ISBN 83-916216-0-X

# INSTYTUT GEODEZJI I KARTOGRAFII

SERIA MONOGRAFICZNA NR 6

ANIELA MAKOWSKA

# DYNAMIKA TATR WYZNACZANA METODAMI GEODEZYJNYMI

Praca wykonana w Instytucie Geodezji i Kartografii w ramach Projektu Badawczego Nr 9 T12E 008 15, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych

Opracowanie geologiczne: Wojciech Jaroszewski i Krystyna Piotrowska



### Rada Wydawnicza przy Instytucie Geodezji i Kartografii Editorial Council

at the Institute of Geodesy and Cartography

Adam Linsenbarth (przewodniczący, chairman), Andrzej Ciołkosz (zastępca przewodniczącego, deputy chairman), Teresa Baranowska, Stanisław Białousz (Wydział Geodezji i Kartografii PW), Wojciech Janusz, Jan R. Olędzki (Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW), Andrzej Sas-Uhrynowski, Janusz Zieliński (Centrum Badań Kosmicznych), Hanna Ciołkosz (sekretarz, secretary)

### Redaktor naukowy wydawnictwa

Scientific Editor Adam Linsenbarth

#### Zastępca redaktora naukowego wydawnictwa

Deputy Scientific Editor

Andrzej Ciołkosz

# Zespół redakcyjny

Editorial Staff Wojciech Janusz, Andrzej Sas-Uhrynowski, Edyta Jurczak

#### Adres Redakcji

Instytut Geodezji i Kartografii 00-950 Warszawa, ul. Jasna 2/4 Address of the Editorial Board: Institute of Geodesy and Cartography 00-950 Warsaw, Jasna 2/4 Str. Poland *e-mail: boi@igik.edu.pl* 

© Copyright by Instytut Geodezji i Kartografii

ISBN 83-916216-0-X IGiK, Warszawa 2003 r. Skład komputerowy i druk: IGiK

Wszystkim, którzy mierząc ze mną wędrowali po Tatrach Recenzent: dr hab. Władysław Góral, prof. AGH

Słowa kluczowe: Tatry, Tatrzański Poligon Geodynamiczny, geodezja, niwelacja precyzyjna, niwelacja geometryczna, niwelacja precyzyjna trygonometryczna, liniowa sieć przestrzenna, pomiary grawimetryczne, pomiary satelitarne, GPS, quasi-geoida, geodynamika, geologia



Foto. Zimak R. (1981)

Rysy – najwyższy szczyt Polski. Wysokość punktu geodezyjnego została wyznaczona w roku 1988, niezależnie od strony polskiej (2498,712 m) i słowackiej (2498.724 m), ponieważ szczyt względem punktu geodezyjnego znajduje się 0,60 m wyżej, więc wysokość Rysów wynosi 2499,3 m. Ośnieżony żleb to "rysa", od której prawdopodobnie pochodzi nazwa szczytu.

# INSTYTUT GEODEZJI I KARTOGRAFII

Seria monograficzna nr 6

# SPIS TREŚCI

Ws	stęp	.13
1.	Badanie współczesnej ruchliwości tektonicznej Karpat Wewnętrznych	
	metodą geodezji zintegrowanej	.17
	1.1. Uzasadnienie podjętych badań	.17
	1.2. Cel badań	.18
	1.3. Założenia metodyczne	.18
	1.3.1. Metody badawcze	.19
	1.4. Analiza materiałów archiwalnych – państwowa precyzyjna	
	niwelacja geometryczna I klasy	.20
	1.4.1. Interpretacja geometryczna ruchów pionowych reperów	.23
	1.4.2. Próba interpretacji geologicznej	.25
	1.5. Badania prowadzone na Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym	
	– pierwszy etap (1985–1993)	.30
	1.5.1. Trawers Łysa Polana – Rysy	.35
	1.5.1.1. Precyzyjna niwelacja geometryczna	.35
	1.5.1.2. Precyzyjna niwelacja trygonometryczna	.36
	1.5.1.3. Sieć przestrzenna Morskie Oko	.38
	1.5.1.4. Względne pomiary grawimetryczne	.41
	1.5.1.5. Pionowe ruchy reperów	.41
	1.5.1.6. Wyznaczenie wysokości najwyższego szczytu Polski –	
	– Rysy w systemie Kronsztadt'86	.42
	1.5.2. Trawers Brzeziny – Świnica	.43
	1.5.2.1. Precyzyjna niwelacja geometryczna	.44
	1.5.2.2. Precyzyjna niwelacja trygonometryczna	.44
	1.5.2.3. Względne pomiary grawimetryczne	.46
	1.5.2.4. Pomiary satelitarne	.47
	1.6. Badania prowadzone na Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym	
	(TPG) – drugi etap (lata 1994–2001)	.47
	1.6.1. Obserwacje satelitarne GPS	.47
	1.6.1.1. Opracowanie wyników obserwacji satelitarnych GPS	.50
	1.6.2. Pomiary niwelacyjne	.57
	1.6.3. Względne pomiary grawimetryczne	.58
	1.6.4. Wyznaczanie przebiegu quasi-geoidy w Tatrach i na Podhalu.	.61
	1.6.4.1. Omówienie wyników	.68
2.	Rys historyczny badań geodezyjnych w Tatrach i na Podhalu do roku	
	1985	.79
	2.1. Badania w Tatrach Polskich	.79
	2.1.1. Wysokościowa baza grawimetryczna	.79
	2.1.2. Niwelacja barometryczna	.81

# INSTYTUT GEODEZJI I KARTOGRAFII Seria monograficzna nr 6

2.1.3. Niwelacja trygonometryczna	81
2.1.4. Tatrzańska Sieć Doświadczalna	84
2.1.4.1. Pomiary astronomiczne	86
2.1.4.2. Pomiary grawimetryczne	87
2.1.4.2.1. Wyznaczanie rzeczywistych odchyleń linii pionu	
na fizycznej powierzchni Ziemi	87
2.1.4.2.2. Niwelacja astronomiczno-grawimetryczna na	
obszarze Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej	91
2.1.4.3. Pomiary liniowe	91
2.1.4.4. Pomiary niwelacyjne	93
2.1.4.4.1. Niwelacja geometryczna	93
2.1.4.4.2. Niwelacja trygonometryczna o podwyższonej	
dokładności	93
2.1.4.5. Badanie refrakcji pionowej w Tatrach	94
2.2. Badania w Tatrach Słowackich	98
2.2.1. Niwelacja trygonometryczna	98
2.2.2 Sieć przestrzenna	100
2.2.3. Weryfikacja ruchów pionowych w Tatrach Zachodnich	101
2.2.4. Lokalna quasi-geoida na obszarze Tatr	102
Podsumowanie wyników badań geodezyjnych	103
ANEKS	107
Aniela Makowska	
1. Problemy interpretacji powtarzanych okresowo pomiarów	
niwelacyjnych i grawimetrycznych	109
1.1. Wpływ środowiska i błędów instrumentalnych na dokładność	
pomiarów niwelacyjnych	109
1.1.1. Wprowadzenie	109
1.1.2. Niwelacja geometryczna	109
1.1.2.1. Wpływ pola siły ciężkości Ziemi na dokładność	
niwelacji w górach	110
1122 Wpływ refrakcji	112
1.1.2.2. () pij () feliakeji	113
1.1.2.3. Wpływy lunisolarne	
1.1.2.3. Wpływy lunisolarne 1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru	115
<ul> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru</li> <li>1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich</li> </ul>	115
<ul> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru</li></ul>	115
<ul> <li>1.1.2.2. Wpływy lunisolarne.</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru.</li> <li>1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich badania</li> <li>1.1.2.4.2. Łaty precyzyjne i ich badanie</li> </ul>	115
<ul> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru</li> <li>1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich badania</li></ul>	115 115 115 116 118
<ul> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru</li> <li>1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich badania</li></ul>	115 115 115 116 118 118
<ul> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li></ul>	115 115 115 116 118 118
<ul> <li>1.1.2.2. wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.3. Wpływy lunisolarne</li> <li>1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru</li> <li>1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich badania</li></ul>	115 115 115 116 118 118 119
<ul> <li>1.1.2.2. Wpływy lunisolarne</li></ul>	115 115 115 116 118 118 119 119

# INSTYTUT GEODEZJI I KARTOGRAFII Seria monograficzna nr 6

1.2.2. Rozważania teoretyczne	.120
1.2.2.1. Zmiany różnicy wysokości i wysokości w zmiennym	
polu siły ciężkości Ziemi	.122
1.2.2.1.1. Zmiany różnicy wysokości	.122
1.2.2.1.2. Zmiany wysokości	.123
1.2.2.1.3. Rzeczywiste pionowe przesunięcie powierzchni	
ekwipotencjalnych	.124
1.2.2.1.4. Zmiany przyspieszenia siły ciężkości w czasie	.126
1.2.2.2. Interpretacja geodynamiczna wyników powtórzonych	
pomiarów przyspieszenia siły ciężkości	.127
Wojciech Jaroszewski	
2. Ekspertyza geologiczna dla Tatrzańskiego Poligonu Geodynamicznego	5129
2.1. Projekt geologiczny sieci punktów Tatrzańskiego Poligonu	
Geodynamicznego	.129
2.1.1. Szczegółowa lokalizacja poligonu geodynamicznego	.129
2.1.2. Punkty wewnętrzne poligonu geodynamicznego	.135
2.2. Ocena geologiczna sieci niwelacji precyzyjnej na Podhalu pod	
kątem jej wykorzystania do badań współczesnych ruchów	
pionowych	.135
2.2.1. Metodyczne założenia oceny	.135
2.2.2. Ocena dotychczasowej sieci niwelacyjnej	.137
2.2.3. Projekt modyfikacji sieci niwelacyjnej – zagadnienia ogólne	.138
2.2.4. Projekt modyfikacji sieci niwelacyjnej – lokalizacja	
szczegółowa	.139
2.2.5. Ocena lokalizacji punktu wiekowego geomagnetycznego w	
Brzezinach	.143
2.3. Ekspertyza geologiczna dla poszczególnej lokalizacji reperów	
niwelacyjnych w dolinach: Strążyskiej, Kondratowej, Suchej	
Wody, Roztoki, Rybiego Potoku i Białki w Tatrach	.144
2.3.1. Dolina Strążyska (Strążysk)	.144
2.3.2. Doliny: Bystrej i Kondratowa	.145
2.3.3. Dolina Suchej Wody	.146
2.3.4. Dolina Roztoki	.148
2.3.5. Doliny: Białki i Rybiego Potoku	.148
2.4. Ekspertyza geologiczna dla niwelacji precyzyjnej w Tatrach	
Zachodnich	.150
2.4.1. Celowość przeprowadzenia niwelacji precyzyjnej w Tatrach	
Zachodnich	.150
2.4.2. Przesłanki geologiczne dla projektu ciągów niwelacyjnych	.153
2.4.2.1. Dolina Kościeliska	.153
2.4.2.2. Dolina Chochołowska	.155
2.4.3. Strategia wyboru projektowanych ciągów niwelacyjnych	.156

# INSTYTUT GEODEZJI I KARTOGRAFII Seria monograficzna nr 6

seria monograficzna nr o	
Aniela Makowska	
3. Kalendarium dziejów Tatr	157
3.1. Okres węglowy – karbon	157
3.2. Perm	157
3.3. Trias	158
3.4. Jura	
3.5. Kreda	159
3.6. Tektonika Tatr	159
3.7. Trzeciorzęd	160
3.8. Epoka lodowa	161

# Krystyna Piotrowska

4.	Ewolucja geologiczna Tatr	163
	4.1. Górotwór tatrzański w Łuku Karpackim	
	4.1.1. Zarys budowy geologicznej Karpat Zachodnich	
	4.1.2. Podstawowe założenia teorii tektoniki płyt litosfery	164
	4.2. Budowa geologiczna masywu tatrzańskiego	165
	4.2.1. Historia badań	170
	4.2.2. Budowa geologiczna	170
	4.2.2.1. Stratygrafia	171
	4.2.2.1.1. Trzon krystaliczny	171
	4.2.2.1.2. Sekwencje osadowe	172
	4.2.2.1.3. Sekwencje postorogeniczne	175
	4.2.2.2. Tektonika	176
	4.2.2.2.1. Tektonika trzonu krystalicznego	178
	4.2.2.2.2. Tektonika pokrywy osadowej	178
	4.2.2.3. Ewolucja geologiczna struktury Tatr	184
τL	zzatniczaw w namierach ne Tetrzeńskim Deliganie Caedynamier	nyun 105
	zesiniczący w pomiarach na Tairzanskim Poligonie Geodynamicz	nym . 185
B1	опоgraпа	
St	reszczenie	

# TABLE OF CONTENTS

Int	troduction13
1.	Examination of recent tectonic movements of inner Carpathian
	Mountains by means of integrated geodesy
	1.1. Justification of examination
	1.2. Study objective
	1.3. Methodical assumptions
	1.3.1. Research methods
	1.4. Analysis of archival materials – state precise geometric levelling of
	1 <sup>st</sup> order20
	1.4.1. Geometric interpretation of vertical movements of
	benchmarks23
	1.4.2 Trial of geological interpretation
	1.5. Examination conducted on the Tatra Geodynamic Test Site
	(TPG) – first stage (1985 – 1993)
	1.5.1. Lysa Polana – Rysy traverse
	1.5.1.1. Precise geometric levelling
	1.5.1.2. Precise trigonometric levelling
	1.5.1.3. Spatial network Morskie Oko
	1.5.1.4. Relative gravimetric measurements
	1.5.1.5. Vertical movements of benchmarks
	1.5.1.6. Determination of height of the highest peak in Poland –
	– Rysy in Kronsztadt'86 system42
	1.5.2. Swinica – Brzeziny traverse
	1.5.2.1. Precise geometric levelling
	1.5.2.2. Precise trigonometric levelling
	1.5.2.3. Relative gravimetric measurements
	1.5.2.4. Satellite measurements47
	1.6. Examination conducted on the Tatra Geodynamic Test Site
	(TPG) – second stage (1994 - 2001)47
	1.6.1. Satellite GPS observations47
	1.6.1.1. Preparation of the results of satellite GPS observations50
	1.6.2. Levelling measurements
	1.6.3. Relative gravimetric measurements
	1.6.4. Determination of quasi-geoid in Tatra Mountains and in
	Podhale61
	1.6.4.1. Discussion of the results
2.	Historical background of geodetic studies in Tatra Mountains and in
	Podhale region till 198579
	2.1. Studies in Polish Tatras
	2.1.1. Height gravimetric base

2.1.2. Barometric levelling
2.1.3. Trigonometric levelling
2.1.4. Tatra Experimental Network
2.1.4.1. Astronomical measurements
2.1.4.2. Gravimetric measurements
2.1.4.2.1. Determination of real inclinations of plumb line on
physical Earth's surface
2.1.4.2.2Astronomical-gravimetric levelling within Tatra
Experimental Network
2.1.4.3. Linear measurements
2.1.4.4. Levelling measurements
2.1.4.4.1. Geometric levelling
2.1.4.4.2. Trigonometric levelling with increased accuracy93
2.1.4.5. Examination of vertical refraction in Tatra Mountains94
2.2. Studies in Slovakia Tatras98
2.2.1. Trigonometric levelling
2.2.2. Spatial network100
2.2.3. Verification of vertical movements in Western Tatras101
2.2.4. Local quasi-geoid on Tatra's area102
Summary of the results of geodetic research103
Aniela Makowska
1. Problems of interpretation of periodically repeated levelling and
gravimetric measurements
1.1. Impact of environment and instrumental errors on accuracy of
levelling measurements109
1.1.1. Introduction
1.1.2. Geometric levelling
1.1.2.1. Impact of Earth's gravity fields on accuracy of levelling
in mountains110
1.1.2.2. Impact of refraction
1.1.2.3. Moon-solar influences
1.1.2.4. Measuring instruments and technology of measurements 115
1.1.2.4.1. Precise autolevelling levels and their examination 115
1.1.2.4.2. Precise levelling staffs and their examination
1.1.2.4.3. Observation programme
1.1.3. Trigonometric levelling
1.2. Interpretation of the repeated levelling and gravimetric
measurements
1.2.1. Introduction

1.2.2.1. Changes of height difference and heights in variable
Earth's gravity field122
1.2.2.1.1. Changes of height difference
1.2.2.1.2. Changes of heights
1.2.2.1.3. Real vertical displacement of equipotential surfaces 124
1.2.2.1.4. Temporal changes of gravity acceleration
1.2.2.2. Geodynamic interpretation of repeated gravity
measurements
Wojciech Jaroszewski
2. Geological expertise for Tatra Geodynamic Test Site
2.1. Geological project of network for Tatra Geodynamic Test Site 129
2.1.1. Detailed location of geodynamic test site
2.1.2. Inner points of geodynamic test site
2.2. Geological evaluation of network of precise levelling in Podhale
region in order to use it for examination of recent vertical
movements
2.2.1. Methodical assumptions
2.2.2. Evaluation of the existing levelling network
2.2.3. Project of modification of levelling network – general
problems138
2.2.4. Project of modification of levelling network – detailed l
ocation
2.2.5. Evaluation of location of secular geomagnetic point in
Brzeziny143
2.3. Geological expertise for location of levelling benchmarks in
Strazyska, Kondratowa, Suchej Wody, Roztoki, Rybiego Potoku
and Bialka Valleys in Tatra Mountains144
2.3.1. Strazyska Valley144
2.3.2. Bystra and Kondratowa Valleys145
2.3.3. Suchej Wody Valley146
2.3.4. Roztoki Valley148
2.3.5. Bialki and Rybiego Potoku Valleys148
2.4. Geological expertise for precise levelling in Western Tatras
2.4.1. Justification for conducting precise levelling in Western
Tatras150
2.4.2. Geological prerequisites for project of levelling traverses153
2.4.2.1. Koscieliska Valley153
2.4.2.2. Chocholowska Valley
2.4.3. Strategy of choice of the designed levelling traverses

Aniela Makowska	
3. History of Tatra Mountains	157
3.1. Carbon period	157
3.2. Perm period	157
3.3. Trias period	158
3.4. Jura period	158
3.5. Cretaceous period	159
3.6. Tatra tectonics	159
3.7. Tertiary period	160
3.8. Ice age	161
Krystyna Piotrowska	
4. Geological evolution of Tatra Mountains	163
4.1. Tatra orogen in Carpathian Arc	163
4.1.1. Basics of geological structure of Western Carpathians	163
4.1.2. Basic assumptions of theory of tectonics of lithosphere plates	163
4.2. Geological structure of Tatra Massif	165
4.2.1. History of studies	170
4.2.2. Geological structure	170
4.2.2.1. Stratigraphy	171
4.2.2.1.1. Crystalline core	171
4.2.2.1.2. Sedimentary sequences	172
4.2.2.1.3. Postorogenic sequences	175
4.2.2.2. Tectonics	176
4.2.2.2.1. Tectonics of crystalline core	178
4.2.2.2.2. Tectonics of sedimentary cover	178
4.2.2.3. Geological evolution of Tatra's structure	184
Participants of measurements on Tatra Geodynamic Test Site	185
Bibliography	186
Summary	199

Seria monograficzna nr 6

### ANIELA MAKOWSKA

ZARYS TREŚCI: Opracowanie zawiera opis prac związanych z założeniem, wykonaniem badań i analizą wyników uzyskanych na Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym (TPG). Przedstawiono w niej również:

- rys historyczny badań geodezyjnych prowadzonych w Tatrach do 1985 roku,
- bogatą dokumentację geologiczną dotyczącą budowy Tatr i jednostek przyległych.

### WSTĘP

*Przyroda daje pewność, wto pewność tom zwali, Abo w innym sposobie te objawy scali?* 

.....

*Dyć przyroda przenigdy nie wiedzie do błędu.* 

Stanisław Gąsienica Byrcyn: Wróżby, w. VI (1976) z tomu: Bacowskie Pacierze (1987)

Od wczesnych lat 60. poznanie dynamiki Tatr – sił drzemiących, które ten masyw górski kształtowały – stało się przedmiotem moich głębokich zainteresowań badawczych i zarazem pasjonującą przygodą życiową. Przyszło mi jednak uczyć się od owej przyrody stopniowo, dochodząc z czasem do właściwych interpretacji rezultatów pomiarów geodezyjnych w warunkach górskich. Ważne zatem było, czyniąc istotny krok badawczy, określenie wpływu środowiska, w szczególności zaś wpływu warunków atmosferycznych i pola siły ciężkości Ziemi na wyznaczanie wysokości wierzchołków górskich. Metodyczne ujęcie rezultatów badań, pozwalające na wyznaczanie wysokości wierchów (zwieńczone zresztą doktoratem) już wówczas wywołało we mnie nieodpartą chęć podjęcia kompleksowych prac nad geodynamiką masywu tatrzańskiego.

Zamysł ten został urzeczywistniony w roku 1985, w postaci projektu Tatrzańskiego Poligonu Geodynamicznego (TPG) we współpracy z przedwcześnie zmarłym tektonikiem Wojciechem geologiem \_ Jaroszewskim, profesorem Uniwersytetu Warszawskiego, wielkim

miłośnikiem Tatr. Projekt ten obszarowo obejmował cały masyw tatrzański, Podhale i pieniński pas skałkowy.

W pierwszym okresie badań (1985–1992) realizowanych metodami geodezji naziemnej zostały założone dwa trawersy geodynamiczne (przekroje) Tatr Wysokich: Łysa Polana–Rysy i Brzeziny–Świnica, które połączono z siecią niwelacji precyzyjnej Podhala. Przy tym, dzięki nawiązaniu współpracy terenowej z Ludwikiem Hradilkiem, profesorem Uniwersytetu Karola w Pradze, trawers Łysa Polana–Rysy został powiązany z odpowiednim trawersem słowackim. Dokonano wówczas obustronnego wyznaczenia wysokości wierzchołka Rysy (odniesionej do systemu Kronsztadt'86) z różnicą równą 1.3 cm (1988).

W tym okresie badań (1991 r.) po raz pierwszy w Tatrach zostały również wykonane pomiary satelitarne. Wykorzystanie tej techniki pomiarowej pozwoliło z kolei na realizację prac w sposób bardziej efektywny, bardziej jakościowo wartościowy i obszarowo rozleglejszy.

Stosując technikę satelitarną (1994–2001) rozpoczęłam jakościowo nowe badania. Pomiarami zostały teraz objęte, zgodnie z zamierzonym projektem TPG, Tatry Wysokie łącznie z Tatrami Zachodnimi, Podhale i pieniński pas skałkowy i w nieco późniejszym czasie – we współpracy z Władysławem Góralem, profesorem Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie – także łuk karpacki. Na tym obszarze została założona sieć satelitarna, na podstawie której przeprowadzono trzy kampanie pomiarowe. Założono również sieć grawimetryczną oraz zaprojektowano przy tym na dwu punktach TPG Zakopane i Kasprowy Wierch – grawimetryczne pomiary bezwzględne w celu uwiarygodnienia wyników wyznaczania wartości siły ciężkości Ziemi na tym, poddanym badaniom, obszarze.

Metodycznie osiągnęłam w ten sposób możliwość wyznaczania ruchliwości tektonicznej tego obszaru za pomocą narzędzi geodezji zintegrowanej. Jej terenowa realizacja, a także projektowane zamierzenia oraz opracowywanie wyników były jednak – co z konieczności muszę tutaj zaznaczyć – ograniczone bardzo skromnymi środkami finansowymi, nijak mającymi się do całości tych projektowanych przedsięwzięć.

Z zakresu analiz nad ruchliwością tektoniczną tego obszaru pragnę w tym miejscu uwypuklić rezultat analizy wyników pomiarowych państwowej niwelacji precyzyjnej, pochodzących z obszaru Podhala i obrzeża masywu tatrzańskiego, a dokonanych w latach 1932, 1957 i 1978. Rezultat ten jest dość wymowny, wynosi bowiem +0.4 mm/rok, co właściwie odpowiada dokładności przeprowadzonych pomiarów niwelacyjnych. Wymowa tego rezultatu zawiera się więc w potrzebie prowadzenia badań długookresowych (zmiany wiekowe). Poza tym rezultat ten jest przykładową ilustracją celu ustalenia poznawczych aspektów prowadzonych badań, to znaczy wyznaczania w czasie poziomych i pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej oraz zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi.

14

W podjętych badaniach wymierną rolę odgrywają tkwiące w nich aspekty utylitarne. Wiążą się one przede wszystkim z możliwościami opracowywania nowych metod pomiarowych, efektywnie dostosowanych do skrajnie trudnego terenu górskiego. W ramach zadań aplikacyjnych doprowadziłam bowiem do opracowania metody wyznaczania dużych różnic wysokości za pomocą precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej, a także do metody wyznaczania przebiegu quasi-geoidy na podstawie pomiarów niwelacyjnych i satelitarnych. Tak wyznaczona quasi-geoida posłużyła mi z kolei do weryfikacji wcześniej wyznaczonych modeli quasi-geoid na tym obszarze, mianowicie do quasi-geoidy grawimetrycznej – modelu Quasi 97b (autorstwa Adama Łyszkowicza) oraz modeli N<sup>0</sup>2000 i N<sup>0</sup>2001 (autorstwa Edwarda Osady).

Innym przykładem aplikacyjnym, wynikłym z przeprowadzonych badań było wykorzystanie wyników pomiarów satelitarnych i niwelacyjnych z tego obszaru do opracowania ortofotomapy Tatr, wykonanej przez Służbę Topograficzną WP.

\* \*

Przedłożone opracowanie powstało w wyniku zrealizowania projektu badawczego KBN pt. "Dynamika Tatr wyznaczona metodami geodezyjnymi" nr 9 T12E 008 15. Składa się ono z następujących części: część pierwsza zawiera badania nad geodynamiką Karpat wewnętrznych w metodycznym ujęciu geodezji zintegrowanej, część druga omawia badania geodezyjne prowadzone na obszarze Tatr w ujęciu historycznym, natomiast część trzecia omawia wyniki badań geodezyjnych na obszarze Karpat wewnętrznych. Ponadto opracowanie zawiera – ujętą w aneks – dopełniającą wiedzę na temat interpretacji pomiarów niwelacyjnych i grawimetrycznych a także analizę geologiczną TPG pióra profesora Wojciecha Jaroszewskiego, kalendarium dziejów Tatr oraz opis ewolucji geologicznej Tatr autorstwa profesor Krystyny Piotrowskiej.

Takie ujęcie treści opracowania tworzy swoistą całość dokonań i wynikających stąd przemyśleń, zawierających się w niemalże półwiecznym okresie moich trwałych związków z Tatrami.

Dedykując tę pracę moim współpracownikom, zwracam się pamięcią przede wszystkim ku nieodżałowanemu prof. Wojciechowi Jaroszewskiemu, znawcy tektoniki, bez którego udziału nie mógłby powstać Tatrzański Poligon Geodynamiczny w postaci geologicznie uzasadnionej, jak i ku tym wszystkim koleżankom i kolegom, którzy powodowani umiłowaniem Tatr, składali niejednokrotnie dowody bezinteresownego zaangażowania w wypełnienie trudnych zadań pomiarowych, nie szczędząc przy tym czasu, energii i własnych inicjatyw. Te niezapomniane, Wasze zawsze odpowiedzialne postawy były dla mnie najwspanialszym wsparciem i zarazem duchową podnietą w dziele "mierzenia sił na zamiary" – podnietą konieczną, zwłaszcza wobec częstokroć nader skromnych środków, jakimi przyszło mi dysponować podczas urzeczywistniania kolejnych wytyczonych celów. Składam Wam wszystkim jeszcze raz serdeczne podziękowania.

Jednak nie przyoblekłby się ten poligon w realne kształty, gdyby nie stała, jakże mobilizująca zachęta czyniona z prawdziwie ojcowską troską przez profesora Czesława Kamelę, mego bezpośredniego opiekuna, gdy pracowałam na Politechnice Warszawskiej. To dzięki Jego inicjatywie i czynnym wsparciu moje zamierzenia zostały ujęte w szersze ramy badawcze w postaci pozycji CPBP nr 03.02 "Dynamika płyt litosferycznych i budowa struktur wgłębnych w Polsce", koordynowanej przez profesora Romana Teisseyrea z Instytutu Geofizyki PAN.

Sięgam serdeczną pamięcią ku profesorowi Czesławowi Kameli, a profesorowi Romanowi Teisseyreowi za to czynne wsparcie składam gorące podziękowania.

Pragnę również podziękować Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego, której przychylność umożliwiła mi prowadzenie badań na tym chronionym obszarze oraz mgr. inż. Mariuszowi Śmieszkowi – geodecie z Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Szczególną wdzięczność pragnę w tym miejscu wyrazić mgr. inż. Leszkowi Cichemu, znakomitemu himalaiście, który wraz z grupą pracowników i studentów Politechniki Warszawskiej nie szczędził trudu w realizacji prac zwiazanych z założeniem Tatrzańskiego Poligonu Geodynamicznego. Równocześnie serdecznie dziekuje profesor Marii Dobrzyckiej za umożliwienie kontynuowania badań w ramach Instytutu Geodezji i Kartografii i za Jej czynny w nich udział, a także dr. inż. Janowi Cisakowi oraz zespołom pracowników z Zakładu Geodezji i Geodynamiki oraz z Zakładu Geodezji Stosowanej Instytutu Geodezji i Kartografii. Słowa podziękowania kieruję również do dr. inż. Jana Szczurka z krakowskiej Akademii Rolniczej, który wraz z grupami studentów niejednokrotnie wspierał mnie w pracach pomiarowych. Wspierali mnie również swoimi terenowymi doświadczeniami mgr inż. Klemens Tarnowski i mgr inż. Marek Wróblewski z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, a także mgr inż. Jacek Kapcia i dr inż. Jacek Lamparski z Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego. Dziękuję profesor Krystynie Piotrowskiej za przybliżenie problematyki związanej z budową geologiczną Tatr, a profesorowi Janowi Kryńskiemu za wnikliwe przeczytanie całości opracowania i poczynione cenne uwagi.

Opracowanie nie mogłoby powstać bez zaangażowania się kolegów z Zakładu Geodezji i Geodynamiki IGiK, Heleny Bieniewskiej i Łukasza Żaka, w redagowanie tekstu i sporządzenie rysunków zamieszczonych w niniejszym opracowaniu – obojgu składam wyrazy szczególnych podziękowań.

# 1. BADANIE WSPÓŁCZESNEJ RUCHLIWOŚCI TEKTONICZNEJ KARPAT WEWNĘTRZNYCH METODĄ GEODEZJI ZINTEGROWANEJ

## 1.1. Uzasadnienie podjętych badań

Tatrzański Poligon Geodynamiczny jest naturalną konsekwencją prowadzonych przez autorkę od kilkunastu lat prac badawczych nad wpływem środowiska górskiego na pomiary geodezyjne i powstał na kanwie Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej założonej w Tatrach i na Podhalu w latach 1971–1975.

