 Проверка реконструкции эволюции пещер в районе бодоена Быстрой .....	119
ПРЕДЛОЖЕНИЯ .....	122
ЛИТЕРАТУРА .....	125
РЕЗЮМЕ .....	134

CONTENTS

INTRODUCTION.....	13
I. PHISICAL PRINCIPLES OF RADIOISOTOPIC DATING METHODS.....	15
I.1 Necessity of dating of speleothems .....	15
I.2 Isotopic dating methods .....	16
I.2.1 Methods of isotope geochronology .....	16
- Methods using long-lived isotopes .....	17
- Methods using transient nonequilibrium state in the Uranium series .....	17
- Methods using cosmogenic isotopes .....	17
I.2.2 Paleodosimetric methods .....	17
I.3 Dating methods used in this work .....	18
I.3.1 Radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) method .....	18
I.3.2 Thermoluminescence (TL) and Electron Spin Resonance (ESR, EPR) dating methods .....	19
- Measurements of filled electron traps population .....	21
- Thermoluminescence dating method (TL) .....	21
- Electron Spin Resonance dating method (ESR, EPR) .....	23
- Principles of TL and ESR dating methods .....	24
- The history of research .....	26
- Comparison of TL and ESR dating methods .....	26
- Determination of the geological dose .....	27
- Determination of the absorbed dose .....	27
- Description of TL and ESR signals from calcite .....	30
- ESR spectrum of calcite samples .....	30
- TL spectrum of calcite samples .....	30
- Irradiation of samples with laboratory ionizing radiation .....	30
- Determination of the absorbed dose-rate (the annual dose) .....	37
II APPLICATION OF DATING METHODS TO CAVE SPELEOTHEMS .....	41
II.1 Introduction .....	41
II.2 Radiocarbon method .....	42
II.3 TL and ESR methods .....	42
II.3.1 Samples pretreatment .....	42
II.3.2 Geological absorbed dose assessment .....	43
- TL measurements .....	43

- ESR measurements .....	43
- Geological equivalent dose (ED) determination .....	45
II.4 Measurements of the external dose rate .....	47
II.5 Determination of the internal dose rate .....	47
II.5.1 Gamma radiation spectrum analyses .....	50
II.5.2 Corrections for gain instabilities .....	51
II.5.3 Isotope concentration calculations .....	53
II.5.4 Selection of the spectrum range .....	56
II.6 Correction for disequilibrium in the Uranium series .....	56
II.7 Accuracy of TL and ESR dating methods applied to speleothems .....	65
III AREA OF GEOLOGICAL STUDY AND THE DATED MATERIAL .....	69
III.1 Geological structure of Western Tatra Mts. and Karst phenomena .....	70
III.2 Field relations .....	74
III.2.1 Magurska Cave .....	76
III.2.2 Kasprowa Niżnia Cave .....	80
III.2.3 Other caves .....	83
- Miętusia Cave .....	83
- Jaskinia Goryczkowa .....	84
- Kalacka Cave .....	85
- Bystra Cave .....	85
- Bandzioch Kominiarski Cave .....	85
IV RESULTS OF DATING OF SAMPLES FROM SELECTED CAVES .....	87
IV.1 Radiocarbon method results .....	87
IV.1.1 Analysys of <i>Ursus spelaeus</i> bone samples .....	87
IV.1.2 Results of the analysys of speleothem samples .....	88
IV.2 TL and ESR dating methods results .....	90
IV.2.1 External dose rates in selected caves .....	90
- Dziura Cave .....	91
- Kasprowa Niżnia Cave .....	92
- Magurska Cave .....	94
- Other caves .....	96
IV.2.2 Internal dose rates in dated samples .....	96
IV.2.3 Equivalent doses (ED) in dated samples .....	98
IV.2.4 TL and ESR ages .....	99
V GEOLOGICAL INTERPRETATION OF RESULTS .....	101
V.1 Comparison of results obtained by means of different methods .....	101
V.2 Periods of speleothems cristalization and growth in the Tatra MTS. ....	105
V.3 Correlation of speleothems growth periods with climate .....	107
V.4 Valley incision ages deduced from speleothems datings .....	111
V.5 Determination of ages of rock falls and tectonic movements in caves .....	114

V.6 Summary .....	117
V.7 Reconstruction of cave developing processes in the Bystra Basin - a proposition .....	119
CONCLUSIONS .....	122
REFERENCES .....	125
SUMMARY .....	134

## WSTĘP

„Człowiek nie może zbadać dzieła,  
jakie się dokonuje pod słońcem;  
jakkolwiek się trzyma,  
by szukać - nie zbada.  
A nawet mędrzec, chociażby twierdził.  
że je zna - nie może go zbadać.”

(Koh 8, 17b)

Przedstawiana rozprawa obejmuje efekty pięciu lat badań prowadzonych w Laboratorium  $^{14}\text{C}$  Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Na początku 1985 roku rozpoczęte zostały systematyczne prace mające na celu opracowanie metodyki datowania nacieków jaskiniowych. Jako teren badań wybrano jaskinie leżące na obszarze Zlewni Bystrej w Tatrach. W późniejszym okresie podjęte były też prace zmierzające do datowania nacieków z jaskiń słowackich, bułgarskich i włoskich. Prace te są częścią większych programów badawczych, w których bierze udział zespół Laboratorium  $^{14}\text{C}$  w Gliwicach. Praca ta ma charakter metodyczny i na przykładzie jaskiń tatrzańskich ma wskazać na możliwości wykorzystania datowania nacieków jaskiniowych w geologii. Przedstawia ona wyniki pierwszego etapu pracy. Problematyka datowania nacieków stanowi nadal jedno z licznych zagadnień jakimi zajmuje się nasze laboratorium. Aktualnie prowadzone są prace zmierzające do usunięcia niektórych ograniczeń i wątpliwości wskazanych w tekście.

Niniejsze opracowanie nie pretenduje do rangi ostatecznego i pełnego opracowania geologicznego wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich. Wyniki prezentowane w tej pracy mogą stanowić podstawę do wielu dalszych szczegółowych rozważań dotyczących paleogeografii czy warunków sedymentacji, na które zabrakło tu miejsca. Celowe wydawało się zebranie i przedstawienie wyników prowadzonych prac w prezentowanej formie. Przedstawiona metodyczna strona zagadnień datowania nacieków metodami  $^{14}\text{C}$ , TL i ESR konieczna jest do świadomego korzystania i ustosunkowania się do liczbowych wyników analiz. Zebrane jest tam minimum wiadomości niezbędne do prawidłowej oceny i interpretacji wyników. Z kolei materiał analityczny zebrany w ciągu kilku lat pracy stał się tak

obszerny, że celowe wydaje się udostępnienie go szerszemu gronu osób zainteresowanych czwartorzędową historią Tatr.

Obecnie prawie wszystkie większe prace prowadzone są przez zespoły badawcze. Także ta praca nie powstałaby bez udziału licznego grona osób, bez ich cierpliwości, zachęty i pomocy. W pierwszym rzędzie chciałabym podziękować doc. dr hab. Mieczysławowi F. Pazdurowi za opiekę w trakcie pięciu lat zbierania materiałów do pracy. Za Jego cierpliwość, wiele cennych rad i długie niejednokrotnie dyskusje. Szczególnie za Jego odwagę, która pozwoliła Mu zaryzykować i przyjąć do zespołu laboratorium osobę bez fachowego przygotowania fizycznego, a co więcej - pozwolić bez żadnych ograniczeń wybierać tematykę i materiał do prowadzonych prac. Całemu zespołowi Laboratorium należą się słowa wdzięczności za ciągłą pomoc i wprowadzenie mnie w tajniki techniki pomiarowej stosowanych metod. Szczególnie gorąco chciałabym podziękować dr. A. Walanusowi za zbudowanie polowej sondy gamma przeznaczanej specjalnie do pomiarów w jaskiniach i pełną poświęcenia pomoc w wykonywaniu pomiarów, łącznie z pracami pomiarowymi w jaskiniach; oraz mgr. T. Goslarowi, bez którego „wsparcia matematycznego” szczegółowe obliczenia w rozwiązaniach niektórych problemów matematycznych byłyby dla mnie bardzo trudną przeszkodą do pokonania. Dziękuję też mgr D. Michczyńskiej za pomoc w żmudnych i uciążliwych pracach końcowej redakcji pracy i mgr E. Goslar za pomoc w wykonaniu ilustracji.

Chciałabym podziękować także dr. Jerzemu Głazkowi, który już od czasu moich studiów na Wydziale Geologii UW wprowadzał mnie w tajniki geologii krasu i umiejętnie podsyczał moje zainteresowanie krasem tatrzańskim i metodami izotopowymi w geologii. Bez Jego życzliwości i pomocy niemożliwe byłoby zebranie tak bogatego materiału badawczego. Jemu zawdzięczam możliwość analizy próbek z Jaskini Bystrej. Dziękuję też za Jego ciągłą gotowość do dyskusji, rady i pomocy.

Wyrazy wdzięczności należą się też licznemu gronu przyjaciół, z którymi miałam przyjemność chodzić do jaskiń tatrzańskich. Bez ich pomocy i współpracy niemożliwe byłoby zebranie materiałów z niektórych jaskiń. Wykonanie tej pracy niemożliwe byłoby też bez zgody Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego. Dziękuję szczególnie pracownikom Działu Naukowego TPN za wiele życzliwości i bardzo miłą współpracę przez cały okres mojej pracy w Tatrach.

Najserdeczniej dziękuję wszystkim tym, którzy przyczynili się do powstania tej pracy. Szczególnie tym bliskim mi ludziom, którzy przekonali mnie do podjęcia tego trudu i pomogli mi doprowadzić go do końca mimo wielu trudności.

## ROZDZIAŁ I PODSTAWY FIZYCZNE STOSOWANYCH METOD DATOWANIA

### I.1 CELOWOŚĆ DATOWANIA NACIEKÓW JASKINIOWYCH

Odtwarzanie historii Ziemi i rozwoju ludzkości w różnych rejonach świata wymaga korelacji fragmentarycznych zapisów geologicznych w osadach lądowych z zapisami w osadach morskich. Niezbędna jest do tego uniwersalna, możliwie precyzyjna skala czasu. Liczne prace dowiodły, że osadzanie nacieków w głębi jaskiń współczesnej strefy klimatu umiarkowanego w plejstocenie było przerywane, a przynajmniej silnie zredukowane, w okresach glacialnych, co można tłumaczyć niską aktywnością biologiczną, małą produkcją CO<sub>2</sub> w glebie w czasie występowania wiecznej zmarzliny i klimatu peryglacialnego (Thompson et al., 1974; Harmon et al., 1975, 1977; Harmon, 1975, 1980 a,b; Atkinson et al., 1978; Głazek, Harmon, 1981; Głazek, 1985).

Analiza dotychczasowych wyników datowania nacieków jaskiniowych umożliwiła określenie czasu trwania okresów o klimacie interglacialnym w Europie i Ameryce Północnej, sprzyjającym osadzaniu nacieków (Thompson, Schwarcz, 1973; Harmon, 1980 a; Hennig et al., 1980 a,b; Lauritzen, Gascoyne, 1980; Gascoyne et al., 1983; Hennig et al., 1983; Głazek, 1984; Głazek, 1985). Datowanie nacieków z załanych przez morze jaskiń na wyspach strefy subtropikalnej pozwoliło na rejestrację okresów eustatycznego obniżania poziomu morza podczas zlodowaceń, związanego z uwięzieniem dużej ilości wód w lądolodach (Harmon et al., 1978, 1981; Gascoyne et al., 1979; Harmon, 1980 a). Datowanie nacieków z jaskiń zawierających zabytki archeologiczne pozwala w wielu przypadkach na określenie wieku stanowisk archeologicznych (np. Harmon, 1980 b; Debenham, Aitken, 1984).

Poza określaniem wieku poszczególnych zdarzeń klimatycznych i geologicznych w przeszłości datowanie nacieków jaskiniowych pozwala na oszacowanie prędkości niektórych procesów geologicznych. Datowanie nacieków z jaskiń znajdujących się obecnie poniżej poziomu morza i z wynurzonych raf koralowych na wyspach oceanicznych pozwoliło określić prędkość glacialnego obniżania poziomu morza w czasie narastania lądolodów i interglacialnego podnoszenia się poziomu oceanu światowego (Harmon et al., 1978; Harmon, 1980 a). Datowanie nacieków z jaskiń położonych ponad dnem obecnych dolin górskich może dostarczyć danych dotyczących czasu i



tempa wynoszenia masywów górskich (Ford, 1973; Ford et al. 1981). Dodatkowo datowanie nacieków jaskiniowych umożliwia umieszczenie w skali czasu wyników innych analiz tego materiału np. danych paleoklimatycznych odczytanych na podstawie zmian stosunków izotopów stabilnych (Harmon, 1975, 1980 a; Schwarcz et al., 1976; Harmon et al., 1978, 1979; Gaskoyne et al., 1980; Różański, Duliński, 1985).

Jak widać, nacieki są materiałem mogącym dostarczyć wielu cennych informacji na temat warunków klimatycznych, paleogeografii, osadnictwa paleolitycznego, tempa procesów itd. w przeszłości. Przy próbach datowania materiałów geologicznych wielkie znaczenie ma wybór metody odpowiedniej dla danej substancji i jej przypuszczalnego wieku oraz prawidłowa interpretacja stratygraficzna otrzymanego wieku izotopowego.

## 1.2 PODZIAŁ METOD DATOWANIA IZOTOPOWEGO

Głównym problemem z jakim spotyka się geolog w swojej pracy jest odtworzenie przebiegu zjawisk geologicznych w czasie. Bezpośredni pomiar czasu, jaki upłynął od badanego zdarzenia geologicznego, nie jest możliwy, jednak pomiar wybranych wielkości fizycznych, zmieniających się w czasie w regularny sposób, umożliwia powiązanie wyników pomiarów z czasem jaki upłynął od interesującego nas zdarzenia.

Większość stosowanych metod wykorzystuje zjawisko promieniotwórczości izotopów występujących w przyrodzie. Ogólnie metody te można podzielić na dwie grupy. Pierwsza grupa metod wykorzystuje zmiany w składzie izotopowym badanej substancji, opisywane prawem zaniku promieniotwórczego. Przemiany te przebiegają w sposób regularny i tempo ich określone jest przez podstawowe własności fizyczne jąder atomowych. Druga grupa metod wykorzystuje naturalne własności dozymetryczne niektórych substancji. Efekty oddziaływania promieniowania emitowanego w trakcie naturalnych przemian promieniotwórczych na badaną substancję zależą od wielkości dawki pochłoniętej przez materiał, a więc od aktywności izotopów promieniotwórczych zawartych w próbce i jej otoczeniu oraz od czasu.

### 1.2.1 Metody geochronologii izotopowej

Metody te wykorzystują przemiany promieniotwórcze izotopów o różnym pochodzeniu. Umownie można wyróżnić trzy grupy metod, w których stosowane są izotopy o różnej genezie i różnych czasach życia, a stosownie do tego metody te mogą służyć do datowania w różnych przedziałach czasowych.

- 1) Izotopy występujące obecnie w przyrodzie dzięki wystarczająco długiemu, w porównaniu z wiekiem Ziemi, czasowi połowicznego zaniku. Izotopy te wchodziły w skład pierwotnej materii tworzącej ziemię. Ich okresy połowicznego zaniku nie mogą być jednak także zbyt duże, gdyż tempo przemian promieniotwórczych, a co za tym idzie, analizowane zmiany składu izotopowego, byłyby zbyt małe (przyjmuje się, że

maksymalnie okres półrozpadu może być rzędu  $10^{12}$  lat). W zależności od badanej substancji mogą to być następujące izotopy:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{176}\text{Lu}$ ,  $^{187}\text{Re}$ ,  $^{138}\text{La}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{190}\text{Pt}$ .

2) Izotopy o mniejszym czasie połowicznego zaniku tworzone systematycznie w szeregu następujących po sobie przemian promieniotwórczych - można tu zaliczyć izotopy naturalnych szeregów promieniotwórczych: uranowego, aktywnego i torowego.

3) Izotopy krótkożyciowe tworzone stale w górnych warstwach atmosfery w reakcjach jądrowych z udziałem promieniowania kosmicznego (izotopy kosmogenne). Praktyczne zastosowanie mają izotopy:  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  i  $^{39}\text{Ar}$

- Metody wykorzystujące długożyciowe izotopy występujące w przyrodzie

Z metod grupy pierwszej, wykorzystujących przemiany izotopów pierwotnych w badaniach osadów czwartorzędowych, zastosowanie znajdują jedynie metody potasowo-argonowa i helowa. Metoda potasowo-argonowa znalazła zastosowanie przede wszystkim do badania głównych minerałów skałotwórczych potasu - skaleni i łuszczyków. Ze względu na duże zdolności retencji argonu dobre wyniki uzyskano też przy badaniach amfiboli. W ostatnich latach, dzięki rozwojowi technik pomiarowych, w tym spektrometrii mas, możliwe okazało się w szczególnie sprzyjających warunkach datowanie bogatych w potas skał magmowych o wieku rzędu 2-5 tys. lat (Cassignol, Gillot, 1982; Gale, Odin, 1984).

Metoda helowa początkowo stosowana była do datowania skał magmowych (Holmes, 1937). Z uwagi na słabe zdolności retencji helu w tych skałach próby datowania metodą helową zostały zarzucone. W latach sześćdziesiątych z powodzeniem zastosowano tę metodę do badania magnetytów i pirytów wykazujących dużą retencję helu, a ostatnio do datowania kenozoicznych skamieniałości aragonitowych, głównie koralów (Bender, 1973; Turekian et al., 1970; Larson, 1980).

- Grupa metod wykorzystujących zaburzenie stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym

Główna grupa metod izotopowych stosowanych do datowania nacieków jaskiniowych wykorzystuje izotopy stale tworzone w naturalnych szeregach promieniotwórczych. Największe znaczenie obecnie mają metody oparte na zjawisku zaburzenia stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym. Do grupy tej należą metody: uranowo-torowa, uranowa i uranowo-protaktynowa. Znajdują one zastosowanie przy badaniu różnego typu osadów węglanowych i skamieniałości. Szczegółowo podstawy fizyczne i bogatą literaturę dotyczącą zastosowania tych metod można znaleźć np. w pracy Głazek, Hercman, 1985.

- Metody wykorzystujące izotopy kosmogenne

Jedyną praktycznie stosowaną metodą chronometryczną wykorzystującą promieniotwórczy izotop kosmogenny jest obecnie metoda węgla  $^{14}\text{C}$ .

1.2.2 Metody dozymetryczne

Druga grupa metod może być określona wspólną nazwą metod

dozymetrycznych. Praktycznie stosowane są trzy metody:

1° metoda śladów spontanicznego rozszczepienia - FT,

2° metoda termoluminescencji - TL,

3° metoda elektronowego rezonansu paramagnetycznego - EPR, (ESR).

Pierwsza z nich (FT) jest metodą dobrze rozpoznaną, o ustalonych zasadach metodycznych i określonym miejscu wśród metod geochronologicznych (np. Burchart, 1985). Kolejna metoda (TL) dopiero znajduje sobie miejsce wśród metod geochronologii czwartorzędu, a prowadzone intensywne badania wskazują, że będzie to miejsce trwałe. Najmłodszą i będącą równocześnie w najwcześniejszej fazie rozwoju jest metoda elektronowego rezonansu paramagnetycznego (EPR).

### I.3 PODSTAWY FIZYCZNE METOD DATOWANIA IZOTOPOWEGO STOSOWANYCH W PRACY

#### I.3.1 Metoda radiowęglowa

Metoda radiowęglowa opiera się na założeniu stałej koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w aktywnej biosferze. Izotop  $^{14}\text{C}$  wytwarzany w górnych warstwach atmosfery bierze udział w obiegu węgla w przyrodzie i jego ubytek spowodowany rozpadem promieniotwórczym jest kompensowany przez żywe organizmy w wyniku asymilacji (rośliny) lub przyjmowania pożywienia (zwierzęta i ludzie). W momencie obumarcia organizmu ustaje wymiana między organizmem a otoczeniem i ilość węgla  $^{14}\text{C}$  maleje zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego. Czas jaki upłynął od momentu śmierci organizmu można określić na podstawie zależności:

$$t = 8033 \cdot \ln \frac{S_0}{A}, \quad (1.1)$$

gdzie:  $S_0$  - aktywność  $^{14}\text{C}$  współczesnej biosfery,  $A$  - mierzona aktywność  $^{14}\text{C}$  badanej próbki.

W przypadku datowania osadów węglanowych sytuacja jest bardziej skomplikowana. Ze względu na przebieg procesów fizycznych i chemicznych w trakcie cyrkulacji wód i sedymentacji osadu, początkowa aktywność izotopu  $^{14}\text{C}$  w badanej substancji zwykle różni się istotnie od aktywności  $^{14}\text{C}$  żyjącej biosfery. Koncentracja izotopu  $^{14}\text{C}$  w wodach powierzchniowych zawiera się w granicach 50-100% koncentracji  $^{14}\text{C}$  współczesnej biosfery. Na podstawie licznych pomiarów aktywność początkowa  $^{14}\text{C}$  w naciekach przyjęta została za równą 85% aktywności współczesnej biosfery (Labeyrie et al., 1967; Geyh, 1972; Srdoč et al., 1977). Tak więc przy określaniu wieku radiowęglowego próbek nacieków w równaniu (1.1) musi być uwzględniona początkowa aktywność  $^{14}\text{C}$  w naciekach różniąca się od aktywności  $^{14}\text{C}$  współczesnej biosfery ( $S_0$ ).

Przyjmując:

$$A_0 = \alpha S_0, \quad (1.2)$$

gdzie:  $A_0$  - początkowa aktywność  $^{14}\text{C}$  w nacieku,  $\alpha$  - współczynnik

rozcieńczenia i podstawiając równanie (1.2) do (1.1) otrzymujemy:

$$t = 8033 \ln \frac{A_0}{\alpha A} = 8033 \ln \frac{A_0}{A} - 8033 \ln \alpha = T + T_{app} \quad (1.3)$$

Pierwszy składnik w powyższym równaniu

$$T = 8033 \ln \frac{A_0}{A} \quad (1.4)$$

ma sens konwencjonalnego wieku radiowęglowego nacieku, a drugi składnik

$$T_{app} = - 8033 \ln \alpha \quad (1.5)$$

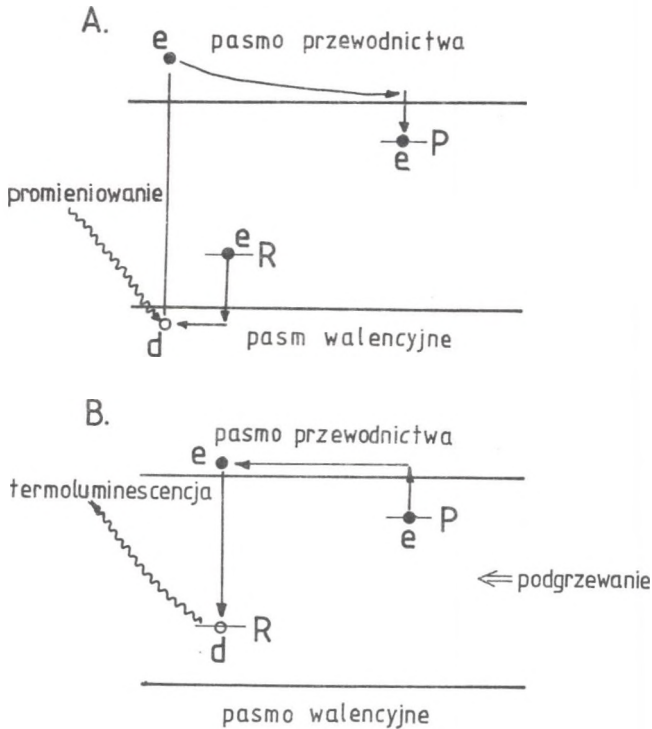
nazywany jest wiekiem pozornym i powinien być określony niezależnie. Należy zaznaczyć, że ponieważ  $\alpha < 1$ , wielkość  $T_{app}$ , zdefiniowana wzorem (1.5), ma wartość dodatnią. Gdy w pomiarach określa się  $S_0$  i  $A$ , konieczne jest wyznaczenie (lub przyjęcie) wartości  $T_{app}$  lub  $\alpha$  w celu otrzymania prawidłowych wartości wieku radiowęglowego nacieków. Przyjmowana wartość  $\alpha = 0.85$  odpowiada  $T_{app} = 1300$  lat.

Pierwsze próby datowania nacieków przy zastosowaniu metody  $^{14}\text{C}$  podjęte zostały już w pierwszych latach rozwoju metody datowania radiowęglowego (Munnich, Vogel, 1959). Wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  nacieków wykorzystywane były do analizy zmian paleoklimatycznych (Labeyrie et al., 1967), określania zmian zasięgu linii brzegowych (Evin et al., 1973) i w badaniach innych problemów geologicznych. Połączenie datowania radiowęglowego z analizą izotopów stabilnych (O; C; H) w naciekach może dostarczyć danych do rekonstrukcji zmian klimatycznych w przeszłości (np. Pazdur, 1987).

Wiarygodność dat  $^{14}\text{C}$  otrzymywanych dla nacieków czasami jest kwestionowana (Hennig et al., 1980), ale wydaje się, że podstawy metodyczne datowania  $^{14}\text{C}$  nacieków są dobrze opracowane (Labeyrie et al., 1967; Delibrias et al., 1969; Evin et al., 1973; Geyh, 1972), szczególnie dla próbek o wieku do 20-30 tysięcy lat. Dla próbek starszych może zachodzić zanieczyszczenie współczesnym  $\text{CaCO}_3$  z wysoką koncentracją  $^{14}\text{C}$  powodowaną przez efekt bombowy (Pazdur, Pazdur, 1982). Zagrożenie to jest stosunkowo niewielkie dla próbek masywnych nie wykazujących mikroskopowych śladów rekrytalizacji czy korozji.

### 1.3.2 Metody termoluminescencji (TL) i elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR, EPR)

Podczas krystalizacji kryształu w warunkach normalnych do jego sieci wprowadzane są defekty, z którymi związane są pewne dodatkowe poziomy energetyczne w pasmie wzbronionym, nazywane pułapkami elektronowymi. W nowo powstałym kryształ, w którym elektrony są w równowadze termicznej z siecią krystaliczną, pułapki te nie są obsadzone. Promieniowanie jonizujące śladowych domieszek radioaktywnych obecnych w kryształ i otaczającym środowisku oraz promieniowanie kosmiczne padając na kryształ przekazuje część swojej energii elektronom z pasma walencyjnego (podstawowego) i umożliwia im przejście do pasma przewodnictwa (rys. 1a).



Rys. 1. Uproszczony schemat poziomów energetycznych w kryształach; A - mechanizm zapełniania pułapek elektronowych pod wpływem promieniowania jonizującego, B - uwalnianie elektronów z pułapek w czasie podgrzewania próbki; p - poziom pułapkowy, R - centrum rekombinacji, e - elektron, d - dziura

Fig. 1. Simplified diagram showing energetic levels in crystals. A - mechanism of electron trapping caused by ionizing radiation; B - processes occurring during heating of the sample; p - trapping level, R - recombination center, e - electron, d - hole

Część z nich zostaje następnie uwięziona w pułapkach elektronowych. Ilość zapełnionych pułapek zależy od pochłoniętej przez kryształ dawki promieniowania. Czas przebywania elektronów w stanie pułapkowym w warunkach naturalnych wynosi od ułamków sekundy do milionów lat i zależy od różnicy energii między dnem pasma przewodnictwa a poziomem pułapkowym, głębokości pułapki i temperatury otoczenia. Długie czasy przebywania elektronu w pułapce związane są z tym, że najczęściej elektron nie może przejść bezpośrednio z pułapki do pasma walencyjnego. Możliwa droga prowadzi przez pasmo przewodnictwa i centrum rekombinacji (rys. 1b). Jeżeli głębokość pułapki wynosi  $E_a$ , to średni czas życia  $\tau$  w temperaturze

T wynosi:

$$\tau = A e^{-E_a/kT}, \quad (1.6)$$

gdzie: A - stała, k - stała Boltzmana,

Jak już zaznaczono, ilość zapełnionych pułapek jest proporcjonalna do pochłoniętej dawki promieniowania, a więc do aktywności izotopów promieniotwórczych w kryształach i otoczeniu oraz od czasu oddziaływania promieniowania na kryształ. W przypadku nacieków jaskiniowych efekt działania promieniowania kosmicznego jest zaniedbywalny wskutek pochłaniania w skałach ponad jaskinią. Tak więc, jeśli na podstawie pomiarów ilości zapełnionych pułapek określimy wielkość pochłoniętej dawki promieniowania oraz jej natężenie i jego zmiany w historii próbki, to możemy określić czas jaki upłynął od momentu krystalizacji nacieku do chwili analizy.

- POMIAR ILOŚCI ZAPEŁNIONYCH PUŁAPEK ELEKTRONOWYCH.

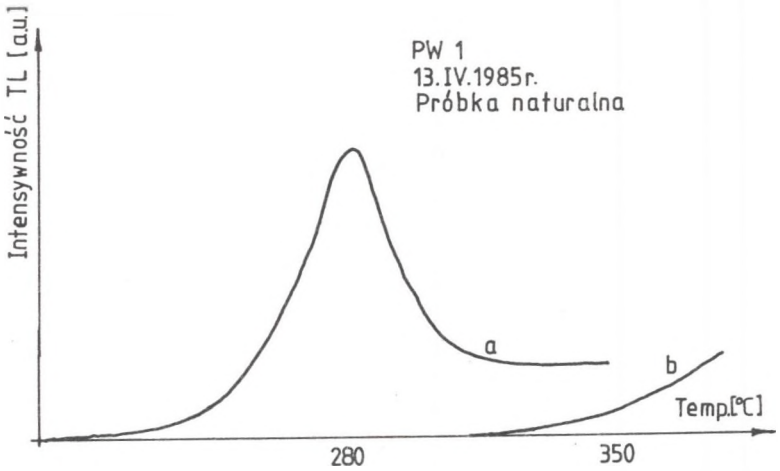
- Metoda termoluminescencji (TL)

Termoluminescencja należy do grupy zjawisk fizycznych nazywanych ogólnie luminescencją. Luminescencja jest to emisja energii w postaci światła przez materiał poddany wcześniej oddziaływaniu promieniowania. Widmo promieniowania luminescencyjnego jest charakterystyczne dla świeżącego materiału a nie dla promieniowania, które wcześniej działało na materiał.

Termoluminescencja jest świeceniem towarzyszącym ogrzewaniu substancji krystalicznych lub szklistych, wcześniej poddanych działaniu promieniowania. Świecenie to wywołane jest aktywacją termiczną elektronów uwięzionych w stanach pułapkowych i towarzyszy ich przejściu do pasma podstawowego (rys. 1b). Intensywność termoluminescencji w dowolnej chwili w trakcie podgrzewania próbki jest proporcjonalna do szybkości rekombinacji dziur i elektronów. W miarę podgrzewania elektrony są uwalniane z pułapek. Powoduje to zmniejszanie się ilości zapełnionych pułapek oraz wzrost intensywności termoluminescencji.

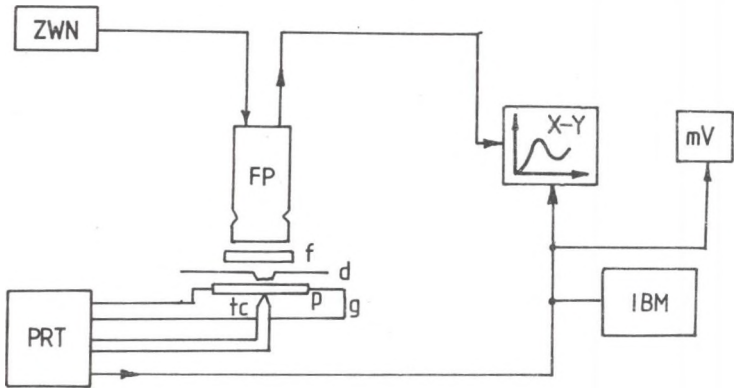
Ze względu na malejącą ilość zapełnionych pułapek od pewnego momentu zaczyna maleć szybkość rekombinacji, a co za tym idzie - intensywność termoluminescencji. Powoduje to występowanie charakterystycznego maksimum intensywności termoluminescencji. W wyniku pomiarów otrzymujemy wykres obrazujący zależność intensywności termoluminescencji od temperatury w trakcie podgrzewania (krzywa jarzenia, rys. 2). Gdy kryształ posiada poziomy pułapki o różnych głębokościach, na krzywej jarzenia pojawiają się odpowiadające im maksima intensywności termoluminescencji (piki TL).

Promieniowanie widzialne i nadfioletowe emitowane w czasie podgrzewania próbki rejestrowane jest przez fotopowielacz elektronowy (rys. 3). Prąd fotopowielacza po wzmocnieniu jest rejestrowany w funkcji temperatury grzejnika i dane te stanowią podstawę do dalszych obliczeń dawki pochłoniętej.



Rys. 2. Krzywa jarzenia termoluminescencyjnego naturalnej próbki kalcytu (a) oraz promieniowania termicznego (b)

Fig. 2. TL glow curve of natural calcite sample (a) and background radiation (b)



Rys. 3. Schemat aparatury do pomiaru termoluminescencji (wg. A. Bluszcz, 1985): ZWN - zasilacz, FP - fotopowielacz, mV - miliwoltomierz, PRT - regulator temperatury, f - filtr, d - przysłona, p - pojemnik z próbką, g - grzejnik, tc - termopara

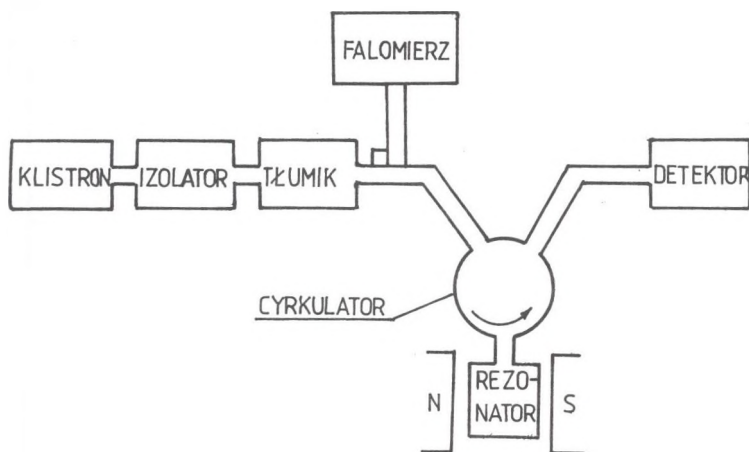
Fig. 3. Schematic diagram of the apparatus used in TL measurements (after A. Bluszcz, 1985); ZWN - HV supply, FP - photomultiplier tube, mV - millivoltmeter, PRT - temperature control unit, f - optical filter, d - diaphragm, p - sample container, g - heater, tc - thermocouple



- Metoda elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR, EPR)

Gdy wypełnione pułapki mają charakter paramagnetyczny (np. zawierają pojedyncze niesparowane elektrony), to ich koncentrację można wyznaczyć bezpośrednio metodą elektronowego rezonansu paramagnetycznego przez pomiar rezonansowej absorpcji mikrofal w silnym polu magnetycznym. W polu magnetycznym poziomy energetyczne niesparowanego elektronu rozszczepiają się. Przy pewnej wartości indukcji pola magnetycznego różnica energii między rozszczepionymi poziomami równa jest energii kwantu mikrofal i następuje rezonansowe pochłanianie energii mikrofal. Intensywność pochłaniania proporcjonalna jest do ilości wypełnionych pułapek. Do pomiaru wielkości absorpcji (ilości centrów paramagnetycznych) służą spektrometry ESR.

Ze względu na niewielki zakres zmian częstotliwości klistronów będących generatorami promieniowania mikrofalowego rezonans paramagnetyczny wywołuje się przez dopasowanie indukcji pola magnetycznego do ustalonej częstotliwości promieniowania mikrofalowego klistronu. Powszechnie stosowane w metodzie datowania ESR spektrometry pracują w paśmie X (9.4 GHz). Każdy spektrometr ESR posiada trzy zasadnicze części: elektromagnes będący źródłem pola magnetycznego o dużej jednorodności i stabilności, układ mikrofalowy składający się z klistronu, rezonatora z próbką i detektora mikrofal oraz układ elektronicznej detekcji i modulacji sygnału (rys. 4).



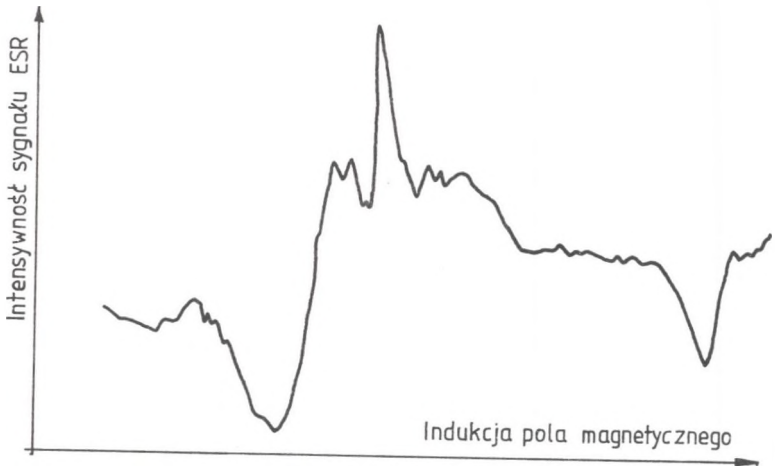
Rys. 4. Schemat budowy spektrometru ESR (wg. J. Szuber, 1979)

Fig. 4. Schematic diagram of the ESR spectrometer (after J. Szuber, 1979)

Podstawą do określenia koncentracji centrów paramagnetycznych, a więc dawki pochłoniętej przez próbkę, stanowią wykresy obrazujące zmiany wielkości sygnału ESR w funkcji indukcji pola magnetycznego, otrzymywane w



wyniku pomiarów (rys. 5).



Rys. 5. Przykładowe widmo ESR

Fig. 5. Example of the ESR curve

Charakterystycznymi parametrami linii absorpcji ESR są:

- amplituda linii,
- współczynnik rozszczepienia spektroskopowego ( $g$ ) określający położenie linii EPR związane z określoną wartością indukcji pola magnetycznego; z reguły w sposób jednoznaczny definiuje on dane centrum paramagnetyczne,
- szerokość nachyleniowa linii - odległość między ekstremami linii wyrażona w jednostkach indukcji pola magnetycznego,
- kształt linii.

Pole pod krzywą absorpcji ESR jest proporcjonalne do ilości centrów paramagnetycznych i jest określone przez podstawowe parametry linii: amplitudę i szerokość nachyleniową. Porównując pole pod krzywą z polem pod linią wzorca EPR można bezpośrednio określić ilość centrów paramagnetycznych.

#### - ZASADA DATOWANIA METODAMI TL i ESR

Aby jakkolwiek wielkość fizyczna mogła stanowić wskaźnik czasu (wiek utworu bądź zdarzeń geologicznych), musi być znana jednoznacznie zależność między wartością tej wielkości fizycznej a czasem.

Promieniowanie jonizujące, pochodzące od zawartych w próbce i jej otoczeniu śladowych ilości naturalnych pierwiastków promieniotwórczych, powoduje stopniowe zapełnianie pułapek elektronowych. Szybkość zapełniania pułapek jest proporcjonalna do natężenia promieniowania, a ilość zapełnionych pułapek ( $N_p$ ) do całkowitej energii pochłoniętego promieniowania jonizującego, czyli do dawki pochłoniętej przez próbkę (AD).

$$N_p = c_1 \cdot AD, \quad (1.7)$$

gdzie  $c_1$  - stała. Natężenie (I) sygnału TL lub ESR jest w pewnych granicach proporcjonalne do ilości zapełnionych pułapek elektronowych.

$$I = c_2 \cdot N_p, \quad (1.8)$$

gdzie  $c_2$  - stała. Prowadzi to do proporcjonalności między natężeniem sygnału (TL lub ESR) a dawką pochłoniętą.

Jeśli założymy, że moc dawki pochłoniętej była w całej historii badanej próbki stała (tzn. nie zmieniały się aktywności nuklidów promieniotwórczych w próbce i otoczeniu; geometria układu, itp.), to do wyznaczenia czasu możemy użyć prostej zależności:

$$t = \frac{AD}{D}, \quad (1.9)$$

gdzie: AD - tzw. dawka geologiczna (zwana też czasami dawką archeologiczną lub dawką całkowitą) jest dawką pochłoniętą przez próbkę w jej historii, D - tzw. dawka roczna, jest mocą dawki pochłoniętej wyrażoną jako średnia dawka pochłonięta w ciągu roku. Te dwa parametry wyznaczane są niezależnie różnymi metodami; metodyka pomiarów zostanie omówiona szczegółowo w dalszej części rozdziału.

Ograniczenia stosowalności metod TL i ESR oraz główne źródła błędów można podzielić na dwie grupy.

I. Błędy i ograniczenia związane z naruszeniem założeń metody.

- 1<sup>0</sup>. Założenie stałości dawki rocznej często nie jest spełniane. Poza czynnikami wymienionymi wcześniej przy datowaniu osadów węglanowych często występuje naruszenie równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym, a co za tym idzie, dawka pochodząca od izotopów tego szeregu zmienia się w czasie. Problem ten można rozwiązać na kilka sposobów (patrz dalsza część pracy).
- 2<sup>0</sup>. W chwili krystalizacji kalcytu (w przypadku datowania osadów - w momencie sedymentacji) pułapki w badanym kryształku muszą być puste. Niespełnienie tego założenia powoduje zawyżenie wieku TL (ESR) badanej próbki.
- 3<sup>0</sup>. Średni czas życia elektronów ( $\tau$ ) w pułapkach musi być wystarczająco długi ( $\tau \gg t$ ). Efekt uwalniania elektronów z pułapek przy  $t \approx \tau$  staje się istotny i prowadzi do заниżenia wieku TL (ESR).
- 4<sup>0</sup>. Zależność natężenia sygnału TL (ESR) od dawki geologicznej nie ma charakteru prostej proporcjonalności. Występuje zjawisko nasycania sygnału TL (ESR) przy dużych wartościach dawek pochłoniętych. Powoduje to ograniczenie maksymalnego mierzanego wieku TL (ESR).

Graniczna wartość wieku TL (ESR) zależy od rodzaju badanej substancji, mocy dawki pochłoniętej, warunków w jakich znajdowała się próbka (np. temperatura). Szacuje się, że nasycenie sygnału ESR dla kalcytu występuje przy dawkach pochłoniętych większych niż  $10^4$ - $10^5$  Gy ( $10^6$ - $10^7$  radów). Przyjmując, że typowe dawki roczne wynoszą 0.005-0.01 Gy (0.1-1 radów), maksymalny mierzalny wiek ESR wynosiłby 1-10 milionów lat.

Ikeya (1978) określa zasięg datowania nacieków jaskiniowych na  $10^7$  lat.

## II. Ograniczenia i źródła błędów laboratoryjne

- 1<sup>0</sup>. Koncentracje pierwiastków promieniotwórczych w próbce muszą być powyżej granicy detekcji stosowanych metod pomiarowych.
- 2<sup>0</sup>. Wielkość sygnału TL (ESR) musi być możliwa do zmierzenia (ograniczona czułość aparatury TL i spektrometrów ESR).

### - HISTORIA BADAŃ

#### - Metoda TL

Pierwsze próby wykorzystania zjawiska termoluminescencji w geologii podejmowane były od początku lat pięćdziesiątych. Daniels et al. (1953) podjęli próby zastosowania termoluminescencji do datowania materiału geologicznego. Jednak rezultaty uzyskane w tych pracach były wątpliwe. Kolejne próby zastosowania TL jako metody datowania osadów czwartorzędowych pochodzą z lat sześćdziesiątych (Schelkoplays, Morozow, 1965). Okres kolejnych około 10 lat, gdy prace dotyczące tej tematyki prowadzone były prawie wyłącznie na terenie ZSRR, został krytycznie podsumowany przez Hütt i Raukasa (1977) oraz Dreimanisa i współautorów (1978). Na początku lat siedemdziesiątych Aitken i Fleming (1972) zastosowali z powodzeniem metodę TL do datowania ceramiki ze stanowisk archeologicznych. Na przełomie lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych nastąpiło krytyczne podsumowanie wcześniejszych prac w tej dziedzinie z naciskiem na zbadanie fizycznych podstaw metody i szczegółowe rozpoznanie problemów występujących przy datowaniu różnych materiałów.

#### - Metoda ESR

Pierwsze sugestie dotyczące wykorzystania zjawiska elektronowego rezonansu paramagnetycznego w datowaniu pochodzą z końca lat sześćdziesiątych (Zeller et al., 1967; Levy, 1968; Zeller, 1968). McMorris (1969, 1970, 1971) przedstawił możliwość datowania ziaren kwarcu. Niezależnie pojawiła się pierwsza praca prezentująca wyniki datowania nacieków jaskiniowych (Ikeya, 1975). Do chwili obecnej próbowano datować tą metodą bardzo różnorodne materiały: apatyty, cyrkony, kości, martwice i trawertyny, muszle, osady głębokomorskie, gips, krzemienie, ceramikę. Podjęte też były próby wykorzystania metody ESR w badaniach tektonicznych (Ikeya et al., 1982, 1983; Miki, Ikeya, 1982).

### - PORÓWNANIE METOD TL I ESR

Z fizycznego punktu widzenia metoda ESR pozwala lepiej poznać strukturę pułapek elektronowych w badanym materiale. Upraszczając, każdemu rodzajowi pułapek elektronowych odpowiada określony sygnał ESR. Kolejne przewagi metody ESR nad TL to możliwość wykonywania wielokrotnego pomiaru sygnału ESR dla tej samej próbki (w odróżnieniu od metody TL, w której wygrzanie próbki powoduje uwolnienie elektronów z pułapek, proces pomiaru ESR nie zmienia ilości elektronów uwięzionych w pułapkach) oraz możliwość badania ziaren o różnej granulacji, a nawet większych, litych fragmentów (np. kości czy monokryształów). W przypadku analiz kalcytu metoda ESR posiada jeszcze jedną, niebagatelną zaletę - domieszki materiału

detrytycznego (minerały ilaste, kwarc itp.) nie powodują zmian wielkości i położenia sygnału ESR. Natomiast nawet niewielkie domieszki minerałów ilastych bądź kwarcu bardzo silnie wpływają na wielkość sygnału TL i mogą całkowicie uniemożliwić prawidłową analizę i interpretację wyników. Ponadto w metodzie ESR możemy badać sygnał związany z bardzo głębokimi pułapkami, niedostępnymi w metodzie TL. Minimalna dawka, jaką próbka kalcytu musi pochłoniąć, aby wytworzony sygnał był mierzalny jest niższa w metodzie TL niż w metodzie ESR, a co za tym idzie, minimalny mierzalny wiek próbki jest także niższy w metodzie TL niż w metodzie ESR.

#### - WYZNACZANIE DAWKI GEOLOGICZNEJ

Wielkością określaną na podstawie pomiarów TL (ESR) jest tzw. dawka geologiczna (patrz wzór 1.9), która jest dawką pochłoniętą przez próbkę w jej historii. Dawka pochłonięta promieniowania jonizującego jest zdefiniowana jako energia promieniowania pochłonięta w jednostkowej masie substancji pochłaniającej. Jednostką dawki pochłoniętej jest grej (Gy), odpowiadający energii 1 dżula (1J) pochłoniętej w 1 kilogramie (1kg) substancji :  $1 \text{ Gy} = 1\text{J}/1\text{kg}$ . Do niedawna używana była również inna jednostka dawki pochłoniętej promieniowania jonizującego - rad ( $1 \text{ rad} = 1 \text{ erg}/1\text{g} = 0.01 \text{ Gy}$ ).