Bezpośrednią przyczyną podjęcia badań przejawów geodynamiki naturalnej w rejonie Tatr było udokumentowane stwierdzenie znacznej ruchliwości pionowej na obszarze Tatr Słowackich, o wartościach zaskakująco wysokich: od +6 do +8 mm/rok w Tatrach Zachodnich (Hradilek i in., 1981) do +8.4 mm/rok dla Tatr Wysokich (Zatopek, 1979). Uzyskane wyniki moga się wydawać zawyżone, jako bliskie predkości dźwigania obszarów czynnej orogenezy, jednak sam fakt dodatniej ruchliwości pionowej słowackiej części Tatr wydaje się nie ulegać wątpliwości i należy domniemywać, że przejawia się ona także po stronie polskiej. O występowaniu na tym obszarze współczesnych ruchów tektonicznych świadczy aktywność sejsmiczna (Guterch i in., 1975), której intensywność nie jest ściśle określona, ale prawdopodobnie może osiągnąć wielkości większe od 6° MCS notowanej na przygranicznych odcinkach słowackiego Podhala i Tatr (Kârvik i in., 1981; Rączkowski i in., 1984). Silne wstrząsy zanotowano również we wrześniu 1995 roku w czasie kampanii obserwacyjnej GPS w okolicy punktu Rolów Wierch na Podhalu Zachodnim. Istnieje też wiele przesłanek pośrednich, zwłaszcza takie fakty geomorfologiczne, jak poprzeczne rowy grzbietowe o niezwykle świeżych cechach rzeźby (Jaroszewski, 1965, 1969), niektóre przemieszczenia korytarzy jaskiniowych połączone z niszczeniem młodych nacieków (Zwoliński, 1955), dość częste wcinanie się współczesnych koryt rzek podhalańskich do podłoża skalnego i charakter zmienności przebiegu koryta rzeki Białki (Mastella, 1976).

W przedstawionej sytuacji, jak też w związku z zasadniczymi polemikami metodycznymi związanymi z młodą dynamiką omawianego obszaru wydaje się, że Tatry i Podhale są predestynowane do podjęcia tam systematycznych pomiarów współczesnej planowych, ruchliwości tektonicznej. W tym celu w 1985 roku autorka współpracując z prof. Wojciechem Jaroszewskim z Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego założyła poligon geodynamiczny w Tatrach Wysokich. Przygotowany też został projekt rozciągnięcia go na wszystkie jednostki geotektoniczne Karpat wewnętrznych w granicach Polski, a więc Tatry, Podhale i pieniński pas skałkowy, a we współpracy z prof. Władysławem Góralem z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie również łuk karpacki.

17

Dzięki takiemu zasięgowi, oraz obecności na tym terenie rozpoznanych geofizycznie rozłamów litosferycznych pierwszego rzędu (Sikora, 1976; Uchman, 1973) pomiary tak wytyczonego poligonu będą miały ponadlokalne znaczenie poznawcze, zwłaszcza wobec możliwości porównania z funkcjonującymi już od lat poligonami u obu karpackich sąsiadów: słowackim (kiedyś czechosłowackim) i ukraińskim. Pomiary na tatrzańskim odcinku poligonu polskiego będą mogły być bezpośrednio związane z pomiarami słowackimi wskutek istnienia wspólnych punktów obu poligonów.

Na obszarze omawianego poligonu istnieje państwowa sieć niwelacji precyzyjnej, na której okresowo są wykonywane pomiary. Stworzyło to możliwość włączenia elementów tej sieci do poligonu, co wymagało dokonania oceny właściwego usytuowania punktów w stosunku do budowy geologicznej. W związku z tym niezbędne było przeprowadzenie analizy wyników pomiarowych zawartych w materiałach archiwalnych. Przeprowadzono ekspertyzę geologiczną i analizę geodezyjną tych wyników.

### 1.2. Cel badań

Podjęcie badań przejawów geodynamiki naturalnej ma cele poznawcze i utylitarne. Cele poznawcze są zawarte w określaniu poziomych i pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej oraz zmian parametrów pola grawitacyjnego i magnetycznego w badanym rejonie. Natomiast cele utylitarne są związane z potrzebą opracowania nowych technik obserwacyjnych i metod opracowania wyników pomiarów wysokogórskich, wśród nich metodę wyznaczania dużych różnic wysokości (precyzyjna niwelacja trygonometryczna), oraz wyznaczania quasi-geoidy w Tatrach i na Podhalu.

## 1.3. Założenia metodyczne

Opracowanie założeń było związane z określeniem lokalizacji poligonu geodynamicznego i ustaleniem metod badawczych, pozwalających na efektywne wyznaczanie składowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej i zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi.

Lokalizacja TPG została dokonana na podstawie uprzednio przeprowadzonej ekspertyzy geologicznej (Jaroszewski, 1985), której rezultaty można ująć następująco:

- a) Poligon powinien wkraczać dość głęboko na obszar dwu głównych jednostek geotektonicznych regionu, czyli masywu Tatr i niecki Podhala, aby uchwycić różnice w dynamice tych jednostek.
- b) W obrębie Tatr poligon powinien objąć jednostki strukturalne pierwszego rzędu, a więc trzon krystaliczny i autochtoniczną pokrywę osadową oraz allochtoniczny (tektonicznie przemieszczony) fałdowo-

18

-płaszczowinowy kompleks osadowy, aby uchwycić współczesne oddziaływanie głównych podziałów strukturalnych.

- c) Poligon powinien umożliwić uchwycenie ewentualnej systematycznej zmienności ruchów wewnątrz trzonu krystalicznego Tatr, zwłaszcza jego części granitoidowej, związanej na przykład z ruchem typu rotacyjnego.
- d) Poligon powinien przekroczyć strefę graniczną przynajmniej dwóch dużych elementów poprzecznego podziału strukturalnego Tatr (elewacji i depresji transwersalnych), aby uchwycić aktywność tych stref.
- e) W obrębie Podhala poligon powinien objąć strefę dyslokacji rzeki Białki.
- f) Poligon powinien posiadać punkty wspólne z siecią eksperymentalną na obszarze Tatr Słowackich, aby przez powiązanie tych sieci umożliwić objęcie obserwacjami pełnego przekroju geologicznego Tatr, aż po obrzeżające je od południa dyslokację choczańsko-podtatrzańską i leżącą za nią Kotlinę Liptowską (rys. 1). W 1980 roku uzgodniono z prof. L. Hradilkiem z Uniwersytetu Karola w Pradze, że punkty Rysy i Świnica będą punktami wspólnymi dla obu sieci naziemnych.
- g) Z geologicznego punktu widzenia byłoby pożądane objęcie jedną siecią obserwacyjną wszystkich jednostek geotektonicznych Karpat wewnętrznych w granicach Polski, a więc: masywu Tatr, niecki Podhala i pienińskiego pasa skałkowego.

Skromne środki finansowania podjętych badań uniemożliwiały realizację tak szeroko zakrojonego programu badawczego. Jest to więc poligon badań perspektywicznych.



Rys. 1. Budowa geologiczna Karpat wzdłuż profilu (wg E. Passendorfera, 1984)

#### 1.3.1. Metody badawcze

Sieć geodezyjna dla celów geodynamicznych powinna zapewnić wyznaczenie poziomych i pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej oraz zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi z największą możliwą do osiągnięcia dokładnością w tym skrajnie trudnym dla geodetów terenie. Zagadnienie zostało rozwiązane poprzez zastosowanie sieci integrującej precyzyjne pomiary satelitarne GPS (do niedawna pomiary naziemne liniowe), pomiary niwelacji precyzyjnej (geometrycznej i trygonometrycznej) i względne pomiary grawimetryczne.

Na terenie Podhala została wykorzystana istniejąca sieć państwowej niwelacji precyzyjnej I klasy, na której okresowo co 20 lat są prowadzone pomiary. Sieć poddano ekspertyzie geologicznej i analizie geodezyjnej.

Na terenie Tatr ciągi niwelacji geometrycznej zostały poprowadzone dolinami górskimi, na przykład Doliną Białki i Rybiego Potoku do podnóża Rysów, Doliną Suchej Wody do podnóża Świnicy. Dolinne ciągi są dowiazane do ciagu niwelacji precyzyjnej I klasy Zakopane – Łysa Polana. Wysokości wierzchołków górskich zostały wyznaczone za pomocą dla terenów górskich metody precyzyjnej niwelacji opracowanei trygonometrycznej oraz eksperymentalnej sieci przestrzennej liniowej, łączącej punkty dolin i szczytów (kąty pionowe większe od 30°). Podobnej konstrukcji sieć zaprojektowano po stronie Tatr Słowackich i również dowiązano do ciągu niwelacji precyzyjnej I klasy na terenie Słowacji. Precyzyjne pomiary satelitarne GPS połączą punkty zlokalizowane w obrębie Tatr, Podhala i pienińskiego pasa skałkowego po stronie polskiej i podobnie po stronie słowackiej. Całokształt pomiarów tworzy więc zintegrowaną sieć geodezyjną umożliwiającą wyznaczenie przestrzennych przemieszczeń punktów i wyznaczenie zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi. Zastosowane dwie metody wyznaczania wysokości pozwoliły tym samym na wykorzystanie obserwacji GPS również do wyznaczenia wysokości quasi-geoidy w Tatrach.

# 1.4. Analiza materiałów archiwalnych – państwowa precyzyjna niwelacja geometryczna I klasy

Na obszarze TPG istnieje państwowa sieć niwelacji precyzyjnej I klasy, na której okresowo, co 20 lat (1933, 1954, 1974) były wykonywane pomiary. Stworzyło to możliwość włączenia elementów tej sieci do poligonu, co wymagało dokonania oceny właściwości usytuowania reperów w stosunku do budowy geologicznej. W związku z tym niezbędne było przeprowadzenie analizy wyników pomiarowych zawartych w materiałach archiwalnych.

Sieć niwelacji z okresu międzywojennego, z lat 1932–1933 jest pokazana schematycznie na rysunku 2. Linie niwelacyjne przebiegają między punktami Nowy Targ – Chochołów – Kiry – Zakopane – Nowy Targ i Zakopane – Łysa Polana – Morskie Oko. Średni błąd niwelacji z tego okresu, oceniony na podstawie różnic dwukrotnych pomiarów pojedynczego odcinka i zamknięć poligonu, wynosi ±0.4 mm/km.



Rys. 2. Trasa niwelacji precyzyjnej z lat 1932–1933, trasa niwelacji I klasy z okresu 1954–1974 (oprócz odcinka Chochołów – Kiry – Zakopane i Łysa Polana – Morskie Oko)

Linie niwelacyjne I klasy sieci powojennej założono na kierunkach: Nowy Targ – Chochołów i Nowy Targ – Łysa Polana, rezygnując przy tym z odcinków niwelacyjnych: Chochołów – Zakopane i Łysa Polana – Morskie Oko. Pomiary te stały się podstawą wspólnego opracowania mapy współczesnych bezwzględnych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej dla Europy Wschodniej (Wyrzykowski, 1975; 1983). Przy tym linie: Nowy Targ – Chochołów i Nowy Targ – Łysa Polana pomierzono dwukrotnie w latach 1954 i 1974. Dokładność pomiaru charakteryzują następujące średnie błędy: całkowity m= $\pm 0.28$  mm/km, przypadkowy  $\eta = \pm 0.24$  mm/km, systematyczny  $\sigma = \pm 0.15$  mm/km, w roku 1954 i odpowiednio w roku 1974; m =  $\pm 0.33$  mm/km,  $\eta = \pm 0.32$  mm/km,  $\sigma = \pm 0.08$  mm/km.

Z zachowanych reperów z okresu międzywojennego (1933 r.) włączono do nowej niwelacji jedynie trzy repery na ciągu Zakopane – Łysa Polana, zlokalizowane w Jaszczurówce, na Zazadniej i na Łysej Polanie. W ramach prac prowadzonych na TPG wykonano uzupełniające pomiary, włączając do nowej sieci dobrze zachowany reper z okresu międzywojennego w Szaflarach. Umożliwiło to wprowadzenie materiałów przedwojennych do analizy na znacznie dłuższym odcinku od Szaflar do Łysej Polany. Włączono również do analizy odcinek na ciągu Łysa Polana – Morskie Oko, na którym zachowały się dwa repery z okresu międzywojennego: zlokalizowane przy Wodogrzmotach Mickiewicza i Szałasiskach. Powtórny pomiar niwelacji precyzyjnej na tych odcinkach wykonano w 1985 roku w ramach prac prowadzonych na poligonie w Tatrach na trawersie Łysa Polana – Rysy.



Rys. 3. Zmiana różnic wysokości poszczególnych reperów na linii Nowy Targ – Chochołów w okresie 1954-1974 roku.

#### 1.4.1. Interpretacja geometryczna ruchów pionowych reperów

Próbę oceny pionowych ruchów reperów wykonano wzdłuż ciągu Nowy Targ - Łysa Polana - Wodogrzmoty Mickiewicza - Szałasiska, rezygnując przy tym z oceny linii Nowy Targ – Chochołów, gdyż zgodnie z ekspertyzą geologiczną odcinek ten przebiega po powierzchni młodych luźnych osadów depresji orawskiej. Sposób drenażu w tym rejonie stwarza duże prawdopodobieństwo nie tektonicznych odkształceń powierzchni. Pokazano graficznie jedynie zmianę różnic wysokości na tym kierunku (rys. 3). Natomiast ciąg Nowy Targ - Zakopane - Łysa Polana z punktu widzenia geologicznego nie jest pozbawiony wad, ale jako osiowa linia karpackiego przekroju geologicznego przecina wszystkie pierwszorzędne elementy geologiczne tej części Polski: Karpaty zewnętrzne (reprezentowane przez jednostkę magurską), pieniński pas skałkowy, nieckę Podhala, a na odcinku Zakopane – Łysa Polana również północny brzeg górotworu tatrzańskiego i z tego względu powinien być zachowany. Do tej gałęzi został dobudowany nowy obwód od wschodu Łysa Polana - Bukowina - Białka Tatrzańska -Nowy Targ i pomierzony przez Państwową Służbę Geodezyjną w 1995 roku. Jest wysoce prawdopodobne, że Podhale Wschodnie odznacza się większymi gradientami współczesnej ruchliwości pionowej niż Podhale Zachodnie, a zapadlisko Dębno – Frydman jest uważane za obszar obniżania sięgającego czasów bardzo młodych, a nawet współczesnych.

Próbę oceny pionowych ruchów reperów wykonano wzdłuż ciągu Nowy Targ – Łysa Polana. Odcinki niwelacyjne: Łysa Polana – Wodogrzmoty Mickiewicza i Wodogrzmoty Mickiewicza – Szałasiska zachowały niezmienione wartości przewyższenia w okresie 50 lat (1933–1985) w granicach błędu pomiaru  $\pm 1$  mm.

Analizę wykonano na materiałach polowych, wprowadzając do nich jedynie poprawki z komparacji łat, czyli poprawki ujednolicające skalę sieci pionowej, oraz do ostatniego pomiaru – poprawki termiczne łat. Otrzymane wyniki przedstawiono graficznie (rys. 4 i 5).

Błędy zmian różnic wysokości obliczono przy wykorzystaniu błędów kilometrowych, przypadkowych i systematycznych na podstawie wzoru:

$$m_{\Delta h} = \pm \sqrt{\left(\eta_1 \sqrt{L}\right)^2 + \left(\sigma_1 L\right)^2 + \left(\eta_2 \sqrt{L}\right)^2 + \left(\sigma_2 L\right)^2}$$

gdzie:  $\eta_1$  i  $\sigma_1$  – wartości błędów kilometrowych, przypadkowego i systematycznego, w pomiarze wyjściowym,

- $\eta_2 i \sigma_2$  wartości błędów kilometrowych, przypadkowego i systematycznego, w pomiarze końcowym,
- L długość linii niwelacyjnej od reperu początkowego.

23

Uzyskany obraz przemieszczeń reperów sugeruje narastanie ruchów wypiętrzających na Podhalu i krawędzi Tatr z biegiem ciągu, zarówno w interwale czasu 1933–1954, jak i 1954–1974 (maks. wartość +0.45 mm/rok). Można domniemywać, że ruchy te mają charakter skokowy, na co wskazuje uśrednienie zmian różnic wysokości poszczególnych reperów w przedziale czasu 1954–1974 (linie kropkowane, rys. 4).



Rys. 4. Zmiany różnic wysokości i ich średnie błędy

24



Rys. 5. Zmiany różnic wysokości i ich średnie błędy na odcinku Jaszczurówka – Zazadnia – Łysa Polana

Analizując uzyskane wyniki należy jednak pamiętać o wielkościach błędów wyznaczania tych ruchów. Wprawdzie niwelacja precyzyjna jest jedną z najdokładniejszych geodezyjnych technik pomiarowych, jednak przy dużych przewyższeniach posiada wiele ograniczeń dokładnościowych. Uwzględniając te okoliczności najmniej zastrzeżeń w aspekcie dokładności wyników budzi odcinek Jaszczurówka – Zazadnia – Łysa Polana, gdyż różnica wysokości między końcowymi reperami jest niewielka, a uzyskane wartości ruchów – stosunkowo znaczne (rys. 5). Można uznać, że na tym odcinku mamy do czynienia z wyraźnym trendem dodatnim ruchów reperów (z biegiem ciągu), choć jego intensywność na podstawie interwału czasu 1954–1974 jest niemal dwukrotnie mniejsza niż na podstawie okresu 1933–1954.

### 1.4.2. Próba interpretacji geologicznej

Z geologicznego punktu widzenia (Jaroszewski, 1989) w analitycznym obrazie uzyskanych wyników (rys. 4) widoczne są przede wszystkim dwa fakty: w pewnym stopniu schodowy rozkład amplitud ruchu reperów i wyraźne załamanie trendu wznoszącego (w przedziale 1954–1974) na odcinku od okolic wylotu Doliny Suchej Wody po okolice Zazadniej.

Pierwszy z tych faktów nasuwa przypuszczenie, że ruchliwość pionowa omawianego obszaru realizuje się w sposób blokowy. Jeśli pominąć anomalną (zapewne przypadkową) wielkość za Szaflarami, pierwszy blok obejmowałby rów nowotarski, pieniński pas skałkowy i synklinarium podhalańskie

po południową granicę jego strefy osiowej (Pepol, 1972), to jest po skraj kotliny zakopiańskiej. Jednolite zachowanie się dynamiczne tak różnych jednostek nie dziwi, gdy weźmiemy pod uwagę, że ciąg pomiarowy przebiega tu brzegiem poprzecznego elementu strukturalnego, którego główny obszar przypada na międzyrzecze Białki i Białego Dunajca, a który zaznacza się przerwa w powierzchniowej ciagłości pasa skałkowego (Małecka, 1982). Zgodnie z poglądem Mastelli (Mastella, 1975), obszar ten w części północnej ulega współczesnemu obniżaniu, a ponieważ od zachodu ogranicza go strefa dyslokacyjna Białego Dunajca (Mastella, 1975; por. Ozimkowski, 1985), jest więc prawdopodobne, że na dużej przestrzeni zachowuje się on en bloc, niweczac efekt nawet tak istotnych gradientów dynamicznych, jakie nieopodal wiążą się z obiema strefami granicznymi pasa skałkowego (Baumgart-Kotarba, 1986; Baumgart-Kotarba, 1986; Czarnecka, 1986) (rys. 6). Na tej podstawie można przypuszczać, że we współczesnej dynamice pionowej tej części Karpat poprzeczne podziały tektoniczne mogą odgrywać większą rolę niż podstawowy podział podłużny. Harmonizuje to z poglądem Baumgart-Kotarbowej (Baumgart-Kotarba, 1981; 1983; 1986), która zwróciła uwage na zróżnicowanie charakterystyki neotektonicznej Podhala wzdłuż niektórych ukośnych lineamentów satelitarnych. Tak wiec pogląd ten skłania do ponownego podjęcia starego problemu kontynuacji tatrzańskich undulacji transwersalnych ku północy (zob. Ozimkowski, 1985; Pepol, 1972).

Kolejny blok, któremu odpowiada odcinek ciągu niwelacyjnego od północnych peryferii Zakopanego po okolice Jaszczurówki (rys. 4), przypada na zachodni fragment kotliny zakopiańskiej. Odrębność tektoniczną tego fragmentu wyznaczają: lineament satelitarny biegnący u stóp Pasma Gubałowskiego (Baumgart-Kotarba, 1981) i nieciągłości rozpoznawalne na zdjęciach lotniczych oraz w zagęszczonym rysunku poziomicowym wzdłuż Doliny Olczanki (Ozimkowski, 1985). Dźwiganie się tego elementu względem poprzedniego kłóci się ze stwierdzaną niekiedy zasadą prostej korelacji młodych ruchów pionowych W Karpatach Zachodnich z wykształceniem morfostrukturalnym (Kvitkovič, 1978). Jeśli przyjmiemy pogląd Mastelli (Mastella, 1975) o rotacyjnym charakterze uskoków obrzeżających środkowy segment Podhala, a także założenie o częściowo tektonicznej genezie kotliny zakopiańskiej, to najprościej będzie domniemywać, że południowa część tego segmentu w wyniku wynoszenia znalazła się w warunkach ekstensji i uległa strąceniu wzdłuż uskoków normalnych, później zaś - być może przy udziale wpływów dynamiki Tatr -- reżim dynamiczny doznał inwersji (rys. 6).



FM – flisz magurski, ZON – zapadlisko orawsko – nowotarskie, PPS – pieniński pas skałkowy, SP – synklinorium podhalańskie, T – Tatry, KN – kotlina nowotarska, PZ – Podhale Zachodnie, PS – Podhale Środkowe, PW – Podhale Wschodnie, KZ – kotlina zakopiańska, EK – elewacja Koszystej, nt – Nowy Targ, s – Szaflary, zk – Zakopane, j – Jaszczurówka, z – Zazadnia, łp – Łysa Polana; kółeczkami oznaczono trasę ciągu niwelacyjnego Nowy Targ – Łysa Polana.

Dla zwiększenia przejrzystości rysunku blok Tatry (fragment) pokazano osobno; jego odległość od reszty rysunku symbolizuje intensywność wpływów dynamicznych Tatr na obszar Podhala.

Rys. 6. Schemat młodej ewolucji morfodynamicznej regionu podhalańsko-tatrzańskiego, inspirowany przez pomiary

współczesnych ruchów pionowych: A – hipotetyczna sytuacja poprzedzająca stan obecny, B – sytuacja obecna

W rejonie ujścia Doliny Suchej Wody ciąg niwelacyjny wkracza w obręb trzeciego bloku morfostrukturalnego o znacznej, wiarygodnej dynamice dodatniej w obydwu przedziałach pomiarowych (rys. 4). Blok ten ma wyrazistą pozycję tektoniczną: ciąg przebiega tam obrzeżem wielkiej struktury transwersalnej gmachu Tatr – elewacji Koszystej, rozdzielającej regionalne depresje: Goryczkowej – Jawora i Szerokiej Jaworzyńskiej. Wydatny przyrost prędkości dźwigania się aż po Łysą Polanę jest więc następstwem wkroczenia ciągu w domenę wpływów dynamiki Tatr (choć na powierzchni towarzyszą mu wciąż utwory fliszu podhalańskiego). Zaznacza się w ten sposób odrębność dynamiczna Tatr względem Podhala, która w neotektonicznym przedziale czasu znajduje wyraz w analizach morfometrycznych (Rączkowski i in., 1984; Wójcik i Zuchiewicz, 1979; Zuchiewicz, 1983), choć bywa też negowana (Baumgart-Kotarba, 1986).

Poczatkowy fragment omawianego odcinka ciągu cechuje się wspomnianym już, lokalnym załamaniem trendu zmian przewyższenia reperów (rys. 4). Pamiętając o ograniczeniach dokładnościowych niwelacji precyzyjnej przy dużych różnicach wysokości, można ten fakt interpretować jedynie z dużą ostrożnością. Zwraca jednak uwagę to, że załamanie przypada w znamiennym miejscu: tam, gdzie reglowa nadbudowa elewacji Koszystej, przybierając połogą pozycję strukturalną, spycha najdalej na północ granicę serii tatrzańskich z eocenem, w obrębie fliszu Podhala zaś zarysowuje się jedyna tak wyraźna struktura poprzeczna – fleksura Zgorzeliska, być może stanowiąca wschodnie skrzydło tak zwanej elewacji Białego Dunajca (Ozimkowski, 1978; 1985; ale por. odmienne ujęcie u Pepol, 1972), a wykazująca geometrię zgodną z trendem ruchów dzisiejszych. Dynamika współczesna przemawia więc na korzyść dawno wyrażonego pogladu (Pepol, 1972), że elewacja Koszystej kontynuuje się ku północy pod seriami osadowymi Tatr i Podhala. Dane niwelacyjne wskazują, że ten element niwelacyjny doznaje dźwigania i jednocześnie przechylania ku linii: fleksura Zgorzeliska – wielka strefa dyslokacyjna Białki, wyznaczająca granicę elewacji Koszystej i depresji Szerokiej Jaworzyńskiej (por. Jaroszewski, 1965). Z linią tą mniej więcej pokrywa się walny lineament satelitarny wyznaczony przez Ozimkowskiego (Ozimkowski, 1985) ku południowi, zaś -- główny tatrzański lineament poprzeczny Białki - Białej Wody (Baumgart--Kotarba, 1981).

I tu zatem rozkład współczesnej ruchliwości pionowej naprowadza na znaczenie podziałów strukturalnych dynamiczne poprzecznych i na prawdopodobnie znaczna trwałość tych podziałów (zgodność kinematyczna fleksury Zgorzeliska z funkcją tektoniczną elewacji Koszystej, a także z ruchliwością współczesną), a zarazem sugeruje brak prostej korelacji tej ruchliwości z morfostrukturami drugiego rzędu (wschodni fragment Kotliny Zakopiańskiej). Biorac jednak pod uwagę sumaryczna charakterystykę ruchu w przedziale 1933-1974 (rys. 5), można sadzić, że również podłużna strefa strukturalna – pogranicze Tatr i Podhala – wiąże się ze znacznym gradientem prędkości ruchów wznoszących, choć gradient ów nie musi być skupiony wzdłuż znanego lineamentu podtatrzańskiego (Ostaficzuk, 1978; Baumgart–Kotarba, 1981; 1986; por. Ozimkowski, 1985). Trzeba przy tym podkreślić, że trasa omawianego ciągu niwelacyjnego nie jest korzystna dla zdobywania informacji o tych ruchach aż po Łysą Polanę, bowiem może występować interferencja ogólnej tendencji dynamicznej Tatr, wspomnianej dynamiki elewacji Koszystej i ewentualnej aktywności strefy dyslokacyjnej Białki.

Uwzględniając powyższe zastrzeżenie, a także wymienione poprzednio ograniczenia geodezyjne, można jedynie w sposób hipotetyczny ocenić znaczenie wartości pomiarowych uzyskanych na odcinku Jaszczurówka – – Łysa Polana. Jeśli przyjąć za podstawę średnie wznoszenie w przedziale 40 lat, wynoszące 0.37 mm/rok (rys. 5), to jest to wartość stosunkowo skromna, trzykrotnie mniejsza od szacunku ruchów różnicowych na brzegach pienińskiego pasa skałkowego (Czarnecka, 1975; 1986). Wartość ta wydaje się być jednak miarodajna dla ruchów na północnym brzegu Tatr (wzdłuż omawianego profilu), gdyż wartość niemal identyczną (0.40 mm/rok) uzyskuje się w nowszym przedziale pomiarowym, uwzględniając jedynie odcinek Zazadnia – Łysa Polana, leżący poza strukturą poprzeczną Koszysta – Zgorzelisko i przecinający geologiczną granicę Tatr.

Bez przedłużenia prac niwelacyjnych w głąb Tatr nie można powiedzieć niczego o zmianach ruchliwości pionowej w przekroju poprzecznym polskich Tatr i o jej stosunku do danych z Tatr Słowackich. Możliwa jest jedynie czysto hipotetyczna ekstrapolacja trendu wznoszącego na odcinku Zazadnia – Łysa Polana ku południowi przy założeniu ruchu rotacyjnego Tatr z "zawiasem" w pobliżu ich północnej granicy (por. Bac-Moszaszwili i in., 1984; Baumgart-Kotarba, 1986; Ozimkowski, 1985; Piotrowski, 1978). Zabieg taki daje w południowej części słowackich Tatr Wysokich tylko 2.3 mm wznoszenia rocznego, a zatem 3.5-krotnie mniej niż maksymalne wyniki słowackie.

Naturalnie zachodzi możliwość samodzielnego ruchu odrębnych bloków w poprzecznym przekroju Tatr. Gdyby samodzielność ta była znaczna, łatwiej byłoby ją wyjaśnić mechanicznie, przyjąwszy stosunkowo niewielką miąższość, a więc allochtoniczną pozycję granitu tatrzańskiego (Lefeld i Jankowski, 1985).

Z przeprowadzonych rozważań można więc wysunąć następujące uogólnienia:

- a) Współczesna dynamika pionowa Tatr i Podhala wyraża się prawdopodobnym dźwiganiem południowej strefy synklinorium podhalańskiego względem północnej i stwierdzonym (w rejonie ciągu) dźwiganiem Tatr względem Podhala.
- b) Wartości ruchów wznoszących są na Podhalu niewielkie, w pobliżu wielkości błędu pomiarowego, u brzegu Tatr zaś – umiarkowane, do 0.4 mm/rok. Są to wartości względne odniesione do reperów

początkowych. Istnieje możliwość, że w zewnętrznym układzie odniesienia ruchy w obrębie Podhala fliszowego okazałyby się bliskie zeru lub nawet ujemne.

- c) Zmiany wysokości punktów mają prawdopodobnie rozkład schodowy – obejmują bloki tektoniczne mające niewątpliwe założenia wgłębne, gdyż zespalają (we wspólnym zachowaniu dynamicznym) fragmenty różnych jednostek geotektonicznych.
- d) Powyższe bloki są związane po części z poprzecznym podziałem strukturalnym, który ma większy (na Podhalu) lub porównywalny (na brzegu Tatr) wpływ na dynamikę współczesną jak podstawowy podział podłużny.
- e) Przynajmniej w niektórych wypadkach nie zachodzi prosta korelacja między rodzajem morfostrukturalnym a znakiem ruchów współczesnych na tym obszarze.

## 1.5. Badania prowadzone na Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym – pierwszy etap (1985–1993)

W pierwszym okresie badania ograniczono do trzonu krystalicznego (Tatry Wysokie). Trzon krystaliczny uczestniczy w procesach geodynamicznych jako pewna całość, a więc w sposób blokowy, w którym regionalne zjawiska geodynamiczne powinny być odzwierciedlone wyraźniej i wierniej. Jednostka ta stanowi duży i głęboko zakorzeniony blok skorupy ziemskiej. Jeżeli nawet byłby to, zgodnie z niektórymi współczesnymi poglądami, element allochtoniczny, to i tak jego rozmiary i w przybliżeniu monolityczny charakter sprawiałby, że byłby on podstawowym obiektem oddziaływań izostatycznych lub innych procesów ruchliwości regionalnej.

W następnym okresie planowano rozciągniecie badań na obszar Tatr Zachodnich Bystrej, (Dolina Dolina Strążyska, Kościeliska lub Chochołowska), gdzie gmach strukturalny Tatr jest najpełniej rozwinięty, wykazuje szczególne komplikacje budowy tektonicznej i najkompletniejsze wykształcenie kompleksów osadowych (ekspertyzy geologiczne Jaroszewskiego, 1985).

Badania w pierwszym okresie prowadzono metodami geodezji naziemnej. Założono dwa główne trawersy Tatr Wysokich:

- trawers Łysa Polana Rysy (rys. 7),
- sieć przestrzenna i niwelacja precyzyjna Morskie Oko Rysy (rys. 8),
- trawers Brzeziny Świnica (rys 9),
- sieć GPS Hala Gąsienicowa (rys.10).



Rys. 7. Sieć geodezyjna na trawersie geodynamicznym Łysa Polana - Rysy





Rys. 9. Sieć geodezyjna na trawersie geodynamicznym Brzeziny - Świnica



Rys. 10. Pierwsza sieć satelitarna (1991) w Tatrach okalająca Halę Gąsienicową
Trawersy łączą podstawową jednostkę strukturalną pierwszego rzędu w obrębie Tatr, trzon krystaliczny (Tatry Wysokie) z Niecką Podhala. Zastabilizowano około 35 punktów. Do stabilizacji punktów sieci niwelacyjnej zastosowano repery ze stali nierdzewnej (typ 87 Via) osadzone na ogół w skałach granitowych, natomiast punkty sieci przestrzennej stabilizowano bolcami mosiężnymi posadowionymi bezpośrednio w litej skale.

## 1.5.1. Trawers Lysa Polana – Rysy

Na trawersie Łysa Polana – Rysy zostały wykonane następujące pomiary:

- ciąg precyzyjnej niwelacji geometrycznej prowadzony dolinami Białki i Rybiego Potoku,
- ciąg precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej Morskie Oko Rysy,
- sieć przestrzenna (pomiary liniowe) obejmująca kotlinę Morskiego Oka,
- względne pomiary grawimetryczne wzdłuż ciągu niwelacji geometrycznej i trygonometrycznej.

Poprowadzenie trawersu umożliwiło najgłębsze wniknięcie poligonu w obręb trzonu krystalicznego Tatr, na jakie pozwala przebieg granicy państwa, a w wierzchołku Rysów uzyskano punkt wspólny z siecią pomiarową słowacką.

#### 1.5.1.1. Precyzyjna niwelacja geometryczna

Reperem początkowym ciągu uczyniono reper węzłowy ciągu polsko--słowackiej niwelacji precyzyjnej I klasy na Łysej Polanie. Od Łysej Polany aż do Morskiego Oka ciag jest poprowadzony szosa. Na odcinku Łysa Polana – Wodogrzmoty Mickiewicza ciąg przecina szereg powierzchni nieciagłości – nasunieć jednostek i elementów tektonicznych reglowych i wierchowych, przechodzących ukośnie z obszaru elewacji Koszystej na obszar depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Dokładny przebieg tych powierzchni pod pokrywą młodych osadów dolinnych jest jednak nieznany, toteż zlokalizowanie specjalnych reperów dokumentujących ewentualna aktywność dynamiczną poszczególnych nieciągłości nie jest możliwa. Odcinek ten został podzielony na trzy cześci za pomoca dwóch reperów pośrednich. Następne dwa repery usytuowano w okolicy Wodogrzmotów Mickiewicza (w wychodniej granitu). Jeden z wymienionych reperów pochodzi z okresu międzywojennego. Ruchy tych reperów powinny udokumentować dynamikę najbardziej północnych części masywu granitowego przy jego styku z szosą. Następny reper usytuowano na zboczu Roztockiej Czuby, już poza strefa wpływu ewentualnej aktywności dyslokacji Białki i uskoku, który może przebiegać wzdłuż doliny Roztoki. Reper osadzono w litej skale granitowej. W dalszym przebiegu szosy aż do Morskiego Oka brak jest punktów geologicznie znamiennych, które uzasadniałyby umieszczenie ściśle

zlokalizowanych reperów. Odcinek do Morskiego Oka został podzielony na cztery części. Repery osadzono w olbrzymich bryłach granitowych. Nad Morskim Okiem, na północnym skraju jeziora, repery nie mogą być osadzone w podłożu skalnym, które tutaj się nie odsłania, toteż wykorzystano trzy repery: pierwszy umieszczony w fundamencie schroniska, drugi w olbrzymiej bryle skalnej w okolicy schroniska i trzeci w pobliżu wypływu Rybiego Potoku (duża bryła granitowa).

Ze względu na jak najdalsze wcięcie w głąb masywu granitowego, dającego wgląd w ewentualne generalne trendy ruchliwości pionowej w przekroju poprzecznym Tatr (Jaroszewski, 1985) umieszczono dwa repery przy południowym brzegu jeziora, w pobliżu znakowanego szlaku turystycznego do Czarnego Stawu, tuż za Owczym Żlebem; repery osadzono w granitowym podłożu skalnym. Szczegółowa lokalizacja reperów była poprzedzona wizją lokalną geologiczno-geodezyjną przeprowadzoną przez Jaroszewskiego i Makowską.

Pomiary niwelacji geometrycznej na ciągu Łysa Polana – Morskie Oko były wykonane w 1985 roku. Istotnym elementem wpływającym na dokładność precyzyjnej niwelacji geometrycznej jest sprzęt niwelacyjny, a zwłaszcza wady łat niwelacyjnych. Do pomiarów niwelacyjnych były używane niwelatory samopoziomujące firmy Carl Zeiss Jena Ni 002 starannie zbadane (Cieślak i in., 1976; Cieślak i Ząbek, 1980) i wystarzone łaty niwelacyjne o dobrze wyznaczonych poprawkach komparacyjnych stosunkowo stałych w czasie. Używane łaty niwelacyjne były kilkakrotnie komparowane w sezonie pomiarowym. Do wyników pomiarów wprowadzono poprawkę komparacyjną i poprawkę termiczną taśm inwarowych. W czasie pomiaru temperatura taśm inwarowych była wyznaczana za pomocą termometrów termistorowych z dokładnością  $\pm 1^{\circ}$ C na co trzecim stanowisku pomiarowym.

Dokładność pomiaru niwelacyjnego określona na podstawie różnic dwukrotnego pomiaru tego samego odcinka wynosi ±0.7 mm/km. Pomimo wprowadzonych poprawek otrzymane wyniki mogą być obarczone szczątkowymi błędami systematycznymi, do których na terenach górskich należy: refrakcja, zmiana skali średniego metra łat i błędy współczynników termicznych. Powyższe czynniki są bardzo trudne do wyeliminowania z pomiaru, zwłaszcza na terenach górskich (więcej szczegółów dotyczących niwelacji precyzyjnej w górach patrz rozdz. 4).

## 1.5.1.2. Precyzyjna niwelacja trygonometryczna

Biorąc pod uwagę ograniczenie dokładności precyzyjnej niwelacji geometrycznej w górach, ale przede wszystkim ze względu na ekonomikę pomiaru do wyznaczenia różnicy wysokości Morskie Oko – Rysy (przewyższenie 1100 m) zastosowano precyzyjną niwelację trygonometryczną.

Różnica wysokości wyznaczona metodą niwelacji trygonometrycznej, analogicznie do różnicy wysokości wyznaczonej metodą niwelacji geometrycznej, jest w tym przypadku sumą jednostkowych różnic wysokości wyznaczonych na podstawie kątów zenitalnych pomierzonych wzajemnie i synchronicznie oraz długości pomierzonych za pomocą dalmierzy elektrooptycznych, czyli jest ciągiem niwelacji trygonometrycznej założonym między znakami wysokości (reperami). Taka współczesna niwelacja trygonometryczna wymagała pogłębienia teorii o uwzględnienie wpływu pola siły ciężkości Ziemi i opracowania nowej metody pomiaru. Szczegółowa analiza teoretyczna i empiryczna współczesnej niwelacji trygonometrycznej ze szczególnym uwzględnieniem terenów górskich została opracowana przez autorkę i zamieszczona w podręczniku akademickim "Niwelacja precyzyjna" (Makowska, 1993).

Z rozważań teoretycznych wynika, że na terenach górskich dla boków o długościach krótszych od 500 m surowe wyniki pomiarów otrzymane metodą niwelacji trygonometrycznej są równe surowym wynikom niwelacji geometrycznej (bez uwzględnienia pola siły ciężkości Ziemi). Po wprowadzeniu poprawki normalnej lub ortometrycznej wyniki są odniesione do odpowiedniego systemu wysokości.

Przy wykorzystaniu nowoczesnego sprzętu pomiarowego – teodolitu elektronicznego T2000 i dalmierza DI2000, zapewniając dokładność pomiaru kąta zenitalnego  $m_z = \pm 3^{cc}$  i długości boku  $m_s = \pm 1$  mm, dla długości boków krótszych od 300 m, oraz precyzyjny pomiar wysokości osi poziomej teodolitu nad reperem (łata precyzyjna z namagnesowaną płytką z podziałem milimetrowym) osiągnięto wyniki konkurujące z wynikami precyzyjnej niwelacji geometrycznej w górach na poziomie dokładności ± 1 mm/km.

Ciąg niwelacji trygonometrycznej założony na trasie Morskie Oko – – Rysy był pomierzony dwukrotnie w 1985 roku i dwukrotnie w 1986 roku. Do pomiaru były używane precyzyjne instrumenty. W 1985 roku pomiary wykonano dalmierzem firmy Sokkisha Red 3 i teodolitami Theo 010A. W roku 1986 pomiary wykonano teodolitami Wild T2 z samopoziomującym kołem pionowym i Theo 010A oraz nasadką dalmierczą *DI-5*. Otrzymane wyniki zamieszczono w tablicy 1. Jak wynika z danych zawartych w tablicy 1 średnie wyniki z lat 1985 i 1986 różnią się tylko o 0.5 mm, mimo że wykonane są zupełnie innym zestawem pomiarowym. Zakładając nawet pewną przypadkowość otrzymanych wyników, należy je uznać za bardzo dobre.

Długości boku [m] Liczba boków	Wyniki 1985 r. [m]	Wyniki 1986 r. [m]	
400–500	1102.6412	1102.6457	
4	1102.6474	1102.6418	
Wartości średnie	1102.6443	1102.6438	

Tablica 1. Niwelacja trygonometryczna Morskie Oko – Rysy

W 1986 roku powyższą metodę przetestowano dodatkowo na ciągach precyzyjnej niwelacji geometrycznej założonych wzdłuż szosy Łysa Polana – – Morskie Oko. Uzyskane wyniki przedstawiono w tablicy 2.

Tablica 2. Niwelacja trygonometryczna – niwelacja geometryczna Łysa Polana – Morskie Oko

Długości boku	Długość ciągu	Niwelacja	Niwelacja	Różnica
		trygonometryczna	geometryczna	
[m]	[km]	[m]	[m]	[mm]
Liczba boków				
100-300		95.4268		
5	0.62	95.4276		
		95.4273	95.4275	+ 0.2
100-300				
5	1.65	100.3740	100.3765	+ 2.5
100-900		23.2193		
5	1.95	23.2301		
		23.2247	23.2299	+ 5.2

Różnice pomiędzy wynikami niwelacji geometrycznej i trygonometrycznej wynoszą kolejno: 0.2 mm, 2.5 mm i 5.2 mm. W ostatnim ciągu, eksperymentalnie stosowano dłuższe boki 500–900 m i celowe przebiegały nisko nad terenem, co – jak widać – natychmiast odbiło się na uzyskanych wynikach.

## 1.5.1.3. Sieć przestrzenna Morskie Oko

Podstawowe problemy sieci przestrzennej w górach – refrakcja i odchylenia pionu, mogą być wyeliminowane lub zminimalizowane, jeśli można wyznaczyć poziome i pionowe współrzędne na podstawie precyzyjnych pomiarów liniowych.

W celu połączenia punktów dolin i szczytów założono eksperymentalną sieć liniową obejmującą całą kotlinę Morskiego Oka. Sieć składa się z 8 punktów, z których 2 umiejscowiono nad Morskim Okiem, u północnego i południowego skraju jeziora (rys. 11).

Punkty te powiązano z punktami sieci niwelacji precyzyjnej Łysa Polana - Morskie Oko. Pozostałe punkty sieci zastabilizowano na wierzchołkach górskich; są to punkty: Rysy, Żabia Czuba, Cubryna, filar Cubryny, Opalony Wierch, Czarny Staw. Najdłuższy bok sieci wynosi 3.5 km, maksymalne przewyższenie 1100 m. Długości boków mierzono za pomocą dalmierza firmy Sokkisha Red 3, w dwóch kierunkach. Bład pomiaru długości boku został określony na podstawie rozbieżności między pomiarami tego samego boku i wynosi ± (1 mm +1 ppm). Pomierzono również kąty pionowe z  $\pm 3^{cc}$ . błedem Wyrównanie sieci przestrzennej przeprowadzono w topocentrycznym układzie współrzędnych X, Y, Z, z początkiem układu w punkcie 1. Oś Z pokrywa się z kierunkiem linii pionu w punkcie 1, oś X pokrywa się z kierunkiem 1–2.

38



Rys. 11. Sieć przestrzenna Morskie Oko

W wyniku wyrównania otrzymano współrzędne punktów sieci zamieszczone w tablicy 3.

Nr pkt.	X	Y	Z
4	1521.926	-823.252	718.160
5	511.971	1171.434	683.973
6	-1547.183	1331.348	1102.480
7	- 621.305	-1085.447	946.028
8	- 303.187	- 874.280	666.654
2	822.350	0.000	0.060
3	- 338.118	285.333	185.438
1	0.000	0.000	0.000

Tablica 3.  $m_s = \pm (1 \text{ mm} + 1 \text{ ppm})$ 

W tablicy 4 przedstawiono wartości A, B i C charakteryzujące półosie elipsoid błędów punktów sieci.

Nr pkt.	A [m]	B [m]	C [m]
4	0.00189	0.00697	0.01300
5	0.00198	0.00604	0.01893
6	0.00215	0.00120	0.02010
7	0.00227	0.00784	0.02245
8	0.00192	0.00610	0.01423
2	0.00011	0.00014	0.00177
3	0.00011	0.00150	0.00033

Tablica 4.  $\mathbf{m}_s = \pm (1 \text{ mm} + 1 \text{ ppm})$ 

Przeprowadzono analizy modelowe dla kilku wariantów pomiarów. Wyniki analiz przedstawiono w tablicach 5, 6 i 7.

Model I – długości boków i kąty poziome:

Nr pkt.	A [m]	B [m]	C [m]
4	0.00062	0.00175	0.00291
5	0.00063	0.00168	0.00316
6	0.00062	0.00309	0.00425
7	0.00059	0.00179	0.00362
8	0.00060	0.00138	0.00284
2	0.00010	0.00013	0.00016
3	0.00010	0.00068	0.00105

Tablica 5.  $m_s = \pm (1 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}), m_\alpha = \pm 3^{cc}$ 

Model II – długości boków i kąty pionowe:

*Tablica 6.*  $m_s = \pm (1 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}), m_z = \pm 3^{cc}$ 

Nr pkt.	A [m]	B [m]	C [m]
4	0.00064	0.00181	0.00248
5	0.00068	0.00185	0.00229
6	0.00063	0.00301	0.00356
7	0.00064	0.00200	0.00252
8	0.00064	0.00185	0.00202
2	0.00010	0.00013	0.00010
3	0.00010	0.00068	0.00010

Tablica 7	$m_s = \pm (1 \text{ mm})$	<u>+ 1 ppm), m<sub>α</sub></u>	$=\pm 3^{\rm cc}, m_{\alpha}=\pm 3$
Nr pkt.	<b>A</b> [m]	B [m]	C [m]
4	0.00061	0.00162	0.00212
5	0.00064	0.00157	0.00203
6	0.00060	0.00216	0.00300
7	0.00058	0.00170	0.00212
8	0.00059	0.00134	0.00177
2	0.00010	0.00013	0.00015
3	0.00010	0.00064	0.00100

Model III – długości boków, kąty poziome i kąty pionowe:

Z przeprowadzonej analizy wynika, że dla zabezpieczenia żądanej dokładności wyznaczenia składowej pionowej obserwacje liniowe powinny być uzupełnione obserwacjami kątowymi lub innego rodzaju obserwacjami, na przykład obserwacjami GPS.

Na dwóch punktach sieci przestrzennej (Rysy i MOK1) o różnicy wysokości 1100 m w 1994 roku były wykonane pomiary GPS. Różnica między długością boku pomierzoną techniką naziemną i satelitarną GPS wynosi 15 mm.

#### 1.5.1.4. Względne pomiary grawimetryczne

Na punktach ciągu niwelacji geometrycznej i trygonometrycznej wykonano względne pomiary grawimetryczne za pomocą grawimetrów Sharpe i GAK 7T.

Pomiary dowiązano do bazowego punktu grawimetrycznego Zakopane Muzeum. Stałe grawimetru wyznaczono na dwóch bazach w badanym rejonie Birłatowa – Zakopane Muzeum i Zakopane Muzeum – Kuźnice. Dokładność wykonanych pomiarów na punktach określono na podstawie podwójnie wyznaczonych wartości. Średni błąd pojedynczego pomiaru wynosi  $m_g = m_{\Delta g} = \pm 0.12$  mGal.

Na punkcie Rysy i kilku punktach niwelacyjnych w 1994 roku wykonano pomiary GPS.

Całokształt pomiarów i opracowań stworzył bazę teoretyczną i materialną do wyznaczania ruchów pionowych reperów, wyznaczania wysokości punktu Rysy w systemie Kronsztadt'86 i wyznaczania wysokości quasi-geoidy na wybranych punktach trawersu.

#### 1.5.1.5. Pionowe ruchy reperów

Na trawersie Łysa Polana – Morskie Oko zachowały się trzy repery niwelacji precyzyjnej z okresu międzywojennego (z 1933 r.). Zachowane repery są zlokalizowane: na Łysej Polanie (dawny budynek WOP), przy Wodogrzmotach Mickiewicza – reper osadzony w litej skale (wychodniej granitu) i przy Szałasisku – reper osadzony w dużej bryle granitowej. Stworzyło to możliwość porównania wyników niwelacyjnych z lat 1933 i 1985.

Ocenę pionowych ruchów reperów wykonano na podstawie materiałów polowych, wprowadzając do nich jedynie poprawki z komparacji łat oraz do ostatniego pomiaru poprawki termiczne łat. Przewyższenia na tych odcinkach zachowały niezmienione wartości w okresie 1933–1985 w granicach błędu pomiaru niwelacji precyzyjnej  $\pm$  1 mm/km. Mimo ewentualnych błędów systematycznych, jakimi mogą być obarczone poszczególne pomiary, powtórny pomiar nastąpił w okresie ponad 50-letnim, co jest czasem wystarczającym do stwierdzenia ruchów poniżej milimetra na rok.

Dokonano jeszcze jednego porównania zachowania się reperów w tym rejonie. W 1956 roku została wykonana niwelacja techniczna IV klasy na ciągu Łysa Polana – Morskie Oko, a dwa zachowane repery tej niwelacji włączono do pomiaru w 1985 roku. Repery są zlokalizowane nad Morskim Okiem: na budynku schroniska i w dużym głazie na północnym, brzegu jeziora (reper PIHM). Różnica wysokości między reperami wyznaczona w 1956 roku wynosi 6.8755 m i odpowiednio w 1985 roku – 6.8656 m. Różnicę wyników zdaniem autorki należy tłumaczyć ruchem własnym reperów.

Przewyższenie na odcinku Morskie Oko – Rysy wyznaczono niezależnie, dwoma eksperymentalnymi metodami za pomocą precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej i liniowej sieci przestrzennej. Porównanie wyników przeprowadzono w systemie wysokości Kronsztadt'86, co wymagało wprowadzenia odpowiednich poprawek. Do przewyższenia z niwelacji trygonometrycznej wprowadzono poprawkę ze względu na system wysokości (poprawkę normalną), natomiast wyniki opracowania sieci przestrzennej przetransformowano do wysokości elipsoidalnej i poprawiono o różnice wysokości quasi-geoidy. Tak otrzymane przewyższenia w systemie wysokości Kronsztadt'86 wynoszą odpowiednio:

- 1102.8137 m z niwelacji trygonometrycznej,
- 1102.807 m z liniowej sieci przestrzennej.

Z uwagi na większą dokładność niwelacji trygonometrycznej (por. liniowa sieć przestrzenna) do wyznaczenia wysokości punktu Rysy przyjęto przewyższenie wyznaczone tą metodą.

## 1.5.1.6. Wyznaczenie wysokości najwyższego szczytu Polski – – Rysy w systemie Kronsztadt'86

Zgodnie z wcześniejszymi ustaleniami z ówczesną stroną czechosłowacką reprezentowaną przez prof. L. Hradilka, dwa punkty: Rysy i Świnica miały być wspólne dla polskiej i słowackiej geodynamicznej sieci naziemnej w Tatrach Wysokich. Planowano dwa główne trawersy Tatr Wysokich przecinające cały masyw tatrzański. Po stronie Tatr polskich

42

założono dwa trawersy geodynamiczne: Łysa Polana – Rysy i Brzeziny – – Świnica. Trawersy dowiązano do państwowej sieci niwelacji I klasy Zakopane – Łysa Polana.

Po stronie Tatr Słowackich został zrealizowany tylko trawers Tatranská Štrba – Rysy, dowiązany do niwelacji precyzyjnej I klasy biegnącej u podnóża Tatr Słowackich.

Trawers słowacki obejmował w części dolinnej pomiary niwelacji precyzyjnej, w części górskiej przestrzenną sieć liniową wzbogaconą o pomiar kątów pionowych. Długości boków były mierzone instrumentem Kern Mekometr ME3000 i Wildem DI2000, kąty pionowe teodolitem Theo 010 A. Długości boków pomierzono w dwóch kierunkach; dokładność pomiaru boku oceniona na podstawie rozbieżności między pomiarami wynosi  $\pm 1$  mm (Kabelac i in., 1993).

Wysokość punktu Rysy wyznaczona niezależnie od polskiej (północnej) strony i słowackiej (południowej) w systemie wysokości Kronsztadt'86 wynosi odpowiednio:

- H = 2498.7123 m od strony polskiej,
- H = 2498.7236 m od strony słowackiej.

Wyniki różnią się o wartość 1.13 cm.

Biorąc pod uwagę ekstremalne warunki pomiarowe na trawersie, otrzymane wyniki należy uznać za dobre. Geodynamika stawia jednak większe wymagania. W miarę napływania uzupełniających materiałów pomiarowych będą przeprowadzane dalsze analizy.

## 1.5.2. Trawers Brzeziny – Świnica

Na trawersie Brzeziny – Świnica wykonano następujące pomiary:

- ciąg precyzyjnej niwelacji geometrycznej prowadzony Doliną Suchej Wody i na Hali Gąsienicowej;
- ciąg niwelacji trygonometrycznej: Zielony Staw Świnica, Zielony Staw – Kasprowy Wierch, Zielony Staw – Mały Kościelec oraz Murowaniec – Kopa Magury;
- względne pomiary grawimetryczne wzdłuż ciągów niwelacji geometrycznej i trygonometrycznej;
- pomiary magnetyczne, punkt Zielony Staw został dowiązany do punktu wiekowego w Brzezinach (pomiary wykonał zespół dr. inż. Marka Żółtowskiego z IGiK).

Na trawersie Brzeziny – Świnica zrezygnowano z sieci przestrzennej łączącej punkty dolin i szczytów na rzecz ciągów niwelacji trygonometrycznej ze względu na charakter Hali Gąsienicowej (kąty pionowe ≤20°). Pomierzono natomiast kilka długości boków między wybranymi wierzchołkami górskimi (rys. 10) za pomocą nasadki dalmierczej DI 2000, co stworzyło możliwości porównania z wynikami otrzymanymi metoda GPS.

#### 1.5.2.1. Precyzyjna niwelacja geometryczna

Ciąg niwelacyjny Brzeziny – Hala Gąsienicowa, podobnie jak ciąg Łysa Polana – Morskie Oko, był dowiązany do reperu państwowej niwelacji precyzyjnej I klasy zlokalizowanego za Brzezinami na linii Zakopane – Łysa Polana. Szosa Zakopane – Wierch Poroniec w całości przebiega w obrębie utworów brzeżnej części niecki podhalańskiej. Reper za Brzezinami reprezentuje tę część Podhala. Ciąg był prowadzony drogą dojazdową do schroniska Murowaniec na Hali Gąsienicowej. W dolnym odcinku przebiegu ciągu repery nie mogły być osadzone w podłożu skalnym, które tu się nie odsłania. Repery zastabilizowano w dużych bryłach skalnych.

Reper wewnątrztatrzański znajduje się na wysokości Wyżniego Toporowego Stawku. W tym miejscu istnieje gruba pokrywa morenowa, ale według rekonstrukcji geologicznych pod nią przebiegają elementy strukturalne północnej strefy kompleksu reglowego.

Następny reper, o znaczeniu geologicznym, znajduje się na wysokości Hali Królowej Niżnej, przy brzegu potoku Sucha Woda. Natomiast reper znajdujący się na dobrze zafundamentowanym schronisku Murowaniec na Hali Gąsienicowej charakteryzuje dynamikę wierchową, autochtonicznej pokrywy osadowej w pobliżu jej kontaktu z trzonem krystalicznym Tatr z jednej strony, a allochtoniczną wyspą krystaliczną Goryczkowej z drugiej strony. Na zachód od schroniska przebiega strefa dyslokacji Liliowego.

Dwa repery zastabilizowane w dolnym skraju grani Małego Kościelca w pobliżu pomnika Karłowicza reprezentują trzon krystaliczny Tatr. Na odcinku Murowaniec – Mały Kościelec przebiega skłon wielkiej tatrzańskiej depresji transwersalnej Goryczkowej – Jawora. Następne dwa repery geologiczne osadzono wprost w granicie w pobliżu Zielonego Stawu. Repery te tworzą głębokie wcięcie sieci pomiarowej w obręb dolinnej partii trzonu krystalicznego. Poza tym repery mogą charakteryzować różnicę między dolinną i grzbietową dynamiką obszaru krystalicznego.

Do pomiarów niwelacji używano precyzyjnego, dokładnie zbadanego niwelatora samopoziomującego firmy Zeiss Ni 002 oraz łat precyzyjnych komparowanych bezpośrednio przed i po pomiarze. Do wyników pomiarów wprowadzono poprawki komparacyjne i termiczne łat (temperaturę łat mierzono na co trzecim przęśle). Dokładność pomiaru określona na podstawie dwukrotnego pomiaru tego samego odcinka wynosi ±0.9 mm/km.

#### 1.5.2.2. Precyzyjna niwelacja trygonometryczna

W rejonie Hali Gąsienicowej ciągi niwelacji trygonometrycznej łączą jednostki pierwszego rzędu Tatr; a więc:

- trzon krystaliczny reprezentowany tu przez punkty zlokalizowane na Świnicy, Małym Kościelcu i okolicy Zielonego Stawu,
- autochtoniczną strefę osadową reper na schronisku Murowaniec,

 jednostkę tektoniczną przemieszczoną (płat krystaliczny Goryczkowej) – – punkty na Kasprowym Wierchu i Kopie Magury.

Ciag Zielony Staw - Kasprowy Wierch przecina kluczowe miejsce w geologii Tatr, punkty styku ich części autochtonicznej (trzon krystaliczny plus nie gruba powłoka osadowa) z jednostkami tektonicznie przemieszczonymi, reprezentowanymi przez płat krystaliczny tu Strefa o dużym prawdopodobieństwie Goryczkowej. współczesnej aktywności tektonicznej, na co wskazują rozwarte szczeliny w wapieniach przełęczy Liliowe.

Ciąg Murowaniec – Kopa Magury przecina strefę dyslokacyjną Liliowego – możliwe miejsce koncentracji współczesnej ruchliwości tektonicznej. Lokalizacja reperu Murowaniec powinna charakteryzować wierchową autochtoniczną pokrywę osadową, natomiast punkt Kopa Magury – allochtoniczną "wyspę krystaliczną" Goryczkowej.

W roku 1987 wykonano pomiary metodą precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej na ciągach trygonometrycznych Murowaniec – Kopa Magury, Zielony Staw – Świnica, Zielony Staw – Kasprowy Wierch i dwóch odcinkach ciągu niwelacji geometrycznej na Hali Gąsienicowej. Do pomiarów używano teodolitów Wild T2 i Theo 010A oraz nasadki dalmierczej DI5. Otrzymane wyniki zamieszczono w tablicach 8 i 9.

Pomiary były wykonywane przy pochmurnej pogodzie i w temperaturze od +2°C do +14°C. Celowe przebiegały na ogół wysoko nad ziemią. Otrzymano bardzo dobre wyniki, konkurujące z wynikami precyzyjnej niwelacji geometrycznej w górach.

Pomiary w rejonie Hali Gąsienicowej powtórzono w 1989 roku. Do pomiaru używano teodolitów Wilda T2000 S i T2 z samopoziomującym kołem pionowym i nasadki dalmierczej DI2000. Uzyskane wyniki przedstawiono w tablicy 10.

Wyniki potwierdziły dokładności otrzymane z wcześniej przeprowadzonych eksperymentów. Średnie wyniki z roku 1987 i 1989, mimo że uzyskane zupełnie innym zestawem pomiarowym, różnią się maksymalnie o 2.0 mm.

Ciągi	Długości boku [m] Liczba boków	Niwelacja trygonometryczna	Różnica [mm]
Munamiaa	200 400	202.6069	
Murowaniec	300-400	203.0908	
Kopa Magury	3	203.6955	+1.3
Zielony Staw	200-300	324.6046	
Kasprowy Wierch	4	324.6053	-0.7
Zielony Staw	300-400	640.1619	
Świnica	5	640.1612	+0.7

Tablica 8. Niwelacja trygonometryczna 1987 rok

Długości boku [m] Liczba boków	Długość ciągu [km]	Niwelacja trygonometryczna [m]	Niwelacja geometryczna [m]	Różnica [mm]
150-200		72.8311		
2	0.64	72.8319		
		72.8315	72.8309	-0.6
200-400		74.5869		
5	1.34	74.5892		
		74.5894	74.5903	+0.9

Tablica 9. Niwelacja trygonometryczna – niwelacja geometryczna 1987 rok

46

Tablica 10. Porównanie niwelacji trygonometrycznej w latach 1987 i 1989

Ciągi	Długości boku	Niwelacja	Niwelacja
	[m]	trygonometryczna	trygonometryczna
	Liczba boków	[ <b>m</b> ]	[m]
		1989 r.	1987 r.
Murowaniec	300-400	203.6980	
Kopa Magury	2	203.6986	
		203.6983	203.6963
Zielony Staw	200-300	324.6061	
Kasprowy Wierch	4	324.6041	
		324.6050	324.6050
Murowaniec	100-400	147.4219	
Zielony Staw	7	147.4208	
		147.4214	147.4209

Pomiary niwelacji trygonometrycznej w rejonie Hali Gąsienicowej na ciągach Zielony Staw – Kasprowy Wierch i Murowaniec – Kopa Magury powtórzono w 1990 roku. Do pomiarów używano teodolitów T2000 i T2 z samopoziomującym kołem pionowym oraz nasadki dalmierczej DI2000. Pomiary wykonywano w złych warunkach atmosferycznych, przy silnym wietrze, nisko przetaczających się chmurach ograniczających widoczność, a okresowo wręcz uniemożliwiających pomiary i stąd długie przerwy w obserwacjach.