#### - Wyznaczanie dawki pochłoniętej

Dawkę pochłoniętą przez próbkę wyznacza się na podstawie pomiarów wielkości sygnału TL (ESR), traktując próbkę jak naturalny dozymetr. Efektywność promieniowania alfa w zapełnianiu pułapek elektronowych jest znacznie mniejsza niż efektywność promieniowania beta lub gamma. W praktyce zatem zamiast wyznaczać całkowitą dawkę (sumę dawek promieniowania alfa, beta i gamma) wyznacza się dawkę równoważną promieniowania beta lub gamma. Przez dawkę równoważną rozumie się taką sztuczną dawkę pochłoniętą promieniowania beta lub gamma, która wywołuje sygnał TL lub ESR równy wielkości sygnału w próbce naturalnej. Tak więc dawkę równoważną (ED) można zdefiniować jako:

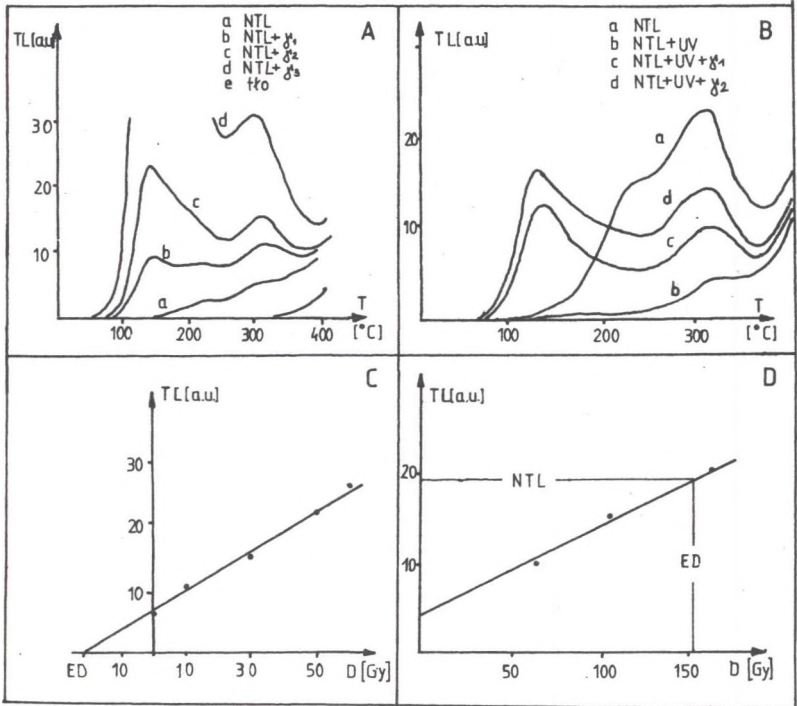
$$I(ED) = NI, \quad (1.10)$$

gdzie: I - intensywność sygnału TL lub ESR; NI - intensywność sygnału TL lub ESR w próbce naturalnej.

Metody wyznaczania dawki geologicznej można podzielić na dwie grupy: metody ekstrapolacji krzywej wzrostu (np. metoda addytywna) oraz metody odtwarzania krzywej wzrostu.

Pierwsza grupa metod polega na tym, że próbkę charakteryzującą się pewną naturalną wielkością sygnału TL (ESR) napromieniowuje się dodatkowo różnymi dawkami ( $D_1$ ) promieniowania jonizującego ze źródeł laboratoryjnych. Po wykonaniu pomiarów TL lub ESR wyniki przedstawia się na wykresie  $I=f(D)$  zwanym krzywą wzrostu (rys. 6a, c) i dopasowuje się do punktów pomiarowych linię o założonym kształcie. Punkt przecięcia krzywej wzrostu z osią odciętych wyznacza wartość dawki równoważnej ED. Najczęściej metodę taką stosuje się gdy do wyników można dopasować linię prostą. W przypadku nieliniowego wzrostu sygnału w zależności od dawki

różni autorzy stosują metody regresji nieliniowej, dopasowując do wyników pomiarów linie typu wykładniczego (Huxtable, Aitken, 1977), wielomianowego (Singhvi, Mejdahl, 1984) lub mieszanego (Hütt, Smirnov, 1983).

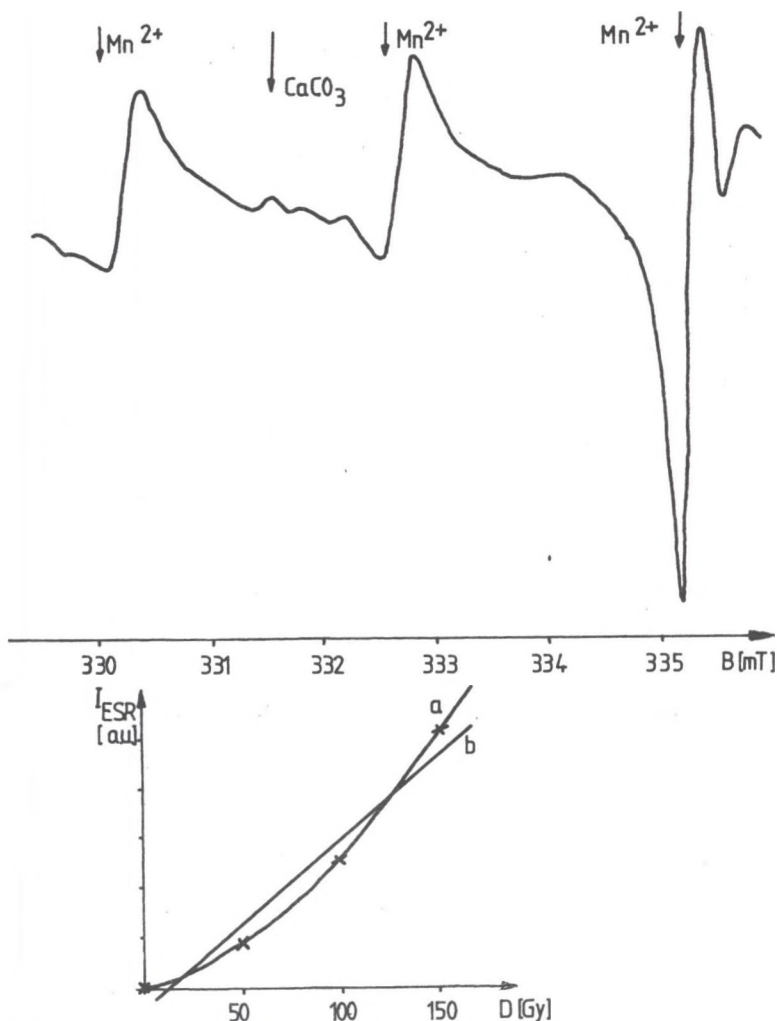


Rys. 6. Metoda addytywna (A, C) i odtworzeniowa (B, D) wyznaczania dawki geologicznej ED. NTL - krzywa jarzenia próbki naturalnej, NTL+UV - krzywa jarzenia próbki naturalnej naświetlonej promieniowaniem ultrafioletowym (zredukowana TL), NTL+ $\gamma$  - krzywa jarzenia próbki naświetlonej dawkami laboratoryjnymi promieniowania  $\gamma$ , NTL+UV+ $\gamma$  - krzywa jarzenia próbki naświetlonej promieniowaniem ultrafioletowym i dawkami laboratoryjnymi  $\gamma$ , TL - intensywność sygnału TL, T - temperatura wygrzewania, D - wielkość dodatkowej dawki laboratoryjnej

Fig. 6. Additive (A, C) and regeneration (B, D) methods of determination of effective geological dose ED: NTL - natural glow curve, NTL+UV - glow curve of natural samples after UV bleaching (reduced TL), NTL+ $\gamma$  - glow curve of sample irradiated with additional artificial dose of gamma radiation; NTL+UV+ $\gamma$  - glow curve of bleached sample after additional irradiation with  $\gamma$  dose, TL - intensity of TL signal, T - temperature of heating, D - magnitude of additional laboratory  $\gamma$  dose

Metody odtwarzania krzywej wzrostu wymagają pomiarów próbki, w której przed napromieniowaniem dawkami laboratoryjnymi zredukowano sygnał naturalny. Do redukcji naturalnego sygnału stosuje się światło słoneczne lub lamp laboratoryjnych (Debenham, Walton, 1983; Prószyńska, 1983), lub wygrzewanie (Prescott, 1983). Dopasowując wynik pomiaru naturalnego sygnału TL lub ESR do otrzymanej wcześniej krzywej wzrostu znajduje się

wartość ED dawki równoważnej (rys. 6b, d). Metoda odtworzeniowa umożliwia weryfikację założenia o zerowej wartości sygnału w chwili powstania próbki oraz ewentualne uwzględnienie odchylenia od tego założenia.



Rys. 7. Widmo ESR i linia wzrostu otrzymane dla próbki współczesnego nacieku ( $ED \approx 0$ ): B - indukcja pola magnetycznego, D - dawki laboratoryjne,  $I_{ESR}$  - intensywność sygnału ESR; a - faktyczny wzrost sygnału ESR, b - liniowa ekstrapolacja linii wzrostu

Fig. 7. ESR curve and the growth line obtained for recent speleothem ( $ED \approx 0$ ): B - magnetic field intensity, D - laboratory dose,  $I_{ESR}$  - intensity of the ESR signal, a - real increase of the ESR signal, b - linear extrapolation of the growth line



W metodach TL i ESR przyjmuje się, że w chwili tworzenia się badanej próbki sygnał TL (ESR) był zerowy, lub że jego wartość początkową można określić. W odniesieniu do materiałów krystalizujących z roztworu, jak np. nacieki jaskiniowe, założenie to jest z reguły spełnione (Hennig, Grün, 1983; Grün, 1985). Badania próbek nacieków współczesnych wykazały, że w krystalizującym kalcycie pułapki elektronowe są puste i sygnał TL (ESR) nie występuje (rys. 7). W przypadku datowania nacieków jaskiniowych metodami TL i ESR powszechnie stosuje się przy wyznaczaniu dawki geologicznej metodę addytywną.

- Opis widm TL i ESR kalcytu

Widmo ESR

Typowe widmo ESR kalcytu przedstawione jest na rys. 8. Trzy główne linie:  $g = 2.0055 \pm 0.0003$  (szerokość linii  $\approx 1 \cdot 10^{-4}$  T),  $g = 2.0036 \pm 0.0002$  ( $\approx 8 \cdot 10^{-5}$  T) i  $g = 2.0005 \pm 0.0003$  ( $\approx 2 \cdot 10^{-4}$  T) spotykane są powszechnie w widmach próbek nacieków jaskiniowych (np. Yokoyama et al., 1983; Hennig, Grün, 1983; Grün, 1985; Smith et al., 1985). Często występuje też niewielki sygnał o  $g = 1.9994 \pm 0.0003$  o nieznaczonej intensywności. Może on nakładać się na sygnał 2.0005 i utrudniać analizę widma (Smith et al., 1985). Często występuje też sygnał o  $g = 1.9970 \pm 0.0003$ , który maskowany jest przez linię  $Mn^{2+}$  ( $g = 1.9804$ ). W odróżnieniu od linii  $Mn^{2+}$  intensywność jego bardzo silnie rośnie przy naświetlaniu próbki dodatkowymi dawkami promieniowania jonizującego. Domieszki substancji organicznych w kalcycie (kwasy huminowe) powodują pojawienie się w widmie szerokiej linii o  $g = 2.0040 \pm 0.0005$  (szerokość  $\approx 6 \cdot 10^{-4}$  T) (De Caniere et al., 1984; Grün, De Caniere, 1984; De Caniere et al., 1985; Smith et al., 1985).

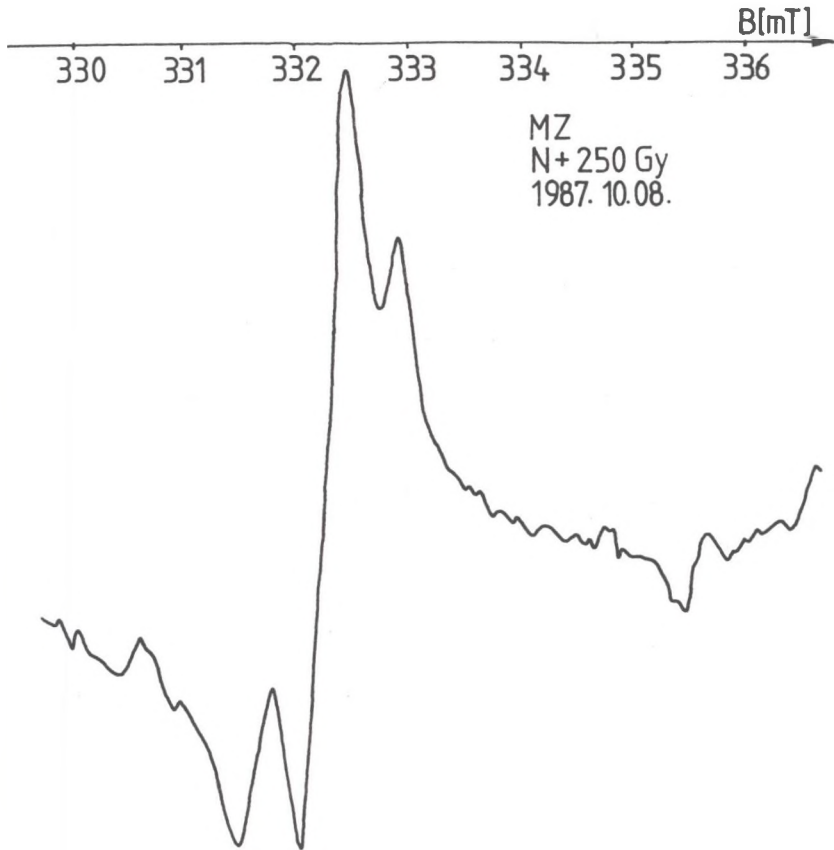
Widmo TL

Przykładowa zależność intensywności termoluminescencji od temperatury dla kalcytu przedstawiona jest na rys. 9. Z reguły występują tu dwa maksima termoluminescencji (piki TL) przy temperaturze około 280°C i około 350°C (Debenham, Aitken, 1984). Widmo promieniowania emitowanego podczas podgrzewania próbki kalcytu w temperaturach 250-300°C przedstawione jest na rys. 10

- Naświetlanie próbek dawkami laboratoryjnymi promieniowania jonizującego

W celu określenia dawki pochłoniętej promieniowania jonizującego przez próbkę wykonuje się naświetlanie badanego materiału określonymi dawkami promieniowania ze źródeł laboratoryjnych. Aby zależność intensywności sygnału od dawki pochłoniętej, a co za tym idzie wielkość dawki pochłoniętej przez próbkę była określona prawidłowo, promieniowanie ze źródła sztucznego musi wywoływać w próbce taki sam efekt jak promieniowanie naturalne. W praktyce do naświetlania używa się źródeł promieniowania gamma lub beta o intensywności przewyższającej wielokrotnie natężenie promieniowania naturalnego. Powstają więc dwa zasadnicze pytania:

- 1° czy wszystkie rodzaje promieniowania powodują powstanie takiego samego sygnału?
- 2° czy stosowanie źródeł o wielokrotnie większej intensywności promieniowania nie powoduje zmian czułości badanego materiału?

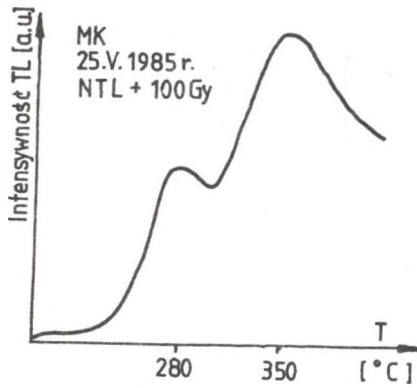


Rys. 8. Przykładowe widmo ESR kalcytu otrzymane dla próbki nacieku z Jaskini Magurskiej: B - indukcja pola magnetycznego

Fig. 8. Example of the ESR curve obtained for calcite from the Magurska cave: B - magnetic field intensity

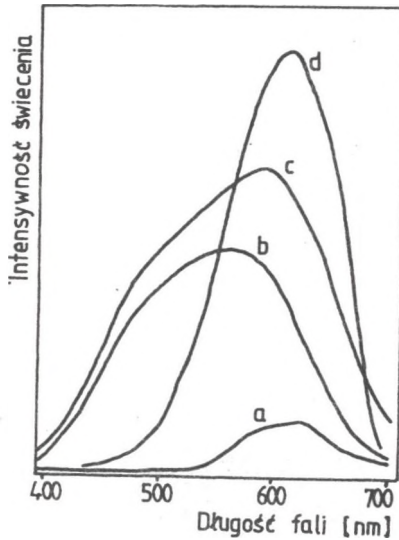
Odpowiedź na pierwsze pytanie starał się dać zespół pracowników Uniwersytetu Katolickiego w Louvain (De Caniere et al., 1982; 1986). Porównywano widma ESR próbek naturalnego i syntetycznego kalcytu, w którym jako źródło naświetlania dodatkowymi dawkami promieniowania stosowano  $^{60}\text{Co}$  (promieniowanie gamma) i  $^{210}\text{Po}$  (promieniowanie alfa). We wszystkich





Rys. 9. Krzywa jarzenia kalcytu: T - temperatura

Fig. 9. Example of glow curve of calcite: T - temperature



Rys. 10. Widmo emitowanego promieniowania w temperaturze 200-300°C (wg. Debenham, Aitken, 1984): a - próbka młodego nacieku, b - ta sama próbka wygrzana i naświetlona dawką 400 Gy promieniowania  $\gamma$ , c - próbka starego nacieku (ED  $\approx$  400 Gy), d - próbka wapienia

Fig. 10. Spectrum of emitted radiation in temperature range 200-300°C (after Debenham, Aitken, 1984): a - recent calcite sample, b - same sample heated and irradiated with gamma dose 400 Gy, c - old calcite sample (ED  $\approx$  400 Gy), d - sample of calcareous rock

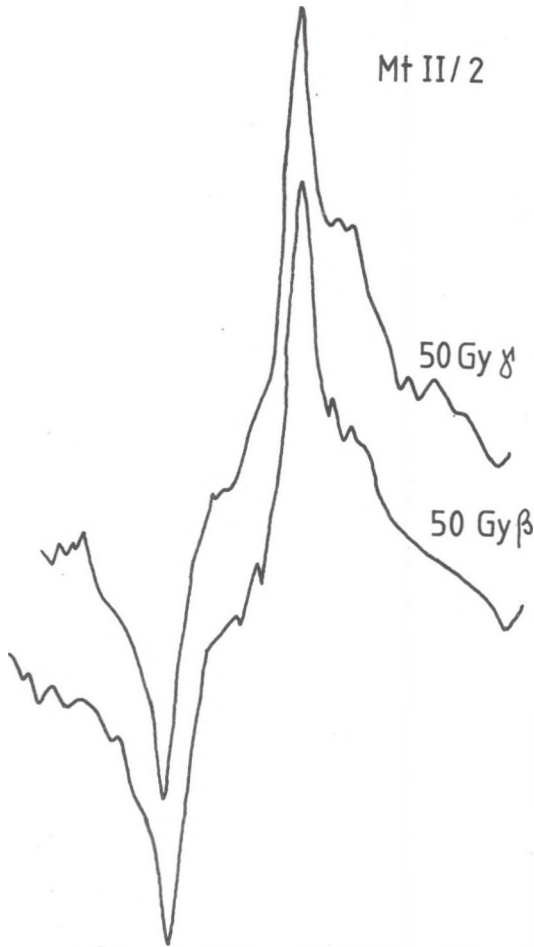
próbek materiału naturalnego stwierdzili identyczny efekt przy zastosowaniu naświetlania promieniowaniem  $\gamma$  i  $\alpha$  ( $^{210}\text{Po}$  adsorbowany na powierzchni ziaren). W próbkach syntetycznego kalcytu promieniowanie  $\alpha$  powodowało dodatkowo powstawanie sygnału o  $g = 1.9995$ , który nie występował w próbkach naświetlanych ze źródła promieniowania  $\gamma$ . Dodatkowo porównywano widma syntetycznego kalcytu indukowane promieniowaniem  $\alpha$  pochodzącym z rozpadu izotopu  $^{210}\text{Po}$  adsorbowanego na powierzchni ziaren (źródło zewnętrzne) i współwytrącanego z węglanem (źródło wewnętrzne), stwierdzając, że promieniowanie  $\alpha$  z wewnętrznego źródła powoduje indukowanie dodatkowych linii o  $g$  równym 2.0051, 2.0048, 2.0035, 1.9995. Linie te nie są stwierdzane jednak w próbkach naturalnego kalcytu.

Porównywanie widm TL i ESR próbek nacieków naświetlanych promieniowaniem  $\gamma$  i  $\beta$  nie wykazuje żadnych istotnych różnic między nimi (rys. 11).

Kolejnym problemem związanym ze stosowaniem laboratoryjnych źródeł promieniowania jonizującego do naświetlania próbek jest wielokrotnie większe natężenie promieniowania otrzymywanego z tych źródeł w porównaniu z warunkami naturalnymi. Dotychczas nie udało się stwierdzić ostatecznie jak wpływa moc dawki promieniowania jonizującego na czułość kalcytu naciekowego. Prace tego typu podejmowane były w zastosowaniu do skaleni (Mejdahl, 1988; Hütt, Jaek, 1989), muszli mięczaków (Mołodkow, w druku) i muszelek otwornic (Barabas et al., 1988). W żadnym przypadku nie wykroczyły one poza propozycję pewnego modelu i wstępnych danych eksperymentalnych uzyskanych na specyficznych, wybranych próbkach. Możliwość przyjęcia któregośkolwiek z zaproponowanych modeli wymaga spełnienia założenia o stałości mocy dawki, temperatury, wilgotności itp. w okresie czasu, jaki obejmują datowane osady. Biorąc pod uwagę zmieniające się cyklicznie warunki klimatyczne w młodszym czwartorzędzie oraz zmienną w szerokich granicach koncentrację pierwiastków promieniotwórczych w osadach założenia te wydają się niemożliwe do przyjęcia. Problem ten jest na pewno jednym z podstawowych dla rozwoju metod TL i ESR i w najbliższym czasie należy spodziewać się jego rozwiązania.

Istnieje szereg procesów, w efekcie których wyznaczenie dawki pochłoniętej może być dodatkowo utrudnione. Poza wspomnianym już wcześniej efektem „nasycania” sygnału TL (ESR) można wymienić trzy najistotniejsze procesy.

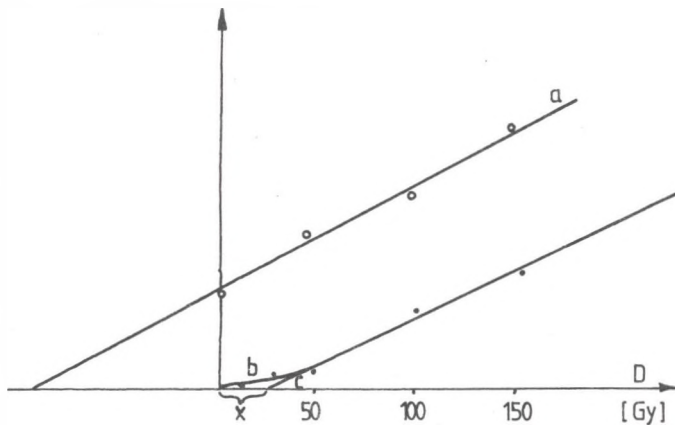
1° Przy datowaniu metodami TL i ESR młodych próbek należy wziąć pod uwagę, że czasami sygnał rośnie niezupełnie proporcjonalnie do dawki pochłanianego promieniowania. Widoczne jest to przy odtwarzaniu krzywej wzrostu próbki wygrzanej i określane jest terminem „nadliniowości”. Początkowo sygnał rośnie nieproporcjonalnie do akumulowanej dawki. Przy dalszym naświetlaniu próbki następuje już liniowa zależność intensywności sygnału od pochłoniętej dawki promieniowania (rys. 12).



Rys. 11. Widma ESR otrzymane dla próbki Mt II/2 z Jaskini Miętusiej po naświetleniu dawkami 50 Gy promieniowania  $\gamma$  i  $\beta$

Fig. 11. ESR curves obtained on sample Mt II/2 from the Miętusia cave irradiated with additional doses (50 Gy) of  $\beta$  and  $\gamma$  radiation

Przyczyny tego efektu nie są ostatecznie wyjaśnione. Istnieją teorie próbujące wyjaśnić to zjawisko tworzeniem nowych pułapek w początkowym okresie naświetlania bądź istnieniem dwóch poziomów pułapkowych, z których jeden nasycy się bardzo szybko. Pominięcie zjawiska nadliniowości powoduje заниżenie wyznaczonej dawki pochłoniętej, jeśli stosuje się metodę addytywną do wyznaczania dawki geologicznej. Przy datowaniu młodych próbek o dawkach pochłoniętych rzędu 10 Gy konieczne jest uwzględnianie zjawiska nadliniowości. Dla próbek starszych pominięcie tego efektu nie powoduje znaczących błędów (Hennig, Grün, 1983; Debenham, Aitken, 1984; Grün, 1985).



Rys. 12. Zjawisko nadliniowości: a - krzywa wzrostu (metoda addytywna), b - odtworzona krzywa wzrostu - próbki wygrzane są naświetlane znanymi dawkami promieniowania  $\gamma$ , c - liniowa ekstrapolacja odtwarzanej krzywej wzrostu, X - błąd powodowany przez zjawisko nadliniowości

Fig. 12. Effect of supralinearity: a - growth line (additive method), b - regenerated growth line (heated samples irradiated with known gamma doses), c - linear extrapolation of regenerated growth line: X - error caused by supralinearity

2° W badaniach TL niektórych minerałów (skalanie, cyrkon, apatyt) stwierdzono zanik termoluminescencji niezgodny z czasem życia elektronów w pułapkach, określany terminem anomального zaniku (ang. anomalous fading). Wiąże się to z efektem tunelowym, umożliwiającym opuszczenie pułapek przez elektrony. Testem wystarczającym do stwierdzenia występowania anomального zaniku termoluminescencji jest wykonanie powtórnego pomiaru TL po okresie około roku. Po takim okresie czasu ewentualny anomalny zanik sygnału powinien być zauważalny. Badania przeprowadzone przez wielu autorów nie wykazały istnienia anomального zaniku termoluminescencji w kalcycie (Wintle, 1973, 1978; Hennig, Grün, 1983; Debenham, 1983; Grün, 1985).

3° Jak już zaznaczono, aby otrzymywane wieki TL (ESR) były poprawne, średni czas życia elektronów w pułapkach musi być dostatecznie długi ( $\tau \gg t$ ). Jeżeli warunek ten nie jest spełniony, to wskutek uwalniania elektronów z pułapek określana wartość dawki geologicznej (a co za tym idzie i wiek TL (ESR)) będzie zaniżona. Średni czas życia elektronów w pułapkach zależy od głębokości pułapek i temperatury otoczenia (patrz wzór 1.6).

Wintle (1978) przeprowadziła analizę zaniku piku TL występującego w temperaturze ok. 280°C w 8 próbkach nacieków zebranych w różnych jaskiniach pod wpływem wygrzewania próbek w różnych temperaturach. Na podstawie tych prac określiła średni czas życia elektronów w pułapkach na  $(1.1 \pm 0.5) \cdot 10^8$  lat przy temperaturze otoczenia 10°C.

Debenham i Aitken (1984) określili średni czas życia elektronów w pułapkach odpowiadających za powstawanie piku TL w temperaturze ok. 280°C na około  $10^6$  lat przy temperaturze otoczenia 15°C. Podkreślają oni, że zanik sygnału TL w okresie całego czwartorzędu może być zaniedbany dla próbek pochodzących z miejsc, w których temperatura otoczenia wynosiła 10°C lub mniej.

W analizach nacieków metodą ESR powszechnie wykorzystywana jest linia o  $g \approx 2.0005$ . Hennig i Grün (1983) określili dla tej linii średni czas życia elektronów w pułapkach na  $7.3 \cdot 10^6$  lat przy temperaturze otoczenia 10°C ( $2.5 \cdot 10^6$  lat przy temperaturze 15°C).

Określone średnie czasy życia elektronów w pułapkach w kalcycie z nacieków jaskiniowych są wystarczająco duże i umożliwiają datowanie nacieków ze środkowego i młodszego czwartorzędu o wieku do kilkuset tysięcy lat. Przy próbach datowania starszego materiału należy brać pod uwagę pewne zaniżenie otrzymanywnych wyników, spowodowane wzrastającym znaczeniem zaniku sygnału TL (ESR) spowodowanego ucieczką elektronów z pułapek. Do chwili obecnej nie została jeszcze opracowana żadna metoda pozwalająca na uwzględnianie tego procesu.

Na zakończenie omawiania podstawowych problemów związanych z wyznaczaniem dawki geologicznej należy jeszcze poruszyć jedno zagadnienie.

Yokoyama i współautorzy (1982, 1983a,b) opisują zachowanie się elektronów w pułapkach przy wygrzewaniu próbki w stałych temperaturach. Wymieniają oni trzy linie:  $h_1$  ( $g \approx 2.0067$ ),  $h_2$  ( $g \approx 2.0037$ ) i  $h_3$  ( $g \approx 2.0008$ ). Podkreślają, że sygnał  $h_1$  nie jest czuły na naświetlanie laboratoryjnymi dawkami promieniowania  $\gamma$ , a jednocześnie rośnie w trakcie wygrzewania przy równoczesnym zaniku sygnałów  $h_2$  (zanika bardzo szybko w niskich temperaturach) i  $h_3$ . Autorzy ci tłumaczą to zjawisko przechodzeniem elektronów z pułapek odpowiadających sygnałom  $h_2$  i  $h_3$  do pułapek odpowiadających sygnałowi  $h_1$ . Jednocześnie średni czas życia elektronów w pułapkach odpowiadających sygnałowi  $h_3$  określają oni na  $2 \cdot 10^5$  lat przy temperaturze otoczenia 15°C. Wartość ta była ostro krytykowana (Debenham, 1983; Skinner, 1983). Yokoyama i współautorzy podkreślają, że przy tak niskim czasie życia proces przechodzenia elektronów między pułapkami zachodzi w warunkach naturalnych i pominięcie go prowadzi do znacznego zaniżenia wieku ESR. Proponują oni określanie dwóch wartości dawki geologicznej:  $ED_1$  na podstawie pomiarów sygnału  $h_1$  po uprzednim wygrzaniu próbki w temperaturze 170–190°C przez 16–24 godziny (powoduje to pełne przejście elektronów do pułapek odpowiadających sygnałowi  $h_1$ ) i  $ED_3$  na podstawie pomiarów sygnału  $h_3$  bez uprzedniego wygrzewania. Stosunek  $P = ED_3/ED_1$  ma być wg Yokoyamy et al. miara stopnia przejścia elektronów do pułapek odpowiadających sygnałowi  $h_1$ , pozwalająca na wprowadzenie poprawki do wartości ED.

Proponowana przez Yokoyame et al. procedura określania ED i wyjaśnienie zjawiska wzrostu sygnału  $h_1$  w trakcie wygrzewania poddane zostało ostrej krytyce. Skinner (1983) twierdzi, że sygnał  $h_1$  jest czuły

na naświetlanie dawkami promieniowania  $\gamma$  w młodych próbkach ( $ED < 150$  Gy), tak więc nie można twierdzić, że w pałapkach odpowiadających sygnałowi  $h_1$  znajdują się jedynie te elektrony, które przeszły z pałapek odpowiadających sygnałom  $h_2$  i  $h_3$ . Jednocześnie podkreśla on, że wzrost sygnału  $h_1$  przy wygrzewaniu (i naświetlaniu) jest nieliniowy (silniejszy w próbkach młodych) i stosowanie liniowej ekstrapolacji prowadzi do znacznego zawyżenia wartości  $ED_1$ . Hennig i Grün (1983) i Grün (1985) podkreślają, że wzrost sygnału  $h_1$  przy wygrzewaniu występuje także wtedy gdy w próbce nie jest widoczny żaden inny sygnał (np. w syntetycznym kalcycie z domieszkami substancji organicznych powodujących występowanie sygnału  $h_1$ ). Podkreślają oni także, że dawki geologiczne wyznaczone po wstępnym wygrzaniu próbek rosną wraz ze wzrostem czasu i temperatury wygrzewania.

Tak więc należy stwierdzić, że mechanizm zjawiska wzrostu sygnału  $h_1$  w trakcie wygrzewania próbki nie jest zadowalająco wyjaśniony. Na podstawie licznych prac można uznać, że sygnał o  $g \approx 2.0005$  (odpowiadający sygnałowi  $h_3$ ) jest wystarczająco stabilny do datowania próbek nacieków w interesującym nas przedziale wieku i nie należy stosować żadnego wygrzewania wstępnego próbek przed pomiarem dawki geologicznej.

#### - WYZNACZANIE MOCY DAWKI POCHŁONIĘTEJ (DAWKI ROCZNEJ)

Gdy na podstawie pomiarów TL(ESR) określimy wartość dawki pochłoniętej przez badaną próbkę, to do określenia czasu w jakim się ona nagromadziła, konieczna jest znajomość mocy dawki pochłoniętej, tzw. dawki rocznej (patrz wzór (1.9)).

Moc dawki pochłoniętej zdefiniowana jest jako energia pochłonięta przez jednostkową masę substancji w jednostce czasu. Tak więc można powiedzieć, że dawka roczna odpowiada dawce pochłoniętej w czasie jednego roku.

Źródłem energii pochłanianej przez naturalne próbki jest promieniowanie alfa, beta i gamma, pochodzące z rozpadu pierwiastków promieniotwórczych zawartych w danej substancji i jej otoczeniu. W warunkach naturalnych znaczenie praktyczne mają tylko pierwiastki szeregu uranowego i torowego oraz radioaktywny potas  $^{40}\text{K}$ . W przypadku analizy osadów jaskiniowych nie ma znaczenia promieniowanie kosmiczne, które jest pochłaniane przez skały znajdujące się ponad jaskinią.

Tak więc moc dawki pochłoniętej  $D$  można określić jako sumę mocy dawki, której źródłem są pierwiastki promieniotwórcze z otoczenia badanej próbki (moc dawki zewnętrznej  $D_{\text{zewn}}$ ) i mocy dawki, której źródłem są pierwiastki promieniotwórcze zawarte w badanym materiale (moc dawki wewnętrznej  $D_{\text{wewn}}$ ):

$$D = D_{\text{zewn}} + D_{\text{wewn}} \quad (1.11)$$

Przy określaniu mocy dawki zewnętrznej bierze się pod uwagę jedynie promieniowanie gamma, gdyż promieniowanie alfa i beta jest w pełni pochłaniane przez kilkumilimetrową warstwę kalcytu (bądź skały, osadu), która jest usuwana w trakcie przygotowania próbki do analizy. Moc dawki

zewnętrznej mierzona jest bezpośrednio dozymetrami termoluminescencyjnymi (TLD) pozostawianymi na określony czas w miejscu pobrania próbki lub wykalibrowanymi sondami do pomiaru natężenia promieniowania gamma.

Z kolei moc dawki wewnętrznej można przedstawić jako sumę trzech składników, tj.: mocy dawek pochodzących od izotopów promieniotwórczych szeregu uranowego ( $D_U$ ), szeregu torowego ( $D_{Th}$ ) i izotopu  $^{40}K$ , zawartych w próbce:

$$D_{wewn} = D_U + D_{Th} + D_K \quad (1.12)$$

Przy określaniu wartości mocy dawki należy wziąć pod uwagę efektywność danego rodzaju promieniowania w zapełnianiu pułapek elektronowych. Współczynnik efektywności ( $k$ ) danego rodzaju promieniowania określa się na podstawie stosunku sygnałów TL (ESR) indukowanych przez określoną dawkę promieniowania  $\alpha$  lub  $\beta$  i identyczną dawkę promieniowania  $\gamma$ . Okazuje się, że promieniowanie alfa wykazuje dużo niższą efektywność w zapełnianiu pułapek elektronowych niż promieniowanie beta i gamma. Wynika to stąd, że promieniowanie alfa na swojej drodze powoduje jonizację o dużej gęstości. Prowadzi to do pełnego nasycenia się poziomów pułapkowych wzdłuż toru cząstki przez niewielką część powstających wolnych elektronów. Efektywność działania promieniowania alfa w kalcycie mieści się w granicach 0.1-0.6. Wartość współczynnika efektywności promieniowania alfa powinna być określana dla każdej próbki. Pomiary te są jednak bardzo skomplikowane, wymagają stosowania wykalibrowanych źródeł promieniowania alfa oraz próbek o grubości mniejszej niż 15  $\mu m$  (Wintle, 1978; Hennig, Grün, 1983) i stosunkowo dużej masy, rzędu 1-15 mg (minimalna masa wymagana w pomiarach TL jest rzędu kilku mg, a w pomiarach ESR rzędu 10-15 mg). Jak dotąd uzyskiwane dokładności określania wartości współczynnika efektywności promieniowania alfa są niezadowolające. Szacowane są one na około 20% (Zimmerman, 1972; Wintle, 1978).

Moc dawki wewnętrznej (sumę mocy dawek od poszczególnych rodzajów promieniowania) można wyznaczyć albo bezpośrednio przy wykorzystaniu dozymetrów termoluminescencyjnych (TLD) lub, najczęściej, pośrednio na podstawie zmierzonych aktywności izotopów promieniotwórczych występujących w badanej próbce (Aitken, 1983). W celu wyznaczenia aktywności lub koncentracji izotopów promieniotwórczych w próbce wykorzystuje się różne metody; najczęściej scyntylicyjną lub półprzewodnikową spektrometrię promieniowania gamma lub alfa, metodę FT lub neutronową analizę aktywacyjną (np. Hennig et al., 1981; Ikeya, 1977, 1988; Debenham, Aitken, 1984).

Podobnie jak przy określaniu wartości dawki geologicznej tak i przy wyznaczaniu wartości mocy dawki należy się spodziewać występowania zjawisk i problemów mogących utrudnić analizę. Omówione zostaną tylko najważniejsze z nich, z którymi należy się liczyć przy analizach prób nacieków jaskiniowych.

W materiałach naturalnych często występuje nierównomierne rozmieszczenie izotopów promieniotwórczych w próbce (Walton, Debenham,



1980; Debenham et al., 1983). Powoduje to zmianę określanej wartości mocy dawki w różnych porcjach analizowanej próbki. Jedynym w pełni prawidłowym rozwiązaniem byłoby określanie wartości dawki geologicznej i mocy dawki na podstawie pomiarów tej samej porcji próbki. Ze względu na to, że do określenia koncentracji nuklidów promieniotwórczych w próbce potrzeba stosunkowo dużo materiału ( w zależności od stosowanej metody od 10 do 300 g, z reguły od 50 do 300 g), a pomiary wielkości sygnału TL(ESR) wykonuje się przy użyciu próbek o masach rzędu 5-25 mg, rozwiązanie to jest niemożliwe. Wydaje się, że jedną z możliwości jest określanie średniego wieku z pewnej warstwy nacieku. Wydzieloną warstwę poddaje się rozdrobnianiu i mieszaniu; z tej uśrednionej próbki wydzielą się odpowiednią ilość materiału do pomiarów koncentracji izotopów promieniotwórczych, a z niej wydzielenie części do pomiarów TL(ESR).

Jednym z podstawowych warunków stosowania prostego wzoru (1.9) do określania wieku w badaniach TL (ESR) jest założenie o stałości mocy dawki w czasie. Założenie to spełnione jest, gdy koncentracje pierwiastków promieniotwórczych w próbce i jej otoczeniu są stałe, to znaczy, gdy brak jest migracji izotopów promieniotwórczych i zmian konfiguracji osadów w otoczeniu oraz w szeregach promieniotwórczych istnieje stan równowagi promieniotwórczej. Z uwagi na obieg geochemiczny uranu i toru w przyrodzie warunek istnienia stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym nie jest spełniony (np. Głazek, Hercman, 1985; Różański, Duliński, 1985).

Jako pierwsza na problem zmiany mocy dawki w czasie, powodowany występowaniem stanu nierównowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym, w datowaniu nacieków metodą TL zwróciła uwagę Wintle (1978). Przedstawiła ona zależność wartości dawki geologicznej ED od czasu uwzględniając odchylenie od stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym. Wykorzystanie tego wzoru jest możliwe, gdy znana jest koncentracja  $^{238}\text{U}$  oraz stosunki aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  i  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  w próbce. Dane te można uzyskać jedynie przy zastosowaniu spektrometrii  $\alpha$ .

Ikeya i Ohmura (1983, 1984) przekształcili wzór podany przez Wintle i zastosowali go przy datowaniu koralu i muszli mięczaków. Na podstawie serii wykonanych pomiarów przyjęli oni stałą koncentrację uranu w próbkach pochodzących z całego badanego terenu. Jednak dla próbek, w których zawartość uranu może zmieniać się w szerokich granicach (w naciekach koncentracja uranu waha się w granicach 0.01-100 ppm; Gaskoyne et al., 1983), zastosowanie tej metody jest utrudnione.

Effekt odchylenia od stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym może być uwzględniany bezpośrednio, gdy koncentracje izotopów promieniotwórczych określane są metodami spektrometrii  $\alpha$ , FT lub neutronowej analizy aktywacyjnej (Debenham, Aitken, 1984; Hennig et al., 1981). Hennig i Grün (1983) i Grün (1985) podkreślają konieczność posługiwania się wartością średniej mocy dawki zamiast wartości mocy dawki chwilowej, określanej z pomiarów koncentracji nuklidów promieniotwórczych w próbce. Przedstawiają oni krzywą zmienności mocy dawki w czasie i



proponują metodę kilkustopniowego przybliżania uzyskanej wartości wieku w oparciu o tę krzywą. Należy dodać, że wartość mocy dawki w chwili pomiaru jest zawsze większa od wartości średniej mocy dawki bez względu na to, czy szereg uranowy w próbce osiągnął już stan równowagi czy nie.

Hutt et al. (1985) przedstawiła graficzną metodę umożliwiającą uwzględnienie zmiany w czasie mocy dawki pochodzącej od promieniowania emitowanego przez izotopy szeregu uranowego i stałość w czasie mocy dawek od izotopów szeregu torowego, od potasu  $^{40}\text{K}$  i mocy dawki zewnętrznej. Także i w tej metodzie konieczna jest jednak znajomość koncentracji  $^{238}\text{U}$ .

Kolejne dwa zagadnienia związane są z możliwością migracji radonu. Izotop  $^{222}\text{Rn}$ , będący jednym z członów szeregu uranowego, jako gaz szlachetny ma zwiększoną zdolność migracji. Szczególnie w trakcie rozdrabniania próbki może zachodzić ucieczka uwalnianego radonu z badanej próbki. Mierzona aktywność próbki będzie w takim przypadku zaniżona w stosunku do wartości rzeczywistej, powodując zaniżenie określonej mocy dawki pochłoniętej, a co za tym idzie - zawiżenie wieku TL (ESR). Wydaje się, że wystarczającym zabezpieczeniem przed tym problemem jest umieszczenie rozdrobnionej próbki w szczelnym pojemniku pomiarowym i wykonanie pomiarów aktywności po okresie 2-3 tygodni oczekiwania, wystarczającym na powrót szeregu uranowego do stanu równowagi promieniotwórczej po ewentualnej ucieczce radonu.

Drugi problem związany jest z dyfuzją radonu z osadów zalegających jaskinię do atmosfery. W jaskiniach charakteryzujących się słabą cyrkulacją powietrza stwierdzono aktywność radonu w atmosferze nawet około dwa razy większą od normalnej (Ikeya, 1976, 1978; Miki, Ikeya, 1980). Po rozpadzie radonu, obecnego w powietrzu, jego produkty rozpadu (Po, Bi, Pb) osadzają się na powierzchni skał, osadów i nacieków. Proces ten może powodować zawiżenie dawki pochłoniętej w zewnętrznej warstwie nacieków. Hennig i Grün (1983) i Grün (1985) stwierdzili prawie dwukrotnie wyższą dawkę pochłoniętą w najbardziej zewnętrznej warstwie kalcytu (o grubości do 3 mm) w porównaniu z warstwami wewnętrznymi. Z reguły przed analizą usuwa się zewnętrzną, kilkumilimetrową warstwę próbki. Mimo to należy jednak liczyć się z faktem, że może występować pewne zawiżenie mocy dawki w stosunku do mocy dawki normalnej. Powoduje to pewne zawiżenie określonej dawki geologicznej, a co za tym idzie - wieku TL(ESR).

## ROZDZIAŁ II METODYKA DATOWANIA NACIEKÓW JASKINIOWYCH

### II.1 WSTĘP

Systematyczne prace mające na celu sprawdzenie możliwości datowania nacieków jaskiniowych w warunkach, jakimi dysponuje Laboratorium  $^{14}\text{C}$  Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach rozpoczęte zostały w 1985 roku. Podjęcie tych badań wymagało weryfikacji i częściowego opracowania metodyki pracy, począwszy od wyboru i pobierania próbek w terenie, przez przygotowanie ich do analizy, wykonanie pomiarów aż po analizę i interpretację wyników. Jako teren badań wybrałam niektóre jaskinie położone na terenie zlewni potoku Bystra w Tatrach Zachodnich. Teren ten jest już stosunkowo dobrze znany z wcześniejszych opracowań.

Ogółem w latach 1985-1988 w laboratorium gliwickim na potrzeby badań objętych niniejszą pracą wykonanych zostało 69 analiz materiału pochodzącego z jaskiń tatrzańskich metodami  $^{14}\text{C}$ , TL, ESR (53 analizy kalcytu z nacieków i 16 analiz metodą  $^{14}\text{C}$  kości niedźwiedzia jaskiniowego z Jaskini Magurskiej). Badano 43 próbki (27 próbek nacieków i 16 próbek kości) pochodzące z 6 jaskiń tatrzańskich: Magurskiej (25 analiz z 10 próbek nacieków i 16 analiz próbek kości), Kasprowej Niżnej (11 analiz z 6 próbek), Bystrej (4 analizy z 4 próbek), Goryczkowej (2 analizy z 1 próbki), Kalackiej (1 analiza), Bandziocha Kominiarskiego (1 analiza) i Miętusiej (9 analiz z 4 próbek - Jaskinia Miętusia i Bandzioch zostały włączone do badanych jaskiń ze względu na wcześniej prowadzone w niej prace przez dr. Jerzego Głazka i znane wyniki datowania nacieków z tej jaskini metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (Głazek, 1984), które dawały możliwość pewnej weryfikacji uzyskiwanych wyników). Dodatkowo w tym samym czasie wykonano około 20 analiz prób nacieków pochodzących z innych rejonów (np. Plesivecka Planina - CSRS, rejon Jaskini Temnata - Bułgaria, jaskinie włoskie).

Przeprowadzone prace umożliwiły opracowanie metodyki postępowania z próbkami nacieków jaskiniowych, pozwoliły na ocenę możliwości stosowania metod  $^{14}\text{C}$ , TL i ESR w zastosowaniu do tego specyficznego materiału oraz wykazały kierunki dalszych, niezbędnych prac jakie muszą być podjęte w przyszłości, aby metody te mogły być traktowane jako w pełni rozpoznane i standardowe narzędzie badawcze.