Otrzymane wyniki z tego okresu odbiegają od wyników poprzednio przytoczonych o wartości +5.1 mm na odcinku Zielony Staw – Kasprowy Wierch i odpowiednio +3.4 mm na linii Murowaniec – Kopa Magury, co należy tłumaczyć złymi warunkami atmosferycznymi w czasie pomiaru.

## 1.5.2.3. Względne pomiary grawimetryczne

Pomiary grawimetryczne wykonano na reperach sieci niwelacji geometrycznej przy użyciu grawimetrów Worden, Sharpe i GAK7T. Pomiary dowiązano do bazowego punktu grawimetrycznego Zakopane Muzeum. Stałe

grawimetrów wyznaczano na dwóch bazach w badanym rejonie: Birłatowa – Zakopane Muzeum i Zakopane – Kuźnice. Dokładność wykonanych pomiarów na punktach określono na podstawie podwójnie wyznaczonych wartości. Średni błąd pojedynczego pomiaru wynosi  $m_g = \pm 0.09$  mGal.

## 1.5.2.4. Pomiary satelitarne

Po raz pierwszy zastosowano technikę GPS w Tatrach w 1991 roku. Obserwacje wykonano na 5 punktach obejmujących rejon Hali Gąsienicowej i na 4 punktach na Podhalu. Obserwacje wykonywano z udziałem Jacka Lamparskiego i Jacka Kapci, pracowników z ówczesnej Akademii Rolniczo–Technicznej w Olsztynie, za pomocą czterech odbiorników GPS firmy Ashtech. Opracowano wyniki programem GPPS i wyrównano programem GEOLAB. Dokładność tych pomiarów otrzymana na podstawie powtarzanych wyników wynosi  $\pm 0.10$  m.

Natomiast w 1992 roku wykonano pomiary GPS na punkcie Rolów Wierch w ramach kampanii Geodynamicznej Sieci Słowackiej (CS – – NULRAD'92). Wektor Rolów Wierch – Skalnaté Pleso opracowano programem TOPAS.

# 1.6. Badania prowadzone na Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym (TPG) – drugi etap (lata 1994–2001)

Rozwój kosmicznych technik pomiarowych, a zwłaszcza systemu satelitarnego GPS, stworzył nowe możliwości badania przejawów geodynamiki naturalnej.

Na podstawie wytycznych zawartych w ekspertyzie geologicznej (Jaroszewski, 1985) zmodernizowano TPG, dostosowując punkty do pomiaru techniką GPS. Jedną siecią pomiarową objęto wszystkie jednostki geologiczne Karpat wewnętrznych w granicach Polski, a więc: Tatry, Podhale i pieniński pas skałkowy, a we współpracy z prof. Władysławem Góralem objęto pomiarami łuk karpacki. W obrębie Tatr sieć rozciągnięto na obszar Tatr Zachodnich i Tatr Słowackich poprzez wykonanie wspólnych obserwacji na punkcie Skalnaté Pleso.

## 1.6.1. Obserwacje satelitarne GPS

Założono sieć punktów głównych TPG, złożoną z pięciu punktów, w tym trzy punkty w obrębie Tatr i dwa na Podhalu. Przy wyborze punktów, poza uwarunkowaniami geologicznymi i odsłoniętym widnokręgiem powyżej 15 stopni nad horyzontem punktu, uwzględniano dojście do punktu i możliwość wykonywania obserwacji wielogodzinnych, dobowych i kilku dobowych, w bardzo zmiennych warunkach atmosferycznych panujących w Tatrach. W obrębie Tatr punkty zlokalizowano w pobliżu obserwatorium meteorologicznego na Kasprowym Wierchu (punkty oznaczone symbolami KW01 i KW02), na Polanie na Stołach w pobliżu szałasów (punkty oznaczone symbolami ST01 i ST02) i w okolicy Stawków Staszica w pobliżu koliby pod Mnichem (punkty MNI1 i MNI2). Na Podhalu wybranymi punktami są Zakopane i Rolów Wierch. Włączono do sieci punkt Skalnaté Pleso po stronie Tatr Słowackich jako punkt sieci CERGOP i EXTENDED SAGET.

Punkty sieci na tle głównych jednostek tektonicznych obszaru pokazano na rysunku 12. Punkty przedstawiono na mapie synoptycznej potencjalnych stref zwiększonego gradientu współczesnej pionowej ruchliwości tektonicznej. Mapa została opracowana przez Jaroszewskiego dla celów TPG na podstawie materiałów geologicznych, geofizycznych, geograficzno-morfologicznych, zdjęć lotniczych i satelitarnych.

Punkty główne TPG zastabilizowano znakami z automatycznym centrowaniem (płytka mosiężna z tulejką). Na obszarze Tatr zastosowano stabilizację dwupunktową. Punkt drugi (ekscentr) stabilizowano trzpieniem mosiężnym o średnicy 1 cm z naciętym krzyżykiem, w odległości od kilku do kilkunastu metrów od punktu głównego. Na obszarze Tatr punkty posadawiano bezpośrednio w litej skale.

Na Podhalu punkt obserwacyjny Rolów Wierch to dawny punkt Laplace'a krajowej sieci astronomiczno-geodezyjnej z 1953 roku. Punkt przystosowano do obserwacji poprzez założenie centra (płytka z tulejką do wymuszonego centrowania) i zabezpieczenie słupa przed zniszczeniem (obłożono cegłą szamotową). Od 1994 roku punkt Rolów Wierch jest punktem sieci EXTENDED SAGET, został również włączony do satelitarnej sieci POLREF jako punkt nr 0502. Punkt Zakopane stanowi tulejka na słupie dachu budynku obserwatorium meteorologicznego w Zakopanem.

Przeprowadzono wspólne obserwacje techniką GPS na punkcie Rolów Wierch i Skalnaté Pleso, koordynując czas pomiaru z międzynarodową kampanią EXTENDED SAGET'94, 95, 96 i 97. Włączono przez to punkt TPG do geodynamicznej sieci Krajów Centralnej Europy i sieci Tatr Słowackich. Kampanie były przeprowadzane w okresach:

- w maju 1994 roku (6 dobowych obserwacji),
- w maju i w czerwcu 1995 roku– (6 dobowych obserwacji),
- w czerwcu 1996 roku (6 dobowych obserwacji),
- w czerwcu 1997 roku (8 dobowych obserwacji ).

W latach 1994 i 1995 obserwacje na punkcie Rolów Wierch wykonywano odbiornikiem firmy Ashtech MD-XII, natomiast w 1996 i 1997 roku odbiornikiem Ashtech Z XII-3.

Obserwacje na punktach głównych sieci wykonano w trzech kampaniach pomiarowych: w maju 1995 roku, w czerwcu 1996 roku i we wrześniu 1998 roku.





49

Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi

W kampanii majowej w 1995 roku obserwacje przeprowadzono na punktach głównych i ekscentrach (łącznie na ośmiu punktach) jednocześnie w dwunastogodzinnych sesjach pomiarowych, za pomocą odbiorników Leica 299; obserwacje wykonywano przy stałej i słonecznej pogodzie.

W 1996 roku czas obserwacji zsynchronizowano z kampanią EXTENDED SAGET'96, co pozwoliło włączyć punkt Skalnaté Pleso do punktów głównych sieci TPG. Na punktach Rolów Wierch i Kasprowy Wierch, a także na punkcie Skalnaté Pleso (obserwacje słowackie) przeprowadzono obserwacje sześciodobowe, na pozostałych punktach (Zakopane, Mnich i Stoły) dwu- lub trzydobowe, w zależności od warunków atmosferycznych. Do obserwacji używano odbiorników firmy Ashtech, dwa Z XII-3 i dwa MD-XII. Obserwacje wykonywano w trudnych warunkach atmosferycznych, przy zmiennej pogodzie, połączonej z frontami burzowymi w pierwszych 3 dniach, następnie ze zmianą frontu atmosferycznego, opadami deszczu i śniegu.

W 1998 roku pomiary przeprowadzono we współpracy z ówczesną Akademią Rolniczo-Techniczną w Olsztynie. Obserwacje wykonywano za pomocą pięciu odbiorników firmy Ashtech Z XII-3 jednocześnie na wszystkich punktach głównych sieci TPG. Kampania obserwacyjna była prowadzona we wrześniu i trwała cztery doby.

Sieć punktów głównych zagęszczono punktami charakteryzującymi jednostki tektoniczne pierwszego rzędu w obrębie Tatr zgodnie z ekspertyzą geologiczną (Jaroszewskiego, 1985). Usytuowanie punktów drugiego rzędu pokazano na rysunku 13. Są to na ogół punkty państwowej sieci triangulacyjnej. Wybór tych punktów był poprzedzony wizją lokalną (Jaroszewski, Makowska). W obrębie Tatr są to punkty: Rysy (RYSY), Świnica (SWIN), Małołączniak (MALO), Kopa Magury (KOMA), Kopieniec Wielki (KOPW), Koszysta (KOSZ), Gęsia Szyjka (GESY), Mały Kościelec (KARB), dwa punkty Rogoźnik (ROG1 i ROG2) w obrębie Pasa Skałkowego i repery Rep.971, Rep.978. Pomiary GPS na punktach drugiego rzędu, w nawiązaniu do punktów głównych, były przeprowadzane we wrześniu, w latach 1994 i 1995, w sześciogodzinnych sesjach pomiarowych i na ogół dwukrotnie.

#### 1.6.1.1. Opracowanie wyników obserwacji satelitarnych GPS

Wyniki obserwacji satelitarnych wykonanych na punktach głównych TPG zostały opracowane w sposób jednolity programem Bernese wersja 4.2. Obliczenia wykonał dr inż. Mariusz Figurski z Wojskowej Akademii Technicznej. Obserwacje zostały poddane opracowaniu zgodnemu z metodyką postępowania przyjętą dla sieci stacji permanentnych EUREF – IGS (PERMANENT EUREF GPS NET WORK). Uwzględniono także uwarunkowania specyfiki wykonanych obserwacji.

50



5 - fald Giewontu, 6 - jadro krystaliczne fałdu Giewontu, 7 - fałd Szerokiej Jaworzyńskiej, 8 - pasmo południowe serii reglowej dolnej,

9 - pasmo północne seni reglowej dolnej, 10 - płaszczowina choczańska, 11 - paleogen, 12 - uskok i fleksury, 13 - mylonity,

Punkty główne sieci satelitarnej

- Punkty drugiego rzędu sieci satelitarnej

Rys. 13. Lokaltzacja punktów sieci satelitarnej na tle mapy tektonicznej Tatr

Obliczenia przebiegały sekwencyjnie według standardów obowiązujących w opracowaniach sieci EUREF. Tak więc w procesie obliczeniowym uwzględniono między innymi efemerydy precyzyjne, parametry ruchu obrotowego Ziemi, poprawki zegara zaczerpniete z CODE, chwilowe położenie bieguna ziemskiego z IERS (biuletyn B). Natomiast wpływ troposfery parametryzowano modelem Niell, przy tym opóźnienie troposferyczne wyznaczano w dwugodzinnych interwałach. Wpływ jonosfery redukowano za pomocą kombinacji liniowej L3. Z kolei ruch płyt kontynentalnych przyjęto zgodnie z ITRF'97, a efekty pływowe przyjęto zgodnie ze standardami IERS'92. W procesie obliczeniowym wprowadzono też wpływ centrum fazowych anten, zredukowanych według obowiązującego modelu IGS 01/1996, a nieoznaczoność fazy wyznaczano metoda SIGMA z modyfikacja MEL – WUT i metoda QIF, odpowiednio dla danych zestawów odbiorników.

Niezależnie dla każdego dnia kampanii obserwacyjnej otrzymano pliki równań normalnych i informacje o współrzędnych i ich błędach oraz parametrach opisujących troposferę. Dane te służyły do dalszego opracowania materiału programem ADDNEQ, w tym do wyrównania metodą najmniejszych kwadratów według Gaussa-Markova.

Ostateczne opracowanie materiału przeprowadzono w systemie ITRF'97 i ETRF'89 na średnie epoki obserwacji.

Realizację układu ETRF'89 stanowiły współrzędne czterech stacji permanentnych sieci EUREF, a mianowicie: dwie stacje polskie – BOR1 (Borowiec) i JOZE (Józefosław) oraz stacje państw sąsiednich – WETT  $\Rightarrow$ WTZR (Wettzell) w Niemczech i PENC (Penc) na Węgrzech. W tablicy 11 są zestawione współrzędne kartezjańskie punktów głównych, ekscentry i ich średnie błędy dla poszczególnych epok obserwacji w układzie ETRF'89 na epokę 89.0. Natomiast w tablicy 12 zamieszczono przeliczone współrzędne na obowiązującą elipsoidę WGS84.

Dla przejrzystości współrzędne elipsoidalne dla punktów głównych TPG z poszczególnych kampanii zestawiono w tablicach 13, 14 i 15.

Dokładność wyznaczonych współrzędnych w poszczególnych kampaniach charakteryzują zawarte w tablicy 16 błędy pojedynczego spostrzeżenia (RMS N, E i U).

We wszystkich kampaniach obserwacyjnych błąd pojedynczego spostrzeżenia kształtuje się na poziomie  $\pm 5$  mm w składowej B (RMS N) i L (RMS E) i na poziomie 8 mm w składowej wysokościowej h (RMS U). Natomiast średni błąd poszczególnych współrzędnych (dokładność formalna) jest znacznie mniejszy i zawiera się w granicach 1–2 mm (patrz tabl. 12).

Z porównania współrzędnych uzyskanych z poszczególnych kampanii obserwacyjnych (tablice 13, 14, 15) wynika, że rozbieżności są znacznie większe, w składowych B i L osiągają wartości ±15 mm, natomiast w składowej wysokościowej h mniejsze – sporadycznie przekraczają wartość  $\pm 10$  mm. Wyjątek stanowią obserwacje na punktach MNI1 (Mnich) i STO1 (Stoły) wykonane w 1998 roku podczas wiatru halnego.

Nazwa	X	RMS	Y	RMS	Z	RMS	Rok
punktu	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	obs.
RW00	3912841.0883	0.0005	1420597.4113	0.0002	4817598.1306	0.0006	1993
	3912841.0765	0.0010	1420597.4307	0.0004	4817598.1465	0.0011	1994
	3912841.0753	0.0007	1420597.4277	0.0004	4817598.1379	0.0008	1995
	3912841.0896	0.0008	1420597.4224	0.0003	4817598.1275	0.0009	1996
	3912841.0761	0.0003	1420597.4339	0.0001	4817598.1349	0.0003	1997
	3912841.0758	0.0006	1420597.4254	0.0002	4817598.1354	0.0007	1998
	3912841.0803	0.0006	1420597.4252	0.0003	4817598.1355	0.0007	
SKPL	3920102.9617	0.0022	1444751.1484	0.0012	4805588.0024	0.0024	1994
	3920102.9622	0.0019	1444751.1464	0.0010	4805587.9998	0.0021	1995
	3920102.9712	0.0010	1444751.1463	0.0004	4805587.9996	0.0012	1996
	3920102.9484	0.0003	1444751.1533	0.0001	4805588.0006	0.0004	1997
	3920102.9609	0.0014	1444751.1486	0.0007	4805588.0006	0.0015	
KW01	3922905.5063	0.0015	1426401.3518	0.0007	4809039.2692	0.0023	1995
	3922905.5043	0.0009	1426401.3345	0.0004	4809039.2640	0.0011	1996
	3922905.5032	0.0004	1426401.3409	0.0002	4809039.2678	0.0005	1998
	3922905.5046	0.0009	1426401.3424	0.0002	4809039.2670	0.0013	
KW02	3922850.9879	0.0032	1426362.6244	0.0016	4809079.6632	0.0035	1995
STO1	3924316.1849	0.0031	1417153.3373	0.0014	4809777.1932	0.0037	1995
	3924316.1706	0.0021	1417153.3242	0.0009	4809777.2046	0.0024	1996
	3924316.1560	0.0006	1417153.3246	0.0002	4809777.1910	0.0007	1998
	3924316.1705	0.0019	1417153.3287	0.0008	4809777.1963	0.0023	
STO2	3924312.9456	0.0037	1417154.9166	0.0020	4809777.3677	0.0042	1995
MNI1	3924023.7661	0.0026	1432418.4302	0.0014	4806198.5673	0.0030	1995
	3924023.7755	0.0017	1432418.4312	0.0008	4806198.5694	0.0019	1996
	3924023.7813	0.0007	1432418.4357	0.0003	4806198.5933	0.0008	1998
	3924023.7743	0.0017	1432418.4324	0.0008	4806198.5767	0.0019	
MNI2	3924023.6936	0.0026	1432416.1051	0.0011	4806198.5244	0.0030	1995
ZAKO	3917954.9521	0.0015	1422949.8948	0.0007	4812583.0965	0.0018	1995
	3917954.9434	0.0022	1422949.9120	0.0013	4812583.0946	0.0024	1996
	3917954.9478	0.0018	1422949.9034	0.0010	4812583.0956	0.0021	
ZAKI	3917954.0383	0.0005	1422949.5424	0.0002	4812582.5490	0.0006	1998
AGH0	3856950.0346	0.0005	1397749.1572	0.0003	4867708.8212	0.0006	1994
	3856950.0481	0.0004	1397749.1640	0.0002	4867708.8259	0.0005	1996
	3856950.0398	0.0006	1397749.1573	0.0003	4867708.8299	0.0008	1998
	3856950.0408	0.0005	1397749.1595	0.0003	4867708.8257	0.0006	

Tablica 11. Współrzędne kartezjańskie i ich średnie błędy w układzie ETRF'89 na epokę 1989.0

Nazwa	В	RMS	L	RMS	h	RMS	Rok
punktu	[°′″]	["]	[°′″]	["]	[m]	[m]	obs.
RW00	49 21 39.421997	0.0001	19 57 14.226472	0.0002	1053.1398	0.0008	1993
	49 21 39.422444	0.0004	19 57 14.227578	0.0004	1053.1489	0.0017	1994
	49 21 39.422315	0.0002	19 57 14.227455	0.0003	1053.1411	0.0011	1995
	49 21 39.421812	0.0003	19 57 14.226964	0.0002	1053.1407	0.0013	1996
	49 21 39.422180	0.0001	19 57 14.227730	0.0000	1053.1406	0.0004	1997
	49 21 39.422270	0.0001	19 57 14.227337	0.0001	1053.1389	0.0009	1998
	49 21 39.422170	0.0002	19 57 14.227256	0.0002	1053.1417	0.0010	
SKPL	49 11 15.063192	0.0006	20 13 52.781951	0.0009	1814.7544	0.0030	1994
	49 11 15.063143	0.0005	20 13 52.781849	0.0009	1814.7523	0.0029	1995
	49 11 15.062930	0.0003	20 13 52.781690	0.0002	1814.7576	0.0016	1996
	49 11 15.063419	0.0001	20 13 52.782405	0.0001	1814.7459	0.0005	1997
	49 11 15.063171	0.0004	20 13 52.781974	0.0005	1814.7526	0.0020	
KW01	49 13 58.095774	0.0004	19 58 54.087162	0.0005	2026.0644	0.0023	1995
	49 13 58.095856	0.0002	19 58 54.086392	0.0002	2026.0554	0.0013	1996
	49 13 58.095905	0.0001	19 58 54.086707	0.0001	2026.0590	0.0006	1998
	49 13 58.095845	0.0002	19 58 54.086754	0.0003	2026.0596	0.0014	
KW02	49 14 00.529375	0.0007	19 58 53.209248	0.0011	2014.5597	0.0048	1995
STO1	49 14 58.406795	0.0006	19 51 20.592535	0.0010	1393.9163	0.0049	1995
	49 14 58.407473	0.0004	19 51 20.592163	0.0006	1393.9132	0.0032	1996
	49 14 58.407520	0.0001	19 51 20.592428	0.0001	1393.8940	0.0010	1998
	49 14 58.407263	0.0004	19 51 20.592375	0.0006	1393.9078	0.0030	
STO2	49 14 58.472025	0.0007	19 51 20.720357	0.0017	1392.4097	0.0057	1995
MNI1	49 11 41.836525	0.0006	20 03 14.442050	0.0012	1907.0632	0.0041	1995
	49 11 41.836344	0.0004	20 03 14.441938	0.0006	1907.0707	0.0026	1996
	49 11 41.836679	0.0002	20 03 14.442046	0.0001	1907.0934	0.0011	1998
	49 11 41.836516	0.0004	20 03 14.442011	0.0006	1907.0758	0.0026	
MNI2	49 11 41.856815	0.0006	20 03 14.335431	0.0007	1906.4652	0.0040	1995
ZAKO	49 17 35.939690	0.0004	19 57 37.289541	0.0005	905.5905	0.0023	1995
	49 17 35.939709	0.0006	19 57 37.290488	0.0010	905.5876	0.0033	1996
	49 17 35.939700	0.0005	19 57 37.290014	0.0008	905.5890	0.0028	
ZAKI	49 17 35.952157	0.0001	19 57 37.288586	0.0001	904.5368	0.0008	1998
AGH0	50 03 57.571811	0.0001	19 55 13.408207	0.0002	267.0579	0.0008	1994
	50 03 57.571536	0.0001	19 55 13.408302	0.0002	267.0711	0.0007	1996
	50 03 57.571870	0.0002	19 55 13.408126	0.0002	267.0677	0.0010	1998
	50 03 57.571739	0.0002	19 55 13.408212	0.0002	267.0656	0.0008	

Tablica 12. Współrzędne elipsoidalne i ich średnie błędy w układzie ETRF'89 na epokę 1989.0

55

Nazwa	B	L	h	Rok obs.
punktu	[°′″]	[°′″]	[m]	
RW00	49 21 39.421997	19 57 14.226472	1053.1398	1993
	.422444	.227578	.1489	1994
	.422315	.227455	.1411	1995
	.421812	.226969	.1418	1996
	.422180	.227730	.1406	1997
	.422270	.227337	.1389	1998
POLREF	.42161	.22800	.225	1994–1995
PSG	.42215	.22750	.160	1997
SE	.42202	.22705	.1381	1997

Tablica 13. Współrzędne punktów TPG w układzie ETRF'89 na epokę 1989.0

Tablica 14. W	spółrzędne pun	któw TPG w układ	zie ETRF '89 na e	pokę 1989.0

Nazwa	B	L	h	
punktu	[°′″]	[°′″]	[m]	Rok obs.
SK PL	49 11 15.063102	20 13 52.781952	1814.7543	1994
	.063143	.781849	.7523	1995
	.062933	.781679	.7592	1996
	.063419	.782405	.7459	1997
	.063149	.781971	.7529	
KW01	49 13 58.095774	19 58 54.087162	2026.0644	1995
	.095874	.086397	.0515	1996
	.095905	.086707	.0590	1998
	.095851	.086755	.0583	
KW02	49 14 00.529375	19 58 53.209248	2014.5597	1995
AGH0	50 03 57.571811	19 55 13.408207	267.0579	1994
	.571336	.408302	.0711	1996
	571870	.408126	.0677	1998
	.571672	.408212	.0656	

Podejmując analizę otrzymanych rezultatów, należy jednak wyjaśnić specyfikę ich powstawania, mającą niewątpliwy wpływ na ich właściwą, jak się okazuje dość trudną, interpretację geodynamiczną. Były to bowiem w tamtym czasie początkowe obserwacje o ograniczonej konstelacji satelitów, a punkty nawiązania (stacje permanentne) sieci TPG, pierwotnie ustalone, uległy zmianie w trakcie trwania programu badawczego, na przykład punkt obserwacyjny stacji permanentnej Wettzell (WETT) został zastąpiony innym punktem tej stacji w roku 1996 (WTZR). Ponadto do obserwacji był stosowany niejednolity sprzęt (odbiorniki, anteny), a poszczególne kampanie obserwacyjne były wykonywane w niejednorodnych warunkach pogodowych

(ulewne deszcze, burze, zmiany frontów atmosferycznych. Należy podkreślić, że cała ta specyfika obserwacyjna, która nałożyła się na program badawczy, w znacznym stopniu była konsekwencją dysponowania bardzo ograniczonymi środkami finansowymi, przeznaczonymi na realizację tych badań, co oczywiście nie pozostało bez wpływu na otrzymane rezultaty.

Nazwa	В	L	h	Rok obs.
punktu	[°′″]	[°′″]	[m]	
	49 14 58.406795	19 51 20.592535	1393.9163	1995
STO1	.407477	.592163	.9128	1996
	.407520	.592428	.9040	1998
STO2	49 14 58.472025	19 51 20.720357	1392.4097	1995
	49 11 41.836525	20 03 14.442050	1907.0632	1995
MNI1	.836381	.441936	.0699	1996
	.836679	.442046	.0833	1998
MNI2	49 11 41.856815	20 03 14.335431	1906.4652	1995

Tablica 15. Współrzędne punktów TPG w układzie ETRF'89 na epokę 1989.0

Tablica 16. Błędy jednostkowe wyznaczenia współrzędnych

RMS (mm)	1993	1994	1995	1996	1997	1998
N	0.8	3.3	2.3	3.0	1.4	3.2
Е	1.8	3.6	6.9	3.1	0.9	4.7
U	10.6	6.3	7.2	8.6	6.6	11.2

W ocenie autorki wartość tych rezultatów należy zatem traktować jako pierwsze podejście do opracowania obserwacji GPS w terenach górzystych. Można jednak wysnuć wiele wniosków natury ogólnej. Należą do nich przede wszystkim następujące:

- obserwacje w górach powinny być wykonywane podczas stałej pogody, to znaczy ustalonej pogody pozwalającej na kilkudniowe obserwacje; wyklucza się natomiast okresy obserwacyjne podlegające zmianom frontów atmosferycznych, burzom, wiatrom halnym;
- obserwacje powinny być wykonywane na jednolitym sprzęcie;
- przy opracowaniu wyników powinno być uwzględnione modelowanie troposfery oparte na obserwacjach z górskich stacji meteorologicznych.

A więc uzyskane wyniki należy potraktować jako pierwsze podejście do opracowania obserwacji górskich.

Do opracowania wyników obserwacji satelitarnych na punktach drugiego rzędu używano programu GPPS, wykorzystując efemerydy precyzyjne.

Wysokości centrów fazowych anten przyjęto zgodnie z obowiązującym modelem IGS 01/1996. Do wyrównania wektorów zastosowano program FILLNET.

Wyniki obliczeń wykonane programem GPPS są zamieszczone w tablicy 17, RMS są odniesione do punktów nawiązania (dokładność punktów nawiązania  $\pm 0.0062$  m).

Tablica 17. Współrzędne geocentryczne X, Y, Z punktów drugiego rzędu w układzie ETRF'89 na epokę 1989.0

Nazwa pkt.	X [m]	RMS	Y [m]	RMS [m]	Z [m]	RMS
		[m]				[m]
KOP W	3918564.135	0.003	1427504.200	0.003	4811363.706	0.003
GESY	3918133.172	0.003	1432051.267	0.004	4010582.987	0.004
MALO	3924252.920	0.003	1422014.931	0.004	4089378.019	0.004
KARB	3922301.778	0.003	1428476.923	0.002	4808758.616	0.003
SWIN	3923432.628	0.003	1428681.897	0.003	4808345.514	0.003
KOMA	3921010.709	0.005	1427182.109	0.002	4809974.712	0.004
KOSZ	3921136.472	0.007	1431019.627	0.004	4809385.857	0.010
ROG1	3906745.706	0.003	1418547.726	0.003	4822659.234	0.004
ROG2	3906745.039	0.003	1418541.412	0.003	4822661.569	0.004
Rep.971	3921586.308	0.003	1427363.619	0.002	4809282.423	0.003
Rep.978	3922448.394	0.003	1427418.235	0.002	4808666.541	0.004

## 1.6.2. Pomiary niwelacyjne

Zgodnie z przyjętą metodą badawczą, oprócz wyznaczania składowej wysokościowej h z pomiarów satelitarnych przeprowadzono pomiary precyzyjną niwelacją trygonometryczną na ciągu MO – MNI1 (reper niwelacji geometrycznej AZ 4276, sytuowany nad Morskim Okiem – punkt główny TPG, Mnich 1) i między reperami: AZ 4276 – AZ 3275 (sytuowanymi na wychodniach granitu nad Morskim Okiem). Pomiary wykonywano dwukrotnie teodolitami Wild T2 i nasadką dalmierczą DI2000. Obliczone wartości przewyższeń zamieszczono w tablicy 18.

Tablica 18. Wyniki niwelacji trygonometrycznej

Ciągi	Długość ciągu	Przewyż	szenie [m]	Różnice
	[km]	tam	powrót	[mm]
MO – MNI1	2.2	466.2716	466.2683	3.3
AZ 4276 – AZ 3275	0.5	10.5702	10.5702	0.0

Wyniki potwierdziły dużą dokładność metody niwelacji trygonometrycznej, konkurującą pod względem dokładności z precyzyjną niwelacją geometryczną w górach.

Niezależny sposób wyznaczania przewyższenia na wybranych punktach TPG, metodami GPS i geodezji naziemnej, pozwala na bardziej wnikliwą analizę wyników, a w połączeniu z pomiarami grawimetrycznymi na wyznaczanie quasi-geoidy.

#### 1.6.3. Względne pomiary grawimetryczne

Do wyznaczania zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi wykonano względne pomiary grawimetryczne na głównych punktach sieci TPG. Pomiary wykonano grupą dwóch lub trzech grawimetrów firmy LaCoste&Romberg najnowszej generacji, w sposób zapewniający uzyskanie każdym grawimetrem odpowiednio dwóch lub trzech niezależnych wartości Ag. Pomiary i opracowanie wyników wykonał zespół (Maria Cisak i Andrzej Sas) z Zakładu Geodezji Fizycznej Instytutu Geodezji i Kartografii.

Do obliczeń wartości Δg wprowadzono poprawki lunisolarne liczone programem wykorzystującym algorytm Longmana, a współczynnik sprężystości skorupy ziemskiej przyjęto jednakowy dla wszystkich punktów i równy 1.17. Skalę grawimetrów wyznaczono na bazie grawimetrycznej Elbląg – Warszawa – Kraków. Jako ostateczną pomierzoną wartość Δg między punktami przyjmowano wartość średnią z dwóch lub trzech grawimetrów.