## II.2 METODA $^{14}\text{C}$

Wydzielona do analizy próbka po wymyciu z powierzchniowych zanieczyszczeń i wypłukaniu w wodzie destylowanej jest suszona w temperaturze  $40^{\circ}\text{C}$ , a następnie usuwana jest mechanicznie zewnętrzna warstwa kalcytu o miąższości około 2 mm. Pozostałą część rozdrabnia się w móżdziejcu i następnie poddaje się mieleniu w młynie elektrycznym. Po przemyciu proszku w 2% roztworze HCl i w wodzie destylowanej próbka jest ponownie suszona. Ostatecznie około 40 g węglanu wapnia rozkłada się przy użyciu 8% roztworu HCl w standardowej linii próżniowej. Otrzymany  $\text{CO}_2$  po oczyszczeniu przechowywany jest przez minimum 3 tygodnie w rezerwuarach szklanych przed pomiarem aktywności  $^{14}\text{C}$  (jest to czas niezbędny do rozpadu obecnego w gazie izotopu  $^{222}\text{Rn}$ ). Pomiary aktywności  $^{14}\text{C}$  wykonywane są przy użyciu liczników proporcjonalnych wypełnionych  $\text{CO}_2$ .

We wszystkich analizach wykorzystywana była aparatura próżniowa i liczniki pracujące w sposób ciągły w Laboratorium  $^{14}\text{C}$  w Gliwicach. Dokładny opis aparatury i techniki pomiarowej można znaleźć w szczegółowych publikacjach technicznych (np. Pazdur, Pazdur 1986). Do analizy próbek kości wykorzystywany jest kolagen wydzielony z próbek metodą opisaną przez Longina (1970). Kolagen zwęglany jest w strumieniu azotu, a następnie spalany w strumieniu tlenu w celu otrzymania  $\text{CO}_2$  (Goslar et al., 1986).

Jako wzorzec do określenia aktywności  $^{14}\text{C}$  we współczesnej biosferze używany jest wzorzec NBS Oxalic Acid. Wiek radiowęglowy nacieków oblicza się przy założeniu, że początkowa aktywność  $^{14}\text{C}$  w momencie krystalizacji nacieku była równa 85% aktywności  $^{14}\text{C}$  współczesnej biosfery (Labeyrie et al., 1967; Geyh, 1972; Srdoč et al., 1977, 1983).

Przy pomiarach aktywności  $^{14}\text{C}$  dla celów datowania radiowęglowego można spotkać się z trzema szczególnymi sytuacjami. W przypadku, gdy aktywność  $^{14}\text{C}$  w próbce jest poniżej granicy detekcji konkretnego zastosowanego licznika określano dolną granicę wieku radiowęglowego (forma „więcej niż”) przy przyjęciu kryterium „dwa sigma” zalecanego przez Stuiver'a i Polach'a (1977). Termin <MODERN oznacza, że mierzona aktywność  $^{14}\text{C}$  jest wyższa niż 85% aktywności współczesnej biosfery (wyższa niż przyjmowana początkowa aktywność  $^{14}\text{C}$  w próbce). Jest to efekt wzrostu koncentracji  $^{14}\text{C}$  w atmosferze w wyniku prób z bronią jądrową (Nydal et al., 1979). Z kolei termin MODERN występuje w przypadku, gdy mierzona aktywność  $^{14}\text{C}$  próbki jest równa 85% aktywności współczesnej biosfery (termin „równa” w tym wypadku oznacza, że różnica między nimi jest mniejsza niż wartość dwóch odchyłań standardowych).

## II.3 METODY TL I ESR

### II.3.1 Wstępne przygotowanie próbek

Około 200-300 g węgla wapnia z wydzielonej do analizy warstwy nacieku po wstępnym oczyszczeniu i umyciu suszy się w temperaturze do 40°C. Następnie mechanicznie usuwa się zewnętrzną warstwę o miąższości około 2-3 mm a pozostałą część rozdrabnia w młynku i młynie. Z tak otrzymanej uśrednionej próbki wydzielą się około 5-15 g ziaren o frakcji 100-200  $\mu\text{m}$ , które użyte zostaną do określenia wielkości dawki pochłoniętej. Pozostała część próbki przeznaczona jest do pomiarów wewnętrznej koncentracji izotopów promieniotwórczych w celu określenia wielkości mocy dawki wewnętrznej.

### II.3.2 Określanie wielkości dawki geologicznej

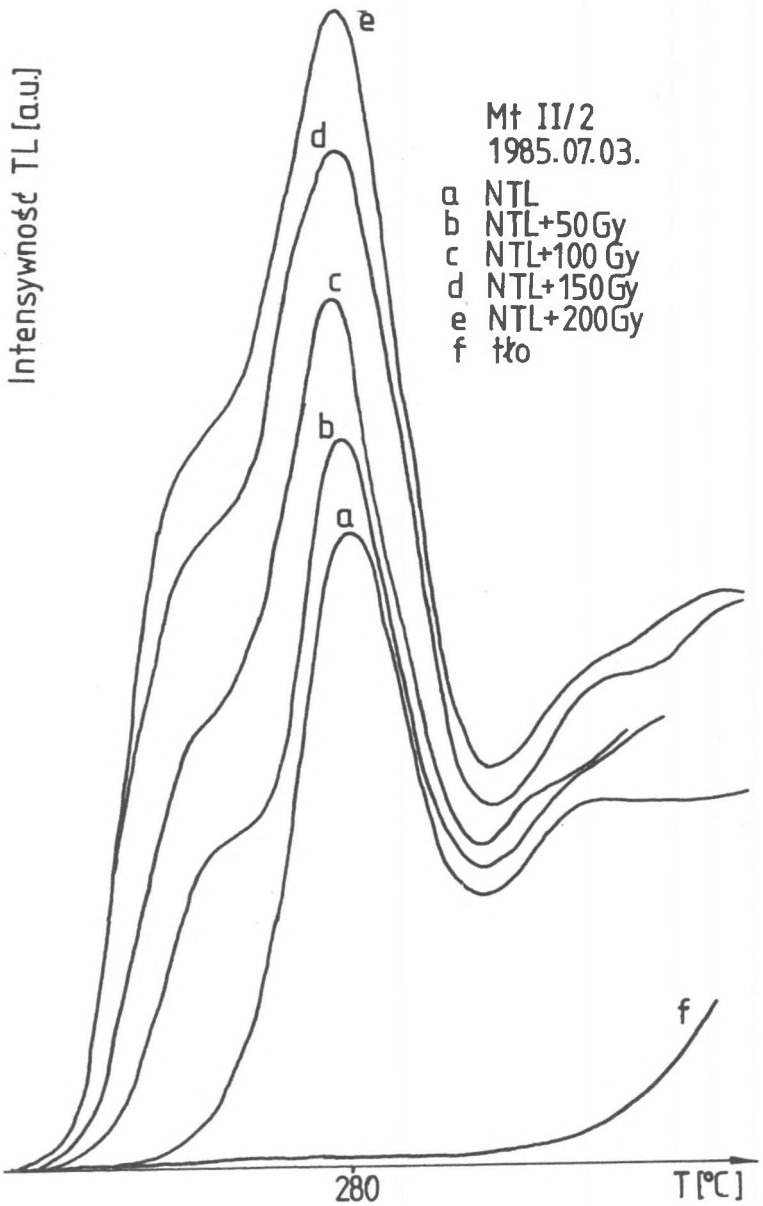
Wydzielone ziarna o frakcji 100-200  $\mu\text{m}$  podzielone zostają na 5-6 porcji. Jedna z nich przeznaczona jest do pomiaru wielkości sygnału TL (ESR) w próbce naturalnej, a pozostałe są naświetlane dodatkowymi dawkami promieniowania gamma. Z reguły wielkości dodatkowych dawek promieniowania  $\gamma$  wynoszą 50, 100, 150, 200 i ewentualnie 250 Gy. Źródłem promieniowania  $\gamma$  jest bomba kobaltowa ( $^{60}\text{Co}$ ). Naświetlania wykonywane były w Instytucie Onkologii w Gliwicach. Moc dawki promieniowania  $\gamma$  w czasie naświetlania wynosiła 860 Gy/godz. Dokładność określenia wielkości dawki sztucznej promieniowania  $\gamma$  wynosi 1.5%. Międzylaboratoryjna kalibracja źródeł promieniowania  $\gamma$  między Gliwicami i Laboratorium TL w Riso (Dania) wykazała, że różnice określania dawki promieniowania  $\gamma$  są mniejsze niż 3%.

#### - Pomiary TL

Pomiary termoluminescencji wykonywano dla próbki naturalnej (NTL) i próbek naświetlonych dodatkowymi dawkami promieniowania  $\gamma$  ( $N+\gamma$ ). Standardowa masa próbki wykorzystywanej do pomiaru termoluminescencji wynosiła 5 mg. Pomiary termoluminescencji wykonywane były na aparaturze zbudowanej i opisanej przez A. Bluszcza (1986). Bezpośrednio przed wykonaniem pomiarów próbka była przez 2 minuty traktowana 1% roztworem kwasu octowego w celu usunięcia zakłócających pomiar metastabilnych stanów powierzchniowych tworzących się podczas ucierania próbki. Rejestracja widm TL próbek odbywała się z wygrzewaniem w atmosferze czystego azotu przy szybkości grzania 5K/s od temperatury pokojowej do około 350°C. Przy rejestracji emitowanego promieniowania wykorzystywano niebieski filtr typu BG 23. Dla każdej dawki wykonywano pomiary pięciu krzywych jarzenia. We wszystkich przypadkach stwierdzono bardzo dobrą powtarzalność pomiarów. Przykładowy zestaw krzywych TL dla próbki Mt II/2 pochodzącej z Jaskini Miętusiej pokazany jest na rys. 13.

#### - Pomiary ESR

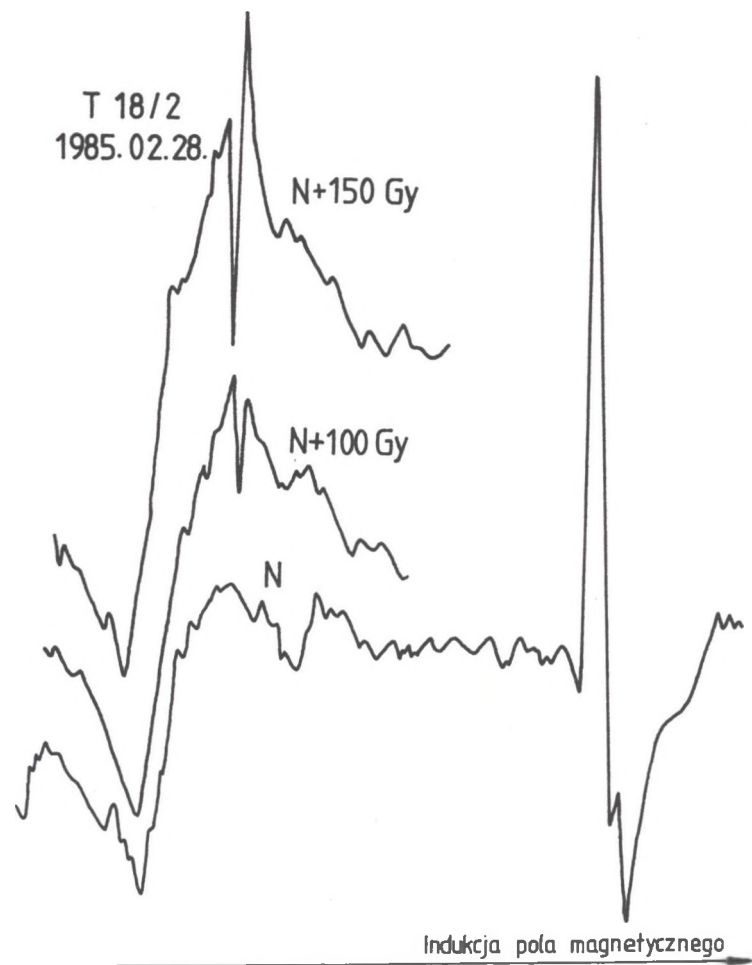
Krzywe ESR zdejmowane były przy użyciu spektrometru ESR typu SEX 2543, wyprodukowanego przez Radiopan (Poznań). Ziarna kalcytu o średnicach 100-200  $\mu\text{m}$  nie były przed pomiarem poddawane żadnej dodatkowej preparatyce. Dla każdej dawki zdejmowano 3 krzywe ESR. Otrzymywana powtarzalność pomiarów była dobra. Widma ESR zdejmowane były przy



Rys. 13. Krzywe jarzenia TL i tło dla próbki z Jaskini Miętusiej: T - temperatura

Fig. 13. TL glow curves and background radiation obtained for calcite sample from the Miętusia cave: T - temperature

następujących warunkach pracy spektrometru: indukcja pola magnetycznego około 330 mT (zmiana w zakresie 10-20 mT), amplituda modulacji - 0.05 mT, częstość mikrofal - 9.29851 GHz, moc promieniowania mikrofalowego - 22 mW. Przykładowy zestaw krzywych ESR dla próbki Mt II/2 pochodzącej z Jaskini Miętusiej przedstawiony jest na rys. 14.



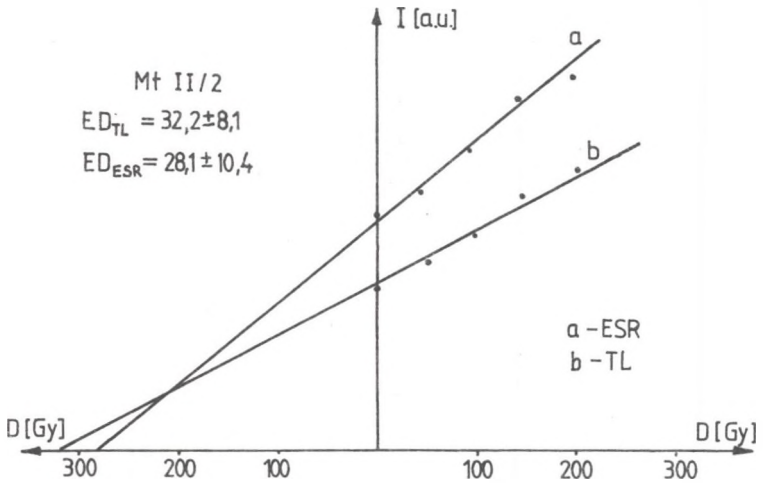
Rys. 14 Krzywe ESR dla próbki z Jaskini Kasprowej Niżniej: N - krzywa dla próbki naturalnej, N+100 - krzywe dla próbek naświetlonych dawkami laboratoryjnymi

Fig. 14. ESR curves obtained for sample from the Kasprowa Niżnia cave: N - natural sample, N+100 - sample irradiated with additional laboratory doses

- Wyznaczanie wartości dawki geologicznej (ED)

Dawkę geologiczną określano metodą addytywną. Na podstawie wyników

pomiarów TL (ESR) próbki naturalnej i naświetlonych dodatkowymi dawkami promieniowania gamma konstruowano wykres wielkości sygnału TL (ESR) w funkcji zaakumulowanej dawki dodatkowej. We wszystkich próbkach występowała liniowa zależność wielkości sygnału od dawki. Ekstrapolując linię wzrostu, odczytywano wartość dawki równoważnej z punktu przecięcia z osią odciętych (rys. 15). W pomiarach TL wykorzystywano wielkość pików występującego przy temperaturze około 280°C, natomiast w pomiarach ESR wykorzystywano linię o  $g = 2.0005 \pm 0.0003$ .

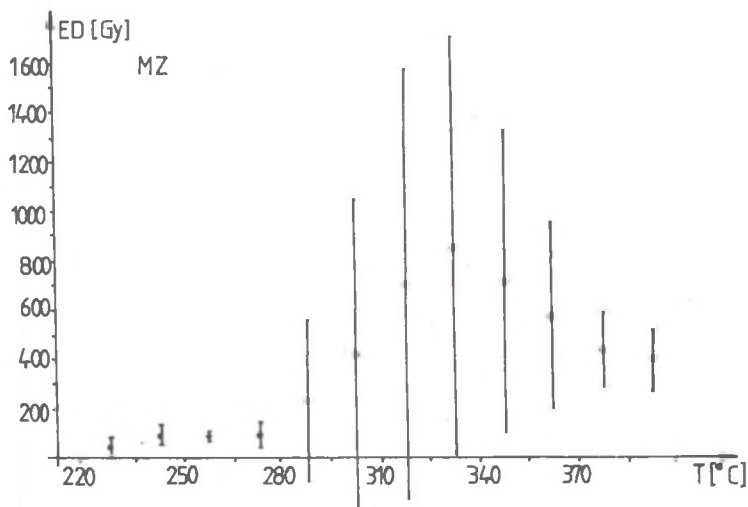


Rys.15. Linie wzrostu dla próbki Mt II/2 z Jaskini Miętusiej: I - intensywność sygnału, D - dawki laboratoryjne

Fig. 15. Growth lines obtained for sample Mt II/2 from the Miętusia cave: I - intensity of signal, D - laboratory doses

Dla wszystkich próbek w analizach metodą TL wykonywany był tzw. „test plateau”, polegający na analizie zmienności wyznaczonej dawki równoważnej w funkcji temperatury (rys. 16). Wynik testu plateau daje możliwość kontroli stabilności termoluminescencji oraz właściwego wyboru przedziału temperatury, w którym można prawidłowo określić wartość ED (Bluszcz, 1986). Na podstawie zakresu plateau można było przyjąć do określania wartości ED amplitudę pików TL (280°C).

W pomiarach ESR do wyznaczania wartości ED wykorzystywano amplitudę linii o  $g = 2.0005$ . W celu zmniejszenia wpływu ewentualnych niestabilności pracy spektrometru stosowano normalizację wielkości analizowanej linii według linii  $Mn^{2+}$ , występującej we wszystkich analizowanych krzywych. Amplituda tej linii jest stała, niezależnie od dodatkowego naświetlania próbki. Przy określaniu wielkości dawki geologicznej nie uwzględniano poprawek na zjawisko nadliniowości.



Rys. 16. Test plateau dla próbki MZ z Jaskini Magurskiej: ED - wartość dawki geologicznej, T - temperatura

Fig. 16. Plateau test obtained on sample MZ from the Magurska cave: ED - value of geological dose, T - temperature

#### II.4. POMIAR MOCY DAWKI ZEWNĘTRZNEJ

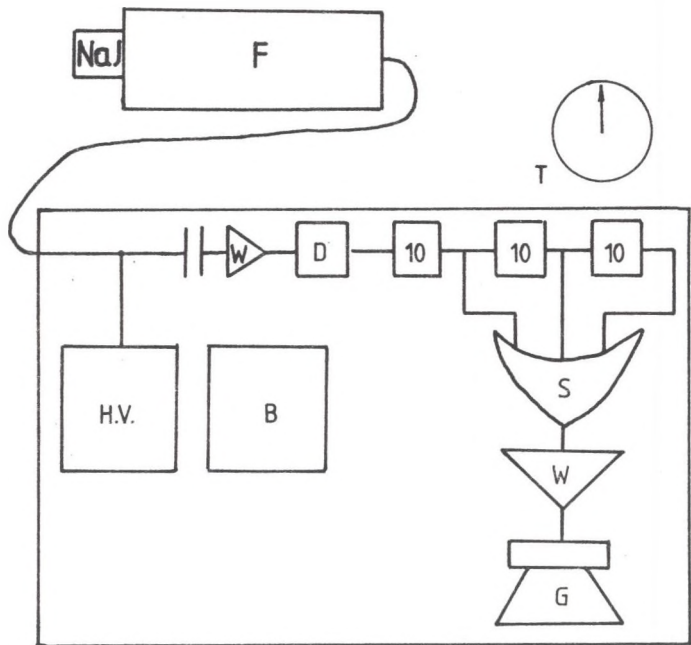
Do pomiaru natężenia promieniowania gamma w jaskiniach w miejscu poboru próbek do analizy TL(ESR) została wykorzystana przenośna sonda scyntylicyjna z kryształem NaJ(Tl) o wymiarach 25x40 mm (rys. 17). Urządzenie przystosowane jest do pracy w trudnych warunkach polowych i zabezpieczone jest przed zamknięciem i uszkodzeniem mechanicznym. Całkowita masa urządzenia wynosi 5.2 kg a wymiary 30x23x13 cm. Stabilność progu dyskryminacji jest kontrolowana w trakcie pomiarów przy użyciu źródła  $^{137}\text{Cs}$  (linia 661 keV). Źródłem zasilania są akumulatory i umożliwiają jednorazowe wykonanie około 50 pomiarów z dokładnością około 3%.

W wybranych jaskiniach (Magurska, Kasprowa Niżna, Goryczkowa i Dziura) wykonano szczegółowe pomiary natężenia promieniowania gamma. W pozostałych jaskiniach wykonywano jedynie pomiary w niewielkich partiach korytarzy jaskini (Hercman et al., 1987).

#### II.5. OKREŚLANIE MOCY DAWKI WEWNĘTRZNEJ

W laboratorium gliwickim moc dawki wewnętrznej określana jest na podstawie pomiarów koncentracji izotopów promieniotwórczych w badanych





Rys. 17. Schemat blokowy sondy do pomiarów tła promieniowania gamma w jaskiniach: NaJ - detektor NaJ(Tl), F - fotopowielacz, W - wzmacniacz, D - dyskryminator, 10 - przeliczniki, H.V. - zasilacz, B - akumulatory, G - głośnik, T - stoper, S - bramka sumująca

Fig. 17. Schematic diagram of the portable apparatus used for natural gamma background monitoring in caves: NaJ - scintillator NaJ(Tl), F - photomultiplier, W - amplifier, D - discriminator, 10 - scalars, HV - supply, B - DC supply, G - loudspeaker, T - timer, S - summing unit

próbkach. Pomiaru wykonywane są metodą scyntylicyjnej spektrometrii gamma.

Aparatura pomiarowa składa się z trzech części:

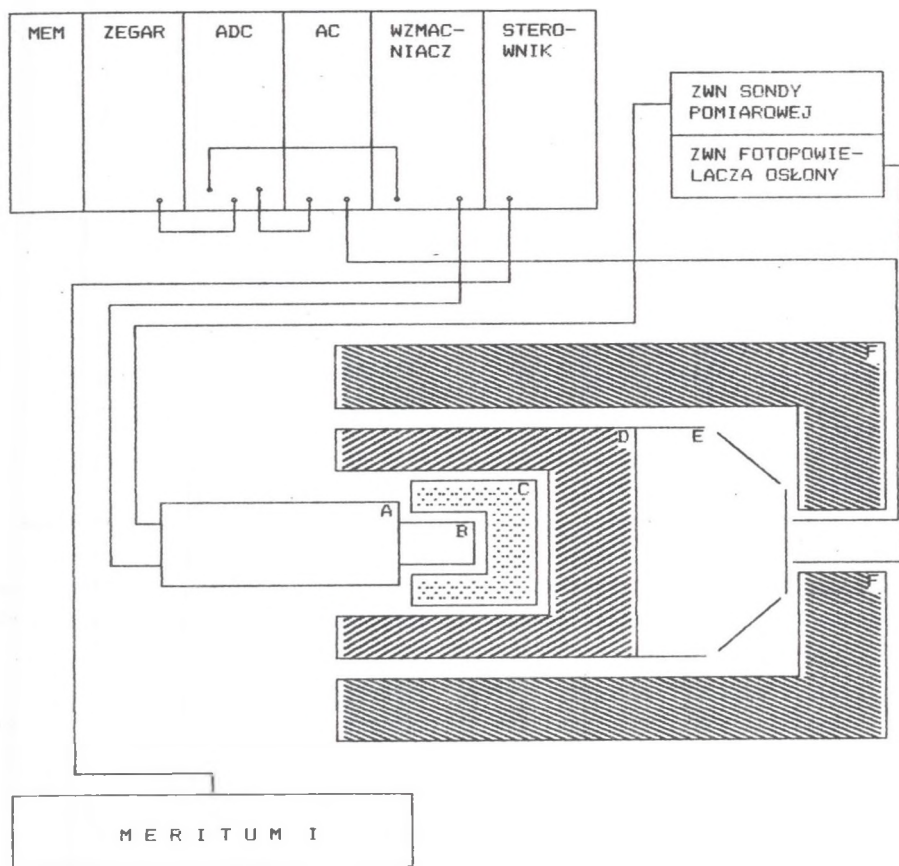
- 1) sondy scyntylicyjnej z osłoną antykoincydencyjną i pojemnikiem na próbki,
- 2) kasety systemu CAMAC,
- 3) mikrokomputera MERITUM I.

Zastosowano sondę scyntylicyjną typu 1051 ze scyntylatorem NaJ(Tl) o wymiarach 54x54 mm z wnątką. W celu obniżenia tła licznika zastosowano osłonę antykoincydencyjną, która składa się z bloku scyntylatora plastikowego o wymiarach 30x30 cm, z wnątką na scyntylator pomiarowy oraz fotopowielacza o dużej średnicy fotokatody (rys. 18).

W skład kasety systemu CAMAC wchodzi następujące bloki:

- wzmacniacz z filtrami aktywnymi, typu 1101, wzmacniający impulsy sondy scyntylicyjnej; jest on blokiem analogowym i nie komunikuje się z magistralą danych systemu,
- przetwornik analogowo-cyfrowy 1024 kanałowy typu 712,

- zegar typu 1403, służący do pomiaru rzeczywistego czasu pracy spektrometru,
- dwie pamięci o pojemności 2k 24-bitowych słów CAMAC typu 208-C,
- sterownik służący do sterowania pracą całej kasyety, sprzęgający ją z mikrokomputerem MERITUM I.



Rys. 18. Schemat blokowy wielokanałowego spektrometru gamma

Fig. 18. Schematic diagram of multichannel gamma spectrometer

Najczęściej w rozwiązaniach analogicznego problemu pomiarowego wykorzystuje się trójkanałowy analizator widma promieniowania gamma i analizuje się informację o ilościach zliczeń w trzech przedziałach energetycznych, w których występują piki fotoelektryczne promieniowania  $\gamma$ :  $^{40}\text{K}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  (szereg uranowy) i  $^{208}\text{Tl}$  (szereg torowy). Metoda zastosowana w laboratorium gliwickim wykorzystuje całość informacji zawartej w otrzymywanym widmie promieniowania  $\gamma$  w zakresie energetycznym 0.7-3.5 MeV.

Próbka sypka lub pokruszona znajduje się w cienkościennym, hermetycznym pojemniku mosiężnym o kształcie walca o średnicy 91 mm i wysokości 72 mm, z wnęką o średnicy 53 mm i głębokości 45 mm. Objętość próbki wynosi  $368.81 \text{ cm}^3$ , a grubość warstwy próbki 19 i 27 mm. Do kalibracji spektrometru użyto standardów produkcji CLOR w Warszawie. Parametry standardów przedstawione są w tabeli 1.

Pomiary tła, w których wykorzystuje się pusty pojemnik na próbkę, wykonywane są dwa razy w miesiącu. Średnia szybkość zliczeń tła wynosi około  $13.5 \pm 0.2 \text{ cpm}$ . Typowy czas pomiaru próbki wynosi około 1000 minut. Masa próbki jest rzędu 200-400 g w zależności od gęstości materiału, ponieważ stała jest objętość próbki.

Tabela 1

Parametry standardów

Wzorzec	Masa [g]	Aktywność właściwa [Bq/kg]	Szybkość zliczeń [cpm]
K	497.3	2657.0	$180.25 \pm 0.47$
U	558.6	591.0	$216.49 \pm 0.48$
Th	528.3	196.7	$123.16 \pm 0.34$

### II.5.1 Analiza widma

Oznaczmy przez  $k(i)$ ,  $u(i)$ ,  $t(i)$ ,  $f(i)$  ilości zliczeń dla wzorca potasowego, uranowego i torowego oraz próbki w  $i$ -tym kanale, a przez  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  - względną koncentrację tych izotopów w próbce. Załóżmy, że widmo próbki jest liniową kombinacją widm wzorców. Dla każdego kanału zachodzi związek:

$$n(i) = X \cdot k(i) + Y \cdot u(i) + Z \cdot t(i), \quad (2.1)$$

gdzie  $n(i)$  oznacza rzeczywistą ilość zliczeń w  $i$ -tym kanale.

W wyniku pomiaru otrzymujemy dla każdego kanału liczbę zliczeń  $f(i)$  różniącą się od rzeczywistej ( $n(i)$ ) o wartość  $\epsilon(i)$ . Tak więc dla analizowanego zakresu  $N$  kanałów otrzymujemy układ  $N$  równań postaci:

$$f(i) = X \cdot k(i) + Y \cdot u(i) + Z \cdot t(i) + \epsilon(i). \quad (2.2)$$

Wprowadzając macierze  $A$ ,  $\tilde{X}$ ,  $\tilde{Y}$  i  $\tilde{E}$ , zdefiniowane jako:

$$A = \begin{bmatrix} k(i)_1 & u(i)_1 & t(i)_1 \\ k(i)_2 & u(i)_2 & t(i)_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ k(i)_N & u(i)_N & t(i)_N \end{bmatrix}; \quad \tilde{X} = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix};$$

$$\tilde{Y} = \begin{bmatrix} f(i)_1 \\ f(i)_2 \\ \vdots \\ f(i)_N \end{bmatrix}; \quad \tilde{E} = \begin{bmatrix} \epsilon(i)_1 \\ \epsilon(i)_2 \\ \vdots \\ \epsilon(i)_N \end{bmatrix}$$

powyższy układ równań możemy zapisać w następujący sposób:

$$\tilde{Y} = A\tilde{X} + E \quad (2.3)$$

Błędy pomiaru liczby zliczeń w poszczególnych kanałach mają rozkład normalny. Wyniki pomiarów są zmiennymi niezależnymi, więc wariancje możemy przedstawić w postaci diagonalnej macierzy  $C_y$  kowariancji zmiennych  $y_i$ :

$$C_y = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & & & 0 \\ & \sigma_2^2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \sigma_N^2 \end{pmatrix}$$

Macierz odwrotną  $G_y$  nazywamy macierzą wag:

$$G_y = \begin{pmatrix} 1/\sigma_1^2 & & & 0 \\ & 1/\sigma_2^2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & 1/\sigma_N^2 \end{pmatrix}$$

Układ równań można rozwiązać ze względu na  $\tilde{X}$  posługując się metodą największej wiarygodności (Brandt, 1974). Rozwiązaniem będą takie wartości  $X$ ,  $Y$  i  $Z$ , dla których funkcja

$$S^2 = \sum_{i=1}^N \{ [f(i) - X \cdot k(i) - Y \cdot u(i) - Z \cdot t(i)]^2 / \sigma_i^2 \} \quad (2.4)$$

osiąga minimum. Warunek ten jest spełniony, gdy wszystkie pochodne cząstkowe równe są zero, czyli

$$\frac{\delta S^2}{\delta x} = \frac{\delta S^2}{\delta y} = \frac{\delta S^2}{\delta z} = 0 \quad (2.5)$$

Rozwiązanie układu równań przyjmuje postać (Brandt, 1974):

$$\tilde{X} = (A^T G_y A)^{-1} G_y A^T \tilde{Y} \quad (2.6)$$

a macierz kowariancji dla najlepszej estymaty  $\tilde{X}$ :

$$G_{\tilde{X}} = (A^T G_y A)^{-1} \quad (2.7)$$

Pierwiastki kwadratowe z elementów diagonalnych tej macierzy można uważać za "błędy pomiarowe" dla  $\tilde{X}$ .

Znając względne koncentracje potasu, izotopów z szeregu uranowego i torowego i zakładając stan równowagi promieniotwórczej w szeregach można bez trudności wyliczyć aktywności właściwe odpowiednich nuklidów:

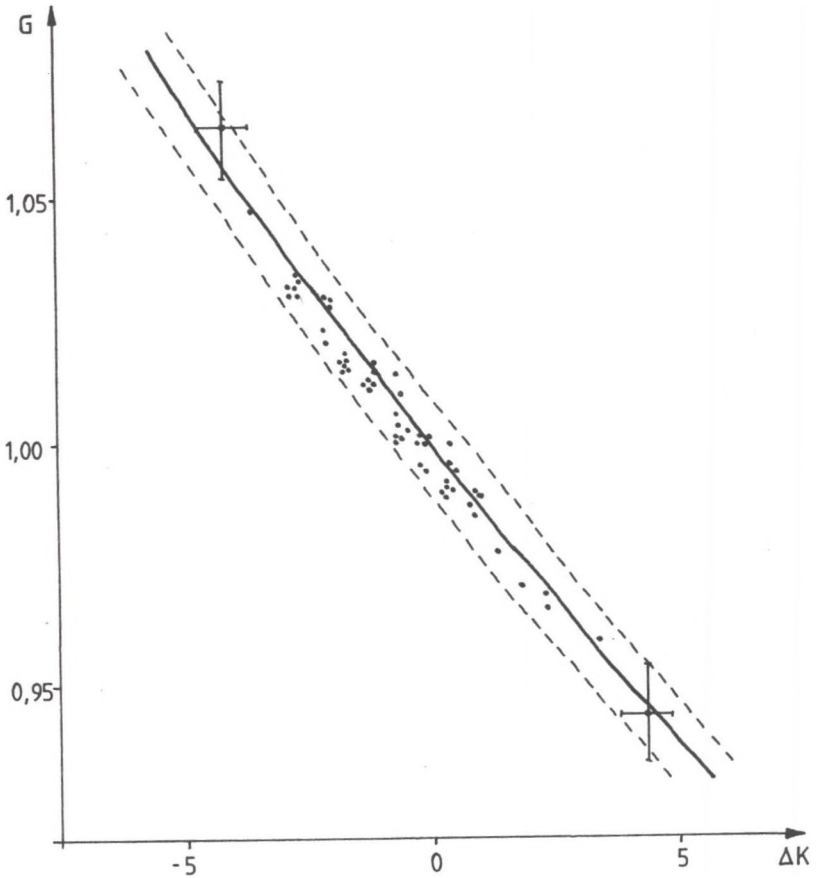
$$A_K = \frac{X \cdot A_{OK} \cdot m_K}{m_P}; \quad A_U = \frac{Y \cdot A_{OU} \cdot m_U}{m_P}; \quad A_{Th} = \frac{Z \cdot A_{OTh} \cdot m_{Th}}{m_P} \quad (2.8)$$

gdzie:  $A_K$ ,  $A_U$ ,  $A_{Th}$  - aktywności potasu, pierwiastków szeregu uranowego i torowego w próbce,  $A_{OK}$ ,  $A_{OU}$ ,  $A_{OTh}$  - aktywności właściwe odpowiednich wzorców,  $m_K$ ,  $m_U$ ,  $m_{Th}$  - masy wzorców,  $m_P$  - masa próbki.

### II.5.2 Poprawka na zmianę wzmocnienia

Numer kanału spektrometru odpowiada pewnej energii. Przyporządkowanie

to może się jednak zmienić przy przypadkowej zmianie wzmocnienia, np. na skutek wahań wysokiego napięcia fotopowielacza oraz przypadkowych zmian jego wzmocnienia powstałych np. przy zmianie temperatury otoczenia. Ponieważ pomiary wzorców wykonywane są stosunkowo rzadko, wzmocnienie



Rys. 19. Kontrola procedury określania poprawki na zmianę wzmocnienia spektrometru gamma: linia ciągła - teoretyczna zależność między przesunięciem widma a wzmocnieniem, linie przerywane - zakres błędów zależności teoretycznej,  $\Delta K$  - przesunięcie widma określone jako różnica w położeniu piku  $^{40}\text{K}$  w stosunku do wzorca; błędy pomiarowe zaznaczono przykładowo dla skrajnych punktów

Fig. 19. Control of the procedure of determination of correction for the amplification change of gamma spectrometer: solid line - theoretical dependence between shift of spectrum and amplification, dashed lines - confidence limits of theoretical curve,  $\Delta K$  - shift of spectrum determined as the difference of position of  $^{40}\text{K}$  peak with respect to the standard; errors of measurements are shown for extreme points

układu pomiarowego podczas pomiaru próbek może być inne i w konsekwencji widmo próbki będzie przesunięte w stosunku do widm wzorców. Przy niewielkiej zmianie wzmocnienia pomiar można przyjąć pod warunkiem wprowadzenia odpowiednich poprawek.

Oznaczmy przez  $i$  numer pewnego kanału energetycznego przy wykalibrowanym spektrometrze (umowne wzmocnienie  $g=1$ ), a przez  $i'$  numer kanału odpowiadającego tej samej energii przy innym wzmocnieniu  $g$ , to między tymi wielkościami zachodzi związek:

$$i' = g \cdot i . \quad (2.9)$$

Zeby wyeliminować wpływ wzmocnienia na poprawność obliczeń, należy w układzie równań (2.2) wstawić wartości  $f(i)$  równe  $f(i'/g)$  w następujący sposób:

$$f(i) = \left[ 1 - \left( \frac{i'}{g} - \left| \frac{i'}{g} \right| \right) \right] \cdot f \left( \left| \frac{i'}{g} \right| \right) + \left( \frac{i'}{g} - \left| \frac{i'}{g} \right| \right) \cdot f \left( 1 + \left| \frac{i'}{g} \right| \right) . \quad (2.10)$$

Skomplikowana postać powyższego wzoru wynika stąd, że gdy  $g \neq 1$ , to wyraz  $i'/g$  nie jest wielkością całkowitą. Wtedy ilość zliczeń, która znalazłaby się w kanale  $i$  o niecałkowitym numerze musi być proporcjonalnie rozdzielona do kanałów  $i$  oraz  $i + 1$ . Procedura taka powoduje komplikację obliczeń i pewne wydłużenie czasu ich wykonywania, lecz nie zmniejsza dokładności wyników. Prawidłowość działania omówionej procedury sprawdzono przy pomiarach około 50 próbek różnego rodzaju osadów (kalcyt, osady detrytyczne). Na wykresie (rys. 19) przedstawiona jest teoretyczna krzywa określająca zależność położenia pików fotoelektrycznego  $^{40}\text{K}$  od wzmocnienia (wzmocnienie, przy którym pik  $^{40}\text{K}$  znajduje się w kanale 75 umownie przyjęte jest za równe 1) i punkty doświadczalne wraz z błędami.

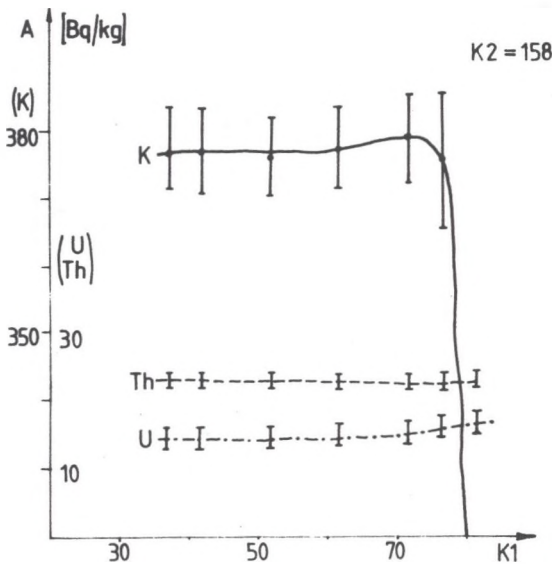
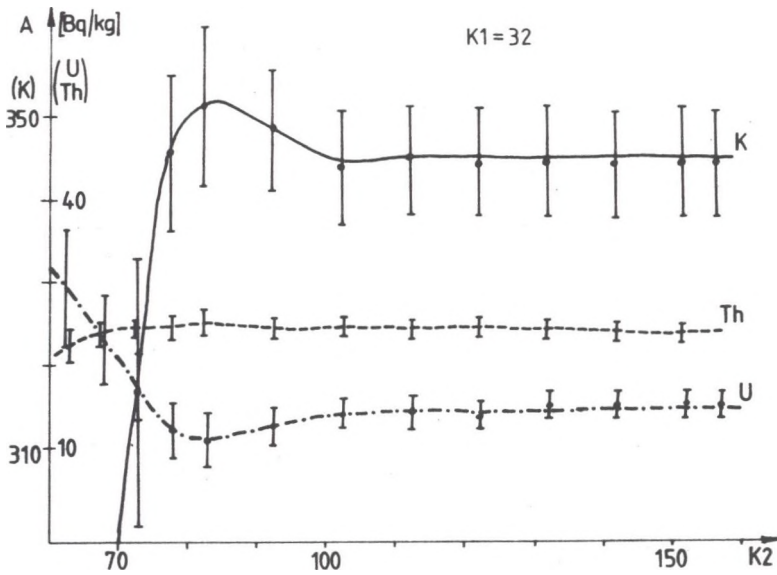
### II.5.3 Obliczenia

Całość obliczeń prowadzona jest według programu "CAMAC" opracowanego w latach 1987-88 przy wykorzystaniu mikrokomputera MERITUM I produkcji MERA-ELZAB w Zabrze. Schemat blokowy programu przedstawiony jest na rys. 20. Po uruchomieniu programu na ekranie ukazuje się komunikat o możliwości wybrania jednej z podanych opcji do realizacji:

- |       |                               |         |  |
|-------|-------------------------------|---------|--|
| 0     | - OBLICZENIA                  | 29      | - ZAPIS DANYCH NA TAŚMĘ<br>MAGNETOFONOWĄ |
| 1- 15 | - WPIS DO POŁA 1-15           | 30      | - WYDRUK WIDMA                           |
| 21    | - POMIAR                      | 31      | - ŚREDNIA Z POMIARÓW                     |
| 22    | - SCHEMAT ZAPEŁNIENIA PAMIĘCI | 101-115 | - WYKRES Z POŁA 1-15                     |
| 23    | - PRZEPISYWANIE               | 301-315 | - ODCZYT DANYCH Z POŁA 1-15              |
| 24    | - WYKRES MACIERZY ZMIERZONEJ  |         |  |
| 25    | - SUMA W KANAŁACH             |         |  |
| 26    | - DODAWANIE WIDM              |         |  |
| 27    | - DANE Z KLAWIATURY           |         |  |
| 28    | - DANE Z MAGNETOFONU          |         |  |







Rys. 21 Wpływ zmiany zakresu analizowanego widma promieniowania gamma na wartość wyznaczonej aktywności właściwej (A): A - pierwszy analizowany kanał o numerze 32, zmienne położenie ostatniego kanału (K2), B - stałe położenie ostatniego kanału (nr 158), zmienne położenie pierwszego (K1)

Fig. 21. Dependence between change of analyzed range of  $\gamma$ -spectrum and obtained specific activity (A): A - the first analyzed channel with number fixed to 32, variable position of the last channel (K2), B - fixed position of the last channel (158), variable position of the first channel (K1)

#### II.5.4 Dobór zakresu analizowanego widma

Przed przystąpieniem do rutynowych pomiarów próbek osadów detrytycznych i kalcytu zaistniała konieczność określenia optymalnego zakresu widma uwzględnianego w analizie wyników. Przyjęto, że w analizowanym zakresie widma powinny się znaleźć wszystkie główne piki nuklidów szeregu uranowego, torowego i potasu  $^{40}\text{K}$ .

Przetwornik analogowo-cyfrowy w aparaturze pomiarowej pracuje w trybie 256 kanałów. Główne piki interesujących nas nuklidów występują między 30 a 160 kanałem. Dla wybranej próbki osadów przeprowadzono analizę wyznaczonych aktywności właściwych izotopów szeregu uranowego, torowego i potasu  $^{40}\text{K}$  przy różnych zakresach analizowanego widma (rys. 21). Na podstawie tych prób przyjęto jako standardowy pomiar oparty na analizie widma w zakresie kanałów numer 40-150 (odpowiada to zakresowi energetycznemu 0.7-3.5 MeV).

#### II.6 UWZGLĘDNIANIE STANU NIERÓWNOWAGI PROMIENIOTWÓRCZEJ W SZEREGU URANOWYM

Przy datowaniu metodą TL ziaren kwarcu lub skaleń, wydzielonych z osadów detrytycznych, zwykle zakłada się stałość mocy dawki w czasie, a więc i istnienie równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym i torowym. Wartości mocy dawek, których źródłem są nuklidy z tych szeregów mogą być określone w laboratorium na podstawie pomiarów aktywności wybranych izotopów za pomocą scyntylicyjnej spektrometrii gamma. Zwykle wykorzystuje się w tym celu  $^{214}\text{Bi}$  z szeregu uranowego i  $^{208}\text{Tl}$  z szeregu torowego. Także wartość mocy dawki pochodzącej od izotopu  $^{40}\text{K}$  określana jest na podstawie pomiarów aktywności gamma. Jednak, jak już zaznaczono, w osadach węglanowych równowaga promieniotwórcza w szeregu uranowym w momencie krystalizacji jest silnie zaburzona. Tak więc klasyczna metoda wyznaczania mocy dawki szeregu uranowego na podstawie zmierzonej koncentracji  $^{214}\text{Bi}$  przy założeniu stanu równowagi promieniotwórczej prowadzi do otrzymania fałszywych wyników, gdyż koncentracja  $^{214}\text{Bi}$  po utworzeniu nacieku jest bliska zeru i w chwili pomiaru jest zwykle mniejsza od równowagowej. Określana tą metodą moc dawki pochodzącej od szeregu uranowego ( $D_{\text{Ume}}$ ) stanowić może tylko niewielką część rzeczywistej mocy dawki ( $D_{\text{U}}$ ) pochodzącej od szeregu uranowego. W wielu laboratoriach zaczęto szukać rozwiązania tego problemu. Wszystkie zaproponowane dotąd rozwiązania wymagają wykonania dla każdej badanej próbki dodatkowych pomiarów, często wykraczających poza możliwości pomiarowe i aparaturowe danego laboratorium.

Krytyczna analiza opisanych w literaturze rozwiązań (patrz rozdział I) doprowadziła w konsekwencji do opracowania metody pozwalającej w prosty sposób uwzględnić istnienie stanu nierównowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym przy określaniu mocy dawki na podstawie pomiarów aktywności

wykonywanych metodą scyntylicyjnej spektrometrii gamma (Goslar, Hercman, 1988). Zastosowane podejście wykorzystuje koncepcję tzw. wieku laboratoryjnego ( $T_{Lab}$ ) zdefiniowanego wzorem:

$$T_{Lab} = \frac{ED}{D_{Ume}}, \quad (2.11)$$

gdzie: ED - dawka geologiczna,  $D_{Ume}$  - moc dawki pochodzącej od szeregu uranowego, wyznaczona z pomiaru koncentracji  $^{214}Bi$  przy założeniu stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu.

Założmy, że w chwili tworzenia się osadu koncentracje  $^{230}Th$  i  $^{231}Pa$  są zerowe, oraz że zmiana koncentracji  $^{238}U$  w interesującym nas przedziale czasu (czwartorzęd) jest do pominięcia i stosunek  $^{235}U/^{238}U$  jest stały. Oznaczmy początkowe stosunki aktywności  $^{234}U/^{238}U$  przez  $q_0$  i  $^{226}Ra/^{238}U$  przez  $p_0$ . Przyjmując, że moc dawki pochodząca od szeregu torowego, od izotopu  $^{40}K$  i moc dawki zewnętrznej są stałe w czasie, całkowitą dawkę pochłoniętą można przedstawić jako sumę dawki zaakumulowanej od izotopów szeregu uranowego, której moc jest zmienna w czasie i dawki zaakumulowanej od izotopów szeregu torowego, potasu  $^{40}K$  i izotopów promieniotwórczych obecnych w otoczeniu, których moce są stałe w czasie:

$$ED = \int_0^T D_U(t)dt + T \cdot (D_{Th+K} + D_{zew}), \quad (2.12)$$

gdzie: T - wiek próbki,  $D_U$  - rzeczywista moc dawki pochodzącej od szeregu uranowego,  $D_{Th+K}$  - moc dawki pochodzącej od szeregu torowego i od potasu  $^{40}K$ ,  $D_{zew}$  - moc dawki zewnętrznej.

Rozpatrzmy najpierw przypadek uproszczony, gdy dawka pochłonięta przez próbkę pochodzi wyłącznie od szeregu uranowego, czyli gdy moce dawek od szeregu torowego, potasu i moc dawki zewnętrznej są równe zero. W tym przypadku równanie (2.12) przyjmie postać:

$$ED = \int_0^T D_U(t)dt, \quad (2.13)$$

skąd

$$T_{Lab} = \frac{\int_0^T D_U(t)dt}{D_{Ume}}. \quad (2.14)$$

Łatwo zauważyć, że prawa strona tego równania jest niezależna od koncentracji uranu i jest funkcją wieku T

$$f(T)_{p,q,k} = \frac{\int_0^T D_U(t)dt}{D_{Ume}(T)}. \quad (2.15)$$

Parametrami tej funkcji są początkowe stosunki aktywności p i q oraz współczynnik efektywności promieniowania  $\alpha$ , oznaczany symbolem k. Ponieważ  $^{226}Ra$  i  $^{231}Pa$  bardzo szybko osiągają stan równowagi promieniotwórczej ze swymi izotopami pochodnymi, moc dawki od szeregu uranowego można przedstawić w postaci sumy mocy dawek od poszczególnych izotopów:

$$D_U(t) = D_{238} + D_{234} + D_{230} + D_{226-206} + D_{235} + D_{231-207} =$$

$$\frac{1}{D_{238U}} \left[ (D_{238\omega} \cdot {}^{238}U) + (D_{234\omega} \cdot {}^{234}U(t)) + (D_{230} \cdot {}^{230}Th(t)) + (D_{226-206\omega} \cdot {}^{226}Ra(t)) + (D_{235\omega} \cdot \frac{{}^{235}U}{A}) + (D_{231-207\omega} \cdot \frac{{}^{231}Pa(t)}{A}) \right], \quad (2.16)$$

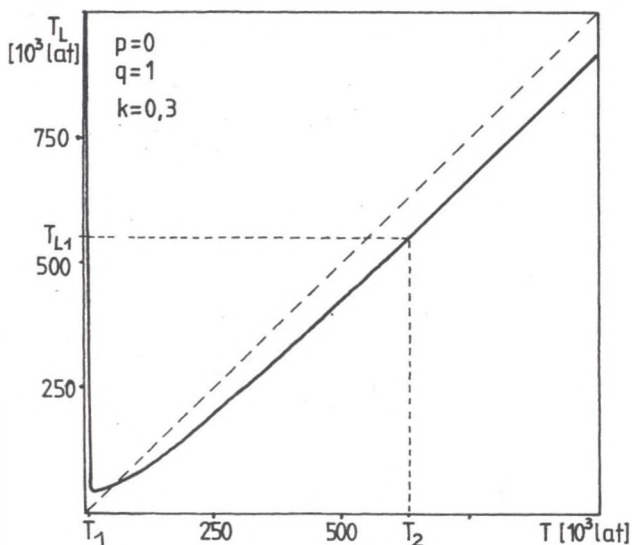
zaś moc dawki wyznaczonej w laboratorium można wyrazić wzorem:

$$D_{Ume} = (D_{238\omega} + D_{234\omega} + D_{230\omega} + D_{226-206\omega} + D_{235\omega} + D_{231-207\omega}) \cdot \frac{Ra(t)}{D_{U\omega}} = D_{U\omega} \cdot \frac{Ra(t)}{D_{238U}}, \quad (2.17)$$

gdzie:  $D_{238}$ ,  $D_{234}$ ,  $D_{230}$ ,  $D_{235}$  - moce dawek odpowiednio od  ${}^{238}U$ ,  ${}^{234}U$ ,  ${}^{230}Th$  i  ${}^{235}U$ ;  $D_{226-206}$ ,  $D_{231-207}$  - moce dawek od fragmentów szeregów uranowych (odpowiednio  ${}^{226}Ra$ - ${}^{206}Pb$  i  ${}^{231}Pa$ - ${}^{207}Pb$ );  $A$  - stosunek aktywności  ${}^{235}U/{}^{238}U$ ; wskaźnik  $\omega$  oznacza odpowiednią wielkość w stanie równowagi izotopowej szeregów uranowych.

Tak więc funkcja  $f(T)_{pqk}$  ma postać:

$$f(T)_{pqk} = \left( \frac{D_{238\omega}}{D_{U\omega}} \cdot \frac{\int_0^T U dt}{{}^{226}Ra(T)} \right) + \dots + \left( \frac{D_{231-207\omega}}{D_{U\omega}} \cdot \frac{\int_0^T {}^{231}Pa(t) dt}{A \cdot {}^{226}Ra(T)} \right). \quad (2.18)$$



Rys. 22 Krzywa  $T=f(T_{lab})$  przy pomiarach  $D_{Ume}$  metodą spektrometrii gamma

Fig. 22. The theoretical dependence of real age,  $T$  upon laboratory age  $T_{lab}$ ,  $T=f(T_{lab})$ , used in measurements of  $D_{Ume}$  by  $\gamma$ -spectrometry

Stosunki odpowiednich mocy dawek równowagowych pochodzących od poszczególnych izotopów są stałe i zależą tylko od współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$ .

Przebieg funkcji  $T_{Lab} = f(T)_{pqk}$  przedstawiony jest na rys. 22. Jak widać, funkcja ta posiada wyraźne minimum przy  $T \approx 15$  tys. lat. Dla próbek starszych od 50 tys. lat  $T_{Lab} < T$ , co wynika stąd, że w ciągu całego czasu średnia moc dawki była mniejsza od mocy dawki w chwili pomiaru. Dla próbek młodszych  $T_{Lab} > T$ , co wiąże się z faktem, że obliczona na podstawie koncentracji  $^{214}\text{Bi}$  moc dawki jest znacznie niższa od rzeczywistej. Oba te czynniki powodują, że danemu wiekowi laboratoryjnemu odpowiadają dwie możliwe wartości wieku,  $T_2$ , która jest zbliżona do  $T_{Lab}$  i  $T_1$ , zwykle bardzo mała.

W warunkach naturalnych źródłem dawki pochłoniętej, oprócz izotopów szeregu uranowych, są izotopy szeregu torowego, potasu  $^{40}\text{K}$  i izotopy promieniotwórcze zawarte w otoczeniu próbki (wzór 2.12). Po uwzględnieniu wkładu tych izotopów wzór określający wartość wieku laboratoryjnego można przedstawić w sposób następujący:

$$T_{Lab} - \left( T \cdot \frac{D_{Th+K} + D_{zew}}{D_{Ume}} \right) = f(T)_{pqk} \quad (2.19)$$

Wyrażenie po lewej stronie jest równaniem linii prostej, natomiast funkcja  $f(T)$  jest funkcją opisaną powyżej. Wartość wieku można odczytać jako współrzędną punktu przecięcia wykresu funkcji  $f(T)$  (niezależnej od wyników pomiarów) z prostą, której współczynniki zależą od wyników pomiaru (rys. 23). W przypadku gdy koncentracja  $^{214}\text{Bi}$  jest tak mała, że pomiar pozwala określić tylko górną granicę  $D_{Ume}$ , wiek możemy określić w formie przedziałów:

$$T_2 < T < T_3 \quad \text{lub} \quad T < T_1.$$

Jeżeli moc dawki  $D_{Th+K}$  jest określona tylko w postaci górnej granicy, wiek próbki może wynosić:

$$T_2 < T < T_4 \quad \text{lub} \quad T < T_1.$$

Jeżeli mamy do czynienia z obydwoma przypadkami równocześnie:

$$T_2 < T < T_5 \quad \text{lub} \quad T < T_1.$$

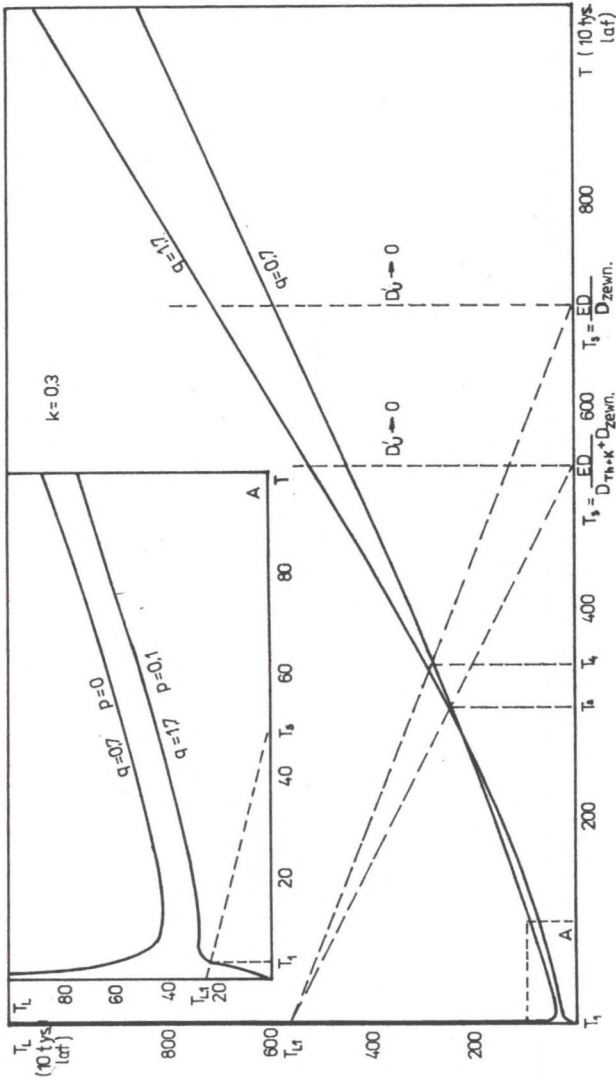
Jeżeli wszystkie te wielkości określone są w postaci górnych granic, to wiek próbki można określić tylko w formie granicznej:

$$T_2 < T \quad \text{lub} \quad T < T_1.$$

Określanie mocy dawki na podstawie pomiarów scyntylicyjnym spektrometrem promieniowania gamma jest metodą prostą i osiągalną w większości laboratoriów. Przedstawiona procedura pozwala na powrót do tej techniki pomiarowej przy analizach osadów węglanowych, w których występuje zaburzenie stanu równowagi promieniotwórczej.

Przebieg krzywych wskazuje również na pewne ograniczenia metody:

- Każdy wynik datowania metodami TL i ESR reprezentowany jest zwykle przez dwie wartości wieku; wyboru między nimi trzeba dokonać na podstawie innych przesłanek lub datowań innymi metodami.
- Ze względu na nieznaną początkową wartość stosunku aktywności p wynik datowania próbki młodszej niż 10 tys. lat może być przedstawiony



Rys. 23 Określanie wieku TL i ESR z krzywej  $T=f(T_{lab})$  przy pomiarach  $D_{Ume}$  metodą spektrometrii gamma (komentarz w tekście)

Fig. 23. Determination of TL and ESR age with the use of curve  $T=f(T_{lab})$  in measurements of  $D_{Ume}$  by  $\gamma$ -spectrometry (detailed comment in the text)

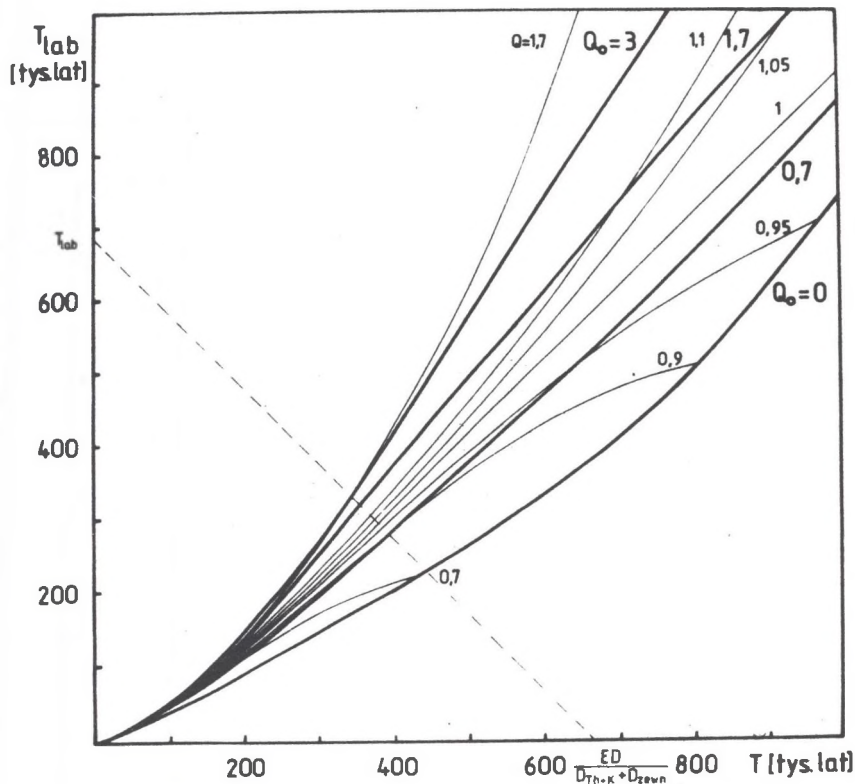
tylko w postaci górnej granicy wieku.

Idea takiego sposobu bezpośredniego odczytu wieku próbki może być zastosowana w przypadku określania mocy dawki od szeregu uranowego za pomocą spektrometrii promieniowania alfa lub metody śladów spontanicznego rozszczepienia uranu (metody traków - FT).

W przypadku spektrometrycznych pomiarów promieniowania  $\alpha$  w wyniku analizy znane są: koncentracja uranu  $^{238}\text{U}$  i stosunki aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (oznaczony jako  $q$ ),  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  i  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ . Nie jest znany stosunek aktywności  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ , oznaczony jako  $p$ . Moc dawki pochodzącą od nuklidów szeregu uranowego można określić jako sumę mocy dawek od poszczególnych fragmentów szeregu:

$$D_{\text{Ume}} = D_{238-234} \cdot ^{238}\text{U} + D_{234-230} \cdot ^{234}\text{U} + D_{230-206} \cdot ^{230}\text{Th} \quad (2.20)$$

Przebieg funkcji  $T_{\text{lab}} = f(T)$  przedstawiony jest na rys. 24.



Rys. 24 Krzywa  $T=f(T_{\text{lab}})$  przy pomiarach  $D_{\text{Ume}}$  metodą spektrometrii alfa

Fig. 24. The theoretical dependence of real age,  $T$  upon laboratory age  $T_{\text{lab}}$ .  $T=f(T_{\text{lab}})$ , used in measurements of  $D_{\text{Ume}}$  by  $\alpha$ -spectrometry



Należy zwrócić uwagę, że wraz ze wzrostem wieku próbki rośnie zależność przebiegu funkcji od wartości stosunku aktywności  $q$ . Grubsze linie ograniczają zakres krzywych w zależności od początkowego stosunku aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ( $q_0$ ). W wodach powierzchniowych najwyższy obserwowany stosunek aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  wynosi około 12. Z uwagi na to teoretycznie możliwa wartość tego stosunku w krystalizującym nacieku musi mieścić się w granicach 0-12. Na podstawie analizy zmienności stosunku aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  w naciekach można stwierdzić, że mieści się on z reguły w granicach 0.7-2. W konsekwencji dla każdej próbki o konkretnej, zmierzonej wartości stosunku aktywności  $q$  można określić teoretycznie możliwy przedział wieku, dla którego wartość  $q_0$  mieści się w dopuszczalnych granicach. Tak więc punkt przecięcia prostej zależnej od wyników pomiarów z krzywą dla zmierzonej wartości  $q$  powinien leżeć w zakresie wyznaczonym przez linie  $q_0 = 0$  i  $q_0 \approx 12$  (z reguły między liniami  $q_0 = 0.7$  i  $q_0 = 2$ ). Jeżeli leży on poza tym obszarem, świadczy to o występowaniu zaburzeń w historii próbki (np. zmiany mocy dawki zewnętrznej, naruszenie założenia o zamknięciu układu i migracja izotopów promieniotwórczych) lub wystąpieniu błędów grubego w wykonanych pomiarach.

Dla próbek starszych od około 500 tys. lat zależność przebiegu krzywych od wartości zmierzonego stosunku aktywności  $q$  jest bardzo silna. Z reguły dokładność pomiarów stosunków aktywności w spektrometrii  $\alpha$  wynosi około 5%. Ze względu na silnie rosnącą zależność przebiegu krzywych od wartości mierzonego stosunku aktywności  $q$  wydaje się, że pomiar tej wielkości ze średnią dokładnością wnosi istotne informacje jedynie dla próbek młodych. I tak dla próbki o wieku około 700 tys. lat pomiar stosunku  $q$  z dokładnością około 5% ma znaczenie jedynie kontrolne (kontrola czy punkt przecięcia prostej z określoną krzywą leży w dopuszczalnym zakresie) gdyż uwzględnianie dokładności pomiaru stosunku  $q$  w doborze odpowiedniej krzywej wymagałoby przyjęcia, że początkowy stosunek aktywności  $q_0$  miał wartość bardzo mało prawdopodobną lub nawet niemożliwą do przyjęcia (np.  $q_0 < 0$ ).

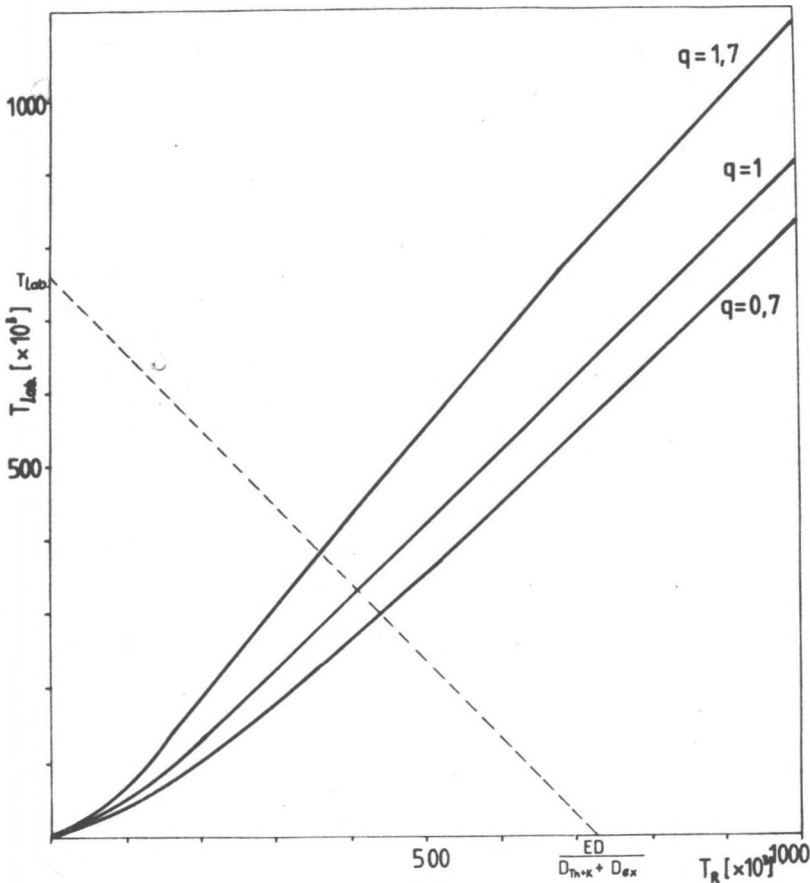
Gdy moc dawki wewnętrznej pochodzącej od izotopów promieniotwórczych szeregu uranowego określana jest metodą śladów spontanicznego rozszczepienia uranu (metodą FT) to bezpośrednio z pomiarów wyznaczamy koncentrację  $^{235}\text{U}$  i zakładając stały stosunek  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  określamy koncentrację  $^{238}\text{U}$ . Podobnie jak przy stosowaniu spektrometrii gamma nie są znane stosunki aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  i  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ , oznaczane odpowiednio przez  $q$  i  $p$ . Wartość mocy dawki  $D_{\text{Ume}}$  określona jest bezpośrednio jako moc dawki od zrównoważonego szeregu uranowego

$$D_{\text{Ume}} = D_{^{238}\text{U}} \cdot \frac{^{238}\text{U}}{^{238}\text{U}}, \quad (2.21)$$

Przebieg funkcji  $T_{\text{Lab}} = f(T)$  przedstawiony jest na rys. 25.

Porównując krzywe dla trzech głównych metod wykorzystywanych do określania mocy dawki wewnętrznej można wyciągnąć pewne wnioski co do zalet i wad poszczególnych metod. Niewątpliwie najwięcej informacji o

próbce dostarczają pomiary metodą spektrometrii promieniowania alfa. Wymagają one jednak skomplikowanej i czasochłonnej preparatyki wstępnej materiału (wydzielenie i rozdzielenie obecnego w próbce uranu i toru). Stosowanie tej metody w większości laboratoriów jest nieosiągalne. Z reguły metoda spektrometrii  $\alpha$  stosowana jest do określenia mocy dawki wewnętrznej przy datowaniu metodami TL lub ESR nacieków, które przy próbie datowania metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  okazały się zbyt stare.



Rys. 25 Krzywa  $T=f(T_{lab})$  przy pomiarach  $D_{U_{me}}$  metodą śladów spontanicznego rozszczepienia  $^{238}\text{U}$  (FT)

Fig. 25. The theoretical dependence of real age,  $T$  upon laboratory age  $T_{lab}$ ,  $T=f(T_{lab})$ , used in measurements of  $D_{U_{me}}$  by fission track method

Tabela 2

Porównanie spektrometrii promieniowania  $\alpha$ , promieniowania  $\gamma$  i metody FT jako metod określania mocy dawki wewnętrznej przy datowaniu TL i ESR

	spektrometria $\gamma$	spektrometria $\alpha$	FT
mierzone	$[^{214}\text{Bi}]$	$[^{238}\text{U}]$ $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$[^{235}\text{U}]$ $(^{235}\text{U}/^{238}\text{U})$
nieznane	$[^{238}\text{U}]$ $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$	$^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$
efekt zmiany k w granicach 0.1 - 0.9	dla $T > 10$ ka błąd $T < 10\%$ dla $T > 20$ ka błąd $T < 5\%$	błąd $T < 3\%$	błąd $T < 1\%$
efekt niezna- jomości p	dla $T < 10$ ka wiek można podać tylko w formie gór- nej granicy dla $T > 20$ ka błąd $T < 10\%$ dla $T > 35$ ka błąd $T < 5\%$	dla $T < 35$ ka błąd $T$ 50-5% dla $T > 35$ ka błąd $T < 5\%$	dla $T < 10$ ka błąd $T$ 20-5% dla $T > 10$ ka błąd $T < 5\%$
efekt niezna- jomości q (dla spektr. $\alpha$ błąd pomiaru q równy 5%)	dla $T = 200$ ka błąd $T \approx 10\%$ dla $T = 600$ ka błąd $T \approx 15\%$	dla $T = 200$ ka błąd $T \approx 8\%$ dla $T = 600$ ka błąd $T \approx 15\%$	dla $T = 200$ ka błąd $T \approx 40\%$ dla $T = 600$ ka błąd $T \approx 30\%$

$[^{214}\text{Bi}]$ ,  $[^{235}\text{U}]$ ,  $[^{238}\text{U}]$  - koncentracja odpowiedniego nuklidu,  
 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  - stosunki  
 aktywności odpowiednich nuklidów.

Dla wszystkich metod zależność przebiegu krzywych od współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$  jest bardzo słaba. Nieznajomość stosunku aktywności  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  wprowadza bardzo dużą nieoznaczoność jedynie dla próbek młodych ( $T < 10$  tys. lat). Jak dotychczas nie publikowano żadnych wyników pomiarów koncentracji  $^{226}\text{Ra}$  w tworzących się naciekach. Istnieją podstawy, by sądzić, że stosunek początkowy aktywności  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  może się zawierać w granicach od zera do kilku procent. Tak więc można jedynie stwierdzić, że wiek próbki  $T < T_1$  (rys. 22-25) nie jest wykluczony.

Stosunkowo słaba zależność przebiegu krzywych dla spektrometrii  $\alpha$  i  $\gamma$

od stosunku aktywności  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  pozwala na względnie prawidłowe odczytanie wartości wieku próbki nawet w przypadku bardzo niedokładnej znajomości stosunku  $q$  lub nawet całkowitego braku informacji o wartości  $q$ .

Wydaje się, że metoda spektrometrii promieniowania gamma, stosowana świadomie, w zupełności spełnia zadanie stawiane przy wyznaczaniu mocy dawki wewnętrznej w datowaniu TL (ESR). Dodatkową jej zaletą jest możliwość kontrolowania i pomiaru koncentracji promieniotwórczego izotopu  $^{40}\text{K}$  obecnego w próbce.

Zamieszczone w tabeli 2 wielkości błędów określają wyłącznie składnik błędu przejścia od wartości wieku laboratoryjnego do wartości wieku TL (ESR). Do wielkości błędu końcowego wyniku wnoszą wkład również błędy określenia dawki geologicznej, mocy dawek, współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$ , itd.

## II.7 DOKŁADNOŚĆ DATOWANIA NACIEKÓW METODAMI TL I ESR

Dokładność końcowego wyniku datowania metodami TL i ESR zależy od błędów, jakimi obarczone są wszystkie wielkości wykorzystywane w procesie datowania. Rozpatrzmy możliwą do osiągnięcia dokładność końcowego wyniku analizy w dwóch przypadkach: stosowania spektrometrii  $\alpha$  i spektrometrii  $\gamma$  do określania mocy dawki wewnętrznej.

Błąd wyznaczenia wartości mocy dawki od szeregu uranowego ( $D_{\text{Ume}}$ ) zależy od dokładności określenia koncentracji i stosunków aktywności izotopów promieniotwórczych. Metoda spektrometrii  $\alpha$  pozwala na uzyskiwanie wyników pomiarów obarczonych błędami rzędu 5%. Maksymalna możliwa do osiągnięcia dokładność wynosi około 2%. Scyntylicyjna spektrometria  $\gamma$  pozwala na określenie koncentracji izotopów promieniotwórczych z dokładnością około 10%. Przy bardzo niskich koncentracjach należy się liczyć z dalszym dodatkowym obniżeniem dokładności. Zastosowanie detektora półprzewodnikowego pozwoliłoby osiągnąć dokładność rzędu 2%. Wielkość błędu  $D_{\text{Ume}}$  zależy również od wartości i dokładności znajomości współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$ . Wszystkie cytowane w literaturze oznaczenia współczynnika  $k$  wykonywane są z dokładnością około 20%. Wydaje się, że przy dobrym opanowaniu techniki otrzymywania cienkich próbek i wykonywaniu większych serii pomiarów dla danej próbki możliwe byłoby osiągnięcie maksymalnej dokładności około 15%. Zależność wielkości błędu  $\Delta D_{\text{Ume}}$  od dokładności określenia koncentracji nuklidów promieniotwórczych i współczynnika  $k$  pokazana jest na rys. 26. W typowym dla nacieków zakresie wartości współczynnika  $k$ , wynoszącym 0.2 - 0.7, niemożliwe jest osiągnięcie dokładności wyznaczenia  $D_{\text{Ume}}$  lepszej niż 10%. Przy aktualnie osiąganym dokładności wyznaczenia współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$  na poziomie około 20% najwyższa możliwa do osiągnięcia dokładność  $D_{\text{Ume}}$  (przy błędzie określenia koncentracji i stosunków aktywności izotopów promieniotwórczych 2%) wynosi powyżej 15% w

tym samym zakresie wartości współczynnika  $k$ . Tego samego rzędu błędem (przy metodzie spektrometrii  $\gamma$  nawet nieznacznie niższym) obciążona jest wielkość  $D_{U_{me}}$  w przypadku określania koncentracji i stosunków aktywności izotopów promieniotwórczych w próbce z dokładnością około 10% i współczynnika  $k$  z dokładnością 15%.

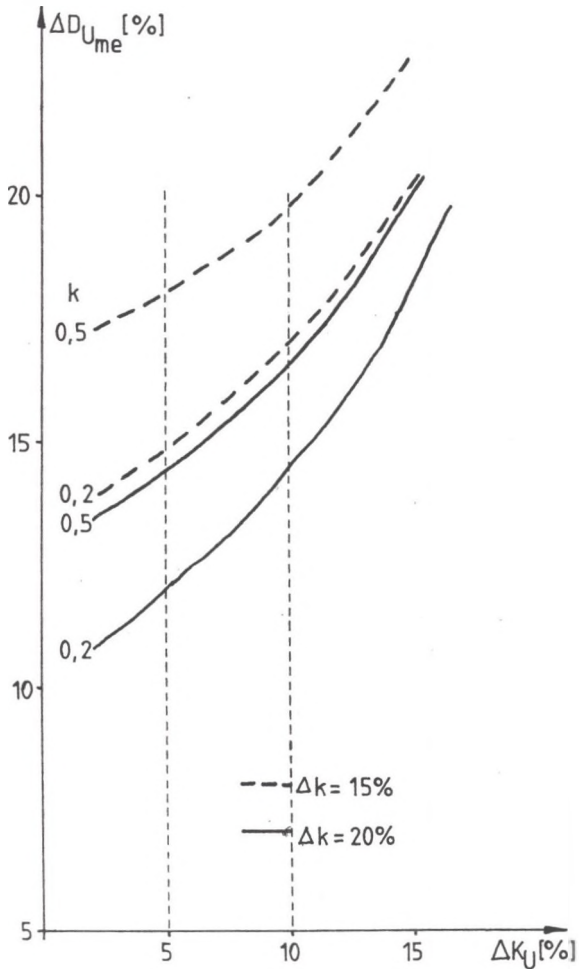
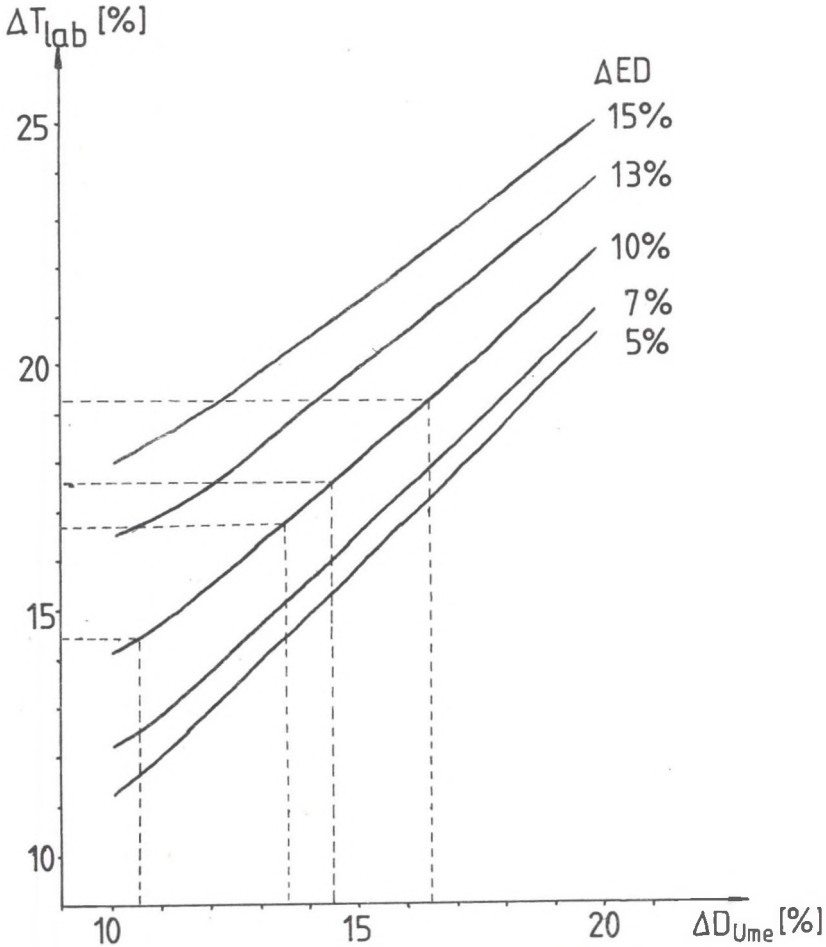


Fig. 26. Wpływ wartości błędów określenia koncentracji nuklidów promieniotwórczych ( $K_U$ ) oraz wartości i dokładności wyznaczenia współczynnika efektywności promieniowania alfa ( $k$ ) na dokładność określenia wartości  $D_{U_{me}}$

Fig. 26. Influence of error of radionuclides concentration determination ( $K_U$ ) and the value and accuracy of the  $\alpha$ -efficiency ( $k$ ) on accuracy of determined value  $D_{U_{me}}$

Wydaje się, że główny wysiłek prowadzący do zwiększenia dokładności wyznaczenia wielkości  $D_{Ume}$  powinien być położony na dokładniejsze wyznaczanie współczynnika efektywności promieniowania  $\alpha$ .

Na wielkość błędu wieku laboratoryjnego wpływa też dokładność określenia dawki geologicznej (ED).



Rys. 27 Zależność błędu wyznaczonej wartości wieku laboratoryjnego ( $T_{lab}$ ) od dokładności określenia  $D_{Ume}$  i ED

Fig. 27. Dependence of error of the laboratory age ( $T_{lab}$ ) upon the accuracy of determination of  $D_{Ume}$  and ED

Jest ona uwarunkowana powtarzalnością wyników pomiarów TL i ESR, stabilnością aparatury itp. i zwykle wynosi 5-10%. Przy wyznaczeniu

wartości  $D_{ume}$  z dokładnością 10-15% i wartości ED z dokładnością 5-10% wartość wieku laboratoryjnego  $T_{Lab}$  będzie obarczona błędem w granicach 11-15% (Rys. 27). Tak więc w najbardziej sprzyjających warunkach błąd, którym obarczona jest wartość  $T_{Lab}$  wynosi około 11-12%. Dodatkowo należy uwzględnić jeszcze błędy wynikające z przechodzenia od wartości wieku laboratoryjnego do wieku TL (ESR).

Podsumowując należy podkreślić, że w najbardziej sprzyjających warunkach dokładność uzyskanej daty TL lub ESR nie może być lepsza niż około 15%.



## TEREN BADAŃ I ANALIZOWANY MATERIAŁ

Pierwsze pisane informacje o jaskiniach tatrzańskich pochodzą z XVII wieku. Najprawdopodobniej jaskinie o widocznych z daleka, łatwo dostępnych otworach znane były już dużo wcześniej. Początkowo jaskinie stanowiły obiekt zainteresowania poszukiwaczy skarbów, zbójników i pasterzy. Z przełomu XVIII i XIX wieku pochodzą pierwsze opisy dużych wywierzyisk i jaskiń w polskiej części Tatr. Pierwszym badaczem, który zajmował się hydrografią krasową Tatr był L. Zejszner. Jego pracom prowadzonym w pierwszej połowie XIX wieku zawdzięczamy pierwsze opisy wielu jaskiń i sugestie dotyczące podziemnego krążenia wód w Tatrach. W drugiej połowie XIX wieku rozpoczęto prace naukowe w jaskiniach tatrzańskich. Zajmowano się głównie szczątkami dużych ssaków, badaniami archeologicznymi, oznaczaniem roślin i owadów żyjących w strefach przyotworowych. Z tego okresu pochodzą pierwsze plany i szczegółowe opisy jaskiń autorstwa J. G. Pawlikowskiego. W okresie międzywojennym systematyczne badania jaskiń tatrzańskich rozpoczynają bracia Stefan i Tadeusz Zwolińscy. Im zawdzięczamy szczegółowe plany i opisy większości znanych w tym czasie jaskiń. W latach powojennych prowadzili oni wielkie prace ziemne w jaskiniach: Bystrej, Kalackiej, Magurskiej, Mroźnej i Mylnej, dążąc do udostępnienia ich dla masowego ruchu turystycznego. Stan wiedzy o jaskiniach tatrzańskich z tego okresu podsumował K. Kowalski (1953) w trzutomowej monografii, której drugi tom w całości poświęcony jest jaskiniom tatrzańskim. Próby sformułowania wniosków dotyczących rozwoju jaskiń w Tatrach podjął S. Zwoliński (1955, 1961). Systematyczne prace w jaskiniach tatrzańskich prowadzili J. Rudnicki (1958, 1960, 1967) i Z. Wójcik (1960, 1966, 1968, 1974, 1979). Prace te były pierwszą próbą możliwie pełnej interpretacji rozwoju zjawisk krasowych w Tatrach. Jaskinie zaczęły stanowić też obiekt zainteresowania coraz liczniejszej grupy grotolazów. Powstawanie licznych klubów speleologicznych oraz ostra rywalizacja sportowa i eksploracyjna spowodowały odkrycie wielu nowych jaskiń i poznanie nowych, rozległych partii w jaskiniach znanych wcześniej. Pod koniec lat siedemdziesiątych zespół z Oddziału Warszawskiego Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi rozpoczął program inwentaryzacji jaskiń tatrzańskich. Efektem tych prac jest wielotomowa monografia wszystkich znanych obecnie jaskiń, niestety jak

dotąd dostępna jedynie w formie maszynopisu. Olbrzymi postęp w poznaniu jaskiń Tatr Polskich widoczny jest przy porównaniu liczby aktualnie znanych około 460 jaskiń z 70 jaskiniami opisanymi przez Kowalskiego (1953).

Jako pierwszy metody izotopowego datowania w Tatrach zastosował J. Burchart (1968, 1972). Zajmował się on badaniem skał krystalicznych przy zastosowaniu metody rubidowo-strontowej i śladów spontanicznego rozszczepienia jąder uranu. W badaniach osadów czwartorzędowych w Tatrach metody datowania izotopowego zostały po raz pierwszy zastosowane w latach siedemdziesiątych. Jako pierwsze opublikowane były wyniki datowania mułów z den jezior karowych w Dolinie Pięciu Stawów (Wicik, 1979). W tym czasie pobrane zostały pierwsze próbki nacieków z jaskiń tatrzańskich z myślą o datowaniu ich metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . Wyniki tych analiz wraz z ich geologiczną interpretacją opublikowane zostały przez J. Głazka w 1984 roku. Analizy te wykonywane były jednak w laboratoriach zagranicznych. W latach osiemdziesiątych w Międzyresortowym Instytucie Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie podjęto prace nad uruchomieniem pierwszego w naszym kraju laboratorium, które wykonywałoby kompleksową analizę węglanów, łącząc analizę izotopów stabilnych z datowaniem metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . Prace te (Duliński, 1988; Różański, Duliński, 1988; Duliński, w druku) miały charakter metodyczny i nie zajmowano się w nich geologiczną interpretacją uzyskanych wyników. W ramach tych prac wykonano 21 datowań próbek nacieków z jaskiń tatrzańskich. Wyniki te częściowo zostały wykorzystane w dalszej części prezentowanej pracy. Od 1985 roku w Laboratorium  $^{14}\text{C}$  Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach podjęto systematyczne prace nad opracowaniem metodyki datowania nacieków jaskiniowych metodami  $^{14}\text{C}$ , termoluminescencji (TL), elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR). Aktualne wyniki tych prac przedstawione są w prezentowanej rozprawie.

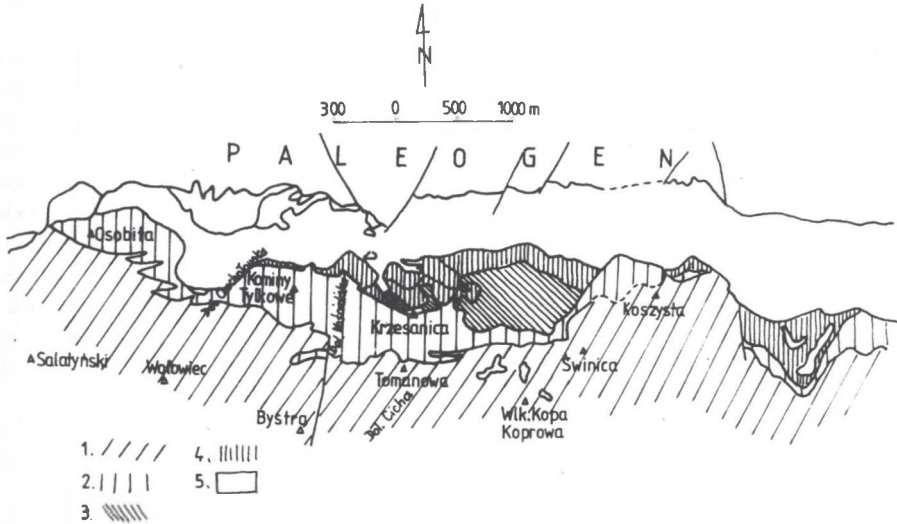
### III.1 ZJAWISKA KRASOWE NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ TATR ZACHODNICH

Zjawiska krasowe występują powszechnie w obrębie wychodni skał węglanowych serii wierchowych i regłowych polskiej części Tatr Zachodnich. Skały osadowe północnego skłonu Tatr tworzą szereg nachylonych ku północy, ponasuwanych na siebie jednostek tektonicznych, w których pasma skał węglanowych rozdzielone są pasmami skał nierozpuszczalnych. W obrębie jednostek wierchowych skałami podlegającymi krasowieniu są głównie wapień i dolomity triasu środkowego oraz gruby zespół wapieni „malmoneokomu”, tworzący się od górnej jury do dolnej kredy. Natomiast w jednostkach regłowych zjawiska krasowe występują w obrębie dolomitów i wapieni środkowego i górnego triasu oraz w obrębie wapieni eoceńskich.

Główne elementy strukturalne Tatr Zachodnich mają przebieg równoleżnikowy. Obszar ich występowania jest modelowany przez poprzeczne depresje i elewacje osi tektonicznej Tatr. Najbardziej na wschodzie Tatr

Polskich jest to elewacja Koszystej, powodująca silną redukcję osadowej pokrywy trzonu krystalicznego Tatr i daleki na północ zasięg skał krystalicznych. W kierunku wschodnim elewacja Koszystej stromo opada ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej (leżącej na obszarze Słowacji), a ku zachodowi łagodnie przechodzi w depresję Goryczkowej. W obrębie rozbudowanych jednostek wierzchowych w tym rejonie można wyróżnić płyty nasuniętych skał krystalicznych, stanowiących jądro fałdu Giewontu, tworzące górną część zlewni Bystrej i szczytowe partie Małołączniaka i Twardego Upłazu. Ku zachodowi depresja Goryczkowej przechodzi łagodnie w elewację Salatyńskiego (kulminacja jej znajduje się już na terenie Słowacji) powodującą redukcję skał osadowych widoczną na zboczach Doliny Chochołowskiej.

Posuwając się od południa w gmachu Tatr jako pierwszy napotykamy kompleks skał węglanowych należących do pokrywy osadowej trzonu krystalicznego, ciągnący się od Wyżniej Bramy Chochołowskiej przez Kominiański Wierch, Rzędy pod Ciemniakiem ku Przełęczy Liliowej (rys. 28).



Rys. 28. Schemat tektoniczny Tatr Polskich: 1 - trzon krystaliczny, 2 - pokrywa osadowa trzonu krystalicznego, 3 - skały krystaliczne jądra fałdu Giewontu, 4 - skały osadowe płaszczowin wierzchowych, 5 - jednostki regłowe

Fig. 28. Tectonic scheme of Polish Tatra Mts: 1 - crystalline core, 2 - sedimentary cover of crystalline core, 3 - crystalline rocks of the core of Giewont fold, 4 - sedimentary rocks of high-tatric units, 5 - sub-tatric units

W tej jednostce zjawiska krasowe najliczniej są reprezentowane w masywie Kominiańskiego Wierchu i Raptawickiej Turni oraz w rejonie Wąwozu Kraków. Dalej na północ strefa wychodni skał węglanowych oddzielona jest od wyższej, nasuniętej jednostki Czerwonych Wierchów przez nieprzepuszczalne

margle, łupki i piaskowce kredowe. W jednostce Czerwonych Wierchów pas skał węglanowych ciągnie się od Hali Stoły przez Bramę Kraszewskiego, Czerwone Wierchy do Doliny Kondratowej. Dalej w kierunku Doliny Gąsienicowej warstwy te przykryte są nasuniętymi skałami „wyspy krystalicznej Goryczkowej”. W pasie skał węglanowych jednostki Czerwonych Wierchów występują największe jaskinie tatrzańskie, liczne są też powierzchniowe formy krasowe (żłobki, leje) oraz stwierdzono podziemne przepływy między dolinami (Dąbrowski, Rudnicki, 1967; Dąbrowski, Głazek, 1968). Kolejny kompleks skał węglanowych należy do jednostki Giewontu i ciągnie się od Doliny Miętusiej przez Giewont, Myślenickie Turnie, masyw Kopy Magury i Zawratu Kasprowego i dalej ku wschodowi pod osadami czwartorzędowymi w Dolinie Suchej Wody, Pańszczycy aż na zbocza Małej Koszystej i Wołoszyna. W tej jednostce największymi jaskiniami są Kasprowa Niżnia, Magurska i Bystra. Licznie też występują tutaj formy krasu powierzchniowego (leje i żłobki krasowe).

Opisane, ulegające krasowieniu kompleksy skał węglanowych jednostek wierchowych oddzielone są od wychodni skał węglanowych jednostek reglowych nieprzepuszczalnymi warstwami margli i łupków kredowych stanowiących strop jednostki Giewontu i piaskowców i łupków dolnotriasowych występujących w spągu jednostek reglowych. W obrębie dolomitów i wapieni jednostek reglowych zjawiska krasowe są mniej czytelne. Przyczyną tego jest silne strzaskanie tektoniczne dolomitów i pokrycie skał przez zwietrzelinę oraz zalesienie stoków. W obrębie skał węglanowych jednostek reglowych licznie występują formy krasu powierzchniowego - suche doliny i żeby, leje krasowe, oraz duże wywierzyska. W wyższych jednostkach reglowych, oddzielonych od niższych warstwami nieprzepuszczalnymi, oprócz analogicznych form powierzchniowych występują też niewielkie jaskinie. Najbardziej na północ wysunięty jest pas węglanowych skał eocenu. Leżą one niezgodnie na starszych, sfałdowanych utworach. Związane są z nimi liczne źródła odprowadzające czasem wody głębokiej cyrkulacji krasowej (np. Cieplica Jaszczurowska). Znane też są małe jaskinie.

W chwili obecnej w polskiej części Tatr znanych jest około 460 jaskiń. Związane są one głównie z wychodniami skał węglanowych jednostek wierchowych. Główne rejony występowania jaskiń to zbocza Doliny Kościeliskiej (około 140 jaskiń - dane wg. Głazek, Grodzicki, w druku), Wąwóz Kraków (około 70 jaskiń), Dolina Miętusia (około 65), Dolina Małej

Rys. 29. Szkic geologiczny terenu Zlewni Bystrej z zaznaczonym położeniem badanych jaskiń: 1 - główne szczyty, 2 - główne grzbiety, 3 - główne przełęcze, 4 - jaskinie: 1-Magurska, 2-Kasprowa Niżnia, 3-Goryczkowa, 4- Bystra, 5-Kalacka, 5 - kolejka linowa, 6 - płaszczowina reglowa, 7 - skały osadowe jednostek wierchowych, 8 - skały krystaliczne "Wyspy Goryczkowej", 9 - trzon krystaliczny Tatr Wysokich

Fig. 29. Geological sketch of the Bystra drainage area, with indicated positions of investigated caves: 1 - prominent peaks, 2 - main ridges, 3 - main passes, 4 - caves: 1-Magurska, 2-Kasprowa Niżnia, 3-Goryczkowa, 4-Bystra, 5-Kalacka, 5 - cable railway, 6 - sub-tatric unit, 7 - sedimentary rocks of high-tatric units, 8 - crystalline rocks of "Goryczkowa Island", 9 - crystalline core of High Tatrass





Łąki (około 75). Stosunkowo duże skupiska jaskiń występują też w rejonie zlewni Bystrej i w zboczach Doliny Chochołowskiej. 14 jaskiń tatrzańskich posiada ogólną długość korytarzy powyżej 1000 metrów, a 15 deniwelację ponad 100 metrów. Szczegółowo rozmieszczenie i charakterystykę znanych jaskiń tatrzańskich przedstawiają Inwentarz Jaskiń Tatrzańskich, opracowany przez zespół Oddziału Warszawskiego Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, oraz inne prace o charakterze monografii lub przeglądu (np. Napierała, 1982; Głazek, Grodzicki, w druku).