W ramach przeprowadzonych prac grawimetrycznych na TPG włączono punkt Zakopane Muzeum do zmodernizowanej podstawowej osnowy grawimetrycznej kraju poprzez pomiar wartości  $\Delta g$  do dwóch punktów tej osnowy: Nowy Targ i Jabłonka Orawska. Punkt ten był punktem sieci grawimetrycznej z lat 60. i jednocześnie punktem krajowej bazy grawimetrycznej. W wyniku wyrównania podstawowej osnowy grawimetrycznej kraju punkt Zakopane uzyskał wartość g przyspieszenia siły ciężkości, równą

 $g = 980782.561 \pm 0.011 \text{ m Gal},$ 

należy zaznaczyć, że wartość przyspieszenia siły ciężkości w tym punkie wyznaczona z sieci grawimetrycznej wykonanej w 60 latach wynosiła:

$$g = 980782.600 mGal.$$

Do zmodernizowanej sieci grawimetrycznej został również włączony punkt Rolów Wierch. Nawiązany on został dwukrotnie do punktów sieci Nowy Targ i Jabłonka Orawska. Po wyrównaniu uzyskana wartość przyspieszenia siły ciężkości wyniosła:

g = 980 748.375 mGal,

58

punkt Rolów Wierch został także nawiązany do włączonego do osnowy podstawowej punktu Zakopane. Otrzymano następującą wartość różnicy przyspieszenia siły ciężkości:

$$\Delta g = -34.198$$
 mGal,

wartość przyspieszenia siły ciężkości g dla tego punktu jest mniejsza od wartości wyrównanej i wynosi:

$$g = 980748.363$$
 mGal.

Pomiary grawimetryczne na punktach głównych TPG zlokalizowanych na obszarze Tatr nawiązano do punktu Zakopane.

Na Kasprowym Wierchu, ze względu na bardzo zmienne warunki atmosferyczne poza głównym punktem sieci Tatrzańskiego Poligonu Geodynamicznego oznaczonym symbolem KW01, założono jeszcze jedno stanowisko do pomiarów grawimetrycznych. Stanowisko zlokalizowano w holu wyjściowym do obserwatorium i w przyszłości będzie ono spełniało rolę ekscentru punktu absolutnego. Nowo założony punkt pomiarowy, oznaczony symbolem KW, został powiązany z punktem podstawowej osnowy grawimetrycznej w Zakopanym. Pomiary różnicy przyspieszenia siły ciężkości Δg wykonane zostały dwukrotnie, trzema grawimetrami LaCoste & Romberg według schematu A-B-B-A. Obliczona wartość przyspieszenia siły ciężkości wynosi:

 $g = 980530.095 \pm 0.025$  mGal.

Również przy użyciu trzech grawimetrów pomierzono różnicę Δg między założonym punktem w obserwatorium a głównym punktem sieci KW01. Różnica przyspieszenia siły ciężkości między tymi punktami wynosi 0.021 ±0.010 mGal, a wartość przyspieszenia siły ciężkości wynosi:

$$g = 980530.116 \pm 0.027$$
 mGal.

Należy przypomnieć, że wykonano również pomiary przęsła Zakopane – – KW01. Przęsło to zostało pomierzone jednokrotnie przy użyciu dwóch grawimetrów. Uzyskana wówczas wartość przyspieszenia siły ciężkości wyniosła:

#### g = 980 530.072 mGal.

Różnica między wartościami przyspieszenia siły ciężkości na punkcie KW01, otrzymana z różnych pomiarów, spowodowana jest zapewne bardzo złymi warunkami atmosferycznymi panującymi podczas wykonywania pomiarów na przęśle Zakopane – KW01 (wiatr halny) oraz mniejszą liczbą użytych grawimetrów i wykonanych pomiarów.

Pomiary grawimetryczne na Polanie na Stołach wykonywane były grupą trzech grawimetrów firmy LaCoste & Romberg na punkcie głównym o symbolu STO1 oraz jego ekscentrze oznaczonym symbolem STO2. Wartości  $\Delta$ g pomierzonych przeseł wynosi:

- Zakopane STO1 112.485 ±0.015 mGal,
- Zakopane STO2 112.248 ±0.018 mGal.

Natomiast wartość przyspieszenia g wynosi:

- dla punktu STO1 g = 980 670.076 mGal,
- dla punktu STO2 g = 980 670.313 mGal.

W Tatrach Wysokich pomiary grawimetryczne prowadzono na trzech punktach. Poza punktem głównym sieci MNICH, pomiary prowadzono na punkcie Wodogrzmoty Mickiewicza (pod reperem) i na punkcie pod reperem zastabilizowanym w ścianie schroniska Morskie Oko. Punkt Wodogrzmoty Mickiewicza został wybrany jako punkt odniesienia dla pomiarów grawimetrycznych w tym rejonie. Przęsło Zakopane – – Wodogrzmoty Mickiewicza zostało pomierzone dwukrotnie. Uśredniona wartość  $\Delta$ g wynosi:

#### $\Delta g = -64.112 \text{ mGal}$

i odpowiednio wartość przyspieszenia siły ciężkości punktu Wodogrzmoty Mickiewicza wynosi:

następnie w odniesieniu do Wodogrzmotów Mickiewicza pomierzono różnicę  $\Delta g$  do punktu oznaczonego symbolem MNI2 (burza uniemożliwiła pomiar do punktu MNI1) i do punktu Morskie Oko. Tak uzyskane wartości przyspieszenia siły ciężkości są następujące:

- Schronisko Morskie Oko g = 980 658.258 mGal,
- MNI 2 g = 980565.144 mGal.

Ponadto wykonano pomiary grawimetryczne w celu przeprowadzenia redukcji pomiarów niwelacyjnych do odpowiedniego systemu wysokości. Wyznaczono wartości przyspieszenia siły ciężkości g na trawersach niwelacyjnych Zielony Staw – Kasprowy Wierch i Morskie Oko – Mnich. Wartości przyspieszenia siły ciężkości na poszczególnych punktach trawersów są zamieszczone w tablicy 19. W tablicy tej zestawiono wartości różnic przyspieszenia siły ciężkości  $\Delta g$  w nawiązaniu do punktu Zakopane o wyrównanej wartości przyspieszenia siły ciężkości:

## g = 980 782.561 mGal.

Tablica 19.	Zestawienie	wartości	różnic	przyspieszenia	siły	ciężkości	∆g
	w nawiązani	u do punk	tu Zako	pane i wartości	przys	spieszenia	siły
	ciężkości g						

Lp.	Nazwa punktu	Oznaczenia punktu	∆g [mGal]	g [mGal]
1	Kasprowy Wierch	KW	-252.466	980 530.095
2	Kasprowy Wierch	KWO1	-252.445	980 530.116
3	Kasprowy Wierch	KWN1	-192.780	980 589.781
4	Kasprowy Wierch	KWN2	-217.200	980 565.361
5	Kasprowy Wierch	KWN3	-245.398	980 537.163
6	Polana Stoły	STO1	-112.485	980 670.076
7	Polana Stoły	STO2	-112.248	980 670.313
8	Wodogrzmoty Mic.	WM	-64.112	980 718.449
9	Schro. Morskie Oko	MOS	-124.303	980 658.258
10	Rep. Morskie Oko	MOR	-128.651	980 653.910
11	"Ceprostrada"	CEP-R1	-168.171	980 614.390
12	"Ceprostrada"	CEP-R2	-182.145	980 600.416
13	Mnich	MNI-2	-217.417	980 565.144
14	Rolów Wierch	RW00	- 34.186	980 748.375

#### 1.6.4. Wyznaczanie przebiegu quasi-geoidy w Tatrach i na Podhalu

Stosując pomiary satelitarne do wyznaczania wysokości w obowiązującym systemie, na przykład normalnym Mołodeńskiego, należy znać odstępy quasi-geoidy od elipsoidy poziomowej (undulacje quasi-geoidy), zwane w teorii Mołodeńskiego anomaliami wysokości i oznaczane symbolem  $\zeta$ .

Powszechnie stosowana metoda wyznaczania undulacji quasi-geoidy na podstawie anomalii grawimetrycznych obecnie z wykorzystaniem szybkiej transformacji Fouriera (metoda FFT) do wzoru Stokesa (Schwarz i in. 1990; Łyszkowicz, 1998 i 2000) posiada wiele ograniczeń dokładnościowych, zwłaszcza na terenach górskich, wymaga bowiem gęstej siatki pomiarów grawimetrycznych (gęstego zdjęcia grawimetrycznego) oraz znajomości dokładnego cyfrowego modelu rzeźby terenu. Dlatego też wyznaczenie przebiegu quasi-geoidy oparto na wynikach pomiarów niwelacyjnych i obserwacjach satelitarnych. Na obszarze Tatr wykorzystano pomiary niwelacji na trawersach geodynamicznych Łysa Polana – Rysy i Brzeziny –

61

– Świnica, natomiast na obszarze Podhala wyniki niwelacji precyzyjnej I i II klasy sieci państwowej w systemie Kronsztadt'86.

Pomiary satelitarne wykonano w dwóch kampaniach obserwacyjnych: w 1999 roku i 2000 roku, ponadto wykorzystano obserwacje wcześniej wykonane na punktach głównych i drugiego rzędu TPG.

Kampania satelitarna w 1999 roku obejmowała pomiary na 9 punktach (reperach) ciągu niwelacyjnego Nowy Targ – Łysa Polana w tym na punkcie głównym TPG Rolów Wierch (RW00) jako punkcie nawiązania. Pomiary na tych punktach zostały powtórzone w 2000 roku z wyjątkiem punktów Biały Dunajec i Zazadnia i posłużyły jako pomiary porównawcze dla kampanii 2000.

W kampanii w 2000 roku obserwacje satelitarne wykonano na 19 punktach sieci niwelacyjnej, w tym tylko 7 stanowisk centrycznych. Są to repery: AA7229, AA8095 I klasy na linii Chochołów - Nowy Targ; AA7566 i AP5678 I klasy na linii Nowy Targ - Łysa Polana oraz trzy punkty na obszarze Tatr: repery AY971 i AY978, usytuowane na linii Brzeziny -- Kasprowy Wierch, zlokalizowane na Hali Gasienicowej oraz punkt Kasprowy Wierch - punkt główny sieci TPG, oznaczony symbolem KW01. Repery górskie sa stabilizowane podobnie do punktów sieci POLREF. Punkt KW01 jest umieszczony w wychodniej granitu, z wymuszonym centrowaniem, pozwalającym jednocześnie na jednoznaczne identyfikowanie wysokości. Pozostałe punkty, to jest: AA7281, AA8096 na linii I klasy Chochołów - Nowy Targ i AA7430, AA7971, AA7806, AA7985 I klasy na linii Nowy Targ – Łysa Polana oraz na ciągu niwelacyjnym II klasy Nowy Targ – Bukowina Tatrzańska BA4563, BA4572, 13, 3/10 i dwa repery na terenie Tatr bc 1000 i bc 2000 zaznaczono palikami z oznaczonym centrem, jako stanowiska ekscentryczne (w odległości od reperu z reguły mniejszej niż 20 m).

Ponadto sieć satelitarną uzupełniały trzy punkty sieci POLREF, a mianowicie punkt 0502, który jest jednocześnie punktem głównym sieci TPG (RW00), punkty 0505 i 0603 jako punkty nawiązania oraz punkt sieci zagęszczającej EUVN AP6048. Lokalizacja wszystkich tych punktów pokazana jest na rysunku 14.

Obserwacje wykonano za pomocą 5 odbiorników Ashtech ZXII3 w sesjach trzygodzinnych, minimum dwukrotnie na każdym stanowisku. Podział obserwacji na sesje ilustruje rysunek 15. Poza tym na punkcie sieci POLREF 0603 zostały wykonane jednodobowe obserwacje GPS w celu sprawdzenia współrzędnych katalogowych tego punktu. Obserwacje na punkcie 0603 opracowano programem Bernese v. 4.2 w nawiązaniu do stacji sieci EUREF PERMANENT GPS NETWORK, w dwóch wersjach w nawiązaniu do stacji BOR1, JOZE, WTZR i PENC (jak w Tatrzańskim Poligonie Geodynamicznym) oraz do BOGO, JOZE, GOPE i GRAZ (podobnie jak w Polskiej Sieci Geodynamicznej). Otrzymane wyniki zamieszczone są w tablicy 20.



Rys. 14. Lokalizacja punktów GPS na liniach niwelacyjnych





	LONER OFF	iu cponę 1707.0 w r	oznych wersjach hav	nq2umu
Numer	Wersja	В	L	h
punktu		[°′″]	[°′″]	[m]
0603	1	49 33 50.473193	20 31 02.541695	451.0729
0603	2	49 33 50.473205	20 31 02.541673	451.0677

Tablica 20. Współrzędne elipsoidalne punktu POLREF 0603 w układzieEUREF'89 na epokę 1989.0 w różnych wersjach nawiązania

Wartości różnic we współrzędnych są niewielkie i wynoszą: w szerokości  $\Delta B = 0.3$  mm, w długości  $\Delta L = 0.4$  mm i w wysokości  $\Delta h = 5.2$ mm. Natomiast w porównaniu z danymi katalogowymi różnice wynoszą odpowiednio 9 mm, 11 mm i w wysokości 39 mm. Podobne rozbieżności w składowej pionowej otrzymano dla tego obszaru z opracowania Polskiej Sieci Geodynamicznej (Dobrzycka i Cisak, 2001). Jeszcze większe rozbieżności o wartości 85 mm w składowej pionowej w porównaniu z danymi katalogowymi otrzymano dla punktu Rolów Wierch (POLREF 0502) z opracowania wyników w sieci TPG. Rozbieżności wyników z wymienionych kampanii sugeruje systematyczny charakter różnic składowej pionowej. Dla zweryfikowania powyższych danych przeprowadzono wiele analiz obliczeniowych kampanii tatrzańskich, które jednoznacznie potwierdziły systematyczny charakter różnic wysokości elipsoidalnych otrzymanych z kampanii sieci POLREF i sieci TPG. Dodatkową weryfikację współrzędnych stanowiło opracowanie kampanii satelitarnej Tatry 2001, wykonanej przez Wojskowa Akademie Techniczna na potrzeby opracowania ortofotomapy Tatr na punktach sieci TPG. Pomiary satelitarne na głównych punktach TPG były wykonane w interwale dziennym (obserwacje sześcio-, ośmiogodzinne), na punktach KW01 i RW00 wielokrotnie, na pozostałych punktach minimum dwukrotnie. Wyniki opracował M. Figurski, z wykorzystaniem programu Bernese v. 4.2 na podstawie obserwacji z lat 1997-2001. Opracowanie to oznaczono symbolem Tatry 2001. Realizację układu ETRF'89 do wyrównania powyższych pomiarów stanowiły zweryfikowane formalnie współrzędne (Boucher, 2001) permanentnych stacji sieci GPS PERMANENT EUREF NETWORK; BOR1 - Borowiec, JOZE -- Józefosław, LAMA - Lamkówko, WROC - Wrocław, GOPE - Pecny, MOPI – Modra Peski, PENC – Penc. Otrzymane z powyższego opracowania wartości współrzędnych porównano z wynikami uzyskanymi z kampanii POLREF i kampanii tatrzańskich. Rozbieżności wyników z wymienionych potwierdziły systematyczny charakter różnic kampanii wysokości elipsoidalnych. Wysokości elipsoidalne w sieci POLREF są większe średnio o 80 mm. Natomiast różnice wyników kampanii tatrzańskich i ostatniego opracowania (Tatry 2001) w składowej pionowej nie przekraczają wartości  $\pm 20$  mm, a w składowych poziomych wynoszą  $\pm 6$  mm.

W tablicy 21 zestawiono współrzędne punktów otrzymane z różnych opracowań.

Numer punktu	B [°′″]	L [°′″]	h <sub>elip.</sub> [m]	Rodzaj punktu
0502	49 21 39.42161	19 57 14.22800	1053.224	POLREF
0505	49 28 57.78351	19 40 41.47915	739.685	POLREF
0603	49 33 50.47291	20 31 02.54217	451.109	POLREF
AP6048	49 26 56.06626	20 18 13.92212	605.456	EUVN
KW01	49 13 58.09582	19 58 54.08676	2026.057	TATRY TPG*)
0502	49 21 39.42217	19 57 14.22726	1053.140	TATRY TPG*)
0603	49 33 50.47320	20 31 02.54168	451.070	nawiąz. do st. perm.

Tablica 21. Współrzędne B, L, h punktów nawiązania w układzie EUREF'89 na epokę 1989.0

Powróćmy do kampanii Tatry 2000 (rys.14). Opracowanie wyników obserwacji satelitarnych omawianej sieci przeprowadzono programem GPPS. Wysokości centrów fazowych anten przyjęto zgodnie z obowiązującym modelem IGS 01/1996. Wektory włączone do wyrównania przedstawiono na rysunku 16. Wyrównanie wybranych wektorów przeprowadzono programem FILLNET. Wyrównanie przeprowadzono w kilku wariantach w celu lepszego zinterpretowania problemu wyznaczenia przebiegu quasi-geoidy w terenach górskich.

Wariant 1 (H1)

Wyrównanie przeprowadzono w nawiązaniu do punktów RW00, KW01 i 0603. Każdy z nich dowiązany jest do sieci GPS PERMANENT EUREF NETWORK, w tym RW00 (0502) i KW01 wielokrotnie w ramach sieci TPG, a 0603 z jednej doby obserwacji wykonanych w ramach kampanii Tatry 2000.

Wariant 2 (H2)

Wyrównanie wykonano w nawiązaniu tylko do współrzędnych punktu RW00 (wyrównanie quasi-swobodne).

Wariant 3 (H3)

Wyrównanie przeprowadzono w nawiązaniu do punktów: RW00, KW01 i 0603 jak w wariancie 1, z tym, że wartości współrzędnych tych punktów przyjęto z opracowania wyników Tatry 2001.

Wariant 4 (H4)

Wyrównanie przeprowadzono w nawiązaniu do punktów sieci POLREF: 0502, 0505 i 0603.

Wariant 5 (H5)

Wyrównanie przeprowadzono w nawiązaniu do współrzędnych B i L punktów sieci POLREF: 0502, 0505 i 0603, a wysokości do wysokości elipsoidalnej punktu sieci zagęszczającej EUVN AP6048.



#### Wariant 6 (H6)

Wyrównanie wykonano w nawiązaniu tylko do punktu sieci EUVN AP6048, przyjmując współrzędne tego punktu w układzie ITRF 96 na epokę 97.4.

## Wariant 7 (H7)

Wyrównywaną sieć nawiązano do wysokości 10 punktów niwelacji precyzyjnej I klasy na ciągach Nowy Targ – Chochołów i Nowy Targ – Łysa Polana, przyjmując model quasi-geoidy Quasi 97b i wartości wysokości w systemie Kronsztadt'86 oraz do trzech współrzędnych punktu sieci EUVN AP6048.

## Wariant 8 (H8)

Obiekt nawiązano wysokościowo do 6 punktów niwelacji precyzyjnej w jego środkowej części na ciągu Nowy Targ – Łysa Polana i punktu AP6048.

Wyniki obliczeń uzyskanych z wyrównania w różnych wariantach nawiązania zamieszczone są w tablicach 22, 23 i 24.

#### 1.6.4.1. Omówienie wyników

Dokładność pomiarów satelitarnych charakteryzują wyniki wyrównania w nawiązaniu do pojedynczego punktu Rolów Wierch (RW00), gdzie błędy współrzędnych wyznaczanych punktów nie przekraczają  $\pm 1$  cm, z wyjątkiem odległych punktów sieci POLREF 0505 i 0603 (1.2 cm i 1.1 cm). O otrzymanych dokładnościach świadczą również zestawione poniżej różnice między wynikami dwukrotnych pomiarów tego samego boku.

Uzyskane wyniki (wariant 1) wskazują, że wartości katalogowe wysokości elipsoidalnych punktów 0502, 0505 i 0603 różnią się o blisko 6 cm (są większe) od wyznaczonych w sieci TPG i zasygnalizowanych przy opracowaniu sieci Polskiej Sieci Geodynamicznej. To samo dotyczyłoby punktu EUVN AP6048 w systemie sieci POLREF (wariant 4). Podobne wartości (+8 cm) otrzymano dla wariantu 3.

Odstępy quasi-geoidy w systemie Kronsztadt'86 od elipsoidy WGS 84 dla badanego obszaru zawierają się w granicach od 41.29 m w północnym obszarze obiektu do 42.91 m w obrębie Tatr. Izolinie odstępów mają charakter regularny, jednostajnie wznoszący się ku południowi obiektu, patrz tablica 23 i rysunek 17.

Dokładność wyznaczonych odstępów na poszczególnych punktach zależy przede wszystkim od dokładności pomiarów satelitarnych i jest oceniona na  $\pm 2$  cm na podstawie wielokrotnych wyznaczeń zarówno na punktach odniesienia, jak i punktach wyznaczanych.

Numery punktów				Wysol	kości elipsoid	alne [m]			
	$\mathbf{Kr} + \zeta  97\mathbf{b}$	H1	H2	H3	H4	H5	9H	H7	H8
1	2	3	4	5	6	7	æ	6	10
AA 8095	700.591	700.613	700.620	700.592	700.675	700.643	700.624	700.591	700.587
AA 8096	675.823	675.838	675.842	675.820	675.900	675.865	675.846	675.824	675.816
AA 7229	744.616	744.638	744.648	744.618	744.706	744.671	744.652	744.616	744.599
0505	739.681	739.636	739.658	739.597	739.685	739.681	739.662	739.653	739.627
AA 7281	816.908	816.957	816.968	816.944	817.038	816.992	816.972	816.908	816.891
AA 7806	868.194	868.288	868.288	868.292	868.388	868.312	868.292	868.194	868.194
0502	1053.066	1053.140	1053.140	1053.136	1053.225	1053.164	1053.145	1053.079	1053.074
13	779.344	779.371	779.360	779.376	779.458	779.384	779.365	779.307	779.309
AA 5678	714.831	714.879	714.876	714.873	714.955	714.900	714.881	714.836	714.830
AA 7971	781.581	781.652	781.649	781.653	781.742	781.672	781.653	781.581	781.581
3/10	988.415	988.505	988.495	988.513	988.599	988.520	988.500	988.426	988.428
AA 7985	1044.907	1045.016	1045.010	1045.026	1045.119	1045.035	1045.016	1044.908	1044.908
AA 7430	672.542	672.572	672.569	672.559	672.637	672.593	672.574	672.542	672.542
AA 7566	699.606	699.645	699.641	699.636	699.717	699.665	699.646	699.606	699.606
BA 4563	728.418	728.452	728.444	728.444	728.521	728.468	728.448	728.420	728.422
BA 4572	781.989	782.038	782.028	782.041	782.122	782.052	782.033	781.979	781.981
KW01	2025.928	2026.057	2026.052	2026.073	2026.175	2026.078	2026.056	2025.919	2025.920
bc 1000	1141.939	1142.210	1142.198	1142.231	1142.328	1142.223	1142.203	1142.073	1142.077
bc 2000	1449.044	1449.339	1449.328	1449.365	1449.466	1449.354	1449.333	1449.184	1449.189
Y 971	1615.365	1615.572	1615.567	1615.588	1615.688	1615.592	1615.571	1615.439	1615.440
Y 978	1690.040	1690.239	1690.233	1690.256	1690.357	1690.250	1690.237	1690.100	1690.101
AP 6048	605.439	605.453	605.431	605.454	605.519	605.456	605.439	605.456	605.456
0603	451.077	451.070	451.036	451.065	451.109	451.060	451.043	451.163	451.138

69

_	_	_	_	_		_	_	_	_	_	_	_	_	_	_			_	_	_	_			_
ζ <sup>1</sup> 2000	12	41.466	41.357	41.616	41.636	41.880	42.214	41.795	41.573	41.495	41.913	41.844	42.321	41.249	41.414	41.199	41.515	42.909	42.652	42.933	42.816	42.905	40.492	39.379
ζ <sup>0</sup> 2000	11	41.656	41.519	41.806	41.736	42.016	42.131	41.865	41.411	41.536	41.840	41.615	42.015	41.343	41.473	41.211	41.391	42.335	42.065	42.244	42.264	42.307	40.487	39 404
ζ8	10	41.386	41.271	41.521	41.569	41.794	42.107	41.717	41.403	41.388	41.771	41.693	42.107	41.172	41.316	41.098	41.380	42.605	42.516	42.764	42.613	42.673	40.501	39,431
ζ7	9	41.390	41.279	41.538	41.595	41.812	42.107	41.722	41.401	41.394	41.771	41.691	42.107	41.172	41.316	41.096	41.378	42.604	42.512	42.760	42.612	42.672	40.501	39 474
ζ6	8	41.423	41.301	41.574	41.604	41.876	42.205	41.788	41.459	41.439	41.843	41.765	42.215	41.204	41.356	41.124	41.432	42.741	42.642	42.908	42.744	42.809	40.484	39 336
ζ5	7	41.442	41.320	41.593	41.623	41.896	42.225	41.807	41.478	41.458	41.862	41.785	42.234	41.223	41.375	41.144	41.451	42.763	42.662	42.930	42.765	42.822	40.502	30 353
ζ4	9	41.474	41.355	41.628	41.627	41.942	42.301	41.868	41.552	41.513	41.932	41.864	42.318	41.267	41.427	41.197	41.521	42.860	42.767	42.043	42.861	42.929	40.565	30 407
ζ3	5	41.391	41.275	41.540	41.539	41.848	42.205	41.779	41.470	41.431	41.843	41.778	42.224	41.188	41.346	41.120	41.440	42.758	42.670	42.940	42.761	42.828	40.500	30 358
ζ2	4	41.419	41.297	41.570	41.600	41.872	42.201	41.783	41.454	41.434	41.839	41.760	42.209	41.198	41.350	41.120	41.427	42.737	42.637	42.904	42.740	42.805	40.477	30 370
ζ1	3	41.412	41.293	41.560	41.578	41.861	42.201	41.783	41.465	41.437	41.842	41.770	42.215	41.202	41.355	41.128	41.437	42.742	42.649	42.914	42.745	42.811	40.499	20 263
ζ 97b	2	41.390	41.278	41.538	41.623	41.812	42.107	41.709	41.438	41.389	41.771	41.680	42.106	41.171	41.316	41.094	41.388	42.613	42.378	42.619	42.538	42.612	40.485	30 370
Nr pkt.	1	AA 8095	AA 8096	AA 7229	0505	AA 7281	AA 7806	0502	13	AA 5678	AA 7971	3/10	AA 7985	AA 7430	AA 7566	BA 4563	BA 4572	KW01	bc 1000	bc 2000	Y 971	Y 978	AP 6048	0603

Tablica 23. Zestawienie odstępów quasi-geoidy Kronsztadt '86 od elipsoidy WGS84 uzyskanych z kolejnych wariantów [m]

Aniela Makowska
	-ζ1	5	.062	.062	.068	.049	.081	.100	.085	.087	.076	060.	.094	.103	.065	.072	690.	.084	.118	.118	.127	.116	.118	.066	.039
	47	1	0+0	0+	9+0	0+ 2	0+0	0+	1 + 0	9 + 0	0+	0+0	0+0	0+6	0+	0+0	0+9	1 + 0	0+	3 + 0	0+9	0+0	0+	9+0	0+0
	ς-ζ1	14	+0.030	+0.027	+0.033	+0.045	+0.035	+0.024	+0.024	+0.013	+0.021	+0.020	+0.015	+0.019	+0.021	+0.020	+0.016	+0.014	+0.02	+0.013	+0.015	+0.02(	+0.01	+0.003	-0.01(
I [m]	$(\zeta^0 - \zeta^1)^a$	13	+0.190	+0.162	+190	+0.100	+0.136	-0.083	+0.070	-0.162	+0.041	-0.073	-0.229	-0.306	+0.094	+0.059	+0.012	-0.124	-0.574	-0.587	-0.689	-0.552	-0.598	-0.005	+0.025
lo C 97biC	$\zeta 3 - \zeta^1 2000$	12	-0.075	-0.082	-0.076	- 0.097	-0.032	-0.009	-0.016	-0.103	- 0.064	-0.070	- 0.066	- 0.097	- 0.061	- 0.068	- 0.079	- 0.075	-0.151	+0.018	+0.007	-0.055	- 0.077	+0.008	-0.021
odniesieniu a	$\zeta 1 - \zeta^1 2000$	11	- 0.054	-0.064	-0.056	- 0.058	-0.019	-0.013	-0.012	-0.108	-0.058	-0.071	-0.074	-0.106	-0.047	- 0.059	-0.071	-0.078	-0.167	- 0.003	- 0.019	-0.071	- 0.094	+0.007	-0.016
riantów w o	$\zeta 1 - \zeta^0 2000$	10	+0.244	+0.226	+0.246	+0.158	+0.155	-0.070	+0.082	-0.054	+0.099	-0.002	-0.155	-0.200	+0.142	+0.119	+0.083	-0.046	-0.524	-0.584	-0.671	-0.481	-0.504	-0.012	+0.041
iych wa	r8	6	+0.004	+0.007	+0.017	+0.054	+0.018	0.000	-0.008	+0.035	0.000	0.000	-0.013	0.000	0.000	0.000	-0.004	+0.008	+0.008	-0.138	-0.145	-0.075	-0.061	-0.016	-0.061
z koleji	r7	8	0.000	-0.001	0.000	+0.028	0.000	0.000	-0.013	+0.037	-0.005	0.000	-0.011	-0.001	-0.001	0.000	-0.002	+0.010	+0.009	-0.134	-0.141	-0.074	-0.060	-0.016	-0.054
czonych	r6	7	-0.033	-0.023	-0.036	-0.019	-0.064	-0.098	-0.079	-0.021	-0.050	-0.072	-0.085	-0.109	-0.033	-0.040	-0.030	-0.044	-0.128	-0.264	-0.289	-0.206	-0.197	+0.001	+0.034
v Ç obli	51	9	-0.052	-0.042	-0.055	0.000	-0.083	-0.118	-0.098	-0.040	-0.069	-0.091	-0.105	-0.128	-0.051	-0.059	-0.050	-0.063	-0.150	-0.284	-0.310	-0.227	-0.210	-0.017	+0.017
odstępó	r4	5	-0.084	-0.077	-0.090	-0.004	-0.130	-0.194	-0.159	-0.114	-0.124	-0.161	-0.184	-0.212	-0.095	-0.111	-0.103	-0.133	-0.247	-0.389	-0.423	-0.323	-0.317	-0.080	-0.032
różnic o	r3	4	-0.001	+0.003	-0.002	+0.084	-0.036	-0.098	-0.070	-0.032	-0.042	-0.072	-0.098	-0.118	-0.017	-0.030	-0.026	-0.052	-0.145	-0.292	-0.321	-0.223	-0.216	-0.015	+0.012
awienie	r2	3	-0.029	-0.019	-0.032	+0.023	-0.060	-0.094	-0.074	-0.016	-0.045	-0.068	-0.080	-0.103	-0.027	-0.034	-0.026	-0.039	-0.124	-0.259	-0.285	-0.202	-0.193	+0.008	+0.041
24. Zestu	rl	2	-0.022	-0.015	-0.022	+0.045	-0.049	-0.094	-0.074	-0.027	-0.048	-0.071	-0.090	-0.109	-0.031	-0.039	-0.034	-0.049	-0.129	-0.271	-0.295	-0.207	-0.199	-0.014	+0.007
Tablica .	Nr pkt.	1	AA 8095	AA 8096	AA 7279	0505	AA 7281	AA 7806	0502	13	AA 5678	AA 7971	3/10	AA 7985	AA 7430	AA 7566	BA 4563	BA 4572	KW01	bc 1000	bc 2000	17971	Y978	AP 6048	0603

Biorąc pod uwagę względnie regularny charakter przebiegu izolinii odstępów quasi-geoidy, wykonano analizy oceny wyznaczenia wysokości na podstawie przyjęcia do wyrównania bezpośrednio wysokości w systemie Kronsztadt'86. Różne konfiguracje wartości zadanych prowadzą jednak do znacznych różnic dochodzących do 15 cm otrzymanych wartości i wskazują na nieadekwatność przyjmowanego modelu do wyrównania.