### III.2 OBSERWACJE TERENOWE

Większość próbek analizowanych w niniejszej pracy zebrana została w jaskiniach położonych na terenie zlewni Bystrej. Teren dorzecza Bystrej od południa ograniczony jest grzbieciem ciągnącym się od Kopy Kondrackiej do Kasprowego Wierchu. Od zachodu i północy ograniczony jest grzbieciem biegnącym od Kopy Kondrackiej przez Giewont do Krokwi, a od wschodu grzbieciem ciągnącym się od Kasprowego Wierchu przez Ukrocie Kasprowe, Kopę Magury, Skupniów Uplaz do Nosala (rys. 29).

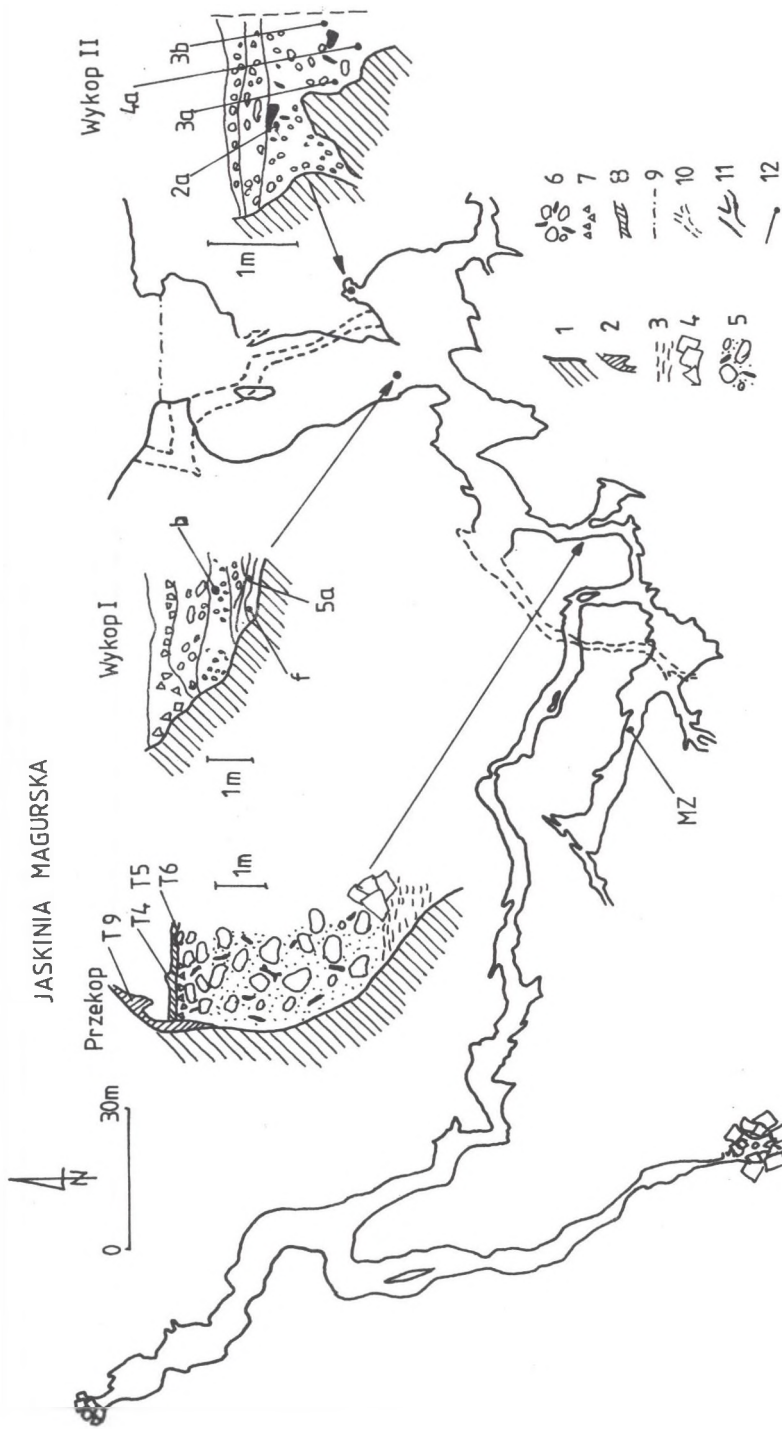
Wśród skał jednostek wierchowych na terenie zlewni Bystrej przeważają skały krystaliczne stanowiące jądro fałdu Giewontu. Podścielone są one młodszymi skałami osadowymi serii wierchowej. Wśród nich przeważają wapienie środkowego triasu oraz „malmoneokomu”, budujące granie Giewontu, Zawratu Kasprowego i Kopę Magury. W jednostkach reglowych na terenie zlewni Bystrej występują głównie dolomity środkowotriasowe i łupki górnego triasu i dolnej jury. W obrębie jednostek reglowych występuje jedynie Jaskinia w Nosalu. Wszystkie inne powstały w skałach węglanowych jednostek wierchowych.

W górnych częściach Doliny Goryczkowej i Kasprowej występują formy krasu reprodukowanego (Michalik, 1959), które świadczą o niewielkiej miąższości osadów czwartorzędowych. Stałe potoki płyną jedynie poniżej Wywierzyska Bystrego i Goryczkowego. Transportują one głównie materiał pochodzący z rozmytych moren (Wójcik, 1966). Badane próbki pochodziły z następujących jaskiń (rys. 29): Magurskiej (10 próbek), Kasprowej Niżniej (6), Goryczkowej (1), Bystrej (4) i Kalackiej (1).

---

Rys. 30. Plan Jaskini Magurskiej z zaznaczonymi miejscami pobrania próbek do analizy: 1 - zarys ściany jaskini, 2 - nacieki starszej generacji, 3 - mułki, 4 - zawalisko, 5 - warstwa otoczków z kośćmi i materiałem piaszczysto-ilastym, 6 - przemyta górna część warstwy otoczków, 7 - ilowiec, 8 - nacieki młodszej generacji, 9 - krata w otworze jaskini, 10 - zarys korytarzy górnego piętra jaskini, 11 - zarys korytarzy głównego piętra jaskini, 12 - miejsca pobrania próbek do analizy

Fig. 30. Map of the Magurska Cave with indicated sampling places: 1 - contours of the cave, 2 - older generation of speleothems, 3 - muds, 4 - caving-in, 5 - layer of pebbles with bones and sandy-clayey material, 6 - washed upper part of pebble layer, 7 - claystone, 8 - younger generation of speleothems, 9 - lattice in the cave entrance, 10 - contours of passages in the upper part of cave, 11 - contours of passages in the main part of cave, 12 - sampling places



(Plan wg. Zwoliński, 1961)

### III.2.1 Jaskinia Magurska

Jaskinia Magurska (Grota Magury, Grota w Magurze) położona jest w północno-zachodnich zboczach Kopy Magury (rys. 29), w Żlebie schodzącym z przełęczy Gładkie Jaworzyńskie do górnego piętra Doliny Jaworzynki - Żlebu pod Czerwieniec. Główny otwór jaskini położony jest wg Kardasia (1982) na wysokości 1465 m n.p.m. (Z. Wójcik (1966) podaje wysokość otworu 1665 m n.p.m., a K. Kowalski (1953) 1460 m n.p.m.). Górny otwór znajduje się około 35 metrów wyżej w tym samym Żlebie. Wysokość głównego otworu nad dnem Żlebu pod Czerwieniec wynosi około 150 metrów. Całkowita długość znanych korytarzy jaskini wynosi około 1200 metrów, z czego aktualnie dostępnych jest 1070 metrów. Deniwelacja wynosi około 59 metrów.

We wstępnych partiach jaskini występują cztery obszerne sale (Wielka Komora, Okrągła Komora, Komora Trójkątna i Komora pod Progiem), połączone węższymi przejściami (rys. 30). Od górnego otworu jaskini obszerny korytarz doprowadza do okna w ścianie Okrągłej Komory. Z komory tej prowadzi ku wschodowi korytarz kończący się zamulonym syfonem. Od Komory pod Progiem przez Próg i Wielki Komin można dostać się do górnego piętra jaskini, które stanowi ciasny korytarzyk prowadzący do szczeliny w stropie Sali Złomisk. Główny ciąg korytarzy do Komory pod Progiem przez przekop koło Małej Komory prowadzi do rozwidlenia. W lewo, w górę prowadzi korytarz do Sali Złomisk i Dolnej Komory. W prawo, główny korytarz o stosunkowo zmiennym przebiegu prowadzi do salki z belemitami i dalej do Sali na Rozdzielu. Jest to rozszerzenie w obszernym korytarzu o przebiegu północ - południe zdecydowanie głębiej wciętym niż pozostała część jaskini. Jego północne odgałęzienie kończy się kominkiem zamkniętym przez olbrzymie zawalisko. Ku południowi korytarz ten, początkowo obszerny, staje się coraz ciasniejszy i także kończy się w zawalisku. Partie wstępne jaskini rozwinięte są w masywnych wapieniach „malmoneokomu”. Dalej natrafiamy na wapień krynoidowe jury środkowej oraz wapień i dolomity triasu środkowego. Wzdłuż korytarzy jaskini kilkakrotnie powtarza się występowanie tych osadów. W całej jaskini zaznacza się bardzo silne potrzaskanie skał uskokami. Ogólnie warstwy biegną z północnego zachodu na południowy wschód. Układ ten pocięty jest systemem uskoków o kierunkach NE-SW. Powoduje to kilkakrotne pojawianie się tych samych ogniw wzdłuż korytarzy jaskini. Jaskinia Magurska rozwinięta jest w strefie osiowej skreću antyklinalnego, który podczas fałdowania poddany był naprężeniom rozciągającym, co później umożliwiło rozwój cyrkulacji wód krasowych i utworzenie obszernej jaskini (Hercman, 1983, w druku).

#### Analizowany materiał

W ramach prac prowadzonych w Jaskini Magurskiej pobrane zostały próbki nacieków z przekopu za Komorą pod Progiem i z korytarzyka między Salą Złomisk a Dolną Komorą. Dodatkowo dr T. Wysoczański-Minkowicz udostępnił serię próbek kości *Ursus spelaeus*, zebranych w 1963r przez zespół w składzie: J. Grodzicki, T. Madeyska, J. Niklewski, J. Rudnicki i



T. Wysoczański-Minkowicz. Próbkę te były wcześniej badane przez dr. T. Wysoczańskiego-Minkowicza metodą fluoro- chloro-apatytową. Zostały one pobrane w przekopie za Komorą pod Progiem i w dwóch wykopach w Wielkiej Komorze (wykop I) i w Okrągłej Komorze (wykop II). Fragment korytarza nazywany dalej „Przekopem”, położony około 200 m od otworu, przekopany został przez braci Zwolińskich w latach powojennych. W najniższym punkcie tego fragmentu jaskini zespół w składzie: J. Głazek, H. Hercman, T. Madeyska, J. Rudnicki i T. Wysoczański-Minkowicz wykonał wkop o głębokości około 1 m. Występowały w nim piaski i muły o zmiennym zabarwieniu. Sondowanie prętym stalowym o długości około 1.5 m w dniu wkopu pozwala sądzić, że miąższość tych osadów jest powyżej 2.5 m. Na mułkach odsłaniających się we wkopie spoczywa olbrzymie zawalisko. Jeden z największych fragmentów skalnych z tego zawaliska był we wcześniejszych pracach traktowany jako lite podłoże skalne, na którym miałyby spoczywać młodsze osady wypełniające Przekop. Powyżej zawaliska (rys. 31) spoczywa gruba warstwa otoczków wapiennych o średnicach dochodzących do 20-30 cm, wymieszanych z brunatnym materiałem ilasto-piaszczystym i kośćmi. W warstwie tej nie zaznacza się żadne uporządkowanie materiału. Otoczki i kości ułożone są zupełnie bezładnie. Jedynie w czasie prac prowadzonych w 1963r. w środkowej partii osadów widoczne było przeławienie cienką warstwą drobnego materiału. Wśród otoczków powyżej 90% stanowią fragmenty wapieni „malmoneokomu” i pojedynczo trafiają się otoczki ze środkowojurajskich wapieni krynoidowych. Górna partia tej warstwy jest silnie przemyta. Powyżej leży warstwa brunatnego iłu o oddzielności wielościennej, przykryta polewą naciekową. Nacieki wyępują też na ścianach i stropie korytarza. Z Przekopu pochodzą 4 próbki nacieków (rys. 31) oraz 4 próbki kości (rys. 32), które podzielone zostały na 9 warstw niezależnie analizowanych.

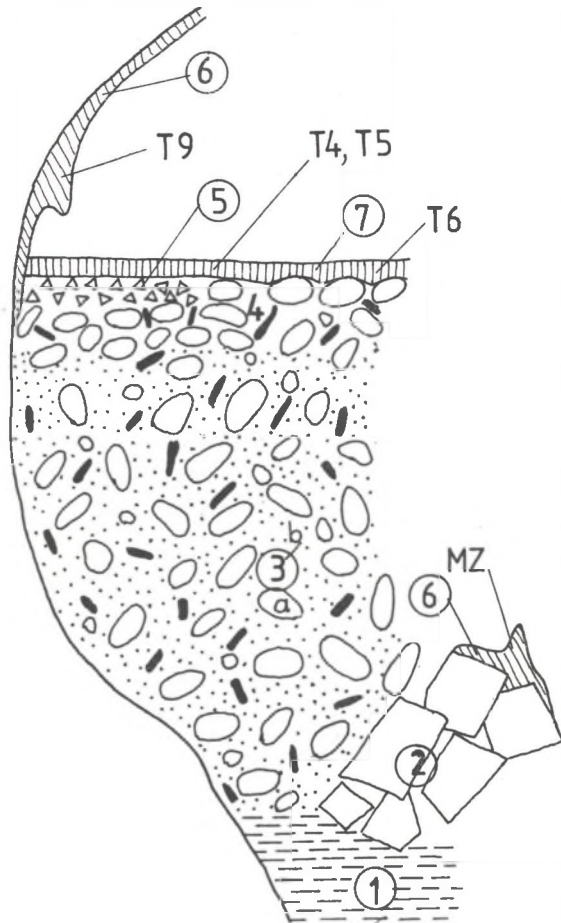
Próbki T.4 i T.5 pobrane były z małego, okresowego stawku na zachowanym, nienaruszonym fragmencie wypełnienia korytarza. Próbkę T.4 stanowił fragment polewy o miąższości około 3 cm, zbudowanej z jasnego, zbitego, średniokrystalicznego kalcytu z wyraźnymi warstwami przyrostowymi, bez śladów korozji i domieszek materiału detrytycznego. W partii spągowej próbki były widoczne struktury związane z inicjalnym, koncentrycznym narastaniem kalcytu na fragmentach wapienia. Próbka T.5 to fragment polewy o miąższości około 5 cm, zbudowanej ze zbitego, jasnego kalcytu z widocznymi warstewkami przyrostowymi o grubościach rzędu 1-3 mm, bez domieszek materiału detrytycznego i śladów korozji.

Próbka T.6 pobrana została z warstwy polewy bezpośrednio pokrywającej warstwę otoczków z kośćmi. Miąższość jej była zmienna i wynosiła od 0.5 do 3 cm (rys. 33). W próbce tej można było wydzielić 2 strefy: górną (B), o barwie ciemnoszarej z domieszką większej ilości minerałów ilastych, i dolną (A), z jasnego drobnokrystalicznego kalcytu.

Próbka T.9 pobrana została z żeberka naciekowego występującego na ścianie korytarza. Jej miąższość wynosiła 1-5 cm. Zewnętrzna warstwa

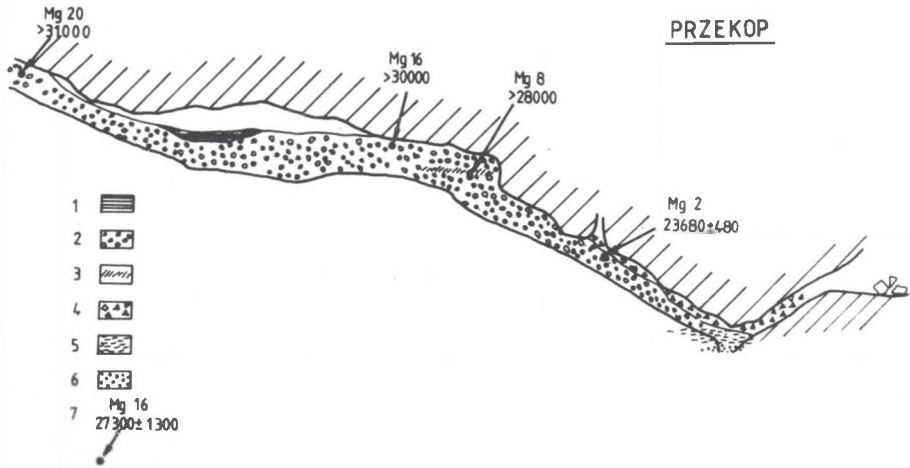
zbitego, przezroczystego kalcytu została podzielona na dwie próbki do datowania. Wewnętrzna warstwa, zbudowana z jasnego, białoniebieskawego kalcytu, nie była datowana ze względu na zbyt małą ilość materiału.

Pozostałe próbki kości (11) pochodziły z wykopów w Wielkiej Komorze (7 próbek) i Okrągłej Komorze (4 próbki). W obu wykopach występowały osady podobnego typu. Były to gliny z różną zawartością gruzu wapiennego i kości



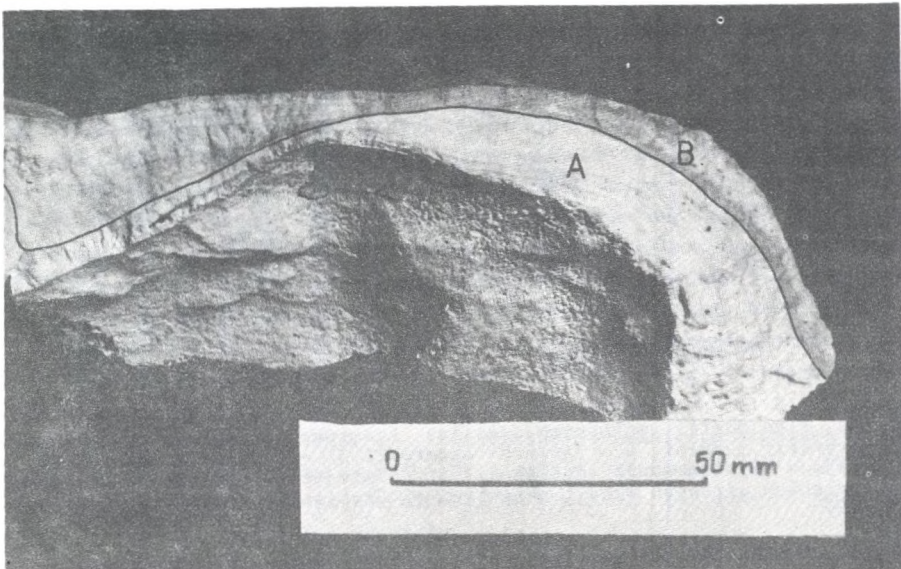
Rys. 31. Schemat wypełnienia Przekopu w Jaskini Magurskiej: 1 - mułki, 2 - zawalisko, 3 - warstwa otoczków z kośćmi i materiałem piaszczysto-łłastym, 4 - przemyta część warstwy otoczków, 5 - łłowiec, 6 - nacieki starszej generacji, 7 - nacieki młodszej generacji

Fig. 31. Schematic diagram of the "Przekop" filling in the Magurska Cave: 1 - muds, 2 - caving-in, 3 - layer of pebbles with bones and sandy-clayey material, 4 - washed part of pebble layer, 5 - claystone, 6 - speleothems of older generation, 7 - speleothems of younger generation



Rys. 32. Schemat osadów w Przekopie z zaznaczoną lokalizacją próbek kości: 1 - ily, 2 - warstwa otoczków z kośćmi i materiałem piaszczysto-ilastym, 3 - przeławienie drobniejszym materiałem, 4 - pokruszony ilowiec, 5 - mułki, 6 - piaski, 7 - miejsca pobrania próbek

Fig. 32. Schematic diagram of sediments in the "Przekop" passage with location of bone samples: 1 - muds, 2 - layer of pebbles with bones and sandy-clayey material, 3 - fine-grain material, 4 - crushed claystone, 5 - muds, 6 - sands, 7 - locations of samples



Rys. 33 Próbka T 6 z Jaskini Magurskiej

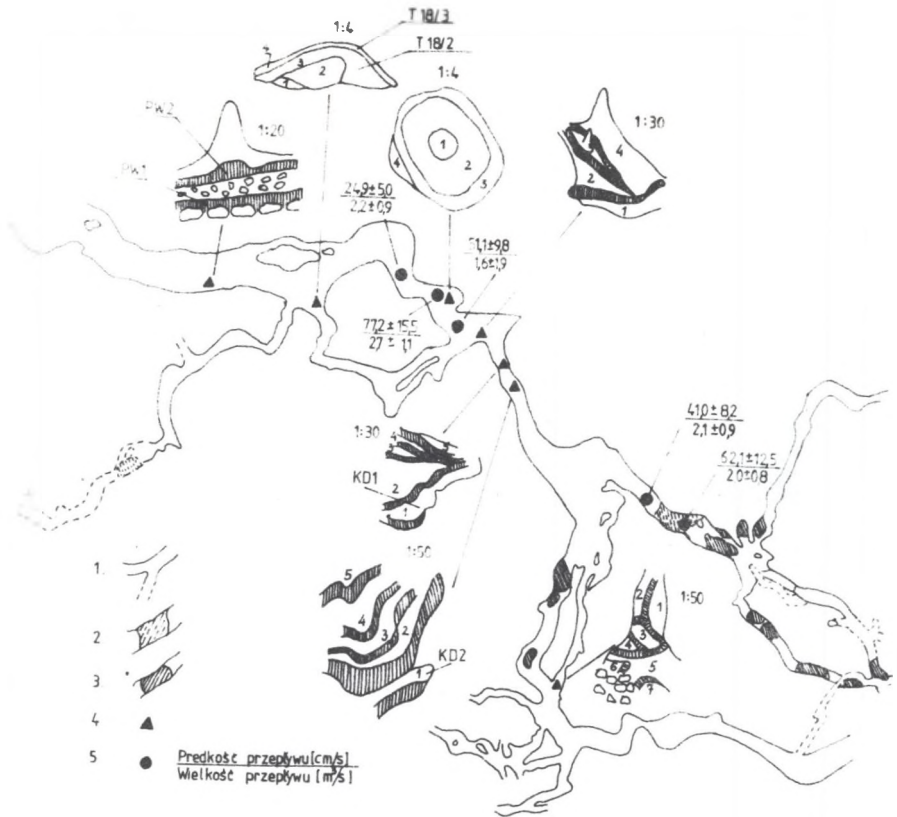
Fig. 33. Sample T6 from the Magurska Cave

*Ursus spelaeus*. W obu wykopach nie było widać śladów przemywania osadów przez wodę.

Ostatnia próbka nacieku pobrana została w korytarzu prowadzącym przez zawalisko z Sali Złomisk do Dolnej Komory. Jest to fragment polewy pokrywającej i spajającej bloki zawaliska. Miąższość próbki wynosiła około 5 cm. Zbudowana ona była z jasnego, przezroczystego, średniokrystalicznego kalcytu. Nie było śladów domieszek materiału detrytycznego ani korozji.

### III.2.2 Jaskinia Kasprowa Niżnia

Otwór jaskini (rys. 29) znajduje się na poziomie dna Doliny Kasprowej, na wysokości około 1228 m n.p.m. (wg. Kowalskiego (1953) na



Rys. 34. Plan partii wstępnych Jaskini Kasprowej niżej: 1 - zarys korytarzy jaskini, 2 - jeziorka okresowe, 3 - jeziorka stałe, 4 - miejsca występowania nacieków, 5 - miejsca pomiarów wielkości zagłębień wirowych wraz z określoną prędkością i wielkością przepływu wody

Fig. 34. Map of the near-entrance part of the Kasprowa Niżnia Cave: 1 - contours of cave passages, 2 - temporary lakes, 3 - constant lakes, 4 - sites with occurring speleothems, 5 - locations of measurements where the measurements of scallops were made, with denoted velocity and magnitude of water flow

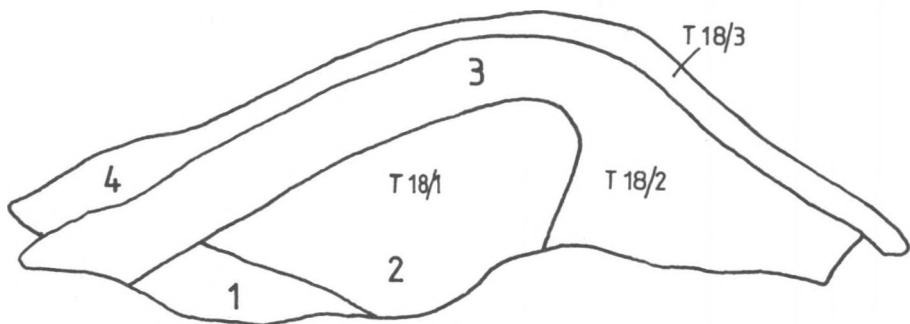
wysokości 1235 m n.p.m.; Wójcik (1966) podkreśla względną wysokość otworu nad dnem doliny (1 m). Od otworu ciągnie się w dół doliny, suche zazwyczaj, dno potoku. Okresowo, przy bardzo wysokich stanach wód, otwór jaskini stanowi czynny wypływ wody. Przyjmuje się, że jaskinia Kasprowa Niżnia stanowi „zawór bezpieczeństwa” w systemie cyrkulacji podziemnej między Doliną Gąsienicową a Wywierzyskiem Goryczkowym. We wstępnych partiach jaskini w wielu miejscach ściany i strop pokryte są warstewką mułu wskazującego na okresowe zalewanie tych partii przez wodę. Na okresowy silny przepływ wody w jaskini wskazuje też bardzo zmienna ilość i układ osadów piaszczystych w tych korytarzach. W wielu miejscach na ścianach i stropie korytarzy występuje duże nagromadzenie zagłębień wirowych. Wielkość zagłębień wirowych zależy jest od prędkości przepływającej wody. Prędkość wody, której przepływ jest odpowiedzialny za ich powstanie, została określona na podstawie pomiarów wielkości tych form korozyjnych na około 0.2-0.6 m/s w zależności od rozmiarów korytarza (Hercman, 1985). Odpowiada to przepływowi wody rzędu 2 m<sup>3</sup>/s. Czas rozwoju zagłębień wirowych przy prędkościach przepływu wody 0.2-1.0 m/s można szacować na kilka dziesiątek lat (Rudnicki, 1960). Podane wyżej prędkości i wielkości przepływu wody w jaskini Kasprowej Niżniej odnoszą się do ostatniego okresu, w którym jaskinia stanowiła przez dłuższy czas czynny wypływ. Występowanie zagłębień wirowych na polwach naciekowych dowodzi, że po osuszeniu jaskinia ponownie była wypełniona wodą płynącą ze znaczną szybkością. Korytarze jaskini, w których prowadzone były prace (do Sali Rycerskiej), rozwinięte są w masywnych wapieniach „malmoneckomu”. Ogólna długość korytarzy jaskini wynosi około 2300 m. Z komory wstępnej zwanej Przebieiralnią (rys. 34) główny korytarz prowadzi przez pierwsze progi do Wielkiego Progu. Tu jaskinia dzieli się na dwa ciągi. Ciąg boczny prowadzi przez płataninę korytarzy o owalnych przekrojach i licznych jeziorkach i syfonach, zwaną Partiami Gąbczastymi. Łączy się on z głównym ciągiem w rejonie Wielkiego Chodnika. Główny ciąg prowadzi przez kolejne progi i sale do Sali Rycerskiej. Z Sali Rycerskiej odchodzą dwa ciągi korytarzy rozwinięte na równoległych systemach szczelin tektonicznych (Koisar, 1971). Pierwszy prowadzi do Syfonu Danka, za którym znajduje się korytarz z kolejnymi syfonami dostępnymi jedynie techniką nurkowania (Giżejewski, 1971; Płachciński, Przybyszewski, 1975). Drugi system korytarzy prowadzi przez Salę Złomisk do części jaskini zwanej Golgotą. Golgotę stanowią dwa ciągi ciasnych korytarzy. W końcowej partii jednego z nich (zwanego Partiami Krakowskimi) z lokalnie rozszerzonego pęknięcia wypływa woda dopływająca do jeziorka. B. Koisar (1971) podaje, że przy średnich stanach wody ciśnienie w układzie szczelin jest tak wielkie, że woda tryska ze szczeliny tworząc fontannę o wysokości 1 m.

W wielu miejscach jaskini zachowane są jedynie niewielkie fragmenty pól naciekowych. Już około 20 m od otworu napotyka się na pierwsze fragmenty nacieków. Na prawej ścianie korytarza zachowane są dwie generacje pól kalcytowych, rozdzielone warstwą gruzu wapiennego. Z



dolnej pobrana została próbka PW 1. Był to fragment polewy o miąższości 2-4 cm, zbudowanej ze średniokrystalicznego, przezroczystego, jasnego kalcytu, z niewielkimi domieszkami materiału detrytycznego. Próbkę z górnej polewy stanowił fragment o miąższości ok. 2-3 cm. Zbudowana ona była z drobnoziarnistego kalcytu o biało-szarej barwie. Miejscami występowały większe ilości materiału detrytycznego.

Dalej, w głąb korytarzy jaskini ilość generacji pól naciekowych rośnie, dochodząc do 7 tuż przed progiem sprowadzającym do Gniazda Złotej Kaczki (rys. 34). Kolejne próbki pochodzą z sali przed pierwszymi progami. Był to stalagmit rosnący na luźnej płycie zebrany w 1979r przez zespół w składzie: J. Głazek, R. S. Harmon, R. Kardaś, J. Grodzicki. W przekroju (rys. 35) wyraźne były 4 fazy krystalizacji. Najstarszą stanowił jasny,



Rys. 35 Próbką T 18 z jaskini Kasprowej Niżniej z zaznaczonym podziałem na datowane warstwy

Fig. 35. Sample T18 from the Kasprowa Niżnia Cave with denoted partitioning of dated layers

zbity, przezroczysty kalcyt. Niestety, niewielka ilość materiału uniemożliwiła analizę. Drugą fazę krystalizacji stanowił zbity, czysty kalcyt z widocznymi cienkimi warstewkami przyrostowymi (próbka T18/1). Trzecią fazę krystalizacji reprezentował kalcyt o zabarwieniu szarozółtym. Całość materiału była porowata i miejscami występowały w nim fragmenty uwieczonych nacieków oderwanych od stropu (próbka T18/2). W najmłodszej fazie krystalizacji powstawał zbity, jasny kalcyt z widocznymi warstewkami przyrostowymi (próbka T18/3). Powierzchnie oddzielności między poszczególnymi warstwami nosiły ślady korozji. Całość materiału próbki T18/1 i część próbki T18/3 otrzymał dr R. S. Harmon do datowania metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ .

Z korytarza doprowadzającego pod Wielki Próg pochodzą następujące próbki:

KG 2 - fragment polewy o miąższości 2-5 cm. Jest to jasny, drobnoziarnisty

kalcyt bez większych domieszek materiału detrytycznego.

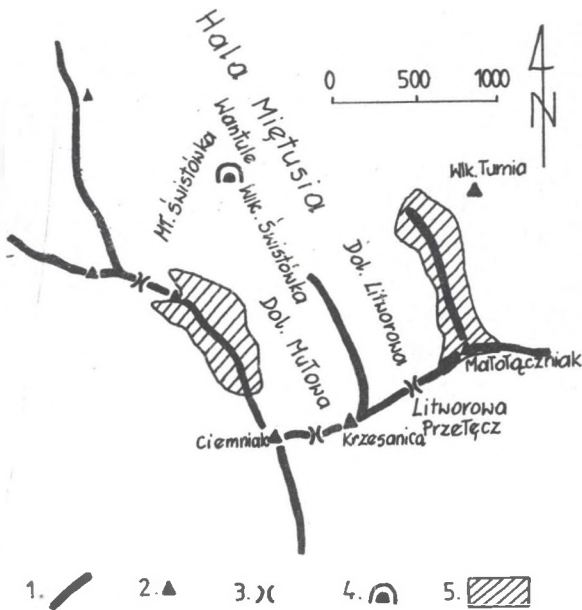
KD 1 - fragment polewy o miąższości około 5 cm z jasnego, zbitego kalcytu o widocznych cienkich warstewkach przyrostowych.

KD 2 - fragment polewy o miąższości 4-5 cm, zbudowany z jasnego kalcytu bez domieszek materiału detrytycznego. Widoczne były cienkie warstewki przyrostowe.

Na powierzchniach oddzielności w tych próbkach widoczne były ślady korozji.

### III.2.3 Pozostałe jaskinie

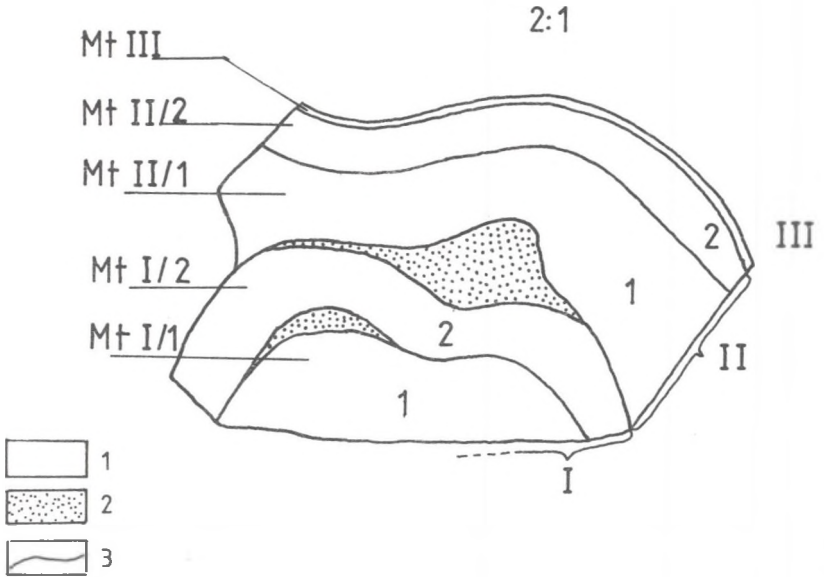
- Jaskinia Miętusia. Próbkę polewy naciekowej około 5-6 cm miąższości została pobrana przez R. M. Kardasia w głównym ciągu jaskini, przed wejściem do Partii Bajkowych za Progiem Odzyskanych Nadziei. Otwór Jaskini Miętusiej znajduje się na brzegu Wantul, powyżej ujścia Małej Świstówki (rys. 36), na wysokości około 1330 m n.p.m. (Kowalski, 1953; wg Wójcika (1966) na wysokości 1270 m n.p.m. i około 20 m nad dnem doliny). Korytarze jaskini rozwinięte są w wapieniach urgonu, „malmoneokomu”, jury środkowej i triasu środkowego (Wojcik, 1966). Próbkę stanowiła drobnokrystaliczna



Rys. 36 Schematyczna mapka geologiczna otoczenia jaskini Miętusiej: 1 - główne grzbiety, 2 - główne szczyty, 3 - główne przełęcze, 4 - Jaskinia Miętusia, 5 - skały krystaliczne

Fig. 36. Schematic geological map of the vicinity of the Miętusia Cave: 1 - main ridges, 2 - prominent peaks, 3 - main passes, 4 - Miętusia Cave, 5 - crystalline rocks

## Próbka M†



Rys. 37. Próbka polew z Jaskini Miętusiej: 1 - kalcyt, 2 - piasek, 3 - powierzchnie oddzielnosci

Fig. 37. Sample of flowstone from the Miętusia Cave: 1 - calcite, 2 - sand, 3 - discontinuity surfaces

polewa o jasnobrunatnej barwie. Pokrywała ona żwiry i piaski spoczywające na zawalisku. W próbce (rys. 37) widoczne są trzy generacje polewy oddzielone powierzchnią korozyjną i wkładką piasku. W środkowej (II) o miąższości około 2-3 cm najmłodsza część o miąższości około 0.5 cm oddzielona jest od reszty wyraźną powierzchnią oddzielnosci ze śladami korozji. W starszej generacji (I) najmłodsza część o miąższości około 0.5-1.0 cm także jest oddzielona od starszej powierzchnią ze śladami niszczenia. W pobliżu została pobrana w 1979r próbka do analizy metoda  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . Wiek jej został określony na  $60 \pm 5$  tys. lat (Głazek, 1984).

- Jaskinia Gorzyckowa. Otwór jaskini położony jest w Dolinie Gorzyckowej (rys. 29) u stóp Myślenickich Turni, na wysokości 1263 m n.p.m. i około 40 m nad dnem doliny (Kowalski, 1953; wg Wójcika (1966) na wysokości 1232 m n.p.m. i około 17 m nad dnem doliny). Korytarze jej rozwinięte są w masywnych wapieniach „malmoneokomu”. Próbka została pobrana u wylotu bocznego korytarzyka, około 20-30 m od otworu przed zejściem do dolnej części jaskini. Próbkę stanowił fragment



średniokrystalicznej polewy z jasnego, przezroczystego kalcytu. Miejscami w polewie uwięzione były fragmenty nacieków odłamanych ze stropu. Polewa ta stanowiła zachowany w zagłębieniu ściany fragment nacieków pokrywających namulisko wypełniające korytarz do około 1/2 wysokości (około 70 cm miąższości). Osady te następnie zostały całkowicie usunięte.

- Jaskinia Kalacka. Położona jest na stoku Kalackiej Turni (rys. 29) na wysokości około 1220 m n.p.m. i około 60 m nad dnem doliny (Kowalski, 1953; wg Wójcika (1966) na wysokości 1223 m n.p.m. i 53 m nad dnem doliny). Próbkę stanowiły fragmenty nacieków występujących na stropie korytarza głównego ciągu około 40 m od otworu.

- Jaskinia Bystra. Otwór jaskini położony jest u stóp Kalackiej Turni (rys. 29) powyżej Wywierzyska Bystrej, na wysokości 1185 m n.p.m. i około 20 m nad dnem doliny (Kowalski, 1953; wg Wójcika (1966) na wysokości 1178 m n.p.m. i około 8 m nad dnem doliny). Analizowane próbki pobrane zostały przez dr. J. Głazka. Próbkę B3 stanowił niewielki stalagmit znad zawaliska w Komorze Zawalisk. Próbki B1 i B2 zostały pobrane między IV a V syfonem. Z próbki B2 do analizy wydzielone zostały 2 najmłodsze warstwy nacieku.

- Jaskinia Bandzioch Kominiański. Stalagmit pochodzący z rejonu zwanego „Brody” pochodził ze zbiorów dr. J. Głazka. Wydobyty został w 1979 roku z myślą o datowaniu metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . Wyniki analiz wraz z ich geologiczną interpretacją przedstawił J. Głazek w 1984 roku. W stalagmicie widoczne są 3 warstwy kalcytu rozdzielone powierzchniami oddzielności podkreślonymi warstewkami czerwonej glinki. Datowana była środkowa warstwa, zbudowana z żółtawego, grubokrystalicznego kalcytu.

Prezentowany powyżej materiał faktograficzny nie pokrywa równomiernie całego terenu Tatr Zachodnich, a nawet całego obszaru zlewni Bystrej. Także stan opracowania geologicznego jaskiń, z których pochodzą badane próbki nie jest jednolity. Najwięcej informacji zebranych zostało w jaskiniach, w których prowadzone były prace specjalnie dla celów datowania izotopowego nacieków. Pozostała część materiału pobrana była przy okazji prowadzenia różnych prac przez osoby trzecie. Stan opracowania geologicznego jaskiń, z których pochodziły te próbki nie jest zadowalający.

Aby w pełni wykorzystać możliwości metod izotopowego datowania nacieków jaskiniowych wskazane byłoby pełne opracowanie wybranego regionu modelowego jakim mogłaby być zlewnia Bystrej. W pierwszej kolejności wskazane byłoby systematyczne opracowanie Jaskini Bystrej. Szczegółowe kartowanie geologiczne i dokładna analiza osadów tej jaskini powinna dostarczyć wielu informacji na temat historii tego obszaru. Wskazane byłoby także przeprowadzenie kartowania geologicznego w Jaskini Goryczkowej. Być może pomogłoby to w ustaleniu, niepewnej dotychczas, pozycji tektonicznej Myślenickich Turni. Celowe byłoby także zebranie materiałów z pozostałych większych jaskiń tego terenu, np. z Jaskini

Jaworzyńskiej, Kasprowej Wyżniej i Kasprowej Średniej, a także dokończenie prac rozpoczętych w Jaskini Kasprowej Niżnej i Jaskini Magurskiej.

Można mieć nadzieję, że prace te zostaną w przyszłości zrealizowane. Szczególnie korzystne byłoby połączenie wysiłków wszystkich ośrodków zajmujących się tą tematyką i prowadzenie dalszych prac wspólnie.

**ROZDZIAŁ IV**  
**WYNIKI DATOWANIA PRÓBEK Z WYBRANYCH JASKIŃ TATRZAŃSKICH**

IV.1 METODA  $^{14}\text{C}$

W ramach niniejszej pracy metodą  $^{14}\text{C}$  wykonano 36 analiz próbek z jaskiń tatrzańskich. Badanych było 15 próbek kości i 20 próbek nacieków.

IV.1.1 Analizy próbek kości *Ursus spelaeus*

Tabela 3.

Wyniki datowania  $^{14}\text{C}$  kości z Jaskini Magurskiej wraz z wartościami wskaźnika kolagenowego

Symbol próbki	Lokalizacja	Datowanie $^{14}\text{C}$		Met. kolagenowa	
		Nr lab.	Wiek BP	Nr lab.	K
Mg 2	Przekop	Gd-2229	23680±480	261	5.27
Mg 8	Przekop	Gd-2433	>28000	267	3.20
Mg 16	Przekop	Gd-2434	>30000	275	4.60
Mg 20	Przekop	Gd-2430	>31000	279	2.80
MgI/b	Wykop I	Gd-2511	>33000	301	5.71
MgI/b1	Wykop I	Gd-2513	>36200		
MgI/c	Wykop I	Gd-2510	>37300		
MgI/e1	Wykop I	Gd-2515	>33300		
MgI/e3	Wykop I	Gd-2514	>37200		
MgI/f	Wykop I	Gd-2507	>38700	296	2.75
MgI/5a	Wykop I	Gd-1974	>42800	291	2.34
MgI/5a	Wykop I	Gd-2512	>35200	291	2.34
MgII/2a	Wykop II	Gd-2505	>38700		
MgII/3a	Wykop II	Gd-1982	>41900		
MgII/3b	Wykop II	Gd-2502	>38200	305	2.79
MgII/4a	Wykop II	Gd-2456	723300	303	4.21

K - wartość wskaźnika kolagenowego, oznaczona przez dr. T. Wysoczańskiego-Minkowicza

Wyniki datowania  $^{14}\text{C}$  wraz z określonymi przez dr. T. Wysoczańskiego-Minkowicza wartościami wskaźnika kolagenowego przedstawione są w tabeli 3. Wśród całej grupy próbek jedynie aktywność  $^{14}\text{C}$  w próbce Mg 2, pochodzącej z Przekopu, umożliwiła jednoznaczne określenie wieku. We wszystkich pozostałych przypadkach możliwe było jedynie określenie dolnej granicy wieku próbek. Znaczne ilości kości, wśród których dominują szczątki *Ursus spelaeus*, występujące w Jaskini Magurskiej wskazują, że przez dłuższy okres czasu warunki klimatyczne były sprzyjające występowaniu tego gatunku. Z uwagi na to, że były to zwierzęta roślinożerne, wydaje się mało prawdopodobne, aby mogły one żyć w terenie z typową pokrywą lodowcową. W okresie, w którym żyły w tym rejonie Tatr, warunki klimatyczne były zmienne. Wskazują na to wartości wskaźnika kolagenowego. Wśród analizowanych kości można wyróżnić dwie grupy: pierwszą ze stosunkowo niską wartością wskaźnika kolagenowego (2.34-3.20), wskazującą na raczej chłodny okres; oraz drugą z wysoką wartością wskaźnika kolagenowego (4.20-5.70), która odpowiada warunkom ciepłego interstadiału (Wysoczański-Minkowicz, 1969; Hercman et al., 1987). Na podkreślenie zasługuje fakt występowania stosunkowo wysokiej wartości wskaźnika kolagenowego w próbce Mg 2. Świadczy to o tym, że około 24 tys. lat temu pogorszenie warunków klimatycznych związane ze zbliżającym się okresem glacialnym w Tatrach nie było jeszcze wyraźnie zaznaczone.

#### IV.1.2 Wyniki analiz próbek nacieków

Wyniki analiz próbek nacieków z jaskiń tatrzańskich zebrane są w tabeli 4. Wszystkie obliczenia wykonywane były przy przyjęciu początkowej aktywności  $^{14}\text{C}$  w naciekach równej 0.85 aktywności  $^{14}\text{C}$  we współczesnej biosferze (rozdz. I). Przy okazji badań stanowisk paleolitycznych z rejonu północnych Włoch uzyskano dodatkowo weryfikację tego założenia na podstawie wyników datowania nacieków i węgla drzewnych z jaskini Grotta d'Ernesto. Badana polewa naciekowa o miąższości około 2 cm bezpośrednio pokrywała ognisko I. Wyniki datowania próbek kalcytu z tej polewy oraz węgla drzewnych z ogniska I i obok w tym samym poziomie położonego ogniska II przedstawione są w tabeli 5. Uzyskane wyniki są w pełni zadowalające.

Tabela 5

Wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  nacieków i węgla drzewnych z jaskini Grotta d'Ernesto

Nazwa obiektu i próbki	Materiał	Nr lab	Wiek BP
Ognisko I, GE1A	Węgiel drzewny	Gd-5492	8270±90
GE1B	Kalcyt	Gd-5479	7870±70
Ognisko II, GE2	Węgiel drzewny	Gd-5481	8140±80

Tabela 4.

Wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  nacieków z jaskiń tatrzańskich

Symbol	Jaskinia	Datowanie $^{14}\text{C}$	
		Nr lab.	Wiek BP
T6B	Magurska	Gd-1681	1580± 60
T6A	Magurska	Gd-3019	3610± 60
T5B	Magurska	Gd-1682	440± 50
T5A	Magurska	Gd-3022	2050± 60
T4C	Magurska	Gd-1685	< MODERN
T4B	Magurska	Gd-1686	680± 50
T4A	Magurska	Gd-2167	2550± 120
T9B	Magurska	Gd-2166	> 39000
T9A	Magurska	Gd-3023	> 52000
T18/3	Kasprowa Niżnia	Gd-3210	38900±1500
T18/2	Kasprowa Niżnia	Gd-1927	> 34000
PW2	Kasprowa Niżnia	Gd-3233	40400±1800
PW1	Kasprowa Niżnia	Gd-1950	> 44000
MtII/2	Miętusia	Gd-1949	25600± 500
MtII/1	Miętusia	Gd-2487	36600 <sup>+3200</sup> -2300
B1	Bystra	Gd-2725	> 36000
B2/V	Bystra	Gd-2717	> 35600
B2/VI	Bystra	Gd-2718	> 44400
B3	Bystra	Gd-5480	920± 50
K	Kalacka	Gd-5188	> 42000

W próbie T4C zmierzona aktywność  $^{14}\text{C}$  przekraczała przyjętą wartość aktywności początkowej. Wiąże się to z tak zwanym efektem bombowym, czyli podwyższeniem koncentracji  $^{14}\text{C}$  w atmosferze, spowodowanym przez próby nuklearne. W 1963r zmierzona koncentracja  $^{14}\text{C}$  w atmosferycznym  $\text{CO}_2$  przewyższała o 100% wartość normalną z okresu przed rozpoczęciem prób z bronią jądrową. Podwyższona aktywność  $^{14}\text{C}$  w próbie T4C świadczy, że nacieki w Jaskini Magurskiej tworzą się obecnie, a badana próbka powstała po 1950r.

Wszystkie analizowane próbki z Jaskini Magurskiej pochodziły z Przekopu. W obu datowanych częściach próbki T9 zmierzona aktywność  $^{14}\text{C}$

pozwoiliła jedynie na okrelenie dolnej granicy wieku. Świadczy to o tym, że nacieki na stropie i ścianach tego korytarza pochodzą ze wcześniejszego okresu krystalizacji nacieków w tej jaskini przed wypełnieniem korytarza osadami.

Z czterech próbek, pochodzących z jaskini Kasprowej Niżniej i analizowanych metodą  $^{14}\text{C}$  w przypadku dwóch można było jedynie określić dolną granicę wieku radiowęglowego. Podobna sytuacja była w przypadku trzech próbek z Jaskini Bystrej i próbki z Jaskini Kalackiej. Należy podkreślić, że liczba występująca w przypadku określenia wieku w formie „więcej niż” ma charakter jedynie granicy wieku. Daje to informacje jedynie o tym, że analizowana próbka jest starsza niż podana wartość. Wartość ta (liczbowa) zależy od parametrów licznika, którym wykonano pomiar i warunków pomiaru. Niedopuszczalne jest więc traktowanie tych dat na równi z datami młodszych próbek, o ściśle określonym błędzie, mającym wartość rzędu kilku %. Próbki z jaskini Miętusiej i Bystrej zostały wybrane do analizy  $^{14}\text{C}$  w celu porównania wyników uzyskanych różnymi metodami.

#### IV.2 METODY TERMOLUMINESCENCJI (TL) I ELEKTRONOWEGO REZONANSU PARAMEGNETYCZNEGO (ESR)

##### IV.2.1 Pomiary mocy dawki zewnętrznej w wybranych jaskiniach tatrzańskich

Po podjęciu próby datowania nacieków jaskiniowych metodami TL i ESR zaistniała konieczność określenia mocy dawki zewnętrznej w jaskiniach

Tabela 6

Dane dotyczące prac pomiarowych w wybranych jaskiniach tatrzańskich

Jaskinia	Data pomiarów	Ilość pomiarów	Zakres zmienności $D_{zewn}$ [Gy/tys. lat]
Magurska	IV.84	31	0.04-1.97 (3.31) <sup>*</sup>
	VI.85	38	
Dziura	III.84	14	0.21-0.56
	III.85	33	
Kasprowa Niżnia	IV.84	32	0.15-0.42 (0.85) <sup>*</sup>
	III.85	28	
Kalacka	VI.85	11	0.24-0.80
Bystra	VI.85	8	0.25-0.56
Dudnica	VI.85	7	0.25-0.90
Goryczkowa	VI.85	16	0.04-0.10

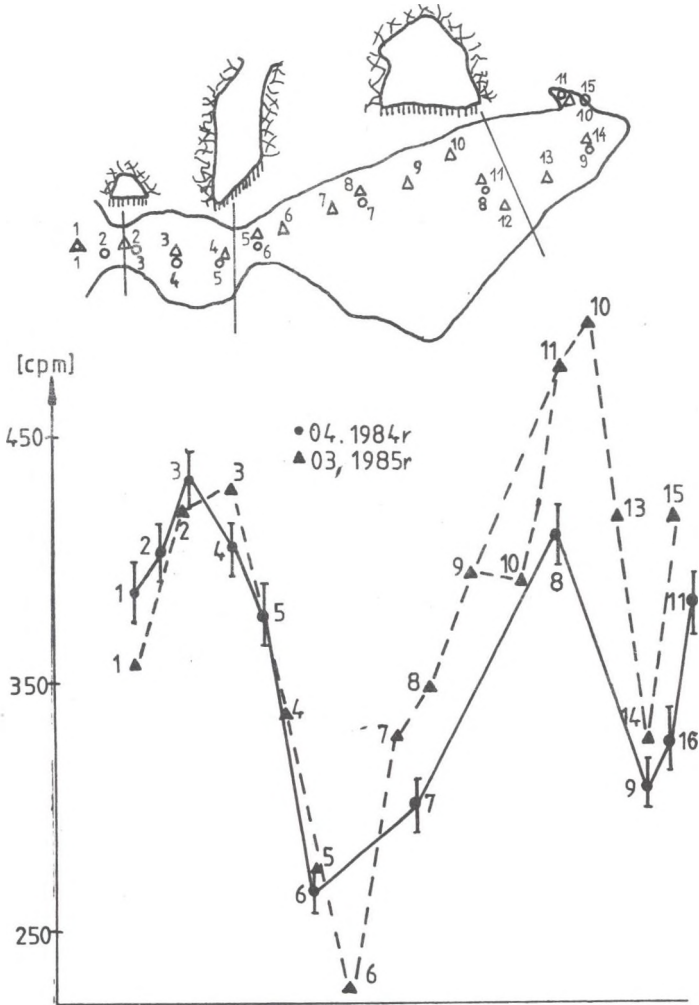
Powtarzalność pomiarów tła gamma wynosi 3%

Błąd mocy dawki zewnętrznej wynosi poniżej 10%

<sup>\*</sup> Pomiar sondą zakopaną w osadach

tatrzańskich. Ogółem wykonano 218 pomiarów tła gamma w następujących jaskiniach: Dziura, Kasprowa Niżnia, Magurska, Goryczkowa, Kalacka, Bystra i Dudnica. Podstawowe dane dotyczące prac pomiarowych zebrane są w tabeli 6. W jaskiniach: Dziura, Magurska i Kasprowa Niżnia wykonywano szczegółowe pomiary w większych partiach korytarzy. W pozostałych jaskiniach wykonywane były pomiary jedynie w partiach przyotworowych lub w miejscach pobrania próbek.

- Jaskinia Dziura



Rys. 38. Wyniki pomiarów tła gamma w Jaskini Dziura

Fig. 38. Results of measurements of  $\gamma$ -background in the Dziura Cave

W jaskini tej wykonywany był szczegółowy profil tła gamma wzdłuż

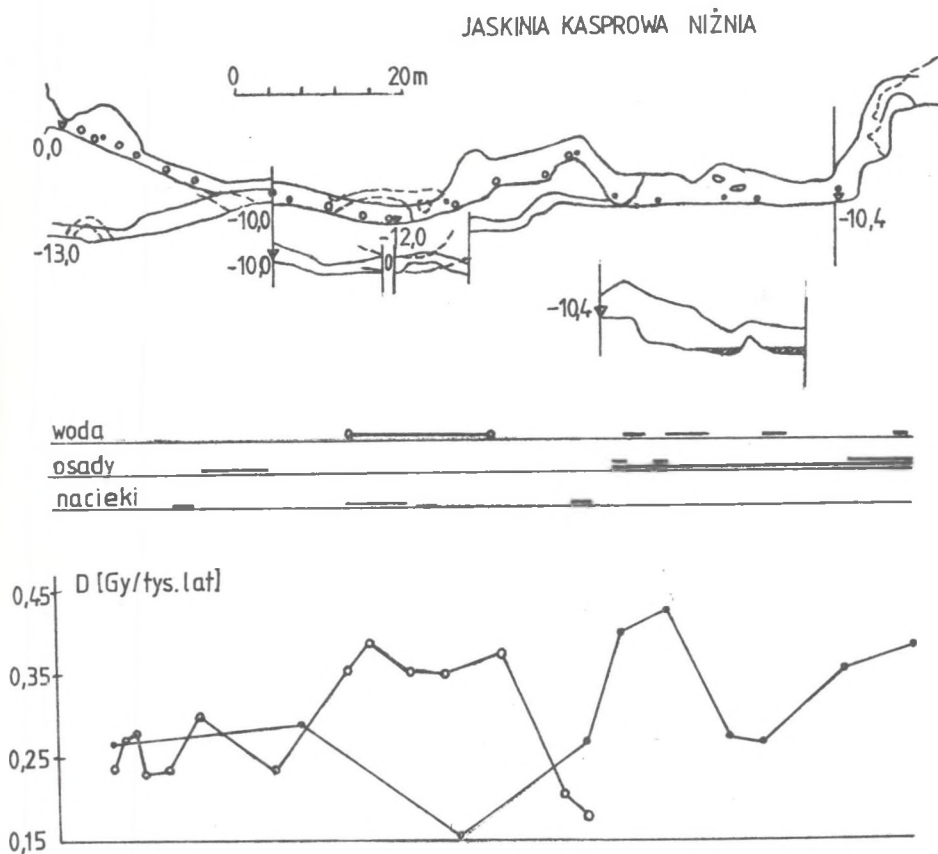
korytarza. Wykonywany był ciąg pomiarów na wysokości 1 metra nad dnem korytarza oraz dodatkowo wykonywano pomiary w geometrii  $2\pi$  przy przyłożeniu sondy do ściany i sondą zakopaną w osadach. Pomiary wykonywane były dwukrotnie w odstępie roku. Widoczna była bardzo silna zmienność mocy dawki zewnętrznej w granicach 0.04 - 3 Gy/tys. lat. Tło gamma mierzone na wysokości 1 metra nad podłożem zmieniało się od około 0.2 do 0.4 Gy/tys. lat. Widoczny jest (rys. 38) stopniowy wzrost tła gamma w miarę oddalania się od otworu (punkty pomiarowe 1-3). Efekt taki występuje ogólnie we wszystkich jaskiniach, w których wykonywano pomiary. Wydaje się, że można to wiązać z nagromadzeniem się większej ilości osadów w strefie przyotworowej. Następnie widoczny jest spadek tła gamma (punkty pomiarowe 4-6). Wartość minimalną tło osiąga na wysokości komina łączącego korytarz z powierzchnią. W miejscu tym nagromadzona jest dość znaczna warstwa suchych liści, a w okresie wykonywania pomiarów leżał tam płat śniegu. Nagromadzone liście i śnieg mogły w pewnym stopniu stanowić ekran obniżający udział promieniowania gamma emitowanego przez podłoże. Pewien wpływ na obniżenie tła gamma w tej części korytarza może mieć cyrkulacja powietrza, a także załamanie profilu podłużnego korytarza. Wzrost nachylenia powodować może usuwanie części materiału z podłoża. Dalej w głąb jaskini następuje gwałtowny wzrost wartości tła gamma z maksimum w ósmym punkcie pomiarowym. Wartość maksymalna występuje bezpośrednio nad szczeliną w dnie korytarza. Główną przyczyną tego wydaje się nagromadzenie w tym miejscu materiału wydobytego ze szczeliny w trakcie prac ziemnych prowadzonych dawniej w tej jaskini. Dodatkowo w tej części korytarza następuje ponowne załamanie profilu podłużnego dna jaskini. Może to powodować gromadzenie się w tej części materiału usuwanego z bardziej stromego fragmentu korytarza. W końcowej części jaskini, po pewnym spadku wartości tła gamma, następuje ponowny jego wzrost w kierunku niszy końcowej. Można to wiązać z osłabioną cyrkulacją powietrza w tej części korytarza. Pomiary prowadzone w jaskini Dziura wykazały bardzo silną zależność wartości tła gamma w korytarzu jaskini od ilości, rodzaju i rozłożenia osadów.

#### - Jaskinia Kasprowa Niżnia

W jaskini tej wykonywano szczegółowe pomiary tła gamma w części między otworem a Wielkim Progiem. Ogólne tło gamma zmienia się w granicach 0.15-0.42 Gy/tys. lat. Maksymalna stwierdzona wartość wynosi około 0.85 Gy/tys. lat. Najniższe wartości tła gamma stwierdzono przy pomiarach sondą przyłożoną bezpośrednio do nacieków. Na wartości pomiarów przy ścianie silny wpływ miał stopień jej „czystości”, określonej obecnością osadów ilastych. Pomiary w jaskini Kasprowej Niżniej potwierdziły, że jednym z głównych czynników wpływających na wartość tła gamma w jaskini jest charakter podłoża. Minimalną wartość ogólnego tła gamma stwierdzono w sali przed pierwszymi progami. W okresie wykonywania pomiarów sala ta stanowiła jeziorko i obecność wody tłumiała udział promieniowania gamma emitowanego z



podłoża. Powtórne pomiary, wykonywane przy osuszonej tej części korytarza, wykazały zdecydowanie wyższe wartości tła gamma (rys. 39). Zauważalne podniesienie tła gamma stwierdzone zostało w miejscach występowania na dnie korytarza większych ławic piasku. Ilość i układ ławic piasku we wstępnych partiach jaskini są w pewnych granicach zmienne, lecz ich występowanie ograniczone jest do pewnych stref korytarza. Średnią wartość mocy dawki zewnętrznej w korytarzu jaskini bez nagromadzeń piasku i wody można szacować na około 0.25-0.27 Gy/tys. lat. Maksymalna wartość stwierdzona w Komorze za Progiem jest prawie dwukrotnie wyższa.

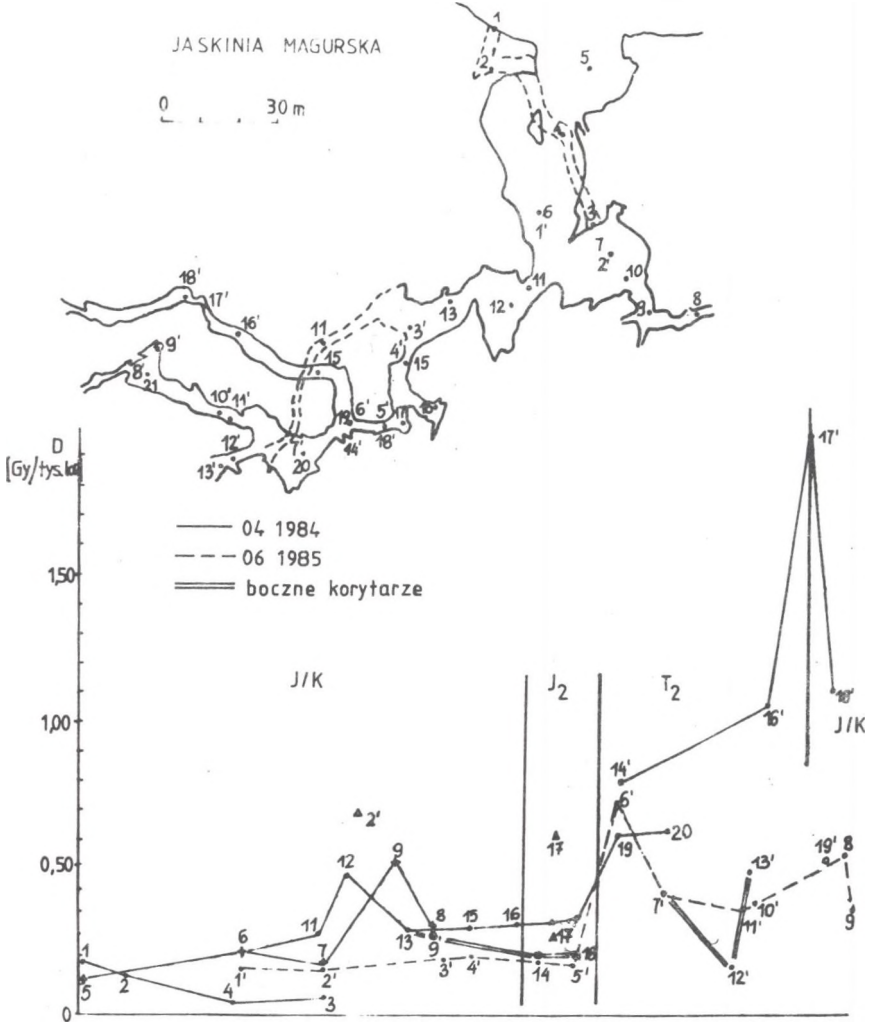


Rys. 39. Przekrój podłużny wstępnych partii Jaskini Kasprowej Niżniej i wyniki pomiarów tła gamma wzdłuż korytarza jaskini. Liniami ciągłymi zaznaczono miejsca występowania wody, osadów i nacieków w jaskini

Fig. 39. Cross section of the near-entrance part of the Kasprowa Niżnia Cave and results of measurements of  $\gamma$ -background along the cave passages. Solid lines mark occurrence of water, sediments and speleothems

- Jaskinia Magurska

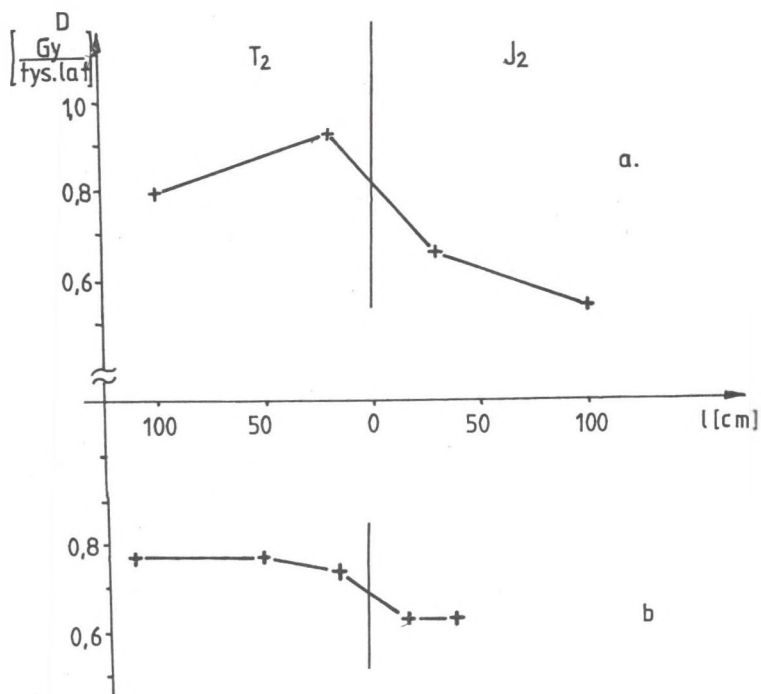
Wyniki pomiarów w Jaskini Magurskiej zebrane są na rys. 40. Poziom tła gamma w korytarzyku biegnącym od górnego otworu jest zdecydowanie niższy niż w głównym ciągu jaskini. W podłożu występuje tam lita skała z niewielką ilością osadów. Na uwagę zasługują różnice poziomu tła gamma w punkcie pomiarowym numer 3, leżącym w górnym korytarzyku powyżej progę sprowadzającego do Wielkiej Komory i w punkcie numer 7, leżącym w Wielkiej



Rys 40. Wyniki pomiarów tła gamma w Jaskini Magurskiej: D - moc dawki promieniowania  $\gamma$

Fig. 40. Results of measurements of  $\gamma$ -background in the Magurska Cave: D - gamma dose rate

Komorze u stóp progów. Zdecydowanie wyższe tło w punkcie numer 7 wiąże się z grubą warstwą osadów w podłożu. W głównym ciągu widoczne jest podwyższenie tła gamma przy zamulonym syfonie w Okrągłej Komorze (punkty pomiarowe 8-10), związane z wysoką aktywnością piasku kwarcowego z lyszczkami, składowanego tam w okresie przekopywania syfonu. Podobnie podwyższenie tła w Komorze Trójkątnej i Pod Progiem związane jest z hałdami materiału wydobywanego z Przekopu. Powyżej Progu, gdzie nie ma osadów, tło jest niższe. Na uwagę zasługuje gwałtowny wzrost tła między punktami pomiarowymi 18 i 19 w głównym ciągu jaskini. W rejonie tym przebiega granica między wapieniami jury środkowej i wapieniami i dolomitami triasu środkowego. W korytarzach rozwiniętych w wapieniach i dolomitach triasu środkowego tło gamma jest zdecydowanie wyższe. Dodatkowo wykonano szczegółowy profil aktywności ściany (geometria 2Π) w rejonie granicy  $J_2/T_2$  (rys. 41). Przyczyną podwyższenia tła gamma w korytarzach



Rys. 41. Profile aktywności gamma ściany jaskini w pobliżu granicy między wapieniami jury środkowej i triasu środkowego w Jaskini Magurskiej: a - profil w środku korytarza, b - profil w pobliżu warstwy osadów, l - odległość od granicy  $J_2/T_2$

Fig. 41. Profiles of gamma activity of the cave wall, near the boundary between Middle-Jurassic and Middle-Triassic limestones in the Magurska Cave: a - profile in the middle of passage, b - profile near the sediment layer, l - distance from the  $J_2/T_2$  boundary

rozwinętych w wapieniach i dolomitach triasu środkowego jest większe nagromadzenie pierwiastków promieniotwórczych w silnie bitumicznych skałach triasu środkowego w porównaniu ze skałami jury środkowej i „malmoneokomu”. Przeciętne tło gamma w korytarzach rozwiniętych w wapieniach jury środkowej i „malmoneokomu” można szacować na około 0.3 Gy/tys. lat, a w wapieniach triasu środkowego na około 0.6 Gy/tys. lat. Wyniki te wskazują, że pomiary tła gamma mogą być dodatkową metodą pomocniczą w niektórych przypadkach kartowania geologicznego w jaskiniach tatrzańskich.

- Inne jaskinie

W jaskini Goryczkowej pomiary prowadzone były jedynie w części wstępnej jaskini, sięgającej do rozdzielenia korytarzy prowadzących do dolnej części. W jaskini tej stwierdzono najniższe tło ze wszystkich jaskiń, w których prowadzone były pomiary. Związane to jest z brakiem większych nagromadzeń aktywnych osadów w tej części jaskini. W jaskiniach Bystrej i Dudnicy pomiary wykonano jedynie w strefie przyotworowej, natomiast w jaskini Kalackiej jedynie w miejscach poboru próbek nacieków.

IV.2.2 Pomiary mocy dawki wewnętrznej

Tabela 7

Wyniki pomiarów mocy dawki wewnętrznej nacieków z jaskiń tatrzańskich

Symbol próbki	Jaskinia	Spektrometria $\gamma$		FT
		$D_{U_{me}}$	$D_{Th+K}$	$D_{U_{me}}$
T9B	Magurska	< 0.38	< 0.9	0.13±0.02
T9A	Magurska	< 0.38	< 0.9	0.13±0.02
T6A	Magurska	< 0.4	< 0.9	
T6B	Magurska	< 0.4	< 0.9	
MZ	Magurska	0.31±0.08	0.14 ± 0.05	0.23±0.02
T18/3	Kasprowa Niżnia			0.28±0.03
T18/2	Kasprowa Niżnia	< 0.5	< 1.1	
PW1	Kasprowa Niżnia	1.00±0.10	5.70 ± 0.60	
KD1	Kasprowa Niżnia	1.13±0.12	1.14 ± 0.09	
KD2	Kasprowa Niżnia	0.37±0.06	0.14 ± 0.02	
KG2	Kasprowa Niżnia	2.54±0.23	2.58 ± 0.18	
G1	Goryczkowa	0.20±0.02	0.38 ± 0.04	0.70±0.07
BII	Bandzioch	0.19±0.02	0.015±0.002	
MtII/2	Mietusia	4.60±0.50	< 1.4	

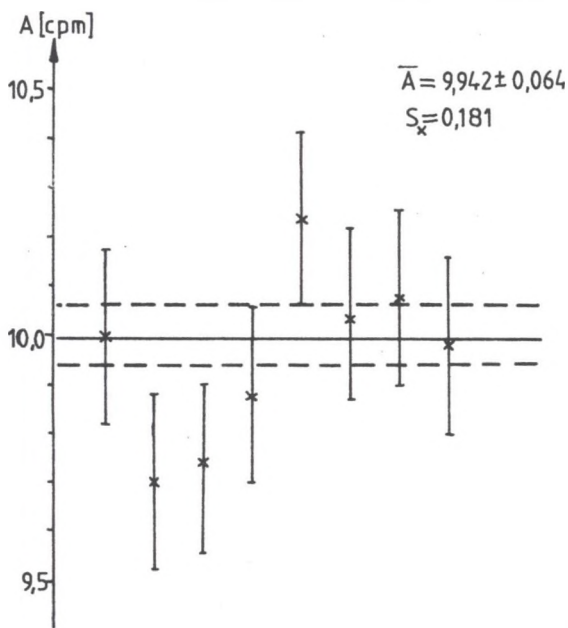
Wartości mocy dawek są podane w Gy/tys. lat

FT - koncentracja uranu oznaczona metodą śladów spontanicznego rozszczepienia  $^{238}\text{U}$ ,  $D_{U_{me}}$  - moc dawki określona na podstawie zmierzonych koncentracji uranu przy założeniu stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym,  $D_{Th+K}$  - moc dawki pochodzącej od szeregu torowego i potasu  $^{40}\text{K}$ .

Dla każdej próbki wykonywane były co najmniej dwa pomiary aktywności gamma nuklidów promieniotwórczych szeregów uranowego i torowego oraz potasu  $^{40}\text{K}$  przy użyciu wielokanałowego spektrometru gamma. Pojedynczy pomiar trwał około 1-2 tys. minut. Na podstawie tych pomiarów określano średnią aktywność właściwą nuklidów w próbce i obliczano moc dawki wewnętrznej danej próbki.

Dla kilku próbek przeprowadzono serię pomiarów mających na celu sprawdzenie, czy w trakcie rozdrabniania próbki nie zachodzi ucieczka radonu  $^{222}\text{Rn}$ , powodująca zaburzenie stanu równowagi w szeregu uranowym. Próbkę bezpośrednio po zmieleniu zamykano w hermetycznym pojemniku i sukcesywnie wykonywano pomiary aktywności przez okres około 3 tygodni (rys. 42). W żadnym przypadku nie stwierdzono istotnych zmian aktywności,

ZAKRUTOWA 5 (11-30 01. 1989r)



Rys. 42. Wyniki pomiarów aktywności próbki nacieku wykonywanych w ciągu 3 tygodni (sprawdzian czy w trakcie ucierania próbki nie zachodzi ucieczka radonu)

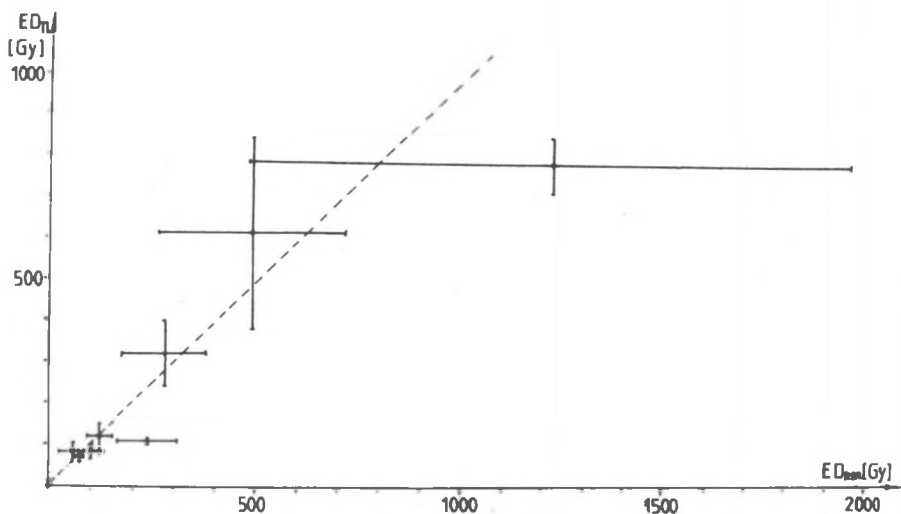
Fig. 42. Results of measurements of  $\gamma$ -radioactivity of the speleothem sample, obtained during the 3-week period (test of radon escape during the sample stirring)

co świadczy o tym, że ewentualna ucieczka radonu w trakcie rozdrabniania jest niezauważalna. Aby uniknąć ewentualnych podejrzeń co do możliwości występowania tego zjawiska w niektórych przypadkach próbki przed pomiarem trzymano około 3 tygodnie w hermetycznych pojemnikach pomiarowych. Wyniki pomiarów dla próbek nacieków pochodzących z jaskiń tatrzańskich zebrane są

w tabeli 7. Nacieki z jaskiń tatrzańskich charakteryzują się stosunkowo niską koncentracją pierwiastków promieniotwórczych. W wielu przypadkach możliwe było tylko ustalenie górnej granicy aktywności. Dotyczy to głównie próbek analizowanych w początkowym okresie pracy. Pomiary wykonywane były na reszcie materiału, jaki pozostał po wykonaniu analiz  $^{14}\text{C}$ . Przy tak niskich aktywnościach i przy małej masie próbek możliwe było tylko określenie granicznych wartości mocy dawki wewnętrznej. Wyniki końcowe określenia wieku metodą TL i ESR obarczony jest dużą niejednoznacznością. Z uwagi na to, dzięki uprzejmości profesora H. P. Schwarcz'a, dla wybranych próbek określona została koncentracja uranu metodą śladów spontanicznego rozszczepienia jąder uranu.

#### IV.2.3 Pomiary dawki geologicznej (ED)

Wyniki pomiarów dawki geologicznej zebrane są w tabeli 8. Ogółem określono dawkę geologiczną dla 18 próbek nacieków z jaskiń tatrzańskich. Dla 8 próbek wyznaczono dawkę geologiczną zarówno metodą TL, jak i ESR.



Rys. 43. Porównanie wartości dawki geologicznej (ED) wyznaczonej metodami TL i ESR

Fig. 43. Comparison of geological doses (ED) determined by TL and ESR methods

Porównując uzyskane wyniki (rys. 43) można stwierdzić, że są one zgodne. Jedynie dla próbki T6A występuje pewna niezgodność, gdzie dawka geologiczna wyznaczona metodą ESR jest wyższa od wyznaczonej metodą TL. Była to jedna z pierwszych próbek badanych metodą ESR. Z uwagi na brak materiału do powtórzenia badań szczegółowych trudno jest wskazać przyczynę

tej rozbieżności.

Zwrócić należy uwagę, że uzyskane dokładności określenia dawki geologicznej są gorsze od możliwych do osiągnięcia. Wahają się one z reguły w granicach 15-20%, a w niektórych przypadkach wynoszą nawet powyżej 30%. Zwiększenie dokładności określenia dawki geologicznej jest podstawową możliwością zmniejszenia błędów końcowego wyniku datowania. Prace w tym kierunku są aktualnie prowadzone.

Tabela 8

Wyniki pomiarów dawki geologicznej (ED) nacieków z jaskiń tatrzańskich

Symbol próbki	Jaskinia	Dawki dodatkowe [Gy]	Nr lab.	ED [Gy]
T9B	Magurska	50,100,150,200,250	GdESR-17	71± 13
T9B	Magurska	50,100,150,200,250	GdTL-131	72± 18
T9A	Magurska	50,100,150,200,250	GdESR-18	94± 20
T6A	Magurska	50,100,150,200,250	GdESR-26	235± 79
T6A	Magurska	50,100,150,200,250	GdTL-132	104± 4
T6B	Magurska	50,100,150,200,250	GdESR-27	53± 39
T6B	Magurska	50,100,150,200,250	GdTL-137	83± 25
MZ	Magurska	50,100,150,200	GdESR-36	97± 29
MZ	Magurska	50,100,150,200	GdTL-242	81± 14
T18/2	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200,250	GdESR-19	114± 36
T18/3	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200,250	GdESR-20	72± 32
PW1	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200	GdESR-21	1229±738
PW1	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200	GdTL-133	774± 65
KD1	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200	GdTL-244	175± 17
KD2	Kasprowa Niżnia	50,100,150,200	GdTL-246	144± 48
MtIII	Miętusia	50,100,150,200	GdESR-30	51± 20
MtII/2	Miętusia	50,100,150,200	GdESR-29	281±104
MtII/2	Miętusia	50,100,150,200	GdTL-134	322± 81
MtII/1	Miętusia	50,100,150,200	GdTL-135	429± 27
MtI/2	Miętusia	50,100,150,200	GdESR-28	495±130
MtI/2	Miętusia	50,100,150,200	GdTL-136	611±233
G1	Goryczkowa	50,100,150,200,250	GdTL-243	147± 35
BIII	Bandzioch	50,100,150,200	GdESR-45	99± 27
BII	Bandzioch	50,100,150,200	GdESR-43	125± 28
BI	Bandzioch	50,100,150,200	GdTL-247	115± 38
BI	Bandzioch	50,100,150,200	GdESR-44	118± 30

#### IV.2.4 Wyniki datowania nacieków metodami TL i ESR

Datowanych było 16 próbek (tabela 9). Uzyskane dokładności, mimo że nie są najwyższe, z reguły umożliwiają powiązanie danego wyniku z podziałami czwartorzędu opartymi na innych danych. Porównanie wartości wieku laboratoryjnego ( $T_{lab}$ ) i wieku TL lub ESR (T) wykazuje, jak wielkie

znaczenie ma zaburzenie stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym. W niektórych przypadkach, szczególnie dla próbek młodych i próbek o większych koncentracjach uranu, nieuwzględnienie odchylenia od stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym może prowadzić do zupełnie błędnych wyników. Dla próbek T6A, T6B i MtIII wartości liczbowe w nawiasach określają granicę wieku przy przyjęciu zerowej koncentracji radu  $^{226}\text{Ra}$  w chwili powstawania nacieku. Wiek próbek, dla których koncentracja

Tabela 9

Wyniki datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich metodami termoluminescencji (TL) i elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR)

Symbol	Metoda	Spektrometria $\gamma$		Spektrometria $\alpha$		FT	
		T <sub>Lab</sub>	T	T <sub>Lab</sub>	T	T <sub>Lab</sub>	T
T9B	GdESR-17	> 187	65-230			345±130	50-117
T9B	GdTL-131	> 210	75-250			551±150	50-120
T9A	GdESR-18	> 245	80-310			720±225	65-160
T6A	GdESR-26	> 547	<10(<3)				
T6A	GdTL-132	> 260	<10(<5)				
T6B	GdESR-27	> 122	<10(<5)				
T6B	GdTL-137	> 207	<10(<5)				
MZ	GdESR-36	317±184	125± 55			416±167	145±55
MZ	GdTL-242	263±120	100± 35			346± 95	125±35
T18/3	GdESR-20					258±140	25±15
T18/2	GdESR-19	> 228	> 35			253±105	85±40
PW1	GdESR-21	1200±900	175±105				
PW1	GdTL-133	774±222	115± 30				
KD1	GdTL-244	155± 31	65± 15				
KD2	GdTL-246	395±193	175± 90				
MtIII	GdESR-30			4.2±2.1	<10(<7)		
MtII/2	GdESR-29	61± 32	38 <sup>+70</sup> <sub>-25</sub>	23± 11	35±15		
MtII/2	GdTL-134			27± 9	40±12		
MtII/1	GdTL-135			36± 6	50±10		
MtI/2	GdESR-28			41± 15	60±20		
MtI/2	GdTL-136			51± 25	70±35		
G1	GdTL-243	736±285	235± 90			210± 71	165±50
BII	GdESR-43	658±329	225 <sup>+75</sup> <sub>-90</sub>				

Wartości T<sub>Lab</sub> i T w tys. lat

uranu była określona metodą śladów spontanicznego rozszczepienia uranu (FT), został określony przy uwzględnieniu wartości mocy dawek od potasu  $^{40}\text{K}$  i od izotopów szeregu torowego wyznaczonych na podstawie pomiarów wykonanych metodą spektrometrii  $\gamma$ .



ROZDZIAŁ V  
GEOLOGICZNA INTERPRETACJA WYNIKÓW DATOWANIA  
NACIEKÓW Z JASKIŃ TATRZAŃSKICH

Wnioski geologiczne zamieszczone w tym rozdziale opierają się na wszystkich cytowanych w literaturze wynikach datowania izotopowego czwartorzędowych osadów tatrzańskich. Oprócz wyników uzyskanych w niniejszej pracy są to: 2 daty osadów dennych z jezior Doliny Stawów Gąsienicowych (Wicik, 1979), 2 daty nacieków uzyskane metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  w laboratorium w Glasgow (Giązek, 1984) i 21 dat wykonanych metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  w laboratorium MIFi TJ AGH (Duliński, 1988).

Ogółem wykonanych zostało dotychczas ponad 80 datowań dla około 60 próbek. Materiał pochodził z 10 jaskiń: Magurskiej, Kasprowej Niżniej, Bystrej, Kalackiej, Goryczkowej, Szczeliny Chochołowskiej, Bandziocha Kominiarskiego, Psiej, Naciekowej i Miętusiej. Stosowane były różne metody badań ( $^{14}\text{C}$ , TL, ESR,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ), co dało możliwość porównania wyników uzyskanych różnymi technikami i pewnej ich weryfikacji.

V.1 PORÓWNANIE WYNIKÓW UZYSKANYCH RÓŻNYMI METODAMI

Część próbek badana była kilkakrotnie przy zastosowaniu różnych metod (tabela 10), w tym próbki, dla których metodą  $^{14}\text{C}$  można było określić jedynie dolną granicę wieku radiowęglowego. Drugą grupę stanowią próbki, dla których przy pomiarach metodą spektrometrii gamma można było określić tylko górne granice mocy dawek wewnętrznych i dla których uzyskano oznaczenie koncentracji uranu metodą FT. Trzecią grupę stanowią próbki datowane wcześniej metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  przez innych autorów i dla których wykonano pomiary dawki geologicznej metodami TL i/lub ESR. Wyniki pomiarów metodą spektrometrii alfa wykorzystano do określenia mocy dawki wewnętrznej ( $D_{\text{wewn}}$ ).

Dla próbek ze ściany korytarza Przekop w Jaskini Magurskiej (próbki T9A i T9B), dla których wyniki datowania  $^{14}\text{C}$  świadczyły, że jest to jedna ze starszych faz krystalizacji nacieków, datowanie metodami TL i ESR dostarczyło dalszych wskazówek odnośnie do ich wieku. Metodą spektrometrii gamma udało się określić jedynie górne granice mocy dawek wewnętrznych i możliwy przedział wieku dla tych próbek był dość szeroki (około 65–300 tys. lat temu). Określenie koncentracji uranu metodą FT pozwoliło zawęzić

Tabela 10

Porównanie wyników datowania różnymi metodami nacieków  
z jaskiń tatrzańskich

Symbol próbki	<sup>14</sup> C [lat BP]	TL [lat BP] · 10 <sup>3</sup>			ESR [lat BP] · 10 <sup>3</sup>			<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U [lat BP] · 10 <sup>3</sup>
		γ	FT	α	γ	FT	α	
T6B	1580± 60	<10(<5)			<10(<5)			
T6A	3610± 60	<10(<5)			<10(<2.5)			
T9B	>39000	75-250	50-120		65-230	50-117		
T9A	>52000				80-310	65-160		
M2		100±35	125±35		125± 55	145±55		
T18/2	>34000				>35000	85±40		
PW1	>44000	115±30			175±105			
MtII/2	25600± 500			40±12	37 <sup>+70</sup> -25		35±15	
MtII/1	36600 <sup>+3200</sup> -2300			50±10				
MtI/2				70±35			60±20	60 ± 5 <sup>**</sup>
G1		235±90	165±50					
B1	>36000							116 ±10 <sup>*</sup>
B3	920± 50							4.7±0.3 <sup>*</sup>
KG5-I							146 <sup>+21</sup> -19	248 <sup>+57</sup> -37 <sup>*</sup>
KG5-III	1100±100 <sup>*</sup>							14.2±2.3 <sup>*</sup>
KG3-I							212 <sup>+38</sup> -29 <sup>*</sup>	260 <sup>+69</sup> -43 <sup>*</sup>
KG2-I	4150±150 <sup>*</sup>							11.3 <sup>+2.2</sup> -1.4 <sup>*</sup>
BII					225 <sup>+75</sup> -90			124 <sup>+66</sup> -16 <sup>**</sup>
T18/3	38900±1500					25±15		

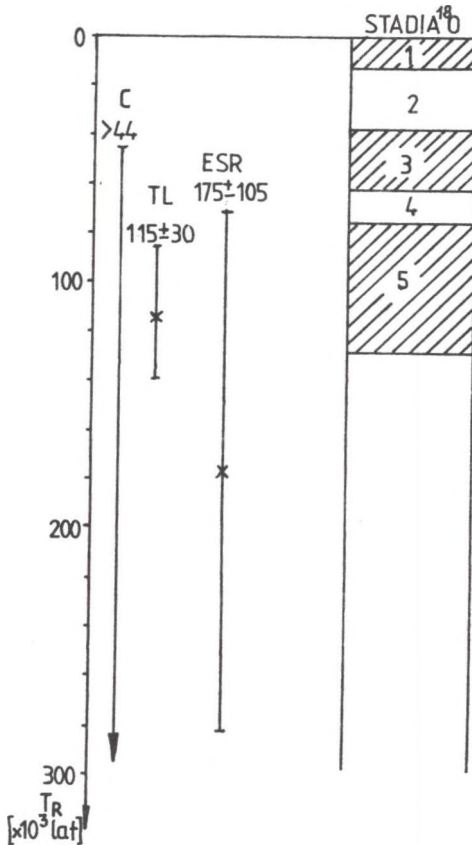
<sup>\*</sup> Duliński (1989)

<sup>\*\*</sup> Głazek (1984)

ten przedział do około 50-120 tys. lat temu dla próbki T9B i około 65-160 tys. lat temu dla próbki T9A. Podobnie dla próbki T18/2 z Jaskini Kasprowej Niżniej metoda  $^{14}\text{C}$  i ESR z określeniem  $D_{\text{wewn}}$  metodą spektrometrii gamma pozwoliły jedynie na określenie granic wieku. Zastosowanie metody FT dla określenia koncentracji uranu pozwoliło uzyskać więcej informacji. Znaczna nieoznaczoność tej daty związana jest ze znajomością jedynie granicznych wartości mocy dawek od szeregu torowego i potasu  $^{40}\text{K}$ . W przypadku próbek z jaskini Miętusiej zwraca uwagę fakt, że daty radiowęglowe są w pewnym stopniu zaniżone w stosunku do dat TL i ESR. Tłumaczyć to można dwiema przyczynami. Pierwsza wiąże się z brakiem pomiarów mocy dawki zewnętrznej, co powoduje pewne zawyżenie otrzymanych dat TL i ESR. Jednak ze względu na wyjątkowo wysoką koncentrację uranu w tych próbkach (około 9 ppm) zawyżenie to powinno być nieznaczne. Pomiar tła gamma w innych jaskiniach wskazują, że w tym przypadku udział dawki zewnętrznej był raczej niewielki. Drugą przyczyną mogą być zmiany koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  w atmosferze w przeszłości. Obecnie opracowane są krzywe kalibracyjne umożliwiające korygowanie tych zmian w czasie ostatnich 7 tysięcy lat. Szereg prac, w których porównywane były wyniki datowania ciągłych profili nacieków metodami  $^{14}\text{C}$  i  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  sugerują, że w okresie około 20-40 tysięcy lat temu koncentracja  $^{14}\text{C}$  w atmosferze była wyższa od obecnej i wyliczone konwencjonalne daty  $^{14}\text{C}$  materiału o tym wieku są niższe niż rzeczywisty wiek próbki (Vogel, 1983). Różnica między datą  $^{14}\text{C}$  i datą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dla próbki B3 związana jest najprawdopodobniej z faktem, że do analizy  $^{14}\text{C}$  wydzielona była najbardziej zewnętrzna część analizowanej warstwy stałagmitu. Duliński (1988) komentując wyniki swoich prac podkreśla generalną zgodność rezultatów uzyskanych różnymi metodami. Autor podkreśla fakt, że obserwowane różnice między wynikami uzyskanymi różnymi metodami są nieistotne, jeśli interpretacja dotyczy okresów w przeszłości geologicznej a nie pojedynczych zdarzeń. Podobne wnioski wynikają też z analizy wyników uzyskanych w laboratorium gliwickim (Bluszcz et al., 1988).

Na zakończenie należy podkreślić konieczność wielkiej uwagi przy interpretacji wyników datowań izotopowych uzyskanych różnymi metodami. Każda metoda opiera się na określonych zasadach fizycznych i jej stosowanie wymaga przyjęcia określonych, lepiej lub gorzej udokumentowanych założeń. Wynik każdej analizy, poza przypadkami, gdy można określić jedynie granicę wieku, składa się z dwóch liczb określanych nazwą wieku i błęd. Wartość określana nazwą wieku jest najbardziej prawdopodobną jego wartością. Druga wartość liczbowa, błąd, określa przedział, w którym z prawdopodobieństwem około 68% mieści się rzeczywista wartość wielkości mierzonej. Tak więc rzeczywisty wiek izotopowy może z prawdopodobieństwem około 32% wykraczać poza przedział wiek  $\pm$  błąd. Wynika to ze statystycznego charakteru zjawiska rozpadu promieniotwórczego, będącego podstawą większości metod datowania izotopowego oraz statystyki pomiarów. Jako przykład niech posłużą nam wyniki datowania próbki PW1

analizowanej metodami  $^{14}\text{C}$ , TL i ESR. Biorąc pod uwagę same wartości wieku, nie zwracając uwagi na błędy wyniku, można by poszczególne wyniki analiz skorelować z różnymi okresami w podziałach czwartorzędu, np. z różnymi stadiami tlenowymi (rys. 44). Biorąc pod uwagę fakt, że wynik analizy  $^{14}\text{C}$  daje informację jedynie o dolnej granicy wieku próbki i porównując wyniki datowania TL i ESR możemy stwierdzić, że najbardziej prawdopodobny wiek próbki wynosi około 120 tys. lat i należy okres krystalizacji tej polewy korelować z 5 stadiem tlenowym i interglacjalem eemskim.