Odstępy quasi-geoidy wyznaczone metodą niwelacyjno-satelitarną zostały następnie porównane z wcześniej wyznaczonym modelem quasi-geoidy GUGiK – Quasi 97b (Łyszkowicz, 1998).

W procesie wyznaczania Quasi 97b wykorzystano globalny model potencjąłu grawitacyjnego Ziemi EGM96 oraz szybko zbieżną transformację Fourier a FFT (Schwarz i in., 1990). Do obliczeń wykorzystano średnie wartości anomalii grawimetrycznych w blokach 1'.5 x 3'.0 oraz cyfrowy model rzeźby terenu o rozdzielczości 1'.5 x 3'.0. Ostateczne wyniki modelu Quasi 97b otrzymano po wpasowaniu quasi-geoidy grawimetrycznej w quasigeoidę niwelacyjno-satelitarną na 334 punktach sieci POLREF. Dokładność tak wyznaczonego modelu Quasi 97b oceniona jest przez autora na  $\pm 4$  cm (Łyszkowicz, 1998).

Porównanie wartości quasi-geoidy niwelacyjno-satelitarnej Tatr i Podhala z Quasi 97b na poszczególnych punktach przedstawione jest w tablicy 24, kolumna 2 oraz na wykresie (rys. 18). Różnice odstępów zawierają się w granicach od +0.045 m w części północnej obiektu do -0.295 m dla punktów górskich. Większe rozbieżności różnic otrzymano natomiast dla wariantu 4 (sieć nawiązana do punktów POLREF). Wartości zawierają się w granicach od -0.004 m do -0.423 m dla punktów górskich (tabl. 24, kol. 5).

Boki	dx	dy	dz	dh
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
4563-4572	17	4	0	12
0603-6048	5	0	25	22
6048-13	5	0	3	5
13-0603	6	8	10	2
0502-8095	9	5	2	3
0502-7281	17	27	3	14
0502-5678	14	3	13	20
7566–7430	3	1	1	1
7566–5678	3	0	2	0
3/10-13	9	1	1	5
0505-7229	7	8	9	13
0502-7229	2	7	1	2
0502-8096	9	4	1	6

Tablica 25. Zestawienie dwukrotnie pomierzonych boków

72





Rys. 17. Przebieg quasi-geoidy na obszarze Tatr i Podhala na podstawie danych niwelacyjnych i pomiarów GPS (IGiK, 2000)

74



Rys. 18. Różnice między wysokościami quasi-geoidy uzyskanymi z danych niwelacyjnych i GPS (IGiK, 2000) oraz modelem Quasi 97b (A. Łyszkowicz)

Nadając dziesięciu punktom niwelacyjnym na liniach I klasy (Chochołów – Nowy Targ, Nowy Targ – Łysa Polana) zadaną wysokość elipsoidalną (Kr'86 +  $\zeta$ 97b) i przyjmując współrzędne punktu sieci zagęszczającej EUVN AP6048, otrzymano z obserwacji satelitarnych dla wyznaczanych dwóch punktów (BA4503 i BA4572) w północnej części obiektu zgodność z wartością katalogową nie większą niż 1 cm. Jednak dla dwóch pozostałych punktów położonych bliżej masywu Tatr otrzymano wartości różne o +3.7 cm i –1.1 cm. Dla punktów górskich i punktów 0505 i 0603 różnice osiągają wartości dochodzące do –14 cm (tabl. 24, kol. 8). Inne konfiguracje wartości zadanych (tabl. 24, kol. 9) prowadzą do podobnych różnic otrzymanych wartości i wskazują na nieadekwatność przyjmowanych odstępów quasi-geoidy od jej rzeczywistego przebiegu.

Wartości zamieszczone w kolumnie 11 (tablica 24), przedstawiające różnicę między wynikami wyrównania nawiązanego jednopunktowo (punkt EUVN AP6048) i nawiązanego jak w wariancie 1, wykazują różnice dochodzące do +4.5 cm, a ich regularny przebieg wskazuje na konieczność nawiązywania obiektu do minimum trzech punktów.

Regularny (względnie) przebieg izolinii różnic między układem POLREF i układem nawiązanym do stacji permanentnych (warianty wyrównania H4 i H1) wskazuje na lokalne nachylenie w wysokości jednego układu względem drugiego, świadcząc pośrednio o dokładności pomiarów satelitarnych, a zarazem o problemie wyznaczania przebiegu quasi-geoidy (tabl. 24, kol. 12).

Wyznaczona quasi-geoida z niniejszego opracowania to znaczy z pomiarów satelitarnych i wyników Kronsztadt'86 ( $\zeta$ 1, tabl. 23) w pierwszej kolejności została porównana z wyznaczoną przez prof. Edwarda Osadę geoidą niwelacyjną (N2000), otrzymaną na podstawie interpolacji funkcji sklejanej minimalnej krzywizny (Osada, 1998). Z porównania wynika, że geoida niwelacyjna na punktach sieci POLREF 0502 i 0603 zlokalizowanych na badanym obszarze tylko w przybliżeniu aproksymuje quasi-geoidę  $\zeta$ 1. Różnice między N2000 a 1 $\zeta$  (IGiK2000) są bardzo duże i zawierają się w granicach od +25 cm na północy obiektu do -70 cm dla punktów górskich (rys. 19). Analizując wyniki powyższego porównania, E. Osada opracował nowy model quasi-geoidy, który znacznie lepiej aproksymuje quasi-geoidę satelitarno-niwelacyjną  $\zeta$ 1. Różnice między  $\zeta$ 1 i nowym modelem N2001 zawierają się w granicach od -0.7 cm do +10.3 cm, a więc znacznie lepiej aproksymują quasi-geoidę (rys. 20).

Na zakończenie podano analityczny opis przebiegu quasi-geoidy w Tatrach i na Podhalu.





Rys. 19. Różnice między wysokościami quasi-geoidy uzyskanymi z danych niwelacyjnych i GPS (IGiK, 2000) oraz modelem N 2000 (dane z Departamentu Geodezji GUGiK)



Rys. 20. Różnice między wysokościami quasi-geoidy uzyskanymi z danych niwelacyjnych i GPS (IGiK, 2000) oraz modelem N1 2000 (dane z Departamentu Geodezji GUGiK)

Analityczna aproksymacja przebiegu quasi-geoidy została wykonana metodą polegającą na iteracyjnym poszukiwaniu optymalnego stopnia wielomianu. Przeprowadzono testy numeryczne, wykorzystując wielomiany drugiego, trzeciego i czwartego stopnia. Testy numeryczne przeprowadził bezinteresownie dr hab. inż. Jerzy Balcerzak, za co mu bardzo dziękuję. Z przeprowadzonej analizy wynika, że podstawowe parametry wyznaczenia funkcji aproksymujących są najkorzystniejsze dla wielomianu trzeciego stopnia i wynoszą  $m_0 = \pm 3.29$  cm i  $V_{max} = 5.12$  cm, przykładowo dla wielomianu drugiego stopnia wynoszą odpowiednio  $m_0 = \pm 6.40$  cm i  $V_{max} = 9.82$  cm, natomiast czwartego stopnia  $m_0 = \pm 4.65$  cm i  $V_{max} =$ 5.12 cm. Ograniczając obszar badany jedynie do Podhala, dokładność funkcji aproksymującej ulega znacznemu zwiększeniu. W tym przypadku dla wielomianu trzeciego stopnia  $m_0 = \pm 1.42$  cm i  $V_{max} = 1.93$  cm (dla wielomianu drugiego stopnia  $m_0 = \pm 2.96$  cm i  $V_{max} = 3.83$  cm, natomiast czwartego stopnia V<sub>max</sub> = 1.94 cm). Z przeprowadzonej analizy wynika, że dla badanego obszaru o promieniu 15 km, ale bardzo zróżnicowanej rzeźbie terenu, aproksymacja przebiegu quasi-geoidy jedną funkcją (wielomian trzeciego stopnia) prowadzi do znacznych błędów (V<sub>max</sub> =5.12 cm).

# 2. RYS HISTORYCZNY BADAŃ GEODEZYJNYCH W TATRACH I NA PODHALU DO ROKU 1985

Wyznaczanie charakterystyk pola siły ciężkości Ziemi i redukcji pomiarów geodezyjnych na powierzchnie odniesienia oparte sa na wielu hipotezach dotyczących rozkładu gęstości mas i przyspieszenia we wnętrzu Ziemi. Zagadnienie to szczególnie ostro jest zarysowane w terenach górskich ze względu na wysokości redukcyjne i nierównomierny rozkład mas spowodowany deniwelacjami terenu. Ponadto technika wyznaczania wysokości w górach napotyka również trudności. Wprawdzie precyzyjna niwelacja geometryczna jest jedną z najdokładniejszych geodezyjnych metod pomiarowych, posiada jednak wiele ograniczeń dokładnościowych w górach. Najistotniejsze z nich to błędy zmian skal łat niwelacyjnych oraz duża liczba stanowisk pomiarowych na ciągu. Czynniki te powodują, iż metoda jest wrażliwa na błędy systematyczne i bardzo uciążliwa w realizacji. Stąd konieczność podejmowania badań nad możliwościami wyniknęła wykorzystania kąta pionowego jako elementu w metodzie nie tylko do wyznaczania przewyższeń (niwelacja trygonometryczna) i odchyleń pionu, lecz także do realizacji sieci przestrzennych w terenach górskich. Badania te przede wszystkim dotyczyły określenia wpływu czasoprzestrzennego zjawiska refrakcji na wyznaczanie wartości kąta pionowego, jak również opracowania redukcji pomiarów grawimetrycznych na powierzchnię odniesienia, które razem determinuja dokładność opracowania pomiarów geodezyjnych w górach. Przykładowo badania te prowadzono w Himalajach (Finsterwalder, Ganger, 1941; de Graff-Hunter, 1958; Hoffman, 1955) i w Tatrach (Hradilek, 1959; Makowska, 1966).

#### 2.1. Badania w Tatrach Polskich

## 2.1.1. Wysokościowa baza grawimetryczna

W roku 1956 została założona na obszarze Tatr Polskich wysokościowa baza wahadłowa do cechowania grawimetrów. Baza ta stanowiła wówczas część Krajowej Bazy Grawimetrycznej Gdańsk – Kasprowy Wierch i była wykonana we współpracy Instytutu Geodezji i Kartografii (IGiK) z ówczesną Katedrą Geodezji Wyższej Politechniki Warszawskiej. Baza została zlokalizowana w postaci dwóch przęseł łączących Zakopane (Muzeum Tatrzańskie:  $\varphi = 49^{\circ}17'.8$ ,  $\lambda = 19^{\circ}57'.1$ , H = 826.9 m) z Kuźnicami (budynek prewentorium:  $\varphi = 49^{\circ}16'.4$ ,  $\lambda = 19^{\circ}59'.0$ , H = 993.3m) oraz Kuźnice z Kasprowym Wierchem (budynek Obserwatorium Meteorologicznego:  $\varphi = 49^{\circ}14'.0$ ,  $\lambda = 19^{\circ}59'.0$ , H = 1985.1 m).

79

Wartość  $\Delta g$  różnicy przyspieszenia siły ciężkości między punktami bazy została wyznaczona aparaturą czterowahadłową firmy Askania przez zespół pracowników Politechniki Warszawskiej. Przed przystąpieniem do pomiaru aparatura podstawowa została szczegółowo zbadana i uzupełniona między innymi o urządzenie do kompensacji składowej pionowej ziemskiego pola magnetycznego (Ząbek i in., 1957). Program obserwacji na stanowisku zakładał pięć sześciogodzinnych serii pomiarowych. Ponadto każde stanowisko było mierzone minimum dwu- lub trzykrotnie. Wartości  $\Delta g$ przęseł bazy i średnie błędy pomiaru zostały wyznaczone odpowiednio dla przęseł: Zakopane – Kuźnice (–34.74 ±0.29) mGal, Kuźnice – Kasprowy Wierch (–217.90 ±0.27) mGal.

Punkty grawimetryczne pomierzone aparaturą wachadłową (punkty wachadłowe) stabilizowano znakami w podłogach budynków. W pobliżu budynku, w którym znajdował się punkt wahadłowy zakładano punkty grawimetryczne stabilizowane blokami betonowymi o wymiarach 70x70x120 cm z trzpieniem metalowym. Tak zostały zastabilizowane punkty grawimetryczne w Zakopanem i Kuźnicach.

Z kolei na Kasprowym Wierchu i stacji pośredniej kolejki linowej w Myślenickich Turniach zostały wybrane jako punkty grawimetryczne, punkty wykorzystywane przez Instytut Geologiczny do wzajemnego porównywania grawimetrów (Bokun, 1957). W roku 1958 jednostkę tej bazy określono przez przeniesienie za pomocą grawimetru Askania GS11 jednostki międzynarodowej sieci grawimetrycznej europejskich byłych państw socjalistycznych. Wartości ∆g przęseł bazy między punktami wahadłowymi Zakopane – Kuźnice i Kuźnice – Kasprowy Wierch zostały przeliczone do tej nowej jednostki i wyniosły odpowiednio: -34.78 mGal i -217.77 mGal. Baza ta była wykorzystywana do roku 1968, to jest do czasu założenia jednolitej bazy grawimetrycznej w Polsce. Przęsło tej bazy Zakopane - Kuźnice zostało następnie włączone do międzynarodowej bazy Kraków -- Budapeszt. Przy tym część tej bazy od Krakowa do Kuźnic została zrealizowana za pomocą pięciu punktów. W pomiarach na tej części bazy uczestniczyli specjaliści z Polski (IGiK), z ówczesnej Czechosłowacji, Wegier, Niemiec i byłego Związku Radzieckiego. Pomiary wykonywano trzema grawimetrami typu Askania GS12, pięcioma typu Sharpe i sześcioma grawimetrami radzieckimi GAG2. Wyrównanie zostało przeprowadzone niezależnie przez IGiK oraz przez specjalistów z ówczesnej Czechosłowacji. Różnice między niezależnymi opracowaniami wynosiły na poszczególnych przęsłach nie więcej niż 0.01mGal (0.1µms<sup>-2</sup>). Ostatecznie ustalona wartość Ag przesła miedzy punktami grawimetrycznymi Zakopane – Kuźnice wyniosła wówczas  $(-34.52 \pm 0.01)$  mGal.

# 2.1.2. Niwelacja barometryczna

Jako jedną z pierwszych geodezyjnych prac badawczych przeprowadzonych w latach 1960–1962 należy wymienić badania związane z wyznaczaniem wysokości za pomocą niwelacji barometrycznej (Kamińska, 1967). Badania zlokalizowano na terenie kolejki linowo-terenowej na Gubałówkę (średnia wysokość 1000 m n.p.m). Do badań używano zestawu trzech altimetrów Paulina i mikrobarometru Askania. W wyniku przeprowadzonych badań opracowano metodę wyznaczania różnic wysokości z dokładnością  $\pm 1.2$  m.

Metoda ta została następnie wykorzystana przy wyznaczaniu wysokości punktów grawimetrycznych, mierzonych w Tatrach przez IGiK w roku 1966.

## 2.1.3. Niwelacja trygonometryczna

Na początku lat 60. zostały przeprowadzone przez autorkę badania wyznaczenia wysokości i odchyleń linii pionu za pomocą niwelacji trygonometrycznej na obszarze Tatr Polskich. Badania były prowadzone w aspekcie szczegółowej analizy teorii niwelacji trygonometrycznej, z uwzględnieniem wpływu pola siły ciężkości Ziemi (Makowska, 1966) oraz w aspekcie praktycznym od strony wyników przeprowadzonych badań w konkretnym terenie nad zjawiskiem refrakcji. Jako pole doświadczalne wybrano obszar Tatr Polskich, który bardziej niż inne grupy górskie w Polsce wymagał indywidualnego potraktowania ze względu na swą wybitną hipsometryczną odrębność. Obierając obszar Tatr Polskich, kierowano się specjalnym znaczeniem niwelacji trygonometrycznej w górach, gdzie zarówno niwelacja geometryczna, jak i pomiary grawimetryczne napotykają duże trudności, podczas gdy warunki obserwacji kątów pionowych są znacznie korzystniejsze, bo celowe przebiegają z dala od źródeł zakłócających (Ziemi). Również mniejsza gęstość powietrza wpływa korzystnie na wyniki obserwacji. Na terenach górskich dochodzi jednak inny czynnik wpływający na wyniki niwelacji trygonometrycznej, a mianowicie odchylenia linii pionu, których składowe na kierunki celowania zmieniaja wartość pomierzonych kątów pionowych. Pozwala to z kolei na wykorzystanie kątów pionowych do wyznaczania odchyleń linii pionu i badania przebiegu geoidy. Nade wszystko jednak na czoło zagadnień związanych z niwelacją trygonometryczną wysuwa się badanie wpływu refrakcji na wartość kątów pionowych, jako zjawiska zmiennego w czasie i w przestrzeni, a więc związanego z lokalnymi warunkami terenowymi.

Badania prowadzono na polu testowym (rys. 21).



Rys. 21. Trygonometryczna sieć testowa.

W celu uchwycenia charakteru i wartości zmian refrakcji przeprowadzono precyzyjne badania zmian kątów pionowych w różnych warunkach atmosferycznych w czterech okresach pomiarowych: sierpień 1963 rok, lipiec i październik 1964 rok, maj 1965 rok. Badania przeprowadzano w interwałach dziennych, w godzinach 8–20, w odstępach jednogodzinnych za pomocą precyzyjnych teodolitów Wild T3 i OT02, wykonując pomiary jednocześnie na trzech stanowiskach. Równocześnie z pomiarem kątów na stanowiskach prowadzono pomiary parametrów meteorologicznych (temperatura, ciśnienie i wilgotność powietrza). Zarówno instrumenty geodezyjne, jak i przyrządy meteorologiczne były testowane na bazach wzorcowych.

Z prowadzonych badań wynika, że zarówno refrakcja, jak i jej rozrzut są funkcją wysokości stanowisk nad poziomem morza i wysokości celowej nad terenem (Makowska, 1966). Dla punktów wysokogórskich najodpowiedniejszym czasem przeprowadzenia pomiarów kątów pionowych jest okres między godzinami 16–19. Latem współczynniki refrakcji zachowują stałą wartość zarówno w różnych dniach, jak i dla różnych celowych. Wartość współczynnika w tym okresie dla badanego obszaru wyniosła 0.135  $\pm 0.01$ , pod warunkiem, że obserwacje wykonywano przy stałej pogodzie, to znaczy pogodzie pozwalającej na kilkudniowe obserwacje.

Dla punktów niżej położonych współczynniki refrakcji posiadają mniejszą wartość (0.09–0.12). Pomimo podanych wartości współczynników refrakcji, należy stosować je z dużą ostrożnością ze względu na zmienność warunków atmosferycznych i mikroklimat stanowisk obserwacyjnych. Biorąc powyższe pod uwagę, zostały zaproponowane dwa możliwe rozwiązania: wyznaczanie refrakcji z uwzględnieniem danych meteorologicznych albo przyjęcie modelu refrakcji normalnej.

Pierwsze z nich dotyczyło wyznaczania refrakcji z wykorzystaniem pomiarów wykonanych na stacjach meteorologicznych w Tatrach i na Podhalu, wspomaganych obserwacjami na stanowiskach pomiarowych. Dla danej wysokości obliczono różnicowe współczynniki refrakcji z danych meteorologicznych, które następnie odpowiednio ważone stały się elementami współczynnika refrakcji dla przebiegu celowej. Dokładność tak wyznaczonych współczynników refrakcji jest oceniana na ±0.01 dla stanowisk na szczytach górskich. Dla punktów niżej położonych (1100 m n.p.m.) dokładność jest mniejsza i wynosi  $\pm 0.03$ , a nawet  $\pm 0.05$  dla celowych przebiegających nad zboczami silnie nasłonecznionymi (obserwacje z punktu Gubałówka). Jednak i w tym wypadku z pomiarów należy wyeliminować okresy z inwersją temperatury, ze zmianą frontów powietrza, przed i po burzy oraz okresy poprzedzające wiatr halny nawet do 5 dni.

Natomiast w drugim rozwiązaniu przyjęcie modelu ze stałym współczynnikiem refrakcji dla stanowiska jest dobrą aproksymacją reżimu termicznego w górach, dla przypadków celowych z dużą odległością od powierzchni Ziemi. Tak przyjęte współczynniki refrakcji zostały wprowadzone jako niewiadome i wyznaczone w procesie wyrównania sieci. Dokładność wyznaczenia tych współczynników została oceniona na  $\pm (0.01 \text{ do } 0.02)$  dla punktów wysokogórskich.

Tak przyjęty model nie jest słuszny dla punktów niżej położonych nad poziomem morza (1100 m), zwłaszcza dla celowych biegnących nad różnie nasłonecznionymi zboczami i nad zróżnicowanym pokryciem terenu w okolicy stanowiska. Dlatego zaleca się przyjęcie do wyrównania modelu z grupowym współczynnikiem refrakcji na stanowisku lub wprowadzenie wysokości ekwiwalentnej dla celowej.

Należy dodać, że z opracowania sieci trygonometrycznej w terenach górskich można wyznaczać odchylenia linii pionu. Z przeprowadzonych analiz modelowych wynika jednak, że jednoczesne wyznaczanie odchyleń linii pionu i współczynników refrakcji stałych dla stanowisk prowadzi do układów słabo wyznaczalnych z uwagi na duże średnie błędy niewiadomych. Wyznaczanie jedynie przewyższeń i odchyleń linii pionu przy znajomości współczynników refrakcji (np. z pomiarów meteorologicznych) pozwala wyznaczyć odchylenia linii pionu z błędem średnim mniejszym od błędów średnich pomiarów kątów pionowych.

## 2.1.4. Tatrzańska Sieć Doświadczalna

Kontynuacją powyższych badań były prace prowadzone w latach 1971–1975 w sposób bardziej kompleksowy i w szerszym niż dotąd zakresie, w ramach tematu "Wpływ środowiska górskiego na pomiary geodezyjne" wykonywane przez pracowników Instytutu Geodezji Wyższej i Astronomii Geodezyjnej Politechniki Warszawskiej na zlecenie Instytutu Geodezji i Kartografii.

Badania zlokalizowano w Tatrach Zachodnich i na Podhalu według projektu autorki. Założono wówczas tak zwaną **Tatrzańską Sieć Doświadczalną** obejmującą 7 punktów (rys. 22), wchodzących w skład państwowej sieci triangulacyjnej. Zachowano istniejącą już stabilizację typową dla punktów sieci triangulacyjnej. Punkty na Podhalu o numerach od 1 do 4 były zabudowane wieżami. Natomiast punkty o numerach od 5 do 7 były to punkty górskie, na których obserwacje wykonywano ze stanowisk naziemnych, przy czym na punkcie 5 – Kopieniec Wielki ze statywu, natomiast na punktach 6 – Kasprowy Wierch i 7 – Małołączniak ze specjalnych już istniejących stolików, którymi zabudowane były znaki pomiarowe. Obszar badania rozciągał się na powierzchni o wymiarach 16x12 km i wysokościach od 1000 m do 2100 m n.p.m.

W celu zbadania wpływu refrakcji na przebieg linii celowej poza badaniem zmian kątów zenitalnych i parametrów atmosfery niezbędne było wyznaczenie odchylenia linii pionu, przebieg geoidy, wysokości punktów w określonym systemie (np. ortometrycznym), długości boków. Wielkości te wyznaczono na podstawie pomiarów astronomicznych, grawimetrycznych, niwelacyjnych, kątowych optycznych i długościowych elektrooptycznych.



Rys. 22. Tatrzańska Sieć Doświadczalna

## 2.1.4.1. Pomiary astronomiczne

Pomiary astronomiczne wykorzystano do wyznaczenia względnych odchyleń linii pionu. Pomiary wykonano na czterech punktach Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej: Gubałówka, Knapy, Kasprowy Wierch i Małołączniak. Na każdym punkcie obserwacje wykonywało dwóch obserwatorów (Jan Bieniewski i Leopold Pieczyński, Magdalena Dukwicz-Łatka i Leopold Pieczyński). Początkowo do obserwacji używano teodolitu Tavistock i metodę Piewcowa oraz odległości zenitalnej do wyznaczenia szerokości. Następnie do obserwacji używano teodolitu Wild T4 i do wyznaczenia szerokości zastosowano metodę Horrebow-Talcotta, zaś do wyznaczenia długości metodę Zingera.

Na Kasprowym Wierchu i na Małołączniaku teodolit stał na specjalnym stoliku, a na Gubałówce i w Knapach na statywie.

Warunki pracy były bardzo trudne. Punkt na Kasprowym Wierchu znajduje się w miejscu eksponowanym, co zmuszało do zachowania szczególnej ostrożności podczas nocnych obserwacji. Punkt na Małołączniaku wymagał transportu sprzętu (Wild T4) ścieżką górską, w wielu miejscach eksponowaną. W wypadku gwałtownej burzy lub silnego wiatru sytuacja na Małołączniaku stawała się krytyczna. W 1972 roku podczas pracy na tym punkcie nastąpiło gwałtowne załamanie pogody połączone z dużym opadem śniegu. Likwidacja obozu i zniesienie sprzętu odbywało się w zimowej scenerii.

Błędy średnie wieczoru obserwacyjnego na ogół nie przekraczały wartości  $\pm 0.75$  dla szerokości i  $\pm 0.805$  dla długości. Niestety, zarówno między wieczorami obserwacyjnymi, jak i poszczególnymi obserwatorami wystąpiły duże różnice osobowo-instrumentalne, które niekorzystnie wpłynęły na ocenę realnych dokładności ostatecznych rezultatów.

Współrzędne astronomiczne opracowane przez wyżej wymienionych obserwatorów zostały zredukowane do bieguna średniego i są zamieszczone w tablicy 26.

Stanowiska	φ λ			
	[°′″]	[°′″]		
Gubałówka	+49 18 40.8	-1 19 44.86		
Kasprowy Wierch	+ 49 14 16.8	-1 19 55.46		
Knapy	+ 49 21 03.5	-1 20 14.53		
Małołączniak	+ 49 14 25.6	-1 19 40.74		

Tablica 26. Współrzędne astronomiczne



Foto. Gregor M. (1984)

Kasprowy Wierch – punkt Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej. Na stanowisku lustro i heliotrop, przy przyrządach mgr inż. Jolanta Pawelec.

## 2.1.4.2. Pomiary grawimetryczne

Pomiary grawimetryczne wykorzystano do wyznaczenia odchyleń linii pionu na fizycznej powierzchni Ziemi, do badania przebiegu geoidy i redukcji pomiarów niwelacyjnych do przyjętego systemu wysokości.

Na badanym obszarze pomiary grawimetryczne zostały wykonane poprzednio przez Państwowe Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych (PPPG) w 1961 roku i Instytut Geodezji i Kartografii w 1966 roku. Pierwsze z nich miały charakter zdjęcia regionalnego i sięgały w Tatrach do Drogi pod Reglami z pojedynczymi poligonami w wyższych partiach gór. Zdjęcie wykonane przez IGiK uzupełniało powyższe pomiary w partiach szczytowych.

Pomiary grawimetryczne wykonane pod kierunkiem Marcina Barlika (obecnie profesora) w latach 1971–1974 miały charakter pomiarów uzupełniających i obejmowały obszar od Hali Gąsienicowej do Doliny Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich.

Do pomiarów używano grawimetrów GAK 7T (1971–1973) i Wordena (1974). Cechowanie grawimetrów przeprowadzano na dwóch przęsłach bazy grawimetrycznej Nowy Targ – Zakopane i Zakopane – Kuźnice oraz metodą nachylania. Sieć grawimetryczną nawiązano do trzech punktów sieci wahadłowej, a mianowicie: Muzeum Zakopane, Kuźnice i Kasprowy Wierch. Ogółem założono 156 punktów grawimetrycznych. Błąd średni pojedynczego pomiaru na punktach zdjęcia szczegółowego określony na podstawie podwójnego wyznaczenia wartości referencyjnej g wyniósł:  $\varepsilon = \pm 0.15$  mGal (±1.5 µms<sup>-2</sup>).

Współrzędne geograficzne punktów grawimetrycznych wyznaczono za pomocą wcięć kątowych i pomiarów tachimetrycznych w nawiązaniu do punktów o znanych współrzędnych (Gubałówka, Kasprowy Wierch i Małołączniak). Wysokości punktów grawimetrycznych określono na podstawie pomiarów tachimetrycznych, niwelacji geometrycznej i trygonometrycznej.

Błąd średni wyznaczenia współrzędnych poziomych wyniósł:  $m_{\phi} = m_{\lambda} = \pm 1.5 \text{ m}$ , natomiast błąd średni wysokości:  $m_{H} = \pm 0.2 \text{ m}$ .

# 2.1.4.2.1. Wyznaczanie rzeczywistych odchyleń linii pionu na fizycznej powierzchni Ziemi

Odchylenia linii pionu wyznaczono w myśl teorii Stokesa, na podstawie wzorów Vening-Meinesza. Powszechnie stosowane anomalie Faye'a w procesie całkowania wzorów Vening-Meinesza, w terenach górskich, posiadają ograniczoną reprezentatywność. Jest ona charakterystyczna tylko dla niewielkiego obszaru wokół punktu grawimetrycznego. Aby spełnić postulaty wymagane przez teorię Stokesa, zdjęcie grawimetryczne powinno obejmować wszystkie charakterystyczne punkty rzeźby terenu. Biorąc

pod uwagę powyższe trudności, do obliczeń odchyleń linii pionu w Tatrach zastosowano następujący algorytm obliczeń (Barlik, 1976):

- obliczenie odchyleń linii pionu na geoidzie przy użyciu anomalii Bouguera dla stref do 11 km i anomalii Faye'a dla stref powyżej 11 km, w tym przypadku redukcja Bouguera zawiera, poza redukcją ze względu na płytę, redukcję topograficzną i redukcję Faye'a;
- odtworzenie wpływu wygładzonej rzeźby terenu i mas usuniętych redukcją Bouguera na przebieg linii pionu;
- przejście z geoidy na fizyczną powierzchnię Ziemi przy uwzględnieniu różnicy krzywizn linii pionu w polu ciężkościowym rzeczywistym i normalnym.

Do rozwiązania powyższych zagadnień posłużyły następujące materiały źródłowe:

- mapy anomalii Bouguera dla badanego obszaru sporządzone na podstawie zdjęcia regionalnego wykonanego przez Państwowe Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych (PPPG) w skali 1:50 000 dla gęstości  $\sigma = 2.6$  gcm<sup>-3</sup> dla terenów podgórskich oraz  $\sigma = 2.7$  gcm<sup>-3</sup> dla terenów górskich;
- mapy anomalii Bouguera sporządzonej przez ówczesną Czechosłowacką Służbę Geodezyjną w skali 1:200 000 dla gęstości σ = 2.67 gcm<sup>-3</sup>; dokonano przy tym transformacji tej mapy do układu lokalnego i skali 1:50 000;
- dla pomiarów wykonanych przez Instytut Geodezji i Kartografii w 1966 roku w Tatrach obliczono wartość anomalii Bouguera dla gęstości  $\sigma = 2.7 \text{ gcm}^{-3}$ ;
- czwartym uzupełniającym materiałem źródłowym są pomiary wykonane przez pracowników Instytutu Geodezji Wyższej i Astronomii Geodezyjnej Politechniki Warszawskiej; dla każdego z punktów obliczono anomalię Bouguera dla gęstości  $\sigma = 2.7$  gcm<sup>-3</sup> i określono wartość redukcji terenowej uwzględniając rzeźbę terenu w promieniu 20 km od stanowiska.

Obliczenie wpływu pola grawitacyjnego na odchylenie pionu, poza granicami mapy anomalii Bouguera, wykonano na podstawie:

- mapy anomalii Faye'a dla Polski w skali 1:2 000 000 sporządzonej przez Jerzego Bokuna w 1958 roku,
- map anomalii Faye'a w skalach 1:4 000 000 i 1:20 000 000 sporządzonych w 1967 roku przez Kaulę i innych, obejmujących obszar Europy Środkowej.

Odchylenie linii pionu na geoidzie wyznaczano w procesie numerycznego całkowania wzorów Vening-Meinesza za pomocą specjalnych diagramów. W strefie centralnej do 11 km wykorzystano diagram, dzieląc obszar na 6 stref i odpowiednio 12, 24 i 32 sektory. Natomiast dla stref dalszych, powyżej 11 km, korzystano z diagramów Jeremjewa stosowanych do wyznaczeń odchyleń linii pionu. Praktycznie obszar całkowania mógł być ograniczony do 300 km. Wpływ stref dalszych od 300 km był już liniowo zmienny w granicach około 0".22.

Z kolei wygładzenie rzeźby terenu i uwzględnienie mas topograficznych poprzez redukcję Bouguera wymagało obliczenia wpływu odtworzenia tych mas na odchylenie linii pionu. Wartości te obliczono za pomocą specjalnych diagramów i map topograficznych w skali 1:25 000 w granicach do 11 km od stacji.

Obliczone na geoidzie odchylenia linii pionu zostały następnie przeniesione na fizyczną powierzchnię Ziemi z uwzględnieniem krzywizny linii pionu. W procesie obliczeń krzywizny linii pionu w rzeczywistym polu siły ciężkości użyto poziomy gradient anomalii Bouguera.

W tablicy 27 zamieszczono zestawienie obliczonych odchyleń pionu dla punktów Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej. Błędy tak wyznaczonych składowych odchyleń linii pionu wynoszą  $m_{\xi} = m_{\eta} = \pm 0".51$  i zostały ocenione na podstawie dwukrotnych niezależnych wyznaczeń na punktach sieci doświadczalnej.

W tablicy 27 zamieszczono wartości wyników obliczeń poszczególnych składników dla zobrazowania ich wpływu na składowe odchylenia linii pionu w tych ekstremalnych warunkach.

Tak wyznaczone odchylenia linii pionu porównano z astronomiczno--satelitarnymi odchyleniami pionu. Obserwacje satelitarne zostały wykonane w ramach prac prowadzonych na TPG.

Wyniki porównania wartości są zamieszczone w tablicy 28. Różnice są dość duże, gdyż ich wartości dochodzą do 1".8 w składowej południkowej i do 1".6 w pierwszym wertykale i nie mają charakteru systematycznego. W przeciwnym wypadku różnice te mogłyby wynikać z przyjęcia różnych elipsoid odniesienia, innej dla pomiarów satelitarnych (WGS 84) i innej dla pomiarów grawimetrycznych. Wobec tego niesystematyczna natura różnic wynika z większych niż podano wyżej błędów wyznaczeń wartości grawimetrycznych odchyleń linii pionu i może być spowodowana rzadkim zdjęciem grawimetrycznym. W tablicy 28 zamieszczono również astronomiczno-geodezyjne odchylenia linii pionu odniesione do elipsoidy Krasowskiego oraz różnice wartości pomiędzy astronomiczno-satelitarnymi i astronomiczno-geodezyjnymi odchyleniami linii pionu. Systematyczny charakter różnic świadczy tutaj o dużej dokładności wykonania pomiarów astronomicznych.

Z		Δξι	ξ (Σ)	τţ	ξφz	Δξ11-100	ξıpz	Δξ100 - 300	ξ0-300	Δξ300 -1000	ξ0-1000
	INAZWA STACJI	Δη <sub>ι</sub>	1 (Z)	٦,	μ <sub>b</sub> z	Δη11-100	TInz	Δη100-300	10-300	Δη 300 - 1000	Na-1000
		"	["]	1.1	["]			["]	["]		["]
-	Gubałowka	+ 1.65	+ 0.68	+ 0.10	+ 2.43	+ 6.70	+ 9.13	+ 0.40	+ 9.53	+ 1.73	+ 11.26
		- 0.56	- 0.26	+ 0.01	- 0.81	+ 1.30	+ 0.49	+ 1.21	+ 1.70	+ 0.56	+ 2.26
2	Rolow Wierch	+ 2.08	+ 0.44	+ 0.13	+ 2.65	+ 6.75	+ 9.40	+ 0.49	+ 9.89	+ 1.59	+ 11 48
		- 0.11	- 0.32	+ 0.02	- 0.41	+ 1.63	+ 1.22	+ 1.28	+ 2.50	12.0+.	+ 3.21
m	Knapy	+ 3.61	+ 0.55	+ 0.10	+ 4.26	+ 7.62	+ 11.88	+ 0.59	+ 12.47	+ 1.80	+ 14 27
		+ 0.05	- 0.39	+ 0.08	- 0.26	+ 2.92	+ 2.66	+ 1.49	+ 4.15	+ 0.70	+ 485
4	Cyrhla n/Białką	+ 6.88	+ 0.85	+ 0.07	+ 7.80	+ 7.81	+ 15.61	+ 0.43	+ 16.04	+ 1.69	+ 17.73
1		- 1.08	- 0.27	+ 0.04	- 1.31	+ 2.08	+ 0.77	+ 1.27	+, 2.04	+ 0,60	+ 2.64
S	Kopieniec	+12.88	- 0.08	+ 0.11	+ 12.91	+ 7.41	+ 20.32	+ 0.40	+ 20.72	+ 1.75	+ 22.47
		+ 2.28	- 0.23	- 0.07	+ 1.98	+ 1.65	+ 3.63	+ 1.24	+ 4.87	+ 0.70	+ 5.57
9	Kasprowy Wierch	+ 8.26	- 0.41	+ 0.50	+ 8.35	+ 6.68	+ 15.03	+ 0.28	+ 15.31	+ 1.78	+ 17.09
		- 3.19	- 0.50	+ 0.11	- 3.58	+ 0.89	- 2.69	+ 1.05	- 1.64	+ 0.67	- 0.97
-	Małołączniak	+ 5.31	- 0.42	+ 0.45	+ 5.34	+ 6.94	+ 12.28	+ 0.45	+ 12.73	+ 1 66	+ 14 39
		- 1.38	- 1.04	+ 0.69	- 1.73	+ 0.62	- 1.11	+ 1.42	+ 0.31	+ 0.78	+ 1.09
Obja A5,	iśnienia: i Δη <sub>t</sub> – wpływ odti i μ(Σ) – cłystonio o	worzenia to	pografii na	składowe c	dchylenia l	inii pionu,					
TE I	r <sub>1</sub> - wpływ krzy	ywizny lini	i pionu na s	skladowe od	czone przy u Ichyleń pion	uzyciu anor nu,	nalii Bougu	era dla stref	y centralne	ij do 11 km,	
Faye	-100 km, Δ5100-300 km, Δ530 *a,	00-1000 km 1 0	dpowiednic	o dla Δη – s	kładowe od	chylenia pi	onu na geoi	dzie obliczo	me na pods	stawie anoma	lii
Sin	- rzeczywiste	e odchyleni	ie linii pion	u (składowe	c) na fizyczi	nej powierz	chni Ziemi				¢
										•	

Tablica 27. Zestawienie składowych odchyleń pionu na punktach Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej

90

# Aniela Makowska

Numer punktu		vime- czne	Elip WC	soida 5884	Elips Kraso g	oida wskie 0		Róż	nice	
	ξ <sup>gr</sup>	$\eta^{ m gr}$	ع <sup>a-s</sup>	η <sup>a-s</sup>	ξ <sup>a-g</sup>	$\eta^{a-g}$	ξ <sup>a-s</sup> - ξ <sup>gr</sup>	η <sup>a-s</sup> - η <sup>gr</sup>	ξ <sup>a-s</sup> - ξ <sup>a-g</sup>	η <sup>a-s</sup> - η <sup>a-g</sup>
1	11.3	2.3	12.9	2.2	11.5	-1.7	1.6	-0.1	1.4	3.9
2	11.5	3.2	13.3	4.0	12.1	0.3	1.8	0.8	1.2	3.7
3	14.3	4.8	12.8	3.2	11.4	-0.7	-1.5	-1.6	1.4	3.9
6	17.1	-1.0	16.3	-0.8	15.0	-4.9	-0.8	0.2	1.3	4.1
7	14.4	1.1	14.7	2.3	13.4	-1.7	0.3	1.2	1.3	4.0

 

 Tablica 28. Grawimetryczne, astronomiczno-satelitarne i astronomiczno--geodezyjne składowe odchylenia linii pionu ["]

# 2.1.4.2.2. Niwelacja astronomiczno-grawimetryczna na obszarze Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej

Zbadanie wpływu refrakcji pionowej na przebieg linii celowej wymagało obliczenia przebiegu geoidy między stanowiskami obserwacyjnymi. W celu rozwiązania tego zadania obliczono również odchylenia linii pionu na punktach pośrednich charakterystycznych pod względem rzeźby terenu i przebiegu anomalii grawimetrycznych. Punkty te były położone na profilach celowych w odległości nie większej niż 6 km między stanowiskami obserwacyjnymi.

Na podstawie pomiarów astronomicznych wykonanych na czterech punktach sieci doświadczalnej i zredukowanych na geoidę wykonano interpolację względnych odchyleń linii pionu. Błędy średnie interpolacji składowych względnych odchyleń linii pionu oceniono na:  $m_{\Delta\xi} = \pm 0''.43$  i  $m_{\Delta n} = \pm 0''.48$ .

Na podstawie wartości względnych odchyleń linii pionu przeprowadzono niwelację astronomiczno-grawimetryczną. Obliczono wartości odstępów geoidy od lokalnej elipsoidy stycznie przyłożonej do geoidy w punkcie 1 – –Gubałówka. Dokładność odstępów N oceniono na  $m_N = \pm 0.02$  m, pomijając błędy wyznaczeń astronomicznych (Barlik, 1976). Obliczone na geoidzie grawimetryczne odchylenia linii pionu zostały następnie wykorzystane do wyznaczenia przebiegu geiody na badanym obszarze i porównania z przebiegiem quasi-geoidy niwelacyjno-satelitarnej w Tatrach i na Podhalu. Uzyskane rozbieżności nie przekraczają  $\pm 10$  cm.

# 2.1.4.3. Pomiary liniowe

Długości boków w Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej pomierzono elektrooptycznym dalmierzem laserowym firmy AGA model 8. Wykonano łącznie 32 pomiary liniowe, 14 boków w obu kierunkach i 4 boki w jednym kierunku. Pomimo dwukrotnego podejścia nie udało się wykonać pomiarów ze stanowiska Małołączniak.

91

Na punktach zabudowanych wieżami pomiary wykonano ze stolików. Wszystkie pomiary wykonano w dzień, w warunkach atmosferycznych, które w aspekcie dokładności pomiaru można określić jako dobre (lekki wiatr, widoczność dobra). Temperaturę i ciśnienie powietrza mierzono zarówno na stacji głównej dalmierza, jak i przy lustrach, a wilgotność tylko na stacji głównej. Do pomiaru temperatury i wilgotności używano psychrometrów Assmana, do pomiaru ciśnienia – aneroidów Paulina. Przyrządy pomiarowe sprawdzano trzykrotnie (przed, po i w trakcie pomiaru) w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu.

Częstotliwości wzorcowe dalmierza sprawdzano przed i po pomiarze sieci przy wykorzystaniu specjalnie do tego celu zbudowanego miernika częstotliwości.

Długości boków zredukowano na elipsoidę, używając wysokości elipsoidalnych i uwzględniając odchylenia linii pionu, a następnie redukując na płaszczyznę w odwzorowaniu Gaussa-Krügera. Wyrównanie sieci przeprowadzono na płaszczyźnie.

Wyniki opracowania sieci liniowej zamieszczono w tablicy 29.

i–k	s <sub>i-k</sub> obserwowane	s <sub>i-k</sub> wyrównane	V	ms <sub>i-k</sub> wyr.dł. boku
	[ <b>m</b> ]	[m]	[mm]	[mm]
6–5	4946.948	4946.9474	-0.6	±6.1
6–7	4575.269	4575.2704	+1.4	±9.1
6-1	8902.493	8902.4922	-0.8	±8.1
6–2	14330.045	14330.0455	+0.5	±8.5
6–4	12749.843	12749.8475	+4.5	±9.8
5–4	8269.590	8269.5857	-4.3	±7.8
5-7	8113.574	8113.5750	+1.0	±9.2
5-1	7093.945	7093.9415	-3.5	±7.7
5–3	8981.085	8981.0873	+2.3	±8.5
5-2	10931.927	10931.9289	+1.9	±8.2
3–4	6248.364	6248.3638	-0.2	±8.1
3–7	16022.667	16022.6508	-16.2	±10.8
3-2	7798.458	7798.4578	-0.2	±8.5
3-1	9977.701	9977.7031	+2.1	±8.7
1-2	6064.950	6064.9490	-1.0	±7.8
2-4	13359.238	13359.2362	-1.8	±9.0
1-4	13178.936	13178.9410	+5.0	±8.8
1-7	8041.103	8041.1075	+4.5	±11.4

Tablica 29. Wyniki wyrównania sieci liniowej

Na pięciu punktach Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej wykonano pomiary GPS (wyjątek stanowią punkty 3 – Knapy i 4 – Cyrhla n. Białką, położone w lesie). Stworzyło to możliwość porównania wyników pomiarów naziemnych z wynikami pomiarów satelitarnych. Porównanie długości boków pomierzonych techniką naziemną i satelitarną sugeruje pewną stałą tendencję. Boki pomierzone dalmierzami są dłuższe, a różnice dochodzą do 15 mm.

Interpretacja wyników porównania jest trudna. Obserwacje naziemne i satelitarne nie zawsze są odniesione do tych samych punktów. Zachodzi konieczność wprowadzenia ekscentrów. Przykładowo na punkcie Rolów Wierch pomiary liniowe były odniesione do geodezyjnego znaku naziemnego. Natomiast obserwacje satelitarne, po wprowadzeniu ekscentru, do znaku podziemnego.

#### 2.1.4.4. Pomiary niwelacyjne

# 2.1.4.4.1. Niwelacja geometryczna

W latach 1972–1974 wykonano niwelację geometryczną do punktów sieci doświadczalnej. Wyjątek stanowi punkt Małołączniak, którego wysokość wyznaczono za pomocą specjalnej niwelacji trygonometrycznej, o podwyższonej dokładności, o krótkich bokach do 300 m.

Precyzyjną niwelację geometryczną przeprowadzono w celu wyznaczenia wysokości punktów Knapy, Rolów Wierch, Cyrhla n. Białką i Kasprowy Wierch, używając niwelatorów samopoziomujących Zeiss Ni 007 i łat precyzyjnych.

Do punktów Gubałówka i Kopieniec Wielki wykonano pomiar niwelacją techniczną przy użyciu niwelatorów samopoziomujących Zeiss Ni 025. Instrumenty i łaty przed i po pomiarze były badane. Na podstawie pomiarów grawimetrycznych wprowadzono poprawki do systemu ortometrycznego i normalnego.

Punkty Knapy, Rolów Wierch, Cyrhla n. Białką i Kasprowy Wierch zostały dowiązane do reperów sieci niwelacji państwowej w systemie Kronsztadt'60. Natomiast punkty Gubałówka i Kopieniec do lokalnej sieci Zakopanego. Przy obliczaniu wysokości uwzględniono przesunięcie układu lokalnego względem państwowego, które wynosi  $\Delta h = -2.85$  m.

# 2.1.4.4.2. Niwelacja trygonometryczna o podwyższonej dokładności

Ogólna zasada metody polega na wyznaczaniu przewyższenia na podstawie pomiaru krótkich boków (200–3000 m) za pomocą dalmierza elektrooptycznego i na pomiarze kątów pionowych na obu końcach przęsła. Różnica wysokości pomiędzy reperami jest sumą przewyższeń na poszczególnych przęsłach. Tę metodę zastosowano do wyznaczania wysokości punktu Małołączniak, najwyższego punktu w Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej. Do pomiaru używano instrumentów firmy Zeiss, a mianowicie: teodolitów Theo 010 i dalmierza elektrooptycznego EOK 2000. Pomiary i obliczenia były wykonane pod kierunkiem Romana Kleczka.

Przy założeniu błędu średniego pomiaru boku o długości kilkaset metrów (200–300 m)  $\pm 7$  mm i pomiarze kąta pionowego w trzech seriach  $\pm 10^{cc}$ 

otrzymano dokładności wyznaczeń różnicy wysokości poniżej  $\pm 5$  mm/1km ciągu pomiarowego podwójnej niwelacji. Wysokość osi celowej nad reperem była wyznaczana za pomocą sztywnego, stalowego przymiaru z podziałem milimetrowym przy poziomej osi celowej w dwóch położeniach koła.

## 2.1.4.5. Badanie refrakcji pionowej w Tatrach

Badania prowadzone przez autorkę w latach 1971–1974 były kontynuacją wcześniej podjętych badań i dotyczyły całokształtu zagadnień związanych z pomiarem kątów pionowych w górach. Badania miały na celu:

- wyznaczenie wartości i zmian refrakcji w Tatrach w cyklu dobowym,
- wyznaczenia refrakcji na podstawie pomiarów meteorologicznych,
- analiza modelu dla refrakcji,
- analiza wyznaczania odchyleń linii pionu na podstawie kątów pionowych.

Aby przeprowadzić bardziej szczegółową analizę wpływu środowiska na przebieg linii celowej wykonano badania dobowych zmian kątów pionowych na wybranych punktach Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej (Gubałówka, Kasprowy Wierch i Małołączniak), (rys. 22). Badania były prowadzone na podstawie pomiarów wykonanych w lipcu, sierpniu, wrześniu i październiku. Ogółem wykonano około 500 serii pomiarowych na każdym stanowisku. Obserwacje wykonano teodolitami Wild T3 w odstępach dwugodzinnych na trzech lub dwóch stanowiskach jednocześnie. Celowano na heliotropy i reflektory. Równocześnie z pomiarami kątowymi na stanowiskach mierzono parametry meteorologiczne.

Ponadto w celu wyznaczenia lokalnego pionowego gradientu temperatury pomierzono na wybranych stanowiskach temperaturę na trzech wysokościach 2 m, 7 m i 15 m nad powierzchnią Ziemi.

W celu przeprowadzenia szczegółowej analizy opracowania sieci trygonometrycznej wykonano pomiar kątów pionowych na wszystkich punktach sieci tatrzańskiej. Program obserwacji zakładał pomiar kątów na stanowiskach w interwale nie dłuższym niż 2 godziny. Do obserwacji zostały użyte teodolity Wild T3, jako cele służyły heliotropy i reflektory. Kąty mierzono w czterech seriach, a średni błąd pomiaru kąta oceniono na  $m_z = \pm 3^{cc}$ .

Wyniki opracowano dwuczęściowo (Makowska, 1979). Część pierwsza obejmowała opracowanie wyników dobowych zmian kątów i wyznaczenia współczynników refrakcji na podstawie kompleksowych pomiarów i opracowań dokonanych na obszarze Tatrzańskiej Sieci Doświadczalnej. Wykorzystano różnice wysokości między punktami sieci, odstępy między geoidą i elipsoidą, odchylenia linii pionu i odległości między punktami. Natomiast część druga dotyczyła opracowania kątów pionowych w sieci. Wyniki analizy potwierdziły w pełni wnioski już wcześciej przytoczone (patrz str.68). Zmiany wartości współczynników refrakcji dla punktów wysokogórskich są zawarte w granicach 0.125–0.155. Są to średnie dobowe zmiany. Mniejsze wartości i mniejszy rozrzut zachowują współczynniki w dziennym interwale czasu niż w nocnym. Minimalny rozrzut refrakcji przypada w okresie letnim na godziny 16–19. Wartości współczynników w tym okresie wynosiły 0.135  $\pm$ 0.01, pod warunkiem, że obserwacje były wykonywane przy stałej pogodzie, to znaczy pogodzie pozwalającej na kilkudniowe obserwacje.

Współczynniki refrakcji dla punktów podgórskich cechują się większą zmiennością: 0.06–0.11. Minimalne wartości, ale maksymalny rozrzut przypada bowiem na dzienny interwał czasu. Najbardziej stałe wartości: 0.09–0.11 zachowują współczynniki refrakcji w godzinach 18–19, a nawet w nocy (okres letni). Badania wykonane na punkcie Gubałówka podważają powszechnie przyjęty w Polsce pogląd, że najlepszym okresem do wykonywania pomiarów kątów pionowych są godzinny południowe. Właśnie w tym czasie dla celowych południowych otrzymano największe rozbieżności wyników. Przytoczone tutaj wartości należy stosować z dużą ostrożnością ze względu na zmienność warunków atmosferycznych w górach i mikroklimat stanowisk obserwacyjnych. Z przeprowadzonych badań wynika również wniosek, że współczynniki refrakcji dla badanych celowych są bardziej stałe dla stanowiska niż dla celowej.

Współczynniki refrakcji wyznaczono również na podstawie pomiarów wykonanych na stacjach meteorologicznych i stanowiskach pomiarowych. Wykorzystano obserwacje z 13 stacji rozmieszczonych na różnych wysokościach nad poziomem morza w Tatrach i na Podhalu (rys. 23).



Rys. 23. Lokalizacja stacji meteorologicznych w Tatrach i na Podhalu

Pionowe gradienty temperatury były obliczone na podstawie przestrzennego rozkładu temperatury (rys. 24).



Rys. 24. Pionowy rozkład temperatury w wybranych dniach pomiaru

Na rysunku 24 przykładowo przedstawiono pionowe rozkłady temperatury w dzień słoneczny i pochmurny. Każda z celowych w zależności od różnicy wysokości była dzielona na *n* części. Różnicowy współczynnik refrakcji dla każdej z *n* warstw był wyznaczony z wartości elementów meteorologicznych dla odpowiedniej wysokości, a następnie odpowiednio ważony uczestniczył w procesie obliczenia współczynnika refrakcji dla całej celowej.

Porównanie tak otrzymanych współczynników refrakcji ze współczynnikami wzorcowymi, wyznaczonymi z danych geodezyjnych dla punktów wysokogórskich wykazały dużą zgodność wartości, 0.005 dla dziennego okresu w godzinach 14–19 i 0.02 dla pozostałego okresu. Większe rozbieżności otrzymano jedynie dla pomiarów wykonanych w październiku przy przestrzennej inwersji temperatury. Stąd wniosek, że dla punktów wysokogórskich i z celowymi przebiegającymi wysoko nad powierzchnią Ziemi decydujące są tzw. średnie gradienty temperatury wzdłuż celowej. Natomiast wpływ lokalnych zakłóceń okolicy stanowiska jest ograniczony do minimum. Jednak i w tym wypadku z pomiarów należy wyeliminować okresy z inwersją temperatury przed i po burzy, zmianą frontu powietrza oraz okresy przed i po wietrze halnym nawet do 5 dni.

Celowe	Geod	ezyjne <sup>a</sup>	<b>Meteorologiczne</b> <sup>b</sup>	Trygono	metryczne <sup>c</sup>	Azymut
Celowe	k	m <sub>k</sub>	k	k <sub>I</sub>	k <sub>II</sub>	[grady]
1–2	0.152	$\pm 0.024$	0.130		0.159	15
1–3	0.150	$\pm 0.011$	0.130			71
1–4	0.117	$\pm 0.006$	0.125	0.125	0.125	100
1–5	0.122	$\pm 0.019$	0.120			140
1–6	0.086	$\pm 0.013$	0.120		0.096	180
1–7	0.087	± 0.014	0.120			210
2-1	0.112	$\pm 0.024$	0.114			214
2-3	0.112	$\pm 0.014$	0.109			110
2–4	0.105	$\pm 0.007$	0.114	0.125	0.118	130
2-5	0.117	$\pm 0.010$	0.132			170
2–6	0.112	+0.007	0.110			195
2-7	0.116	$\pm 0.006$	0.114			212
3–1	0.116	$\pm 0.011$	0.121			270
3-2	0.123	$\pm 0.014$	0.123			310
3–4	0.077	$\pm 0.023$	0.122	0.117	0.109	154
3-5	0.103	$\pm 0.012$	0.120			224
3–6	0.108	$\pm 0.007$	0.114			228
4-1	0.089	$\pm 0.006$	0.120		0.087	302
4–2	0.115	$\pm 0.007$	0.131		0.110	331
4–3	0.116	$\pm 0.023$	0.120	0.091	0.110	354
4–5	0.081	$\pm 0.014$	0.120		0.087	270
4–6	0.087	$\pm 0.006$	0.120		0.087	257
5-1	0.133	$\pm 0.019$	0.137			339
5-2	0.141	$\pm 0.010$	0.126			374
5-3	0.130	$\pm 0.012$	0.132			24
5–4	0.122	$\pm 0.014$	0.132	0.127	0.133	70
5–6	0.130	$\pm 0.031$	0.139			235
5-7	0.127	± 0.014	0.128			269
6–1	0.142	$\pm 0.013$	0.129			377
6–2	0.133	$\pm 0.006$	0.134			395
6–3	0.134	$\pm 0.007$	0.134	0.126	0.135	30
6–4	0.130	$\pm 0.006$	0.140			60
6–5	0.140	$\pm 0.031$	0.132			35
6–7	0.109	± 0.036	0.130			305
7–1	0.144	$\pm 0.014$	0.134			11
7–2	0.130	$\pm 0.136$	0.136			12
7–3	0.131	$\pm 0.134$	0.134	0.120	0.130	45
7–4	0.127	$\pm 0.135$	0.135			69
7–5	0.133	$\pm 0.130$	0.130			69
7–6	0.130	+0.134	0.134			105

Tablica 30. Współczynniki refrakcji

 $i^{-0}$  0.130  $\pm 0.134$  0.134 

 a Współczynniki wyznaczone na podstawie pomiarów geodezyjnych.

<sup>b</sup> Współczynniki wyznaczone na podstawie pomiarów meteorologicznych.
 <sup>c</sup> Współczynniki wyznaczone z wyrównania sieci triangulacyjnej.

Znacznie większe rozbieżności otrzymano dla celowych z punktu Gubałówka, dochodzące do 0.05, co należy wytłumaczyć lokalnymi warunkami okolicy stanowiska obserwacyjnego. Po uwzględnieniu lokalnego gradientu pionowego rozbieżności uległy zmniejszeniu do 0.03. Dla takich celowych należało znać rozkład temperatury na stoku wzgórza.

Dalszym przedmiotem analiz była metoda wyznaczania refrakcji i odchyleń linii pionu w procesie wyrównania kątów pionowych w sieci. U podstaw tego sposobu opracowania wyników legło założenie modelu matematycznego dla refrakcji. Z badań nad refrakcją wynika, że dla celowych z dużą odległością od Ziemi najsłuszniejszy jest model ze stałym współczynnikiem refrakcji dla stanowiska,  $k_{ij} = k_i$ , gdzie i oznacza stanowisko obserwacyjne, natomiast j – punkt celowania. Przyjmując ten model dla refrakcji, obserwacje na stanowisku powinny być wykonane w interwale nie krótszym niż 2 godziny.

W tablicy 30 zestawiono współczynniki refrakcji dla poszczególnych celowych obliczone różnymi metodami. Z zestawienia wartości w tablicy 30 wynika, że dla stanowisk 1 i 4 niżej położonych nad poziomem morza należy wprowadzić grupowy współczynnik refrakcji na tych stanowiskach. Część celowych tych stanowisk przebiega nad lasami część nad odsłoniętymi południowymi stokami. Przyjęcie takiego modelu dla refrakcji pozwoliło wyznaczyć odchylenia linii pionu z błędami  $\pm 2''$  i przewyższeń z błędami  $\pm 4$  cm dla celowych o długościach do 15 km.

## 2.2. Badania w Tatrach Słowackich

Badaniem metod geodezyjnych do wyznaczania przejawów geodynamicznych po stronie Tatr Słowackich zajmował się Ludwik Hradilek. Pełne opracowanie wieloletnich badań znajduje się wjego pracy (Hradilek, 1984).

Poniżej przedstawiony jest krótki rys tych badań.

## 2.2.1. Niwelacja trygonometryczna

W końcu lat 50. zostały podjęte badania nad niwelacją trygonometryczną na obszarze Tatr Słowackich (Hradilek, 1958, 1959 i 1960). Sieć trygonometryczną założono w Tatrach Zachodnich. Rozciąga się ona poprzez cały masyw tatrzański z południa (Dolina Ziarska) w kierunku północnym (okolice Chochołowa) (rys. 25).