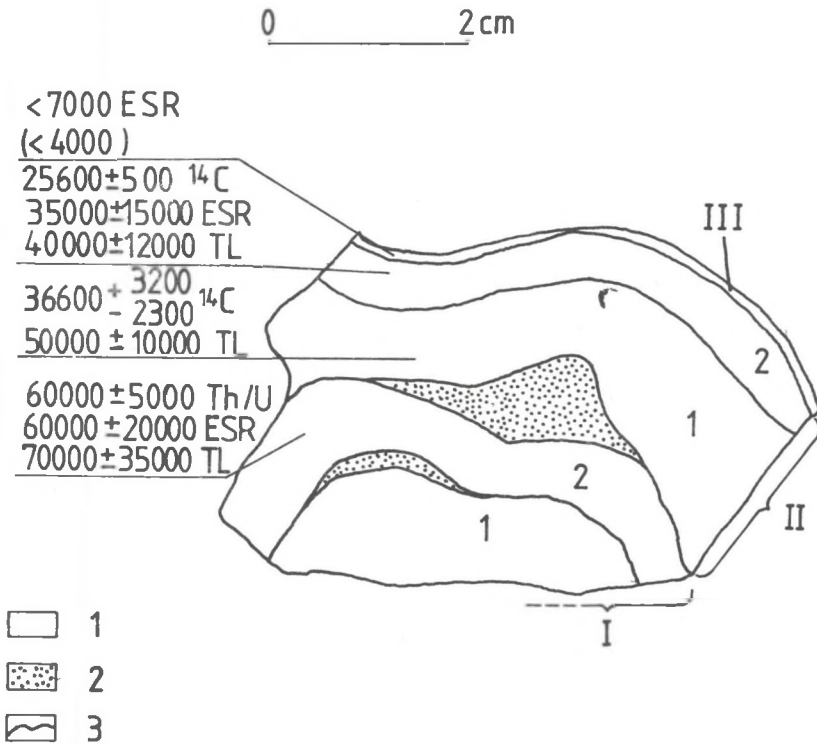


Rys. 44. Porównanie wyników datowania metodami  $^{14}\text{C}$ , TL i ESR polewy naciekowej PW 1 z Jaskini Kasprowej Niżniej

Fig. 44. Comparison of the results of  $^{14}\text{C}$ , TL and ESR datings of the flowstone sample PW 1 from the Kasprowa Niżnia Cave

V.2 OKRESY KRYSZALIZACJI NACIEKÓW W JASKINIACH TATRZANSKICH

Jedną z najciekawszych próbek badanych w ramach tej pracy była próbka nacieku z Jaskini Miętusiej. W próbce tej wydzielono 4 warstwy niezależnie datowane metodami  $^{14}\text{C}$ , TL i ESR (rys. 45). Umożliwiło to porównanie wyników uzyskiwanych różnymi metodami oraz korelację warstwy oznaczonej symbolem MtI/2 z próbką datowaną wcześniej przez Głazka (1984). Wyniki wskazują, że polewa ta krystalizowała w okresie od powyżej 60 tys. lat temu aż do okresu współczesnego (wynik datowania ESR najmłodszej warstwy < 7 tys. lat), jednak w tym okresie warunki nie były jednolite, a krystalizacja nacieków była okresowo przerywana. Po okresie krystalizacji



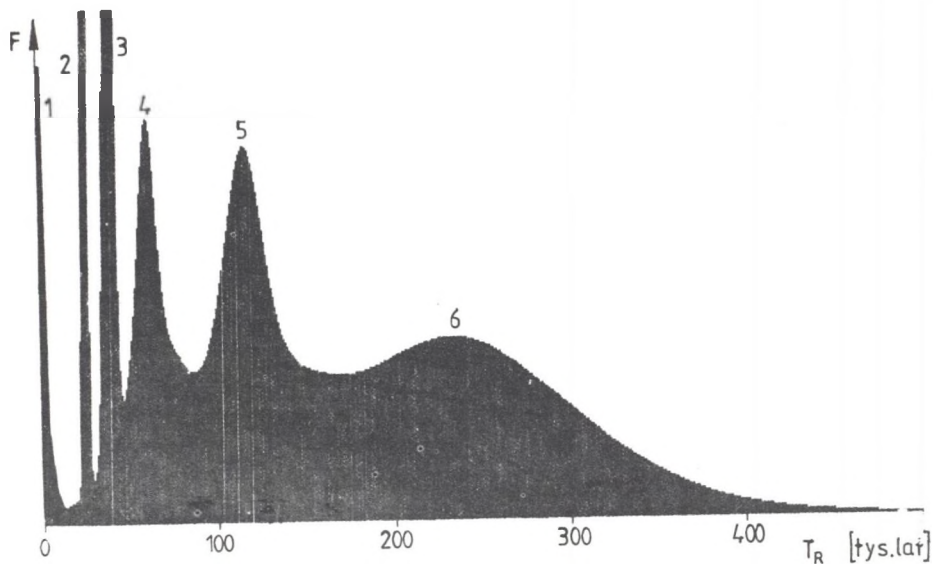
Rys. 45. Wyniki datowania próbki polewy naciekowych z Jaskini Miętusiej

Fig. 45. Results of dating of the flowstone sample from the Miętusia Cave

warstwy najstarszej (MtI/1), której nie datowano ze względu na zbyt małą ilość materiału, nastąpiła przerwa w narastaniu polewy. Powierzchnia oddzielności między tą warstwą a warstwą młodszą podkreślona była warstewką minerałów ilastych. Średni wiek młodszego warstwy (MtI/2), leżącej powyżej tej powierzchni, można szacować na około 60 tys. lat.

Warstwę tę można korelować z próbką datowaną metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  przez J. Głazka (1984) na  $60 \pm 5$  tys lat. Po okresie krystalizacji tej warstwy ponownie nastąpiła przerwa w narastaniu nacieków. Na powierzchni stropowej tej warstwy widoczne są ślady niszczenia jej przez płynącą wodę, zaś na granicy między tą warstwą a warstwą młodszą (MtII/1) występuje warstewka piasku o miąższości do kilku milimetrów. Wiek warstwy polewy pokrywającej wkładkę piasku można szacować na 40-60 tys. lat. Po tym okresie ponownie nastąpiła przerwa w sedymentacji nacieków. Powierzchnia oddzielności jest wyraźna, ale bez większych śladów niszczenia i znaczniejszych podkreśleń obecnością osadów detrytycznych. Kolejna warstwa (MtII/2) powstała w okresie około 30-50 lat temu. Od najmłodszej, (MtIII) o wieku <10 tys lat, oddzielona jest wyraźną powierzchnią oddzielności z widocznymi śladami erozji i korozji.

Na podstawie analizy wyników datowania stwierdzono, że okresy krystalizacji nacieków związane są z okresami, w których panuje ciepły i wilgotny klimat, tzn. z interglacjami i ciepłymi interstadialami; natomiast zwolnienie i przerwy w sedymentacji związane są z pogorszeniem warunków klimatycznych. Tak więc wyniki analiz próbki z jaskini Miętusiej wykazują, że w czasie ostatnich 60 tysięcy lat trzykrotnie następowało pogorszenie warunków klimatycznych. Należy podkreślić, że jak dotąd w



Rys. 46. Rozkład częstości wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich

Fig. 46. Frequency distribution of dates obtained for speleothems from Tatra caves

Polsce jedynie w Tatrach udało się natrafić na próbki nacieków o wieku z przedziału 30-50 tysięcy lat. Nacieki o takim wieku znane są na przykład z jaskiń północnej Anglii (Gascoyne et al., 1983; Gascoyne, Ford, 1984).

Otrzymane wyniki datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich pozwalają na wyznaczenie sześciu przedziałów czasu, w których zachodziła krystalizacja nacieków (rys. 46). Najmłodszy (1), do 10 tys. lat temu, w którym datowanych jest 14 próbek. W okresie od około 30 do 70 tys. lat temu można wydzielić trzy fazy krystalizacji nacieków: około 30 tys. lat temu (2), z którego datowane są 2 próbki; około 40-50 tys. lat temu (3), reprezentowany przez 2 próbki; i około 55-65 tys. lat temu (4), z którego pochodzą 3 próbki. Kolejny okres krystalizacji nacieków (5), reprezentowany przez 8 próbek, miał miejsce 70-130 tys. lat temu. Najstarsza faza krystalizacji (6) wydzielona jest na podstawie datowania 9 próbek o wieku powyżej 170 tys. lat. Wyniki datowania próbek z tej fazy ze względu na dość znaczne błędy analizy nie pozwalają na dokładniejsze wydzielenie starszych okresów krystalizacji nacieków. Nacieki te mogą pochodzić z różnych faz krystalizacji, lecz stosunkowo duże błędy datowania zacierają granice między nimi.

### V.3 KORELACJA OKRESÓW KRYSZALIZACJI NACIEKÓW W JASKINIACH TATRZAŃSKICH ZE ZDARZENIAMI KLIMATYCZNYMI

Na związek między okresami krystalizacji nacieków i klimatem wskazywano od dawna (np. Thompson et al., 1974; Harmon et al., 1977; Atkinson et al., 1978; Harmon, 1980; Hercman et al., 1987). Na podstawie uzyskanych dotychczas wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich można podjąć próbę odtworzenia zmian klimatycznych w Tatrach w czasie ostatnich około 200 tys. lat.

Stosunkowo duża liczba próbek o wieku powyżej 200 tys. lat wskazuje na ciepłe, wilgotne warunki, sprzyjające powstawaniu nacieków w tym okresie. Najprawdopodobniej w okresie tym warunki klimatyczne ulegały zmianom, jednak zapis jest tu rozmyty z uwagi na dość znaczne błędy otrzymanych wyników. W okresie około 180-130 tys. lat temu warunki klimatyczne uległy pogorszeniu. Na rys. 46, obrazującym prawdopodobieństwo krystalizacji nacieków w funkcji czasu w Tatrach, widać w tym okresie wyraźne obniżenie. Wśród próbek tatrzańskich, jak dotąd, nie natrafiono na nacieki z tego przedziału. Brak sedymentacji nacieków w tym okresie świadczyłby o drastycznym pogorszeniu warunków klimatycznych. W okresie tym można się spodziewać warunków glacialnych w Tatrach ze średnią temperaturą roczną poniżej 0°C, co uniemożliwia krystalizację nacieków.

Następnie w okresie 130-70 tys. lat temu w Tatrach znowu występowała masowa sedymentacja nacieków jaskiniowych. Powstałe wtedy nacieki są zbudowane z grubo- lub średniokrystalicznego kalcytu. Nacieki o wieku z tego przedziału stwierdzone zostały w jaskini Magurskiej, Kasprowej



Niżniej, Bystrej i w Szczelinie Chochołowskiej. Świadczy to o ponownym wystąpieniu w Tatrach warunków klimatycznych typu interglacjału, najbardziej sprzyjającego powstawaniu nacieków.

Następny okres od około 70 do 25 tys. lat temu charakteryzował się zmiennymi warunkami klimatycznymi. Można w nim wyróżnić 3 okresy cieplejsze, sprzyjające osadzaniu nacieków. Po okresie gorszych warunków, nie sprzyjających sedymentacji nacieków, mającym miejsce około 70-65 tys. lat temu i zapisanym w próbce polewy z jaskini Miętusiej jako przerwa w sedymentacji, a nawet okres niszczenia starszych nacieków, warunki klimatyczne poprawiły się około 60 tys. lat temu. Ocieplenie to reprezentowane jest przez próbki z jaskini Miętusiej i Kasprowej Niżniej. Pogorszenie warunków klimatycznych około 55 tys. lat temu wydaje się być większej rangi niż poprzednie. Nie tylko nastąpiła przerwa w sedymentacji nacieków i niszczenie ich powierzchni, ale także musiał nastąpić okres większego napływu wody do jaskini i większa dostawa materiału detrytycznego. Z okresem tym związana jest warstwa piasku w polewach z Jaskini Miętusiej. Ponownie warunki poprawiły się i kolejny okres ocieplenia, około 40-50 tys. lat temu, dokumentowany jest przez próbki z Jaskini Kasprowej Niżniej i Miętusiej. Po tym okresie warunki ponownie uległy pogorszeniu i sedymentacja nacieków została wyraźnie zwolniona lub nawet przerwana. Pogorszenie warunków miało jednak zdecydowanie mniejszą rangę niż poprzednie. Nie ma wyraźnych śladów większego niszczenia nacieków powstałych wcześniej. Kolejny okres poprawy warunków sedymentacji, około 25-35 tys. lat temu, dokumentowany jest przez próbki z Jaskini Kasprowej Niżniej i Miętusiej.

Następnie warunki klimatyczne w Tatrach musiały ulec znacznemu pogorszeniu. Zupełnie została zahamowana sedymentacja nacieków. Ponownie krystalizacja zaczyna się około 10 tys. lat temu. Wartość wskaźnika kolagenowego w próbce kości Mg<sub>2</sub>, o wieku około 23 tys. lat wskazuje, że w tym czasie warunki jeszcze nie uległy pogorszeniu. Tak więc początek tego okresu należałoby określić na około 23 tys. lat temu. Górną granicę tego okresu wyznaczają wyniki datowania metodą <sup>14</sup>C mułów z den jezior karowych w Dolinie Pięciu Stawów (Wicik, 1979). Świadczą one o tym, że sedymentacja w tych jeziorach rozpoczęła się około 10 tys. lat temu. W podobnym czasie rozpoczęła się sedymentacja nacieków w jaskiniach. Nacieki te we wszystkich badanych jaskiniach oddzielone są od starszych wyraźnymi powierzchniami oddzielności, wyraźne są też ślady niszczenia starszych nacieków. W jaskiniach, w których nie stwierdzono najmłodszej generacji nacieków, powierzchnia nacieków starszych nosi bardzo wyraźne ślady niszczenia przez przepływającą wodę. W morfologii tatrzańskiej bardzo czytelne są ślady ostatniego zlodowacenia i z nim należy korelować opisane ochłodzenie w okresie około 23-10 tys. lat temu.

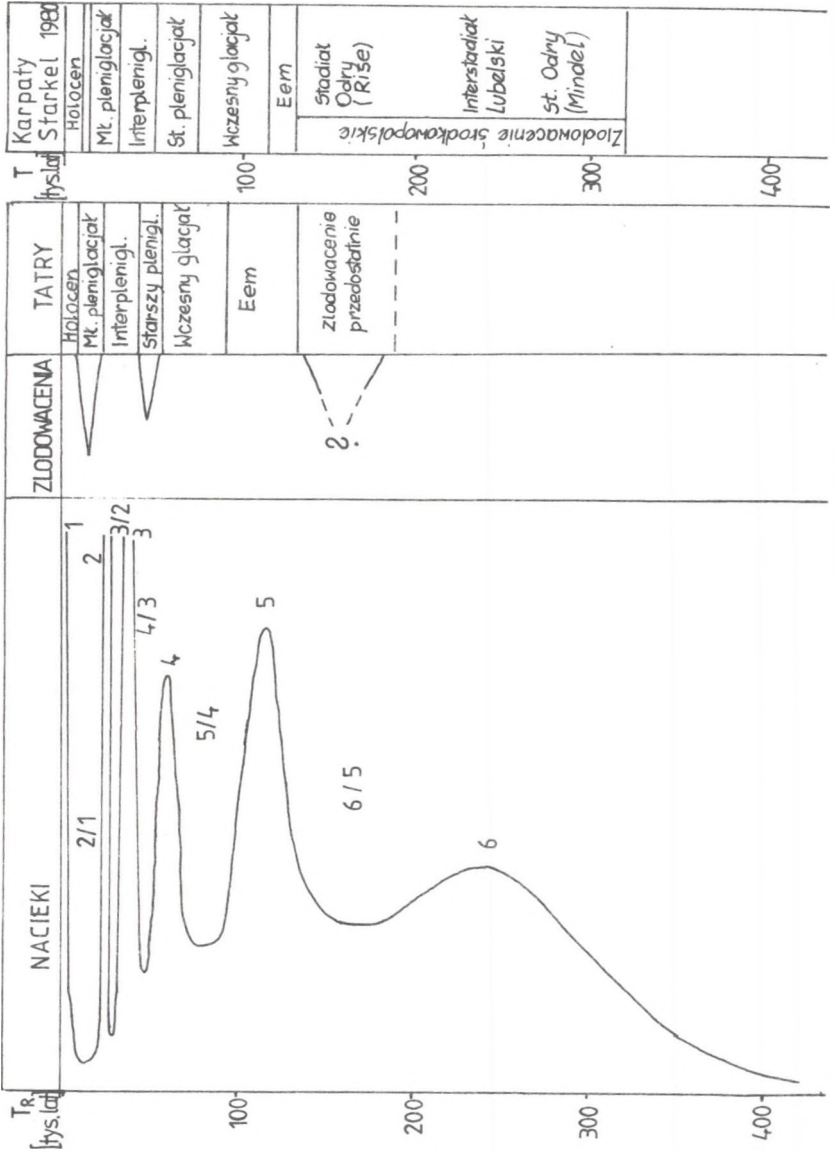
Po południowej stronie Tatr widoczne są ślady starszego okresu glacialnego wydzielonego przez Lukniša (1973) jako stadiał Rakytovca. Halouzka (1970) określał jego wiek na około 60-70 tys. lat temu. W świetle



uzyskanych wyników wydaje się to mało prawdopodobne. Z opisów Lukniša (1973) wynika, że osady stadiału Rakytovca wyraźnie różnią się od materiału związanego z ostatnim okresem glacialnym, a także wyraźnie oddzielają się od starszych osadów glacialnych, wydzielonych po południowej stronie Tatr. W grę wchodziłyby więc okresy ochłodzenia między 30 a 70 tys lat temu. Na podstawie danych z jaskiń tatrzańskich wydaje się, że największą rangę miało pogorszenie warunków klimatycznych około 55 tys. lat temu. Mogły wtedy w Tatrach występować warunki typowo glacialne. Z okresem wycofywania się lodowców można by wiązać zwiększony napływ wody do jaskiń, zaznaczony w jaskini Miętusiej. Przy przyjęciu tej wersji, z pogorszeniem warunków klimatycznych około 55 tys. lat temu należałoby wiązać poziom gruzu rozdzielającego warstwy pól w Jaskini Kasprowej Niżniej. Wydaje się, że ochłodzenia występujące 70-65 tys. lat temu i około 40-35 tys. lat temu miały mniejszą rangę i nie należy spodziewać się w nich warunków typowo glacialnych w Tatrach. Być może wiązało się z nimi pewne zalodzenie jedynie najwyżej położonych cyrków lodowcowych.

Wydaje się konieczne porównanie zapisu zmian klimatycznych w Tatrach, odczytanego na podstawie badań materiału jaskiniowego, z aktualnymi poglądami na podział młodszego czwartorzędu, który oddaje rytm zmian klimatycznych. W ostatnich latach w literaturze pojawiło się szereg propozycji podziałów chronostratygraficznych czwartorzędu na podstawie prac prowadzonych w różnych rejonach Polski. Z reguły podziały te opierają się na wynikach datowania osadów metodą termoluminescencji. Przy budowaniu tych podziałów autorzy najczęściej posługują się własnym nazewnictwem. Z uwagi na brak ostatecznego i wiarygodnego porównania wyników datowania osadów metodą TL, uzyskiwanych przez różne laboratoria w Polsce, jak również opublikowane zastrzeżenia dotyczące metodyki datowania TL i związanych z tym potencjalnych błędów (Pazdur, Bluszcz, 1985), jakkolwiek korelacja tych podziałów między sobą jest przedwczesna. Pewną próbę takiej korelacji i wynikający z tego komentarz można znaleźć w cytowanej pracy Starkla (1988). Ze względu na to uznano za celowe ograniczenie się do korelacji z podziałem czwartorzędu opracowanym przez L. Starkla (1980), tym bardziej, że opiera się on na danych zebranych w bezpośrednim sąsiedztwie Tatr, to znaczy w Karpatach zewnętrznych (Rys. 47).

Nacieki o wieku rzędu 200 i więcej tys. lat (faza krystalizacji oznaczona nr. 1) korelować można z interstadią lubelskim. Pogorszenie warunków klimatycznych w okresie około 190-140 tys lat temu (6/5) odpowiadałoby stadiałowi warty w ujęciu Starkla. Nacieki o wieku około 130-80 tys lat można korelować z eemem. W oparciu o badany materiał wydaje się, że w podanym przedziale czasu w Tatrach nie zaznaczyło się wyraźne pogorszenie warunków klimatycznych. Ochłodzenie (5/4), a więc i wczesny glacjał wydaje się w Tatrach zaczynać później niż to wydzielił Starkel na podstawie badań w Karpatach zewnętrznych. W ramach tego okresu należałoby umieścić też ocieplenie około 60 tys. lat temu. Tak rozumiany wczesny glacjał w Tatrach trwałby od około 80-75 tys. lat temu, rozpoczynając się



ochłodzeniem, do około 55 tys. lat temu, mieszcząc w swojej młodszej części wyraźne ocieplenie. Z kolei gwałtowne, o znacznej randze ochłodzenie około 55-40 tys. lat temu można korelować ze starszym pleniglacjałem. Wydaje się, że w tym okresie nastąpiło częściowe zlodowacenie Tatr (stadiał Rakytovca). Okres ten był stosunkowo krótki, bo już około 40 tys. lat temu w Tatrach ponownie zachodziła depozycja nacieków. Fazy wzmożonej krystalizacji około 40 tys. lat temu (3) i około 30 tys. lat temu (2) można korelować z interpleniglacjałem. Dwudzielny charakter tego okresu zgadza się z danymi z Karpat zewnętrznych, w których osady organiczne w dolinach rzecznych także wskazują na dwudzielność interpleniglacjału. Młodszy pleniglacjał można korelować z okresem wystąpienia w Tatrach ostatniego zlodowacenia dolin, które miało miejsce w czasie od około 20 do około 10 tys. lat. Najmłodszą fazę wzmożonej krystalizacji nacieków (1) można korelować z holocenem. Ogólnie można stwierdzić zgodność uzyskanych danych z wynikami prac prowadzonych w Karpatach zewnętrznych, na podstawie których został opracowany cytowany podział.

#### V.4 WIEK WCIEĆ DOLINNYCH W ŚWIETLE WYNIKÓW DATOWANIA NACIEKÓW JASKINIOWYCH

Geolog zapytany o wiek systemu górskiego, w zależności od jego genezy, będzie mówił o wieku fałdowań lub wydzwignięcia masywu górskiego. Geomorfolog spotykając się z takim pytaniem myśli o czasie ukształtowania się rzeźby masywu górskiego, oczywiście uwzględniając jej genezę i rozwój. Przeciętny człowiek zastanawiając się jak stare są góry ma na myśli wiek aktualnej rzeźby terenu, myśli o czasie, w którym te góry wyglądały podobnie jak obserwowane w czasie jego wędrowek. Wnioski, jakie można wyciągnąć na podstawie wyników datowania nacieków, najbliższe są odpowiedzi na pytanie o wiek gór w rozumieniu przeciętnego turysty. Mogą one jednak wnieść istotne informacje dla geologa i geomorfologa, dotyczące ostatniego okresu historii danego systemu górskiego, w tym przypadku Tatr.

Wiek najstarszych nacieków zebranych w danej jaskini określa minimalny wiek osuszenia jaskini. Należy sobie zdawać sprawę, że depozycja nacieków jest okresowa, związana z istnieniem sprzyjających warunków klimatycznych. W Tatrach występowało kilka faz krystalizacji nacieków. W innych okresach były one często niszczone. Tak więc wiek najstarszych znalezionych nacieków może być znacznie niższy od wieku osuszenia jaskini,

---

Rys. 47. Korelacja wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich z podziałem czwartorzędu opracowanym na podstawie danych z Karpat Zewnętrznych (Starkel, 1980)

Fig. 47. Correlation of the dates of speleothems from the Tatra caves with the chronostratigraphic subdivision of the Quaternary (acc to Starkel, 1980), based on data from the Outer Carpathians

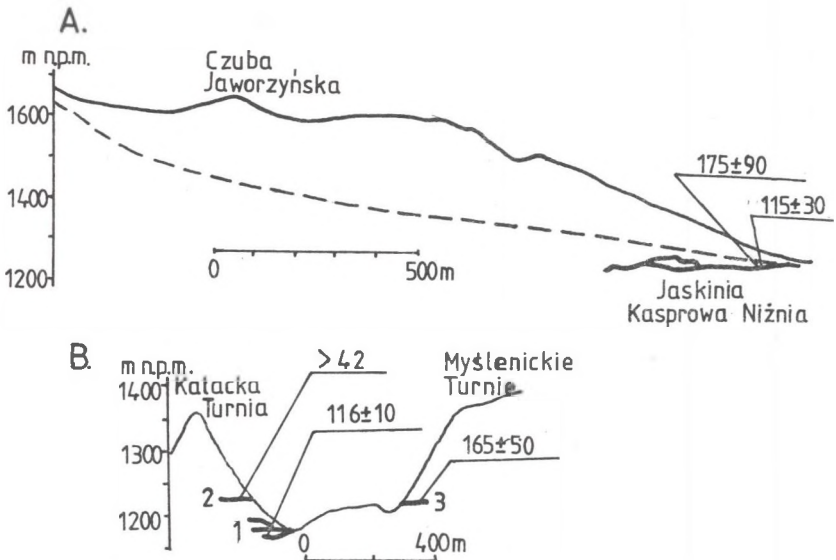
które związane było z obniżeniem lokalnej bazy erozyjnej.

Zwraca uwagę fakt, że w jaskiniach położonych nisko nad poziomem obecnych den dolin lub nawet na ich poziomie lub poniżej niego, znaleziono nacieki o stosunkowo dużym wieku (tab. 11, rys. 48).

Tabela 11

Wiek najstarszych nacieków znalezionych w wybranych jaskiniach tatrzańskich

Jaskinia	Wysokość względna otworu [m]	Wiek najstarszych nacieków [tys. lat]	Maksymalne średnie tempo wcinania się dolin [m/tys. lat]
Kasprowa Niżnia	0	175± 90 115± 30	0
Goryczkowa	40	165± 50	0.24±0.08
Bystra	20	116± 10	0.17±0.02
Szczelina Chochołowska	40	260± 99	0.15±0.04



Rys. 48. Profile dolin wraz z wynikami datowania nacieków z nisko położonych jaskiń: A - Jaskinia Kasprowa Niżnia, B - Jaskinia Bystra (1), Kalacka(2) i Goryczkowa (3) (wg. Wójcik, 1966; uzupełnione)

Fig. 48. Profiles of valleys, together with the results of datings of speleothems from the lowest caves: A - Kasprowa Niżnia Cave, B - Bystra Cave (1), Kalacka Cave (2) and Goryczkowa Cave (3) (after Wójcik, 1966, supplemented)

Wiek najstarszej próbki z Jaskini Kasprowej Niżniej został określony na  $175 \pm 90$  tys. lat. Stosunkowo duży błąd wyniku datowania metodą TL tej próbki uniemożliwia precyzyjne skorelowanie okresu depozycji tej próbki z określonym interglacjałem. Może być to polewa pochodząca z interglacjału eemskiego lub z któregoś starszego okresu ciepłego. W jaskini tej znaleziono też nacieki z interglacjału eemskiego, których wiek określony został na  $115 \pm 30$  tys. lat. Tak więc Jaskinia Kasprowa Niżnia, której otwór położony jest na poziomie aktualnego dna doliny, już w interglacjałe eemskim, a niewykluczone, że już przed poprzednim okresem ciepłym była osuszona i następowała w niej depozycja nacieków. Już K. Kowalski (1953) zwracał uwagę, że w jaskini tej w wielu miejscach występują nacieki obecnie niszczone przez wodę. Autor ten twierdził, że może to być dowód tego, że jaskinia miała dość długą i skomplikowaną historię, w której nastąpiło zaburzenie powodujące niszczenie nacieków, być może spowodowane przez odmłodzenie jaskini w wyniku kaptażu wód z obszarów krystalicznych. Historia Jaskini Kasprowej Niżniej była o wiele bardziej skomplikowana niż to przypuszczał Kowalski (1953). Wystąpiło w niej co najmniej 7 faz krystalizacji nacieków, rozdzielonych okresami wzmożonego dopływu wody i pogorszenia warunków na tyle, że następowała przerwa w depozycji nacieków i ich niszczenie. Okresowa sedymentacja i erozja nacieków jest zapisem zmian klimatycznych wyższego rzędu. Jak dotąd, z reguły jaskiniom, których otwory położone są na poziomie aktualnego dna doliny, przypisywano stosunkowo młody wiek, przyjmując dość znacznych rozmiarów wcięcia dolin tatrzańskich w okresie plejstocenu. Obecnemu położeniu den dolin przypisywano wiek postglacjalny. Pierwsze sugestie o możliwości dużo wyższego wieku aktualnego wcięcia dolin tatrzańskich związane były z wynikami datowania nacieków (Hercman et al., 1987; Hercman, w druku). Jaskinia Kasprowa Niżnia powstała w okresie gdy morfologia otoczenia była podobna do dzisiejszej. Od momentu jej osuszenia nie nastąpiło już większe wcięcie Doliny Kasprowej. Rozwój jaskiń związany jest z położeniem dna najgłębiej wciętej doliny w otoczeniu, która stanowi lokalną bazę erozyjną, także dla podziemnego odwodnienia terenu. Tak więc wydaje się, że także Dolina Bystrej nie uległa już pogłębieniu, co najmniej od czasu interglacjału eemskiego. Kolejnych danych na potwierdzenie tej tezy dostarczyły wyniki datowania nacieków z Jaskini Bystrej. Korytarze tej jaskini schodzą poniżej dna doliny. Metodą  $^{14}\text{C}$  udało się określić, że nacieki w tej jaskini powstawały wcześniej niż 40 tys. lat temu. Datowanie jednej z tych próbek metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (Duliński, w druku) pozwoliło na uściślenie okresu powstawania tych nacieków. Także ta jaskinia już w okresie interglacjału eemskiego była osuszona i zachodziła w niej depozycja nacieków, na co wskazuje wynik datowania  $116 \pm 10$  tys. lat. Co więcej, osady w tej jaskini świadczą o fakcie pewnego podniesienia poziomu dna doliny przez wypełnienie jej osadami glacialnymi.

Podsumowując można stwierdzić, że co najmniej od interglacjału eemskiego poziom dna Doliny Bystrej nie uległ zmianie i w czasie tym nie

nastąpiło pogłębienie tej doliny. O stosunkowo niewielkim rozmiarze wcięć dolin w okresie młodszego czwartorzędu świadczą też wyniki datowania nacieków z innych jaskiń położonych stosunkowo nisko nad poziomem aktualnych den dolinnych. W jaskini Goryczkowej, której otwór położony jest na wysokości około 40 metrów nad dnem doliny, znaleziono nacieki o wieku  $165 \pm 50$  tys. lat, a w Jaskini Szczelina Chochołowska nacieki o wieku około 200–250 tys. lat. Datowane nacieki ze Szczeliny Chochołowskiej pochodziły z korytarzy położonych około 40 metrów nad dnem doliny. Można stąd wnosić, że dna dolin Goryczkowej i Chochołowskiej w okresie ostatnich około 200 tys. lat uległy obniżeniu jedynie o około 40 metrów.

Przyjmując wiek najstarszych nacieków, znalezionych w badanych jaskiniach, za minimalny wiek osuszenia jaskiń, można, na podstawie ich aktualnej wysokości nad dnem dolin, oszacować maksymalne średnie tempo wcinania się dolin. Wynosiło ono około 0.2 m/tys. lat. Należy sobie zdawać sprawę, że rzeczywisty wiek osuszenia jaskiń może być dużo wyższy niż wiek najstarszych nacieków znalezionych w tej jaskini. Jednocześnie rzeczywiste tempo wcinania się dolin tatrzańskich było zapewne dużo wyższe niż oszacowane średnie tempo, gdyż proces ten zachodził w stosunkowo krótkich okresach wzmożonej erozji, związanej zapewne z okresami deglacjacji zlodowaceń tatrzańskich.

#### V.5 OKREŚLANIE WIEKU ZAWALISK I RUCHÓW TEKTONICZNYCH W JASKINIACH NA PODSTAWIE DATOWANIA NACIEKÓW

W Jaskini Magurskiej w rejonie korytarza nazwanego Przekopem oraz Sali Złomisk i Dolnej Komory występuje olbrzymie zawalisko. Cały korytarzyk sprowadzający z Sali Złomisk do Dolnej Komory prowadzi wśród bloków tego zawaliska. Bloki te pokryte są miejscami polewami naciekowymi. Określenie wieku tych nacieków umożliwiłoby wyznaczenie dolnej granicy wieku powstania tego zawaliska. Polewa pobrana w tym korytarzyku została datowana metodami TL i ESR. Nacieki pokrywające i spajające bloki zawaliska powstawały w okresie interglacjału eemskiego. Niestety nie udało się odnaleźć nacieków starszych od zawaliska. Tak więc można jedynie stwierdzić, że powstało ono przed interglacjałem eemskim.

Podobnie próbka polewy pobrana w Jaskini Miętusiej pokrywała piaski i żwiry spoczywające na zawalisku. Wiek najstarszej datowanej warstwy tej próbki wynosi około 60 tys. lat. Jest ona oddzielona powierzchnią nieciągłości od starszej, niedatowanej warstwy kalcytu. Zawalisko w Jaskini Miętusiej powstało więc na pewno wcześniej niż 60 tys. lat temu. Przyjmując, że starsza faza krystalizacji polewy odpowiada wcześniejszemu okresowi wzmożonej depozycji nacieków w jaskiniach tatrzańskich, występującej w okresie interglacjału eemskiego, wiek tego zawaliska także byłby przedeemski.

Rudnicki (1967) podkreśla powszechne występowanie zawalisk w



jaskiniach tatrzańskich. Często pokryte są one osadami, świadczącymi o wzmożonym dopływie wody do jaskini po ich utworzeniu. Miejscami po depozycji osadów następowała krystalizacja nacieków. Autor podkreśla, że zawaliska te nie są zupełnie równoległe, ale skłonny jest wiązać je z okresem ostatniego zlodowacenia. Jak widać, zawaliska w Jaskini Miętusiej i Magurskiej są zdecydowanie starsze. Natomiast zawalisko w Jaskini Bystrej, znad którego pobrana została próbka B3, może być związane z okresem ostatniego zlodowacenia. Nacieki pokrywające je krystalizowały w Holocenie.

Niestety, w ramach zbierania materiałów do niniejszej pracy nie udało się w Tatrach natrafić na sytuację umożliwiającą uzyskanie ściślejszych danych dotyczących wieku zawalisk. Jako przykład takiej możliwości przytoczyć można wyniki datowania nacieków z Jaskini Krasnohorskiej położonej na Plesiveckiej Planinie (CSRS).

Jest to jaskinia o poziomym rozwinięciu korytarzy. W środkowej partii jaskini korytarz przebiega przez duże zawalisko. W końcowej komorze występuje olbrzymi stalagmit o wysokości około 30 metrów. Wierzchołek tego stalagmitu jest odłamany i spoczywa na dnie obok jego podstawy. Wśród bloków w zawalisku występują też bloki starszych pól naciekowych. Zawalisko pokryte jest cienką warstwą mułów, na których miejscami występują nacieki. Do analizy pobrano próbki z bloku polewy stanowiącego fragment zawaliska i dwie próbki stalagmitu i polewy znad zawaliska. W

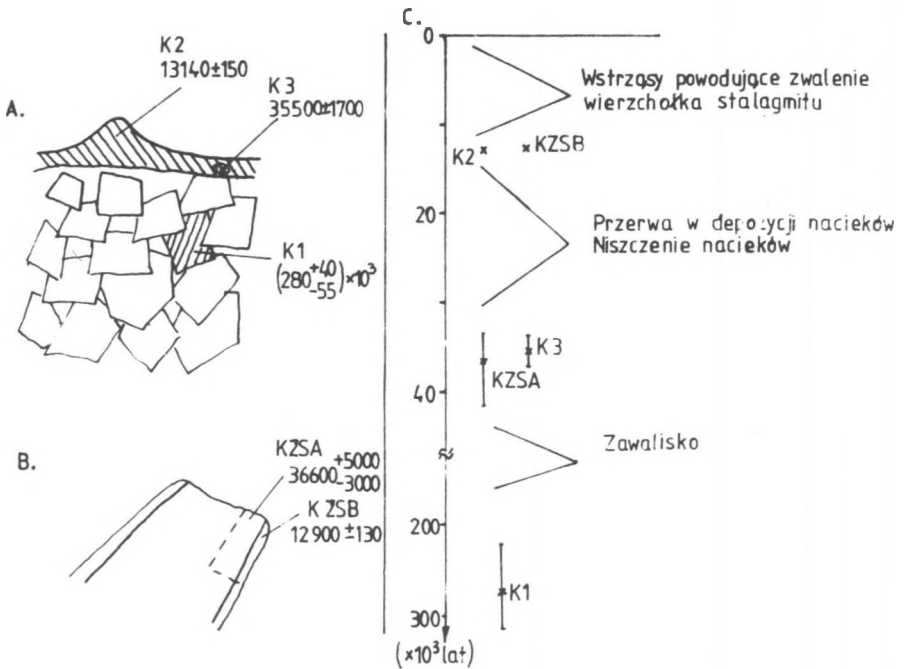
Tabela 12

Wyniki datowania nacieków z Jaskini Krasnohorskiej

Symbol	Lokalizacja	Nr lab.	Wiek BP
KZSB	Najmłodsza warstwa zwalonego stalagmitu (powyżej powierzchni oddzielności)	Gd-5145	12900± 130
KZSA	Zwalony stalagmit (poniżej powierzchni oddzielności)	Gd-2675	36600 <sup>+5000</sup> <sub>-3000</sub>
K2	Stalagmit znad zawaliska	Gd-5162	13140± 150
K3	Fragment stalaktytu odłamany i spójony przez polewy nad zawaliskiem	Gd-5144	35500±1700
K1	Polewa z zawaliska	GdESR-46	(280 <sup>+40</sup> <sub>-55</sub> ) * 10 <sup>3</sup>

próbce polewy znad zawaliska występowały uwiecznione fragmenty starszych

nacieków oderwanych od stropu jaskini. Pobrano też dwie próbki z odłamanego wierzchołka stalagmitu z końcowej komory. Próbki te pochodziły z dwóch najmłodszych warstw oddzielonych od siebie wyraźną powierzchnią z czytelnymi śladami erozji, podkreślona przez warstwę osadów ilastych. Wyniki datowania nacieków z tej jaskini zebrane są w tabeli 12 i na rysunku 49. Na podstawie wyników analiz można stwierdzić, że w jaskini tej około 300 tys. lat temu wystąpiła faza depozycji nacieków. Następnie musiały wystąpić silne wstrząsy powodujące powstanie zawałiska. Około 30-40 tys. lat temu ponownie w jaskini powstawały nacieki. W okresie między 30 a 13 tys. lat temu musiało nastąpić pogorszenie warunków sedymentacji, przerwa w depozycji nacieków i ich niszczenie. Około 13 tys.



Rys. 49. Wyniki datowania nacieków z Jaskini Krasnohorskiej (CSRS): A - lokalizacja próbek w rejonie zawałiska (schemat), zakreskowane - nacieki; B - schemat pobranej próbki ze zwalonego stalagmitu, przerywana linia - granice próbki, ciągła linia - powierzchnia oddzielności; C - przebieg zdarzeń w Jaskini Krasnohorskiej

Fig. 49. Dates of speleothems from the Krasnohorska Cave (CSRS): A - locations of samples in the region of caving-in, speleothems are dashed, B - sample from fallen stalagmite, dashed line denote the sample limits, solid line - discontinuity surface, C - course of events in the Krasnohorska Cave



lat temu ponownie nastąpiła depozycja nacieków. Jako ostatnie zapisały się ponowne wstrząsy, które spowodowały zwalenie się szczytowej partii stalagmitu w końcowej komorze.

Datowanie nacieków może umożliwić umiejscowienie w skali czasu zdarzeń tektonicznych widocznych przy analizie szaty naciekowej w jaskiniach. Często okresy wstrząsów i przesunięcia tektoniczne zaznaczone są przez strzaskanie i zniszczenie starszych nacieków. Datowanie takich nacieków oraz nacieków młodszych, narastających na powierzchniach przesunięć tektonicznych, umożliwiłoby określenie wieku tych zdarzeń. Z wielu jaskiń opisywane były nacieki, w których wstrząsy tektoniczne powodowały ich pęknięcia, przesunięcia itp. Podejmowane są analizy zmian położenia głównej osi krystalizującego nacieku i wiązanie tych zmian z aktywnością tektoniczną. Datowanie poszczególnych warstw nacieków umożliwiłoby umiejscowienie wyników tych badań w skali czasu.

#### V.6 PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Rozwój zjawisk krasowych był możliwy od momentu odsłonięcia skał węglanowych spod pokrywy młodszych osadów po wyniesieniu masywu tatrzańskiego. Wypiętrzanie Tatr miało miejsce od środkowego miocenu i skały krystaliczne, występujące współcześnie na powierzchni, około 15 milionów lat temu były pokryte nadkładem o miąższości około 3-4 tys. metrów (Burchart, 1972). Najstarsze jaskinie tatrzańskie muszą być więc dużo młodsze. Na podstawie obserwacji w jaskiniach rejonu Doliny Kościeliskiej (Głazek, Grodzicki, w druku) autorzy określają wiek najwyżej położonych jaskiń, których otwory leżą około 350-400 m nad dnem doliny, na okres między schyłkiem sarmatu a dolnym pontem. Jaskinie położone na wysokości około 200-230 metrów nad dnem dolin powstawały według tych autorów w dolnym pliocenie. Niżej położone jaskinie, których korytarze położone są na wysokości 80-120 metrów nad dnem dolin, pochodzą, według tych autorów, z pogranicza pliocenu i plejstocenu. Według Wójcika (1966, 1968) w Tatrach istnieje 12 pięter jaskiniowych. Każde z nich odpowiada fazie zahamowania erozji dolin. Piętra powyżej V powstały według autora w neogenie. Okres preglacjalny wiąże się z intensywnym wcinaniem się dolin. Doliny uległy wtedy pogłębieniu o około 50 metrów. Według Rudnickiego (1967) z okresu trzeciorzędu pochodzą jaskinie znajdujące się obecnie na wysokości powyżej 100 metrów nad dnem dolin.

Pewnych informacji o młodszym, plejstocenijskim odcinku historii jaskiń tatrzańskich mogą dostarczyć wyniki datowania nacieków. Głazek i Grodzicki (w druku) podkreślają, że jaskinie położone nie wyżej niż 80 metrów nad dnem dolin mają charakter zbliżony do najmłodszych, rozwiniętych na poziomie den dolinnych. Osady występujące w tych jaskiniach podobne są do osadów współczesnych potoków powierzchniowych. Rozwijały się one w starszym plejstocenie, w sytuacji morfologicznej zbliżonej do

współczesnej. Sumaryczne wcięcie dolin według tych autorów w okresie całego czwartorzędu wynosiłoby do 80 metrów. System wywierzyskowy Jaskini Kasprowej Niżnej i Szczeliny Chochołowskiej na podstawie wcześniej opublikowanych wyników datowania nacieków z tych jaskiń uważają oni za pochodzący ze starszego plejstocenu. Podobne sugestie wysuwał dużo wcześniej J. Rudnicki (1967), twierdząc, że system Lodowego Źródła rozwinął się w starszym plejstocenie, gdy dno Doliny Kościeliskiej znajdowało się o 60 metrów wyżej niż obecnie. Autor sugerował, że system Kasprowej Niżnej może pochodzić z tego samego okresu. Sumaryczne średnie pogłębienie Doliny Kościeliskiej w Bramie Kraszewskiego w okresie całego czwartorzędu wynosiło według tego autora około 100 metrów. Wójcik (1966, 1968) na podstawie analiz osadów allochtonicznych w jaskiniach tatrzańskich wyróżnia 4 piętra jaskiniowe powstałe w plejstocenie i wiąże je z czterokrotnym zlodowaczeniem Tatr. Najwyższe, IV piętro, wiązane przez autora ze zlodowaczeniem Günz, położone jest około 50-60 metrów powyżej aktualnych den dolin. Całkowite pogłębienie dolin w okresie czwartorzędu, łącznie z wcięciem w okresie preglacjalnym, wynosiłoby więc powyżej 100 metrów. Utworzenie systemu Lodowego Źródła umiejscawia Wójcik w środkowym plejstocenie, a dokładniej połączenie Snieżna-Lodowe Źródło utworzyło się w okresie zlodowaczenia Mindel, a połączenie między Jaskinią Miętusią a Lodowym Źródłem oraz między Doliną Stawów Gąsienicowych a Wywierzyskiem Goryczkowym w okresie zlodowaczenia Riss.

Datowania nacieków z wysoko położonych jaskiń (Psia, Naciekowa) wykazują, że nacieki krystalizowały w tych jaskiniach wcześniej niż 300 tys. lat temu, a niektóre dane świadczą, że co najmniej 500 tys. lat temu (datowanie metodą ESR nacieków z Jaskini Naciekowej). Niewątpliwie są to jaskinie dużo starsze. Metoda uranowo-torowa umożliwia określenie jedynie dolnej granicy wieku najstarszych nacieków z tych jaskiń. Przy datowaniu nacieków o wieku 500 tys. lat i starszych metodą ESR i TL należy liczyć się z rosnącym udziałem termicznego uwalniania elektronów z pułapek, a więc z pewnym zaniżeniem wieku.

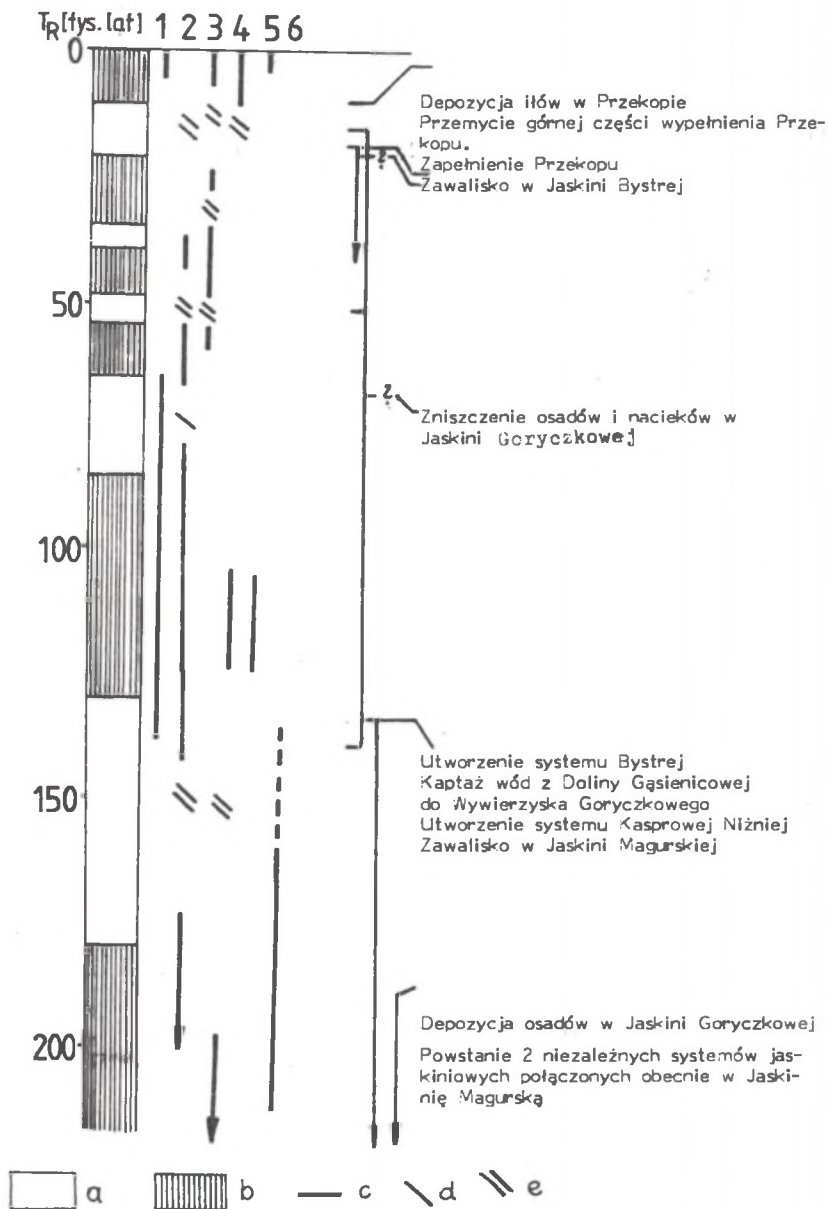
Do oceny wieku utworzenia przepływu podziemnego między Doliną Gąsienicową a Wywierzyskiem Goryczkowym pewnych informacji dostarczają wyniki datowania nacieków z Jaskini Kasprowej Niżnej. Jaskinia ta stanowi nieznacznie starszy odpowiednik Wywierzyska Goryczkowego i jeszcze obecnie przy wyjątkowo wysokich stanach wody stanowi czynny wypływ. Najprawdopodobniej już około 180 tys. lat temu była ona osuszona i następowała w niej depozycja nacieków. Jeśli nacieki te tworzyły się w przedziale czasu odpowiadającym interstadiu lubelskiemu w ujęciu Starkla (1980), to Jaskinia Kasprowa Niżna musiałaby utworzyć się co najmniej w poprzedzającym go okresie glacialnym. Podobnie utworzenie systemu Jaskini Bystrej nastąpiło w środkowym plejstocenie, gdyż już w okresie interglacjalu eemskiego występowała w nim depozycja nacieków.

Według Rudnickiego (1967) w początkach ostatniego zlodowacenia dno Doliny Kościeliskiej w Bramie Kraszewskiego znajdowało się około 25 metrów

wyżej niż obecnie. Autor ten podkreśla powszechne występowanie zawałisk w jaskiniach tatrzańskich i sądzi, że powstawały one w okresie zlodowacenia Würmu. Z deglacjacją lodowców würmskich wiąże autor wzmożony dopływ wody do jaskiń, powodujący zapełnienie systemów jaskiniowych i pokrycie zawałisk osadami allochtonicznymi. Z ociepleniem w fazie atlantyckiej holocenu wiąże depozycję nacieków pokrywających miejscami osady. Jak dowodzą datowania pól z Jaskini Miętusiej powstanie zawałisk i pokrycie ich osadami nastąpiło dużo wcześniej, zapewne przed interglacjalnym eemskim, a na pewno przed ociepleniem datowanym na około 60 tys. lat temu, w którym już występowała depozycja nacieków pokrywających zawałisko. Wiek przedeemski posiada również olbrzymie zawałisko w Jaskini Magurskiej. W świetle wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich wydaje się, że od środkowego plejstocenu jaskinie rozwijały się w warunkach morfologicznych zbliżonych do współczesnych. Powszechnie zaznaczają się ślady wielokrotnego, zwiększonego napływu wody do jaskiń, powodujące niszczenie starszych osadów i nacieków, związane z okresami topnienia lodowców i zwiększenia opadów. Historia większości jaskiń jest skomplikowana i wieloetapowa.

#### V.7 PRÓBA ODTWORZENIA ROZWOJU JASKIŃ W REJONIE ZLEWNI BYSTREJ

Najstarszą jaskinią w tym rejonie jest Jaskinia Magurska. Wielkie sale we wstępnych partiach jaskini rozwijały się zapewne w warunkach klimatycznych sprzyjających rozwojowi zjawisk krasowych. Rozmiary sal i korytarzy świadczą o długim okresie ustabilizowania przepływu wód odpowiedzialnych za ich tworzenie. Najprawdopodobniej jest to fragment starej jaskini powstałej w warunkach ciepłego, wilgotnego klimatu pliocenu. Niezależnie istniała też jaskinia stanowiąca przepływ wód z rejonu występowania skał metamorficznych „Krystalicznej Wyspy Goryczkowej” do Doliny Jaworzynki (Hercman, 1986). Najprawdopodobniej przez dłuższy czas te dwie jaskinie stanowiły niezależne drogi krażenia, gdyż w osadach z sal wstępnych nie występują minerały ciężkie charakterystyczne dla skał metamorficznych, stwierdzone w osadach piaszczystych głównego korytarza Jaskini Magurskiej. Dopiero olbrzymie zawałisko, widoczne w rejonie Sali Złomisk, spowodowało połączenie obu jaskiń w jeden system. Zawałisko to powstało przed interglacjalnym eemskim. Już w czasie interglacjalnego eemskiego jaskinia musiała mieć wygodny dostęp z powierzchni, którym dostawały się do wnętrza niedźwiedzie jaskiniowe. Przed interglacjalnym eemskim, a być może nawet przed wcześniejszym okresem interglacjalnym, utworzył się system Jaskini Kasprowej Niżniej (rys. 50). Powstanie tej jaskini pociągnęło za sobą kaptaż wód z Doliny Gąsienicowej i głębsze wcięcie końcowego korytarza Jaskini Magurskiej. Najprawdopodobniej w tym samym czasie utworzył się system Jaskini Bystrej. W Jaskini Goryczkowej w tym okresie nastąpiło częściowe zapełnienie górnych korytarzy osadami i



Rys. 50 Schemat rozwoju jaskiń w rejonie Zlewni Bystrej: a - okresy zimne, b - okresy ciepłe, c - depozycja nacieków, d - przerwa w depozycji nacieków, e - niszczenie nacieków; jaskinie: 1-Magurska, 2-Kasprowa Niżnia, 3-Miętusia, 4-Szczelina Chochołowska, 5-Bystra, 6-Goryczkowa

Fig. 50. Development of caves in the Bystra drainage area: a - cold periods, b - warm periods, c - deposition of speleothems, d - break of deposition, e - destroying of speleothems; Caves: 1-Magurska, 2-Kasprowa Niżnia, 3-Miętusia, 4-Szczelina Chochołowska, 5-Bystra, 6-Goryczkowa

następnie depozycja pokrywających je nacieków. W interglacjale eemskim nacieki powstawały we wszystkich wymienionych jaskiniach. W Jaskini Magurskiej nacieki z tego okresu pokrywają bloki zawaliska, a także występują na ścianach i stropie Przekopu. Świadczy to o tym, że w tym czasie Przekop nie był jeszcze zapełniony serią otoczków z kośćmi i materiałem piaszczysto-ilastym. Osady te zostały tu złożone zapewne w trakcie ostatniego okresu glacialnego, być może w procesie spełzywania i spływów błotnych. Otoczenie bloków wapiennych miałyby charakter korozyjny. Pochodzą one zapewne ze starszych osadów wypełniających wstępne sale. W trakcie przemieszczania się tych osadów nastąpiło ich wymieszanie. Przypuszczalnie w procesie tym miał udział zwiększony dopływ wody związany zapewne z deglacjacją lodowców ostatniego zlodowacenia. Ślady silnego napływu wody widoczne są w stropowej partii tej serii jako przemycie i wypłukanie osadów drobniejszych. W końcowym okresie sedymentacji osadziła się warstwa ilów najprawdopodobniej w zbiorniku wody stojącej po zupełnym zatankaniu tej partii korytarza. Zwiększony dopływ wody zaznaczył się też w innych jaskiniach, czego dowodem są zniszczone powierzchnie nacieków. W Jaskini Goryczkowej nastąpiło zupełne wymięcenie osadów, tak że zachowały się jedynie listwy piłów w zagłębieniach ścian, znacząc poziom zapełnienia jaskini. Podobne listwy scementowanego namuliska widoczne są też w Jaskini Kalackiej. Ściany i strop partii wstępnych w Jaskini Kasprowej Niżniej pokryte są cienką warstwą minerałów ilastych, świadczącą o wypełnianiu wodą tych części jaskini nawet obecnie, przy wysokich stanach wody. Na powierzchni ścian, stropie i formach naciekowych powszechnie występują tu zagłębienia wirowe stanowiące efekt ostatniego dłuższego okresu uaktywnienia się tej jaskini. Przepływy wody były wtedy znaczne i dochodziły do 2-3 m<sup>3</sup>/s (Hercman, 1985). Z ostatnim okresem glacialnym związane jest zapewne zawalisko w Jaskini Bystrej. Po ustąpieniu lodowców z dolin i poprawie warunków klimatycznych ponownie rozpoczęła się depozycja nacieków, która co najmniej lokalnie trwa do dziś.

## WNIOSKI KOŃCOWE

Wnioski wynikające z prezentowanej pracy, jak i samą pracę można podzielić na trzy części. Pierwsza dotyczy problemów metodyki datowania i interpretacji wyników datowania nacieków jaskiniowych. Druga część obejmuje ogólne problemy chronostratygrafii i zmian klimatycznych w Tatrach. Trzecia część dotyczy problematyki regionalnej, a mianowicie odtwarzania czasu i przebiegu procesów geologicznych zachodzących w Tatrach.

### A. Metodyka

1. Nacieki jaskiniowe są materiałem mogącym dostarczyć wielu cennych informacji na temat warunków klimatycznych, paleogeografii, tempa procesów geologicznych w przeszłości itp.
2. Bardzo duże znaczenie przy datowaniu nacieków metodami TL i ESR ma odchylenie od stanu równowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym. Zaproponowana metoda uwzględniania jego efektów pozwala na określanie mocy dawki wewnętrznej w próbce na podstawie pomiarów metodą spektrometrii gamma, która jest najprostszą i osiągalną w większości laboratoriów metodą pomiarową.
3. Nieznajomość początkowych stosunków aktywności  $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$  w naciekach uniemożliwia precyzyjne datowanie metodami TL i ESR próbek młodszych niż 10 tys. lat.
4. Najwyższa, teoretycznie możliwa dokładność datowania nacieków metodami TL i ESR wynosi około 15%.
5. Wyniki datowania pól naciekowych i węgla drzewnych z jaskini Grotta d'Ernesto (Włochy) potwierdzają założenie, że początkowa aktywność  $^{14}\text{C}$  w krystalizujących naciekach wynosi 0.85 aktywności współczesnej biosfery.
6. W Jaskini Magurskiej nacieki krystalizują współcześnie. W próbce T4C widoczny jest „efekt bombowy”.
7. Natężenie tła promieniowania gamma w jaskiniach zależy głównie od ilości, rodzaju i rozmieszczenia osadów w korytarzu.
8. Pomiar tła  $\gamma$  mogą być dodatkową metodą pomocną w niektórych przypadkach kartowania geologicznego w jaskiniach tatrzańskich.
9. Nacieki z jaskiń tatrzańskich charakteryzują się stosunkowo niską koncentracją pierwiastków promieniotwórczych.
10. Uzyskiwane dokładności datowania nacieków metodami TL i ESR, mimo że nie są najwyższe, umożliwiają powiązanie danego wyniku z podziałami

czwartorzędu opartymi na innych danych.

11. Różnice między wynikami uzyskiwanymi różnymi metodami są nieistotne, jeśli interpretacja dotyczy okresów w przeszłości geologicznej a nie pojedynczych zdarzeń.

#### B. Chronostratygrafia

12. Wyniki datowania nacieków pozwoliły na wydzielenie sześciu okresów ich krystalizacji w Tatrach: poniżej 10 tys. lat temu, około 30 tys. lat temu, około 40-50 tys. lat temu, 55-65 tys. lat temu, 90-130 tys. lat temu i powyżej 170 tys. lat temu. Próbkki o wieku powyżej 170 tys. lat reprezentują prawdopodobnie kilka okresów krystalizacji nacieków, których rozdzielenie jest niemożliwe z uwagi na duże błędy wyników datowania.
13. Przedostatnie zlodowacenie tatrzańskie najprawdopodobniej miało miejsce w okresie 180-130 tys. lat temu.
14. Ostatnie, czytelne w morfologii zlodowacenie w Tatrach trwało od około 23 tys. lat temu do około 10 tys. lat temu.
15. Stadiał Rakytovca, wydzielony na południowych stokach Tatr, miał miejsce najprawdopodobniej około 55-50 tys. lat temu.
16. Zmiany paleoklimatyczne odtworzone na podstawie datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich są zgodne z wynikami prac prowadzonych w Karpatach Zewnętrznych.

#### C. Wiek procesów geologicznych w Tatrach

17. Minimum od interglacjału eemskiego poziom dna Doliny Bystrej nie uległ zmianie.
18. Dna Doliny Goryczkowej i Chochołowskiej w okresie ostatnich 200 tys. lat uległy obniżeniu jedynie o około 40 metrów.
19. Duże zawałiska w Jaskini Miętusiej i Magurskiej powstały przed interglacjałem eemskim.
20. Systemy jaskiń położonych na poziomie aktualnych den dolin utworzyły się w środkowym plejstocenie.
21. Rozwój jaskiń w rejonie Zlewni Bystrej był długi i skomplikowany. Powszechnie zaznaczają się ślady wielokrotnego, zwiększonego napływu wody do jaskiń, powodującego niszczenie starszych osadów i nacieków, związane z okresami topnienia lodowców i zwiększenia opadów.

Na podstawie dotychczasowych doświadczeń można wskazać kierunki, w jakich powinny być prowadzone dalsze prace.

1. Poprawa dokładności datowania metodami TL i ESR. Podstawowe możliwości tkwią tu w zwiększeniu dokładności wyznaczania dawki geologicznej przez np. próby nieliniowej interpolacji wyników pomiarów, normalizację wyników pomiarów i uwzględnianie zmian masy próbek, czułości aparatury itp. oraz komputerową analizę widm ESR. Prace te zostały już w Laboratorium  $^{14}\text{C}$  w Gliwicach rozpoczęte.
2. Określenie wpływu naświetlania próbek promieniowaniem  $\gamma$  i  $\beta$  ze źródeł o dużej mocy na czułość materiału.
3. Opracowanie metodyki pozwalającej na uwzględnienie wpływu termicznego



- uwalniania elektronów z pułapek na wynik datowania TL/ESR przy datowaniu starych próbek.
4. Opracowanie metody pozwalającej na datowanie metodą TL próbek nacieków zawierających domieszki detrytyczne. Prace te zostały podjęte w ostatnim czasie.
  5. Rozpoczęcie rutynowych pomiarów współczynnika efektywności promieniowania alfa w kalcycie. Prace te są już prowadzone.
  6. Zgromadzenie większej ilości próbek nacieków z jaskiń tatrzańskich, co powinno pozwolić na dokładniejsze określenie czasu trwania poszczególnych faz krystalizacji nacieków.
  7. Powiązanie datowania nacieków z analizą izotopów stabilnych i zmianą koncentracji pierwiastków śladowych w kalcycie. Dostarczyłoby to uzupełniających informacji o środowisku sedimentacji nacieków. Prace te są częściowo prowadzone w Zakładzie Fizyki Środowiska MIFiJTJ AGH w Krakowie.
  8. Prace, w których wykorzystuje się izotopowe metody datowania, powinny być prowadzone przez zespoły, w których pracują wspólnie fizycy i geolodzy. Tylko wspólna praca „producentów i użytkowników” wyników datowania daje szansę pełnego wykorzystania możliwości tkwiących w tych metodach. Jednocześnie przy pracy takiego zespołu do minimum ograniczone jest zagrożenie popełnienia metodycznych błędów przy interpretacji wyników analiz.

## LITERATURA

- Aitken M. J., 1974, *Physics and Archaeometry*, Oxford.
- Aitken M. J., 1983, Radioactivity data using S.I. units; *PACT*, 9, 69-71.
- Aitken M. J., Fleming S. J., 1972, Thermoluminescence dosimetry in archaeological dating in topics; [w:] F. H. Alix (red) *Radiation Dosimetry*, New York, 1-78.
- Atkinson T. C., Harmon R. S., Smart P. L., Waldham A. C., 1987, Paleoclimatic and geomorphic implications of  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates on speleothems from Britains; *Nature*, 272, 24-28.
- Barabas M., Bach A., Mangini A., 1988, An analytical model for the growth of ESR signals; *Nucl. Tracks and Rad. Meas.*, 14, 231-235.
- Bender M. L., 1973, *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 37, 1229
- Bluszcz A., 1986, Stanowisko pomiarowe i metodyka pomiarów w Laboratorium TL w Gliwicach; *Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz.*, z. 46, *Geochronometria* 1, 147-158.
- Bluszcz A., 1986, Podstawy datowania osadów metodą termoluminescencji; *Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz.*, z. 46, *Geochronometria* 1, 109-124.
- Bluszcz A., Pazdur M. F., 1985, O wieku piasków z Fromborka; *Prz. Geol.*, 33, 435-439.
- Bluszcz A., Pazdur M. F., 1985, Propozycja ujednoczenia sposobu podawania i cytowania wyników datowania osadów metodą TL; *Prz. Geol.*, 33, 277-281.
- Bluszcz A., Goslar T., Hercman H., Pazdur M. F., Walanus A., 1988, Comparison of TL, ESR and  $^{14}\text{C}$  dates of speleothems; *Quat. Sci. Rev.*, 7, 417-421.
- Brandt S., 1974, *Metody statystyczne i obliczeniowe analizy danych*, Warszawa.
- Burchart J., 1968, Rubidium - strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland; *American J. Sci.*, 266, 895-907.
- Burchart J., 1972, Fission - track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts, Poland; *Earth and Planet Sci. Letters*, 15, 4, 418-422.
- Burchart J., 1985, *Chronometria metodą śladów samorzutnego rozszczepienia jąder uranu oraz jej użyteczność w geologii czwartorzędu i archeologii*; *Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz.*, z. 47, *Geochronometria*, 2, 23-31.
- Cassignol Ch., Gillot P. Y., 1982, Range and effectiveness of unspiked

- pottasium - argon dating: experimental groundwork and applications; [w:] Odin G. S. (red.), Numerical Dating in Stratigraphy, John Wiley & Sons, Ltd., 159-179.
- Czerdynczew W. W., 1969, Uran-234; Moskwa
- Daniels F., Boyd C. A., Saunders D. F., 1953, Thermoluminescence as a research tool; Science, 1917, 343-349
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich; Speleologia, 3, 2, 85-98.
- Dąbrowski T., Rudnicki J., 1967, Wyniki badań przepływów krasowych w Masywie Czerwonych Wierchów; Speleologia, 3, 1, 31-34.
- Debenham N. C., 1983, Reliability of thermoluminescence dating of stalagmitic calcite; Nature, 304, 154-156.
- Debenham N. C., Aitken J., 1984, Thermoluminescence dating of stalagmitic calcite; Archaeometry, 26, 2, 155-170.
- Debenham N. C., Walton, 1983, TL properties of some windblown sediments; PACT, 9, 531-538.
- Debenham N. C., Aitken M. J., Walton A. J., 1983, Thermoluminescence dating of stalagmitic calcite from the Caune de l'Arago at Tautavel; [w:] H. de Lumley, J. Labeyrie (red), Absolute Dating and Isotope Analysis in Prehistory-Methods and Limits, Proceedigs,
- De Caniere P., Debuyst R., Dejehet F., Apers D., 1982, ESR study of the radiation effects in  $^{210}\text{Po}$  doped calcium carbonate: contribution to the estimation of the palaeodose in a stalagmitic floor; Radiochem. Radioanal. Letters, 50, 345-353.
- De Caniere P., Joppard Th., Debuyst R., Dejehet F., Apers D., 1984, ESR dating: Study of humic acids incorporated in synthetic calcite; Nuklear Track, 10,
- De Caniere P., Joppard Th., Debuyst R., Dejehet F., Apers D., 1985, ESR dating: a study of humic acids incorporated in synthetic calcite; Nucl. Tracks and Radiat. Meas., 10, 4-6, 853-863.
- De Caniere P., Debuyst R., Dejehet F., Apers D., 1986, ESR-dating: a study of  $^{210}\text{Po}$  coated geological and synthetic samples; Nucl. Tracks and Radiat. Meas., 11, 211-220.
- Dreimanis A., Hütt G., Raukas A., Whippey P. W., 1978, Dating methods of Pleistocene deposits and their problems [w:] Thermoluminescence deting; Geoscience, 5, 2, 55-60.
- Duliński M., 1988, Skład izotopowy tlenu i wodoru w naciekach jaskiniowych datowanych metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  jako obraz zmian paleoklimatycznych na obszarach kontynentalnych; praca doktorska
- Duliński M., Kuliś J., w druku, Najnowsze wyniki datowania metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oraz analiz koncentracji izotopów stabilnych w naciekach kalcytowych z jaskiń południowo-centralnej Polski; Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz., Geochronometria 6.
- Evin J., Marien G., Pachiaudi Ch., 1973, Lyon Natural Radiocarbon Measurements III; Radiocarbon, 15, 1, 134-155.

- Fleisher R. L., Price P. B., Walker R. M., 1975, Nuclear Track in Solids. Principles and applications. Univ. Calif. Press.
- Ford D. C., 1973, Development of the Canyons of the South Nahanni River, N. W. T.; Can. J. Earth Sci., 10, 3, 366-378.
- Ford D. C., Schwarcz H. P., Drake J. J., Gascoyne M., Harmon R. S., Latham A. G., 1981, Estimates of the age of the existing relief within the Southern Rocky Mountains of Canada; Arctic and Alp. Res., 13, 1, 1-10
- Gale N. H., Odin G. S., 1984, Calibration of the phanerozoic time scale; Bull. Lias. Inform. IGCP Proj., 196.2.
- Gascoyne M., Ford D. C., 1984, Uranium series dating of speleothems, part II results from the Yorkshire Dales and implications for cave development and Quaternary climates; Trans. British Cave Res. Assoc., 11, 2, 65-85.
- Gascoyne M., Benjamin G. J., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1979, Sea-level lowering during the Illinoian Glaciation: evidence from a Bahama "Blue Hole"; Science, 205, 806-808.
- Gascoyne M., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1980, A paleotemperature record for the mid-Wisconsin in Vancouver Island; Nature, 285, 474-476.
- Gascoyne M., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1983, Uranium-series ages of speleothems from Northwest England: correlation with Quaternary climate; Phil. Trans. R. Soc. Lond. B 301, 143-164.
- Geyh M. A., 1972, On the determination of the initial  $^{14}\text{C}$  content in ground water; [w:] Proc. 8th Internatl. Conf. on Radiocarbon Dating, Wellington, New Zealand 1; D59-D69.
- Giżewski J., 1971, Eksploracja syfonów końcowych w Jaskini Kasprowej Niżnej; Speleologia, 6.
- Głazek J., 1984, Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich kosekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr; Przegląd geol., 1, 39-43.
- Głazek J., 1985, Wyniki datowań nacieków jaskiniowych z terenu Polski metodą  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ; Zesz. Nauk. Pol. Śl., Ser. Mat.-Fiz., Z. 47, Geochronometria 2, 55-65.
- Głazek J., Grodzicki J., w druku, Kras i jaskinie; [w:] Red. K. Klimek, Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego.
- Głazek J., Harmon R. S., 1981, Radiometric dating of Polish cave speleothems: current results; Proc. 8 Intern. Congr. Speleology, Bowling Green 2, 424-427.
- Głazek J., Hercman H., 1985, Metoda  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  datowania osadów węglanowych i jej rola w geologii czwartorzędu; Zesz. Nauk. Pol. Śl., Ser. Mat.-Fiz., Z. 47, Geochronometria 2, 39-53.
- Goslar E., Goslar T., Pazdur M. F., 1986, Datowanie metodą  $^{14}\text{C}$  kości i muszli - problemy metodyki i interpretacji wyników; Zesz. Nauk. Pol. Śl., Seria Mat.-Fiz., Z. 46, Geochronometria 1, 71-82.
- Goslar T., Hercman H., 1988, TL and ESR dating of speleothems and radioactive disequilibrium in the uranium series; Quat. Sci. Rev., 7,

423-427.

- Grün R., 1985, Beiträge zur ESR-datierung; Geol. Inst. Univ. Koeln Sonderveroeffentlichungen, 59, 1-157.
- Grün R., De Caniere P., 1984, ESR-dating: problems encountered in the evaluation of the naturally accumulated dose (AD) of secondary carbonates; J. Radioanal. Nucl. Chem. Letters, 85, 213-226.
- Halouzka R., 1977, Stratigraphical subdivision of sediments of the last glaciation in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with contemporary Alpine and European glaciations; IGCP Project 73(1)24, Report A, Prague, 83-91.
- Harmon R. S., 1975, Late Pleistocene paleoclimates in North America as inferred from isotopic variations in speleothems; Ph. D. thesis, Ontario.
- Harmon R. S., 1980, Paleoclimatic information from isotopic studies of speleothems: a review; [w:] W. C. Mahaney (red.), Quaternary paleoclimate, 299-318.
- Harmon R. S., 1980, Uranium-series geochronology: a review; [w:] R. Burleigh (red.), Progress in scientific dating methods; British Mus. Occ. Paper, 21, 53-71
- Harmon R. S., Thompson P., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1975, Uranium-series dating of speleothems; Natl. Speleol. Soc. Bull., 37, 21-33.
- Harmon R. S., Ford D. C., Schwarcz H. P., 1977, Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dating of calcite speleothems; Can. J. Earth Sci., 14, 2543-2552.
- Harmon R. S., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1978, Late Pleistocene sea level history of Bermuda; Quat. Res., 9, 205-218.
- Harmon R. S., Schwarcz H. P., Ford D. C., 1978, Stable isotope geochemistry of speleothems and cave waters from the Flint Ridge-Mammoth Cave System, Kentucky. Implications for terrestrial climate change during the period 230000 to 100000 years BP; J. Geol., 86, 373-384.
- Harmon R. S., Schwarcz H. P., Ford D. C., Koch D. L., 1979, An isotopic paleotemperature record for late Wisconsinan time in northeast Iowa; Geol., 7, 430-433.
- Harmon R. S., Land L. S., Mitterer R. M., Garrett P., Schwarcz H. P., Larson G. J., 1981, Bermuda sea level during the last interglacial; Nature, 289, 481-483.
- Hennig G. J., Grün R., 1983, ESR dating in Quaternary geology; Quat. Sci. Rev., 2, 157-238.
- Hennig G. J., Baugert U., Herr W., 1980, Dating of speleothems by disequilibria in the U-decay series; [w:], R. Burleigh (red.), Progress in scientific dating methods; British Mus. Occ. Paper, 21, 73-83.
- Hennig G. J., Baugert U., Herr W., Freundlich J., 1980, Uranium series dating of calcite formations in caves: recent results and a

- comparative study on age determinations via  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , C-14, TL and ESR; Bull. de Liaison du Gr. des Meth. Phys. et Chem. de L'arch., 4, 91-99.
- Hennig G. J., Herr W., Weber E., Xirotiris N. J., 1981, ESR dating of the fossil hominid from Petralona Cave, Greece; Nature, 292, 533-536.
- Hennig G. J., Grün R., Brunacker K., 1983, Speleothems, Travertines, and Paleoclimates; Quat. Res., 20, 1-29.
- Hercman H., 1983, Geologia jaskiń Kopy Magury i Zawratu Kasprowego, Arch IGP UW.
- Hercman H., 1985, Określenie prędkości i wielkości przepływu wody w korytarzach jaskiniowych na podstawie pomiarów zagłębień wirowych; Przegląd geol., 10, 580-583.
- Hercman H., 1986, Pochodzenie allochtonicznych osadów Jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżniej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich; Przegląd geol., 2, 100-103.
- Hercman H., 1989, Z geologii Jaskini Magurskiej; Kras i Spel., 6, 79-84.
- Hercman H., w druku, Climate changes in paleogeography of the Western Tatra Mts deduced from studies in selected caves; Mat. II Międzynarodowej Szk. Spel., Bułgaria.
- Hercman H., Pazdur M. F., Wysoczański-Minkowicz T., 1987, Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts, based on datings of deposits from selected caves; Studia geomorphological Carpato-balcanica, vol. XXI, 59-75.
- Hercman H., Walanus A., Bluszcz A., 1987, Gamma dose rates measurements in caves in the Western Tatra Mountains; [w:] P. Povinec (red.), Low-Level Counting and Spectrometry, 265-268.
- Holmes A., 1937, Age of the Earth.
- Hütt G., Jaek J., 1989, The validity of the laboratory reconstructin of paleodose; Ancient TL, 7, 2, 23-26.
- Hütt G., Raukas A. V., 1977, Perspektivi ispolzovaniia termoluminescentnogo metoda dla opredelenija vozrasta chetvertichnih otložhenii; Biull. Kom. po Izuch. Chetv. Perioda, 47, 77-86.
- Hütt G., Smirnow A., 1983, Thermoluminescence dating of sediments by means of the quartz and feldspar inclusion methods; PACT, 9, 463-471.
- Hütt G., Molodkov A., Kessel H., Raudas A., 1985, ESR dating of subfossil Holocene shells in Estonia; Nucl. Tracks, 10, 891-898.
- Huxtable J., Aitken M. J., 1977, Thermoluminescent dating of Lake Mungo geomagnetic polarity excursion; Nature, 265, 40.
- Ikeya M., 1975, Dating of stalactite by electron paramagnetic resonance; Nature, 255, 48-50.
- Ikeya M., 1976, Natural radiation dose in Akiyoshi Cavern and on a karst plateau; Health Phys., 31, 76-78.
- Ikeya M., 1977, Electron spin resonance dating and fission track detection of Petralona stalagmite; Antropos, 4, 152-167.
- Ikeya M., 1978, Natural radiation at Petralona Cave measured with

- thermoluminescence dosimeter of  $\text{CaSO}_4(\text{M})$ ; *Antropos*, 5, 54-58.
- Ikeya M., 1978, Electron Spin Resonance as a method of dating, *Archaeometry*, 20, 145-158.
- Ikeya M., Ohmura K., 1983, Comparison of ESR ages of corals at marine terraces with  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  ages; *Earth and Planet. Sci. Letters*, 56, 34-38.
- Ikeya M., Ohmura K., 1984, ESR age of Pleistocene shells measured by radiation assessment; *Geoch. J.*, 18, 11-17.
- Ikeya M., Miki T., Tanaka K., 1982, Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials; *Science*, 215, 1392-1393.
- Ikeya M., Miki T., Tanaka K., Sakuramoto Y., Ohmura K., 1983, ESR dating of faults at Rokko and Atotsugawa; *PACT*, 9, 411-419.
- Kardaś R. M., 1982, The greatest caves of Poland, *Kras i Spel.*, 4, 103-111.
- Koisar B., 1971, *Jaskinia Kasprowa Niżna*; *Speleologia*, 6.
- Kowalski K., 1953, *Jaskinie Polski*, Warszawa.
- Ku T. L., Bull W. G., Freeman S., Thomas S., Knauss K. G., 1979,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dating of pedogenic carbonates in gravelly desert soils of Vidal Valley, southern California; *Bull. Geol. Soc. of America*, 90, 1063-1073.
- Labeyrie J., Duplessy J. C., Delibrias G., Letolle R., 1967, Etude des temperatures des climats anciens par la mesure de l'oxygene-18, du carbone-13 et du carbone-14 dans les concrections des cavernes (SM-87/5); [w:] *Radioactive dating and methods of low-level counting*, Vienna, 149-159.
- Larson S.A., 1980, Sprickmineralogisk litteraturstudie. Rapport PRAV 4.13, Sveriges Geologiska Undersökning Berggrundsbyran.
- Lauritzen S. E., Gascoyne M., 1980, The first radiometric dating of Norwegian stalagmites—evidence of pre-Weisschelian karst caves; *Norsk. geogr. Tidsskr.*, 34, 77-82.
- Levy P. W., 1968, A brief survey of radiation effects applicable to geology problems; [w:] D. J. McDougall (red), *Conference on Applications of thermoluminescence to geological problems*, 25-38.
- Longin R., 1970, Extraction du collagene des os fossiles pour leur datation par la methode du Carbone 14; Ph. D. Thesis, Lyon.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, Vyd. Slov. Akad. Ved., Bratislava.
- McMorris D. W., 1969, Trapped-electron dating: ESR-studies; *Nature*, 222, 870-871.
- McMorris D. W., 1970, ESR detection of fossil alpha damage in quartz; *Nature*, 226, 146-148.
- McMorris D. W., 1971, Impurity color centers in quartz and trapped electron dating: electron spin resonance, thermoluminescence studies; *J. Geoph. Res.*, 76, 7875-7887.
- Mejdahl V., 1988, Long-term stability of the TL signal in alkali feldspars; *Quat. Sci. Rev.*, 7, 3-4, 357-360.



- Michalik A., 1958, Mapa geologiczna Tatr Polskich, B3 Czerwone Wierchy, Warszawa.
- Miki T., Ikeya M., 1980, Accumulation of atmospheric radon in calcite caves; *Health Phys.*, 39, 351-354.
- Miki T., Ikeya M., 1982, Physical basis of fault dating with ESR; *Naturwissenschaften*, 69, 390-391.
- Molodkov A., w druku, The problem of long-term fading of absorbed palaeodose on ESR-dating of Quaternary mollusc shells.
- Munnich K. O., Vogel J. C., 1959, Alterbestimmung von Süßwasser-Kalkablagerungen; *Naturwissenschaften*, 46, 168-169.
- Napierała M., 1982, Monografia jaskiń Masywu Ku Turnui, Wyd. 2, Katowicki Klub Spel., 1-48.
- Nydal R., Lovesth K., Gulliksen S., 1979, Survey of radiocarbon variations in Nature Since The Test Ban Treaty; [w:] R. Berger i H. E. Suess (red.), *Radiocarbon Dating*, Univ. of California Press, London, 313-323.
- Pazdur A., 1987, Skład izotopowy węgla i tlenu holocenijskich martwic wapiennych, *Zesz. Nauk. Pol. Śl., Seria Mat.-Fiz., Z.54, Geochronometria*, 3, 1-93.
- Pazdur A., Pazdur M. F., 1982, Skład izotopowy węgla we współczesnych stalagmitach i stalaktytach; *Kwart. Geol.*, 26, 675-684.
- Pazdur A., Pazdur M. F., 1986, Aparatura pomiarowa Laboratorium <sup>14</sup>C w Gliwicach. Doświadczenia konstrukcyjne i eksploatacyjne; *Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz., z. 46, Geochronometria* 1, 55-70.
- Płachciński A., Przybyszewski W., 1975, Eksploracja ciągów podwodnych w jaskiniach tatrzańskich: Miętusiej, Kasprowej Niżnej i Dudnicy w latach 1971-1973; *Speleologia*, 8.
- Polański A., 1979, *Izotopy w geologii*; Warszawa.
- Prescott J. R., 1983, Thermoluminescence dating of sand dunes at Roonka, South Australia; *PACT*, 9, 505-512.
- Prószyńska H., 1983, TL dating of some subaerial sediments from Poland, *PACT*, 9, 539-546.
- Różański K., Duliński M., 1985, Badania izotopowe form naciekowych w jaskiniach krasowych dla celów paleoklimatologii; *Zesz. Nauk. Pol. Śl., s. Mat.-Fiz., z.47, Geochronometria*, 2, 77-88.
- Różański K., Duliński M., 1988, A reconnaissance isotope study of waters in the karst of the Western Tatra Mts; *Catena*, 15, 289-301.
- Rudnicki J., 1958, Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej; *Acta Geol. Pol.*, 8, 2, 245-274.
- Rudnicki J., 1960, Geneza zagłębień wirowych w świetle badań eksperymentalnych; *Speleologia*, 2.
- Rudnicki J., 1967, Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich; *Acta Geol. Pol.*, 17, 4, 521-591.
- Schelkoplays V. N., Morozov G. V., 1965, Opredelenie otnositelnogo vozrasta chetvertichnikh otlozhenii srednego Pridneprowiia

- termoluminescentnim metodom, [w:] Osnovniie problemi izucheniia chetwertichnogo perioda, Moskwa.
- Szwarcz H. P., 1980, Absolute age determination of archaeological sites by uranium series dating of travertines; *Archaeometry*, 22, 3-24.
- Szwarcz H. P., Harmon R. S., Thompson P., Ford D. C., 1976, Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance; *Geoch. et Cosm. Acta*, 40, 657-665.
- Singhvi A. K., Mejdahl V., 1984, Thermoluminescence dating of sediments; *Nuclear Tracks*.
- Skinner A. F., 1983 Overestimate of stalagmitic calcite ESR dates due to laboratory heating; *Nature*, 304, 152-154.
- Smith B. W., Smart P. L., Symons M. C. R., 1985, ESR signals in a variety of speleothem calcites and their suitability for dating; *Nucl. Tracks and Rad. meas.*, 10, 4-6, 837-844.
- Srdoč D., Horvatinčić N., Obelić B., 1983, Radiocarbon dating of tufa in paleoclimatic studies; *Radiocarbon*, 25, 2, 421-427.
- Srdoč D., Sliepcević A., Obelić B., Horvatinčić N., 1977, Rudjer Bosković Institute radiocarbon measurements IV; *Radiocarbon*, 19, 465-475.
- Starkel L., 1980, Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and in the Subcarpathian Basins; *Quat. Stud. in Poland*, 2, 121-135.
- Starkel L., 1988, Remarks on the Quaternary stratigraphy of the Polish Carpathians and their foreland; *Quat. Stud. in Poland*, 8, 49-59.
- Stuiver M., Polach H. A., 1977, Reporting of  $^{14}\text{C}$  data; *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Szabo B. J., 1982, Extreme fractionation of  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  in spring waters, sediments, and fossils at the Pomme de Terre Valley, Southern Missouri; *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46, 1675-1679.
- Szabo B. J., Rosholt J. N., 1969, Uranium-series dating of Pleistocene molluscan shells from Southern California - An open system model; *J. Geophys. Res.*, 74, 3253-3260.
- Szuber J., 1979, Badania niskotemperaturowej pasywacji próżniowej powierzchni (111) Si metodą EPR; *Praca doktorska*.
- Thompson P., Szwarcz H. P., Ford D. C., 1974, Continental Pleistocene climatic variations from speleothem age and isotopic data; *Science*, 184, 893-895.
- Thompson P., Ford D. C., Szwarcz H. P., 1975,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios in limestone cave seepage waters and speleothem from West Virginia; *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39, 661-669.
- Turekian K. K., Kharkhar D. P., Funkhouser J., Schaeffer O. A., 1970, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 7, 420
- Walton A. J., Debenham N. C., 1980, Spatial distribution studies of thermoluminescence using high-gain image intensifier; *Nature*, 284, 42-44.
- Wicik B., 1979, Postglacjalna akumulacja osadów w jeziorach Tatr

- Wysokich; Przegląd geol., 7, 403-404.
- Wintle A. G., 1973, Anomalous Fading of thermoluminescence in mineral samples; Nature, 245, 143-144.
- Wintle A. G., 1978, Anomalous fading; PACT, 2, 240-244.
- Wintle A. G., 1978, A thermoluminescence dating study of some Quaternary calcite: potential and problems; Can. J. Earth Sci., 15, 1977-1986.
- Wójcik Z., 1960, Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich; Acta Geol. Pol., 10, 3, 401-454.
- Wójcik Z., 1966, Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich; Prace Muzeum Ziemi, 8, 3-130.
- Wójcik Z., 1968, Obserwacje geologiczne w Szczelinie Chochołowskiej w Tatrach; Prace Muzeum Ziemi, 11, 299-318.
- Wójcik Z., 1968, Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich; Prace Muzeum Ziemi, 13, 3-169.
- Wójcik Z., 1974, Zawieszane jaskinie wodne jako wskaźnik ruchów pionowych masywów krasowych; Prace Muzeum Ziemi, 23, 137-148.
- Wójcik Z., 1979, Stare moreny a problem wieku osadów allochtonicznych w jasiinach zlewni Bystrej w Tatrach; Prace Muzeum Ziemi, 30, 75-87.
- Wysoczański-Minkowicz T., 1969, Próba oznaczania wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową; Stud. Geol. Pol., 28, 1-76.
- Vogel J. C., 1983,  $^{14}\text{C}$  variations during the Upper Pleistocene; Radiocarbon, vol. 25, no. 2, 213-218.
- Yokoyama Y., Quaegebeur J. P., Bibron R., Leger C., Nguyen H. V., Popaeu G., 1982, datation du site de l'Homme de Tautavel par la resonance de spin electroniqu (ESR); Comptes rendus hebdomadaires des seances de l'Academie des sciences, 294, 759-764.
- Yokoyama Y., Quaegebeur J. P., Bibron R., Leger C., Chappal N., Michelet C., Shen G. J., Nguyen H. V., 1983, ESR-dating of stalagmites of the Caune de L'Arago, the Grotte du Lazaret, the Grotte du Vallonet and the Abri Pie Lombard: a comparison with U-Th method; PACT, 9, 381-389.
- Yokoyama Y., Quaegebeur J. P., Bibron R., Leger C., 1983, ESR dating of Paleolithic calcite: thermal annealing experiment and trapped electron lifetime; PACT, 9, 371-379.
- Zeller E. J., 1968, Use of electron spin resonance for measurement of natural radiation damage; [w:] D. J. Mc.Dougall (red), Thermoluminescence of geological materials; London, 271-279.
- Zeller E. J., Levy P. W., Mattern P. L., 1967, Geological dating by electron spin resonance; Proc. Symp. Radiative Dating and Low Level Counting, 531-540.
- Zimmerman D. W., 1972, Relative thermoluminescence effects of alpha- and beta-radiation; Radiat. Effects, 14, 81-92.
- Zwoliński S., 1955, Tatrzański rejon jaskiniowy; Światowid, 21, 49-80.
- Zwoliński S., 1961, W podziemiach tatrzańskich, Warszawa.

REKONSTRUKCJA ELEMENTÓW ŚRODOWISKA GEOLOGICZNEGO TATR ZACHODNICH NA  
PODSTAWIE DATOWANIA IZOTOPOWEGO NACIEKÓW JASKINIOWYCH

STRESZCZENIE

W pracy przedstawiona jest metodyka datowania nacieków jaskiniowych metodami: radiowęglą (C-14), termoluminescencji (TL) i elektronowego rezonansu paramagnetycznego (ESR, EPR) i wykorzystanie wyników datowań w rekonstrukcji zmian wybranych elementów środowiska geologicznego.

Praca składa się z trzech części. W części pierwszej przedstawione są fizyczne podstawy metod izotopowego datowania stosowanych w analizach osadów czwartorzędowych. Po omówieniu ogólnego podziału metod datowania izotopowego przedstawione są podstawy fizyczne metod C-14, TL i ESR w zastosowaniu do analizy osadów węglanowych. W zakresie niezbędnym dla „użytkownika metody” opisane są podstawy fizyczne zjawisk wykorzystywanych w tych metodach, metodyka pomiarów i sposób analizy otrzymywanych wyników. Wskazane są też problemy, jakie mogą wystąpić przy analizie tego rodzaju osadów.

W części drugiej przedstawiona jest metodyka datowania nacieków jaskiniowych opracowana i stosowana w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach oraz wyniki analiz nacieków z wybranych jaskiń tatrzańskich. Omówione są zagadnienia początkowej koncentracji C-14 w naciekach i interpretacja wyników analiz; metody pomiaru dawki pochłoniętej przez próbkę przy datowaniu metodami TL i ESR; rozwiązanie problemu nierównowagi promieniotwórczej w szeregu uranowym przy określaniu mocy dawki pochłoniętej oraz określanie aktywności izotopów promieniotwórczych zawartych w próbce i metodykę pomiarów mocy dawki promieniowania gamma w jaskiniach. Wskazana jest możliwość wykorzystania pomiarów tła gamma w jaskiniach przy kartowaniu geologicznym prowadzonym w jaskiniach oraz do korelacji osadów.

W części trzeciej przedstawiona jest interpretacja wyników datowania nacieków z jaskiń tatrzańskich uzyskanych w laboratorium gliwickim oraz zebranych wyników uzyskanych przez innych autorów. Podjęta jest między innymi próba korelacji wyników ze stosowanymi podziałami czwartorzędu; określenie granic czasowych ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego oraz rekonstrukcja zmian klimatycznych w Tatrach w ciągu ostatnich 300 tys. lat. Na podstawie prac prowadzonych w Tatrach i innych terenach krasowych przeanalizowana jest możliwość zastosowania wyników datowania izotopowego

w rozwiązywaniu innych problemów geologicznych z zakresu tektoniki, paleogeografii oraz archeologii. W części końcowej pracy przedstawiona jest także propozycja kierunków dalszych prac, które powinny być prowadzone dla uściślenia wniosków sformułowanych w prezentowanej pracy.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ЗАПАДНЫХ ТАТР НА ОСНОВАНИИ  
ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПЕЩЕРНЫХ НАТЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

РЕЗЮМЕ

В работе представлено методика датирования пещерных натечных отложений следующими методами: радиоуглеродным ( $C-14$ ), термолюминесцентным (TL) и электронного парамагнитного резонанса (ESR, EPR), а также использование результатов датировок для реконструкции изменений избранных элементов геологической среды.

Работа состоит из трех глав. В первой главе представлены физические основы методов, применяемых для изотопного датирования четвертичных осадков. После обсуждения общей классификации методов изотопного датирования представлено физические основы методов  $C-14$ , TL и ESR в применении для анализа карбонатных осадков. Описаны физические основы использованных явлений, методика измерений, а также способ обсуждения полученных результатов. Показаны также проблемы, которые могут возникать во время анализа этих осадков.

Во второй главе представлено методика датирования пещерных натечных отложений, разработанную и применяемую в Лаборатории  $C-14$  физического факультета Силезского Политехнического Института в Гливице, вместе с результатами датирования натечных отложений из избранных татранских пещер. Обсуждены вопросы первичной концентрации  $C-14$  в натечных отложениях и интерпретация результатов; методы измерения поглощенной дозы при датировании методами TL и ESR; решение проблемы радиоактивного неравновесия в урановой серии при определении мощности поглощенной дозы, а также определение активности радиоактивных изотопов содержащихся в пробе и методика измерений мощности дозы гамма-излучения в пещерах. Показано возможность использования измерений гамма-фона в пещерах для геологического картографирования и для корреляции осадков.

В третьей главе представлено интерпретацию результатов датирования натечных отложений из татранских пещер, полученных в гливицкой лаборатории, а также собранных результатов полученных другими авторами. Предпринята попытка корреляции полученных результатов с применяемыми классификациями четвертичной системы; определение временных пределов последнего татранского оледенения а также реконструкция изменений климата в Татрах за последнее 300 тысяч лет. На основании работ веденных в Татрах и других карстовых областях обсуждено возможность использования результатов

изотопного датирования для решения других геологических проблем в области тектоники, палеогеографии и археологии. Наконец представлено предложение направлений исследований, которые должны быть проведены в будущем для уточнения выводов представленных в настоящей работе.



RECONSTRUCTION OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE WESTERN TATRA MTS BASED ON ISOTOPIC DATING OF SPELEOTHEMS

SUMMARY

This work presents technical and methodical details of applications of several dating methods, including radiocarbon (C-14), thermoluminescence (TL) and electron paramagnetic resonance (EPR, ESR) to speleothems, and gives an attempt of reconstruction of selected elements of the environment basing of results of the above methods.

The present work is subdivided into three parts. In the first part the author gives discussion of physical methods of isotopic dating of Quaternary sediments. Brief review of various dating methods is followed by detailed discussion of selected methods (C-14, TL, ESR) and their application to carbonate sediments. Physical backgrounds of these dating methods are discussed to introduce the user of dating methods in some technical and methodical problems and to allow for evaluation of results obtained in solving some specific geological problems. Special attention is paid by the author to problems arising in application of dating methods to calcareous sediments.

The second part presents detailed description of the methods of dating speleothems, developed in the Gliwice Radiocarbon Laboratory and a discussion of results obtained in the study of speleothems from selected caves of the Western Tatra Mts. Specific methodical problems discussed in this part include: initial  $^{14}\text{C}$  concentration in speleothems, determination of absorbed radiation dose in sample dated with the TL and/or ESR methods, measurements of the gamma dose rate in caves and determination of the concentration of radioactive elements in dated speleothem sample. The solution of the important problems of the radioactive disequilibrium in the uranium series is presented. It is shown the possibility of application of the results of gamma radioactivity monitoring to geological mapping in the caves and to correlation of cave sediments.

The third part contains geological, paleogeographical and paleoclimatical interpretation of results obtained by the author of this study, in connection with the results available from other studies. The results of isotopic dating are compared with some chronostratigraphical subdivision of Quaternary. The author presents reconstruction of climatic

changes in the Tatra Mts during the last 300.000 yr, determines the time boundaries of the last glaciation in the Tatra Mts, and discusses the possibility of application of results of isotopic dating to solving some other geologic problems associated with tectonics, paleogeography and archaeology. The proposals for future studies are also formulated at the final part of this study.