W wyniku przeprowadzonych badań przy opracowaniu kątów pionowych przyjęto model dla refrakcji ze stałym współczynnikiem refrakcji dla stanowiska. Współczynniki refrakcji wprowadzono jako niewiadome i wyznaczono w procesie wyrównania sieci trygonometrycznej metodą zawarunkowaną z niewiadomymi. Jako niewiadome wprowadzano również odchylenia linii pionu (składowe). Dokładność tak przyjętego modelu dla refrakcji oceniono od  $\pm 0.01$  do  $\pm 0.02$  dla celowych o długościach (5–7) km i odpowiednio błąd wyznaczenia różnicy wysokości  $\pm$  (2–3) cm.

# 2.2.2 Sieć przestrzenna

W latach 60. założono testową sieć przestrzenną w Tatrach Zachodnich w Dolinie Ziarskiej, (rys. 26).

W następnych latach rozciągnięto sieć przestrzenną na obszar Tatr Wysokich, Bielskich i Zachodnich (rys. 25) (Hradilek, 1984). Sieć cechuje się dłuższymi celowymi, mniejszą liczbą obserwacji, przy czym częściowo wykorzystano wcześniejsze obserwacje z sieci państwowej. Poza tym obserwacje były wykonywane w trudniejszych warunkach terenowych. W efekcie dokładność sieci rozszerzonej w stosunku do sieci testowej jest znacznie mniejsza. Dokładność współrzędnych poziomych została oceniona na  $\pm(3-4)$  cm, natomiast wyznaczenie wysokości na  $\pm(5-7)$  cm.



Rys. 26. Testowa sieć przestrzenna w Tatrach Zachodnich

Jeśli idzie o badania przejawów geodynamicznych, na uwagę zasługuje testowa sieć przestrzenna w Dolinie Ziarskiej (rys. 26). Sieć testowa była obserwowana w trzech interwałach czasowych: 1961, 1974 i 1982.

W 1961 roku w sieci były pomierzone wszystkie kąty poziome i pionowe, odchylenia linii pionu oraz cztery długości boków dalmierzem AGA 2A z punktu 3a. W wyniku wyrównania sieci przestrzennej otrzymano współrzędne poziome i pionowe wyznaczone z dokładnością od 9 mm do 13 mm.

W 1974 roku sieć była obserwowana po raz drugi z wyjątkiem punktu 2, na którym uległa zniszczeniu trzydziestometrowa wieża triangulacyjna. Były pomierzone kąty poziome i pionowe oraz siedem boków z punktów 3a i 6a za pomocą dalmierza AGA 8. W wyniku wyrównania otrzymano współrzędne ze średnimi błędami jedynie o 5% mniejsze od tych z 1961 roku.

W 1982 roku sieć była obserwowana po raz trzeci; pomierzono kąty poziome i pionowe oraz dziesięć długości boków za pomocą dalmierza Mekometr 3000. W wyniku wyrównania otrzymano średnie błędy współrzędnych pionowych  $\pm 8.8$  mm i poziomych  $\pm 1.6$  mm.

Zmiany wysokości punktów 4, 5a i 6a względem punktu 3a w okresie 1961–1982 podano w tablicy 31.

Numer punktu	Okres 1961–1982	Średni błąd wyznaczenia zmian
4	+36.5 mm	±16.4 mm
5a	+34.5 mm	±14.5 mm
6a	+30.5 mm	±12.7 mm
Średnia wartość	+33.8 mm	±14.7 mm
Średnia wartość zmian	+1.6 mm/rok	±0.7 mm/rok

Tablica 31. Zmiany wysokości punktów górskich w stosunku do punktu 3a w Dolinie Ziarskiej

Względne zmiany wartości współrzędnych poziomych wynoszą około 10 mm w interwale 21 lat i są wyznaczone z błędami tego samego rzędu.

# 2.2.3. Weryfikacja ruchów pionowych w Tatrach Zachodnich

Punkt 3a w Dolinie Ziarskiej został dowiązany do państwowej sieci niwelacji precyzyjnej I klasy, do reperu Okoliniec. Długość ciągu wynosiła 7.8 km. Pomiary zostały wykonane w latach 1961, 1974, 1984 i 1986. Z porównania pomiarów niwelacyjnych wynikało, że obserwacje wykonane w 1974 roku były obarczone błędem +50 mm, spowodowanym prawdopodobnie błędami skali łat niwelacyjnych, który rzutował na wyznaczenie ruchów pionowych dla tego terenu o zaskakująco dużych wartościach +6 mm/rok z błędem  $\pm 1.2$  mm/rok (Hradilek i in., 1981, 1984). Uwzględniając wyniki niwelacyjne z lat 1961, 1982 i 1984, wyznaczono wartość ruchu punktu 3a względem reperu niwelacyjnego I klasy Okoliniec, który wyniósł +0.4 mm/rok z błędem  $\pm 0.6$  mm/rok. Z kolei wartość ruchu reperu Okoliniec w sieci niwelacyjnej słowackiej (Kronsztadt'86) została oceniona na +0.7 mm/rok z błędem  $\pm 0.6$  mm/rok.

Biorąc pod uwagę powyższe wyznaczenie współczesnej pionowej ruchliwości tektonicznej punktów górskich w sieci testowej Žiar wynosi teraz +2.7 mm/rok z błędem ±1.1 mm/rok (Hradilek i in., 1995).

Analizując wyniki niwelacji precyzyjnej, można jedynie z dużą ostrożnością mówić o trendzie ruchów pionowych. Wartość ruchów i ich średnie błędy są tego samego rzędu. Wydają się natomiast niepodważalne ruchy wierzchołków górskich w stosunku do punktu 3a.

W celu uwiarygodnienia wyników należałoby zastosować do badania dodatkowo i inną metodę wyznaczania ruchów punktów górskich, na przykład metodę precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej (o krótkich bokach do 300 m) lub metodę GPS.

#### 2.2.4. Lokalna quasi-geoida na obszarze Tatr

Podstawą opracowania przebiegu quasi-geoidy były odchylenia linii pionu wyznaczone różnymi metodami: astronomiczno-geodezyjną, grawimetryczna oraz z wyrównania sieci trygonometrycznej. Graficzna ilustracja przebiegu quasi-geoidy znajduje się w opracowaniu (Hradilek, 1984). Izolinie odstępów są prowadzone co 10 cm. Ogólny charakter przebiegu quasi-geoidy jest zgodny z tym wyznaczonym w pozycji 2.8. Izolinie odstępów mają charakter wznoszący od Podhala Zachodniego do grani górskich i następnie łagodnie opadają ku Kotlinie Liptowskiej.

Podobny charakter przebiegu lokalnej quasi-geoidy w Tatrach (ilustracja graficzna) jest przedstawiony w artykule (Czarnecki i in., 1998).

102

# PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ GEODEZYJNYCH

Założony w 1985 roku Tatrzański Poligon Geodynamiczny stał się eksperymentalnym obszarem eksperymentalnym, na którym w kolejnych latach aż po 2001 rok przeprowadzano kompleksowe badania nad dynamiką masywu tatrzańskiego. Istotnym elementem tych badań było założenie nowoczesnej precyzyjnej sieci geodezyjnej, integrującej pomiary niwelacji precyzyjnej, geometrycznej i trygonometrycznej, pomiary liniowe, precyzyjne pomiary satelitarne GPS, a także względne pomiary grawimetryczne. Przy tym na dwu punktach sieci tego poligonu (Kasprowy Wierch i Zakopane) zaprojektowano absolutne pomiary grawimetryczne dla uwiarygodnienia wyników wyznaczania siły ciężkości Ziemi, uzyskiwanych na tym obszarze.

Wybór usytuowania punktów sieci był uwarunkowany budową geologiczną wyznaczonego do badań poligonu. Punkty sieci zostały starannie zastabilizowane na ogół w litej skale. Dotyczyło to również punktów sieci satelitarnej, które stabilizowano z wymuszonym centrowaniem.

Do wyznaczania dużych różnic wysokości zastosowano eksperymentalną metodę precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej o krótkich bokach do 300 m wraz ze wzajemnym i zsynchronizowanym pomiarem kątów pionowych na przęśle ciągu niwelacyjnego. Porównawczo zastosowano również przestrzenną sieć liniową o kątach nachylenia większych od 30 stopni.

Trafnym rozwiązaniem metodycznym okazało się zintegrowanie sieci TPG z krajową precyzyjną siecią geodezyjną, dając tym samym dogodne odniesienie natury poznawczej, a dotyczące interpretacji realnych wyznaczeń poziomych i pionowych ruchów powierzchni skorupy Ziemi oraz zmian parametrów pola siły ciężkości Ziemi. To zintegrowanie stało się też okazją do praktycznego wyznaczenia quasi-geoidy z pomiarów niwelacyjnych i satelitarnych. Pomiary niwelacyjne TPG nawiązano do państwowej sieci niwelacyjnej (Zakopane – Łysa Polana) wraz z wyznaczeniem wysokości reperów w obowiązującym obecnie systemie wysokości Kronsztadt'86, podobnie jak pomiary grawimetryczne do zmodernizowanej państwowej sieci grawimetrycznej, a sieć satelitarną do permanentnych stacji krajowych i zagranicznych GPS z równoczesnym wyznaczeniem współrzędnych punktów tej sieci w układzie globalnym ITRF oraz ETRF'89.

Innym praktycznym zastosowaniem badań było wyznaczenie wysokości wierzchołka Rysów w układzie Kronsztadt'86 i porównanie z wynikami otrzymanymi przez geodetów słowackich; rozbieżność wyników osiągnęła wartość 1.3 cm.

Należy również podkreślić, że tak opracowana sieć TPG może być także wykorzystywana do testowania efektywności nowych metod pomiarowych, uwarunkowanej przede wszystkim skrajnymi trudnościami właściwymi dla terenów górskich.

Zebrany materiał doświadczalny z obszaru Tatr i Podhala umożliwił wiele istotnych spostrzeżeń natury poznawczej i metodycznej.

O współczesnej dynamice Tatr i Podhala można więc wnioskować, że zachodzi prawdopodobne dźwiganie się południowej strefy synklinorium podhalańskiego względem jego strefy północnej oraz stwierdzone dźwiganie się Tatr względem Podhala.

Wartości ruchów wznoszących się na Podhalu (wzdłuż ciągu niwelacyjnego Nowy Targ – Zakopane) są niewielkie (+0.2 mm/rok ±0.2 mm/rok), w pobliżu wielkości błędów pomiarowych.

U brzegu Tatr Wysokich (Zazadnia – Łysa Polana) ruchy są umiarkowane i wynoszą +0.4 mm/rok ±0.2 mm/rok.

Podobny charakter ruchów pionowych stwierdzono u brzegu Słowackich Tatr Zachodnich w Dolinie Ziarskiej. Wielkości ruchów wynoszą  $\pm 0.4 \text{ mm/rok} \pm 0.6 \text{ mm/rok}.$ 

Znacznie większe wartości ruchów wznoszących zaobserwowano w obrębie masywu tatrzańskiego, słowackich Tatr Zachodnich. Ruchy wznoszące między punktami dolin i wierzchołków górskich w Dolinie Ziarskiej osiągają wartości +1.6 mm/rok z błędem ±0.7 mm/rok.

Inny charakter (obniżający) mają ruchy reperów w rejonie ciagu Nowy Targ – Czarny Dunajec – Chochołów. Ciąg przebiega po powierzchni młodych osadów depresji orawskiej. Wielkości ruchów obniżających wynoszą maksymalnie –0.17 mm/rok z błędem ±0.2 mm/rok. Zgodnie z ekspertyzą geologiczną sposób drenarzu w tym rejonie stwarza duże prawdopodobieństwo nietektonicznych odkształceń powierzchni.

Zmiany wartości przyspieszenia siły ciężkości z poszczególnych lat (pomiary grawimetryczne względne), uzyskane z pomiarów precyzyjnych, zawierają się w granicach  $\pm 0.020$  mGal, to jest w granicach dokładności pomiaru.

Trzeba stwierdzić, że ruchy wyznaczane metodą GPS są jeszcze trudne do zinterpretowania. Zmiany wartości współrzędnych poziomych i pionowych wyznaczane tą metodą w rejonie Tatr wynoszą średnio 7 mm, posiadają charakter pulsujący i zostały wyznaczone z błędem tego samego rzędu. Można jedynie podać uwarunkowania natury ogólnej, które należy uwzględniać przy wykonywaniu obserwacji i opracowywaniu wyników GPS w górach:

- obserwacje powinny być wykonywane podczas ustalonej pogody, pozwalającej na kilkudniowe obserwacje, wyklucza się okresy obserwacyjne podlegające zmianom frontów atmosferycznych, burzom, wiatrom halnym;
- przy opracowaniu wyników powinno być uwzględnione modelowanie troposfery oparte na obserwacjach z górskich stacji meteorologicznych.

Wyniki przeprowadzonych analiz potwierdzają systematyczny charakter rozbieżności w wartości współrzędnej pionowej między współrzędnymi katalogowymi na punktach sieci POLREF a współrzędnymi wyznaczonymi na potrzeby TPG w nawiązaniu do sieci EUREF – Permanent GPS Network.
Wysokości katalogowe są większe średnio o 60 mm. Podobne rozbieżności otrzymano dla tego obszaru z opracowania Polskiej Sieci Geodynamicznej.

Wyznaczona na obszarze Tatr i Podhala quasi-geoida niwelacyjno--satelitarna (na 23 reperach) stała się podstawą do weryfikacji wcześniej wyznaczonych modeli quasi-geoidy: Quasi 97b (Łyszkowicz), N2000 i N2001 (Osada). W celu dokonania analitycznego opisu przebiegu quasi-geoidy niwelacyjno-satelitarnej przeprowadzono testy numeryczne, wykorzystując wielomiany drugiego, trzeciego i czwartego stopnia. Najlepiej pasującą funkcją dla badanego obszaru jest wielomian trzeciego stopnia. Jednak ujęcie przebiegu quasi-geoidy jedną funkcją aproksymującą nawet dla obszaru o promieniu 15 km, ale o bardzo zróżnicowanej rzeźbie terenu prowadzi do znacznych błędów ( $v_{max} = 5.12$  cm). Ograniczając obszar badań do Podhala, dokładność wpasowania funkcji aproksymującej ulega znacznemu zwiększeniu ( $v_{max} = 1.93$  cm).

Podsumowując, należy jeszcze podkreślić znaczenie opracowanych metod wyznaczania dużych różnic wysokości za pomocą precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej i przestrzennej sieci liniowej. Okazało się bowiem, że precyzyjna niwelacja trygonometryczna w górach jest metodą bardziej ekonomiczną i równie dokładną jak precyzyjna niwelacja geometryczna. Z kolei precyzyjna liniowa sieć przestrzenna nawet przy stromych celowych o kątach nachylenia dochodzących do 30 stopni nie zapewnia dokładności wyznaczania składowej pionowej rzędu 1 cm.

# A N E K S

Seria monograficzna nr 6

ANIELA MAKOWSKA

## 1. PROBLEMY INTERPRETACJI POWTARZANYCH OKRESOWO POMIARÓW NIWELACYJNYCH I GRAWIMETRYCZNYCH

## 1.1. Wpływ środowiska i błędów instrumentalnych na dokładność pomiarów niwelacyjnych

## 1.1.1. Wprowadzenie

Aby móc rozważać całokształt zagadnień związanych z badaniem przejawów geodynamicznych metodami geodezyjnymi, w celu precyzyjnego wyznaczenia zwłaszcza w górach, niezbędne jest wzięcie pod uwagę czynników wpływających na dokładność niwelacji precyzyjnej i właściwej interpretacji powtarzanych pomiarów niwelacyjnych i grawimetrycznych. Na terenie górskim utrudnione jest prowadzenie pomiarów niwelacji precyzyjnej ze względu na dużą liczbę stanowisk i w związku z tym znaczne wydłużenie czasu pomiaru. Teren górski cechuje się również występowaniem dużych anomalii pola siły ciężkości Ziemi. Pojawiają się więc dodatkowe błędy w określeniu wysokości punktów w danym systemie. Ze względu na znaczne trudności związane z wykonaniem niwelacji geometrycznej w górach zastosowano niwelację trygonometryczną. Użycie tej metody wiąże się z wystąpieniem wielu błędów wynikających z czynności pomiarowych, dokładności sprzętu, wpływu refrakcji i wpływu pola siły ciężkości Ziemi. Niwelacja trygonometryczna ma jednak w porównaniu z niwelacjią geometryczną bardzo dużą zaletę, jest nią ekonomika pomiaru.

## 1.1.2. Niwelacja geometryczna

Niwelacja geometryczna rozumiana jest w niniejszej pracy jako precyzyjna niwelacja geometryczna wykonana precyzyjnym sprzętem, dla którego w wyniku badań opracowano metody umożliwiające uchwycenie i wyeliminowanie błędów instrumentalnych, określenie warunków pomiaru i metod pomiarowych (program obserwacji). Precyzja takiej niwelacji wymaga właściwego uwzględnienia pola siły ciężkości Ziemi.

#### 1.1.2.1. Wpływ pola siły ciężkości Ziemi na dokładność niwelacji w górach

Nierównoległość powierzchni ekwipotencjalnych w niwelacji precyzyjnej jest uwzględniana za pomocą poprawki do systemu wysokości. Przedmiotem analizy będzie obowiązująca w Polsce poprawka normalna (Molodenskiego). Poprawka normalna składa się z dwóch członów:

$$I = \frac{|\gamma_0^B - \gamma_0^A|}{\overline{\gamma}_{sr}} H_{sr}$$
 jest funkcją normalnego pola siły ciężkości,  

$$II = \frac{\left(\frac{g_0 - \gamma_0}{\overline{\gamma}_{sr}}\right)_{sr}}{\overline{\gamma}_{sr}} \Delta h_{AB}$$
 jest funkcją rzeczywistego pola siły ciężkości

Ziemi,

gdzie:

 $\gamma_0^A i \gamma_0^B$  – wartości normalne siły ciężkości obliczone dla punktów A i B według wzoru Helmerta (Kamela Cz.1993),

- H<sub>śr</sub> średnia arytmetyczna przybliżonych wysokości nad poziomem morza punktów A i B,
- Δh<sub>AB</sub> różnica wyokości otrzymana w wyniku niwelacji pomiędzy punktami A i B,

$$\overline{\gamma}_{\acute{s}r} = \gamma_{\acute{s}r} - 0.1543 * H_{\acute{s}r} - \text{wartość } \gamma_{\acute{s}r} \text{ oblicza się dla } \varphi_{\acute{s}r} = \frac{1}{2} (\varphi_{A} + \varphi_{B}),$$

 $(g_0 - \gamma_0)_{sr} = \frac{(g_0 - \gamma_0)_A + (g_0 - \gamma_0)_B}{2}$  - średnia arytmetyczna wartości

anomalii Faye'a w punktach A i B.

Średni błąd obliczenia poprawki wyniesie więc:

$$m_{\rm PN}^{\rm AB} = \sqrt{m_{\rm I}^2 + m_{\rm II}^2}$$

gdzie: m<sub>I</sub> – średni błąd pierwszego członu poprawki,

m<sub>II</sub>- średni błąd drugiego członu poprawki.

Załóżmy, że średni błąd obliczenia poprawki nie powinien przekroczyć  $\pm 0.1$  mm.

Średni błąd pierwszego członu poprawki, przyjmując że średni błąd wyznaczenia różnicy szerokości geograficznej z mapy między punktami A i B,  $m_{\phi} = \pm 3''$ , obliczany jest jako funkcja H<sub>śr.</sub>

$$m_{I} = \pm \frac{H_{\acute{s}r}}{\gamma_{\acute{s}r}} m_{\gamma_{0}^{AB}}$$

Uwzględniając zależność między  $m_{\gamma_0}$  i  $m_{\phi}$ , którą uzyskuje się, różniczkując  $\gamma_0$  jako funkcję szerokości geograficznej  $\phi$  (Kamela, 1993), dla obszaru południowej Polski ( $\phi = 49^{\circ}30'$ ), otrzymuje się:

$$m_{I}^{[mm]} = \pm 2534 \cdot 10^{-8} \cdot H_{sr}^{[m]} \cdot m_{\phi}^{["]}$$

Tablica 32

H <sub>śr.</sub> [m]	500	750	1000	1500	2000
m <sub>I</sub> [mm]	0.04	0.06	0.08	0.12	0.16

Z analizy wynika, że średni błąd pierwszego członu poprawki jest już równy lub nawet przekracza dla terenu górskiego ±0.1 mm.

Średni błąd drugiego członu poprawki zależy od średniego błędu wyznaczenia anomalii Faye'a  $m_{|g_0-\gamma_0| \text{sr}}$  i od średniego błędu pomierzonego przewyższenia, ale przyjmując  $m_{\Delta h} \approx 10$  cm i  $|g_0 - \gamma_0|_{max} = 100$  mGal, błąd drugiego członu z tego tytułu będzie wynosił około 0.01 mm.

Praktycznie więc mamy

$$\mathbf{m}_{\mathrm{II}} = \frac{\Delta \mathbf{h}}{\gamma_{\mathrm{sr}}} \mathbf{m}_{|\mathbf{g}_0 - \gamma_0| \mathrm{si}}$$

Chcąc zachować dokładność wpływu poprawki normalnej niewiele przekraczającą 0.1 mm, poszukujemy m<sub>|g\_0-\gamma\_0|śr</sub> takiego, aby  $|m_{II}| < 0.06$  mm

$$m_{\mid g_0 - \gamma_0 \mid \acute{sr}} = \pm \frac{m_{\rm II}}{\Delta h} \gamma_{\,\acute{sr}}$$

Tablica 33 zawiera obliczone dopuszczalne średnie błędy wyznaczenia anomalii Faye'a.

Tablica 33

∆h [m]	50	60	75	100	150
m <sub> g<sub>0</sub>-y<sub>0</sub> śr</sub> [mGal]	1.2	1.0	0.8	0.6	0.4

Dla zapewnienia  $m_{|g_0 - \gamma_0| \text{śr}} = \pm 1.0 \text{ mGal}$  wystarczy ograniczyć  $\Delta h$ dla ciągu w terenach górskich do 60 m. Często jednak na terenach wysokogórskich różnice przewyższeń między sąsiednimi reperami przekraczają znacznie wielkość, o której mowa. Dlatego też, aby średnią wartość anomalii siły ciężkości Faye'a określić z błędem średnim mniejszym od ±1.0 mGal, należy wzdłuż ciągu wykonać pomiar przyspieszenia siły ciężkości na punktach pośrednich.

Dla pomiaru różnicy przewyższeń na stoku o nachyleniu 15–30° wymagane są punkty pomiaru przyspieszenia usytuowane w odległości 200 m wzdłuż ciągu niwelacyjnego.

Pozostaje jeszcze określić dokładność, z jaką należy znać wartość przyspieszenia siły ciężkości, aby średni błąd anomalii Faye'a w terenach górskich nie przekroczył  $\pm 1.0$  mGal.

Anomalia Faye'a wyraża się wzorem:

$$g_{\mu} - \gamma_{\mu} = g + 0.3086 \cdot H - \gamma_{\mu}$$

więc

$$m^2_{\left|g_{_0}-\gamma_{_0}\right|}=m^2_g+0.3886^2\cdot m^2_H+m^2_{\gamma_{_0}}$$

stąd

$$m_g = \pm \sqrt{m_{\left|g_{_0} - \gamma_{_0}\right|}^2 - 0.3086^2 \, m_H^2 - m_{\gamma_{_0}}^2}$$

Przyjmując  $m_{\gamma_0} = \pm 0.08$  mGal (dla wartości określonej z błędem  $\pm 3$ "

z mapy w skali 1:100 000) oraz  $m_H = \pm 0.05$  m dla zaniwelowanych punktów pomiaru przyspieszenia siły ciężkości,  $m_H = \pm 2.0$  m dla barometrycznie określonych wysokości punktów pomiaru przyspieszenia siły ciężkości, otrzymuje się odpowiednio mg =  $\pm 1.0$  mGal i mg =  $\pm 0.6$  mGal.

Praktycznie więc można zapewnić dokładność pomiaru przyspieszenia siły ciężkości w granicach  $\pm(0.6-1.0)$  mGal.

#### 1.1.2.2. Wpływ refrakcji

Promień świetlny w atmosferze nie przebiega prostoliniowo, lecz ulega ciągłym załamaniom na skutek zmian gęstości ośrodka, który przenika. Znając dokładnie rozkład gęstości, można określić tor promienia, a tym samym wyeliminować wpływ refrakcji niwelacyjnej. Zadanie to zostało rozwiązane jedynie w sposób przybliżony na podstawie modelu związków matematycznych zachodzących między średnimi stanami atmosfery i poprawką niwelacyjną. Opierając się na wieloletnich badaniach Kukkamäki (Niwelacja precyzyjna, 1993) podał wzór na poprawkę ze względu na wpływ refrakcji niwelacyjnej dla każdego stanowiska instrumentu o postaci:

$$R = 10^{-5} \gamma \left( -\frac{d}{50} \right)^2 (t_2 - t_1) h$$

gdzie:

h – pomierzona różnica wysokości w połówkach centymetra,

- d długość celowej w metrach,
- $t_2 t_1 różnica$  temperatur w w stopniach między wysokościami 0.5 m i 2.5 m,
  - $\gamma$  stała zależna od pokrycia terenu i pory roku.

Dla całego ciągu niwelacyjnego między reperami można zastosować średnią wartość  $\gamma$  i wtedy wpływ refrakcji niwelacyjnej dla ciągu oblicza się ze wzoru:

112

$$\rho = 10^{-5} \gamma \sum \left(\frac{d}{50}\right)^2 (t_2 - t_1)h$$

Badano zmienność wartości R i  $\rho$  (dla długości ciągu L ~ 1 km) w zależności od zmian różnicy temperatury (t<sub>2</sub> – t<sub>1</sub>) i długości celowej, przyjmując h = 2 m,  $\gamma$  = 80 (dla terenów pokrytych trawą i okresu letniego). Na terenach górskich najczęściej mierzona jest masksymalna wartość przewyższenia na stanowisku. Różnice temperatur w przyziemnej warstwie atmosfery (do 3 m) będą znaczne w ciągu dnia, często osiągają wielkości (2–4)°C.

Wyniki analizy zamieszczone są w tablicy 34.

Tablica 34

t <sub>2</sub> - t <sub>1</sub> [°C]	2			3			4		
d [m]	10	20	30	10	20	30	10	20	30
R [mm]	0.026	0.102	0.230	0.038	0.154	0.346	0.053	0.205	0.461
ρ [mm]	1.30	2.55	3.76	1.90	3.85	5.54	2.65	5.12	7.38

Z przeprowadzonej analizy wynika, że wpływ refrakcji jest jednym z głównych źródeł błędów niwelacji geometrycznej w górach. Refrakcja jest przede wszystkim kształtowana przez pionowe gradienty temperatury, które osiągają największą wartość (największy wpływ refrakcji) w godzinach południowych, natomiast minimalne wartości około 1 godziny po wschodzie Słońca i 1 godzinę przed zachodem Słońca (minimalny wpływ refrakcji). Uchronienie się przed wpływem niesymetrycznym refrakcji dla ciągu tam i z powrotem możliwe jest poprzez wykonanie pomiaru w taki sposób, aby zmiany temperatury były w przybliżeniu symetryczne (ze znakiem przeciwnym) tam i z powrotem. Refrakcja ma znaczny wpływ na dokładność obserwacji, zwłaszcza na terenach o dużym nachyleniu. Jeszcze inna zależność wpływu refrakcji otrzymano na podstawie badań przeprowadzonych w Alpach. Empirycznie ustalona zależność ma postać:

 $\rho = 0.03 \Delta H_{[m]}$ 

gdzie ΔH – różnica wysokości

i wykazuje, że duży (przy silnie nachylonych stokach) wpływ refrakcji jest proporcjonalny do różnicy wysokości.

#### 1.1.2.3. Wpływy lunisolarne

Potencjał siły ciężkości Ziemi zmienia się okresowo na skutek wpływu zmieniających swe położenie mas zaburzających, przede wszystkim Księżyca i Słońca. Wraz ze zmianą potencjału następuje zmiana kierunku linii pionu. Kierunek linii pionu odchyla się w kierunku środka ciężkości masy zaburzającej. Poprawka spowodowana dobowymi zmianami kierunku linii pionu wywołanymi działaniem Księżyca lub Słońca (Wyrzykowski, 1993) dla linii niwelacyjnej wyraża się wzorem:

$$C = L K \sin(2z) \cos(A-a),$$

gdzie: K – stała (Księżyca K = 8.5, Słońca K = 3.9),

- L długość odcinka linii niwelacyjnej [km],
- a azymut linii niwelacyjnej,
- A azymut ciała zaburzającego,
- Z odległość zenitalna ciała zaburzającego,
- C wyrażone w [0.01 mm].

Całkowita poprawka jest sumą dwóch poprawek

$$C = C_{\epsilon} + C_{c}$$

Ze względu na sprężyste odkształcenie skorupy ziemskiej przyjęto

$$C = 0.8 (C_{\bullet} + C_{\odot})$$

Oznaczając symbolem  $\kappa$  poprawkę lunisolarną na 1 km linii,  $\kappa = (\kappa_{\epsilon} + \kappa_{\rho}) 0.8$  otrzymuje się

 $\kappa = 1 \text{km} [8.5 \sin(2z) \cos(A - a) + 3.9 \sin(2z) \cos(A - a)] 0.8$ 

Wielkość poprawki lunisolarnej obliczono dla:

$$(A - a) = 0^{\circ}, 45^{\circ}, 90^{\circ}$$
  
 $z = 0^{\circ}, 15^{\circ}, 30^{\circ}, 45^{\circ}$ 

Wartości  $\kappa_{c}$  i  $\kappa_{\infty}$  zestawiono w tablicy 35.

Tablica 35

A – a	0°				45°			
Z	0°	15°	30°	45°	0°	15°	30°	45°
0.8 κ, [mm]	0.00	0.03	0.06	0.07	0.00	0.02	0.04	0.05
0.8 κ <sub>o</sub> [mm]	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02

Dla  $(A - a) = 90^{\circ}$  poprawka przyjmuje wartość 0. Największe wartości poprawki osiągają, gdy (A - a) = 0 oraz  $z = 45^{\circ}$ . Wówczas

 $\begin{array}{l} 0.8 \ \kappa_{\mathfrak{c}} = 0.07 \ \mathrm{mm/km} \\ 0.8 \ \kappa_{\mathfrak{o}} = 0.03 \ \mathrm{mm/km} \end{array}$ 

114

Łącznie więc  $\kappa = 0.1$  mm/km. Poprawka niwelacji ze względu na dokonane zmiany kierunku linii pionu ma wpływ systematyczny. Jej wprowadzenie zmniejsza błędy systematyczne wyznaczonych przewyższeń linii niwelacyjnych.

#### 1.1.2.4. Sprzęt pomiarowy i technologia pomiaru

#### 1.1.2.4.1. Precyzyjne niwelatory samopoziomujące i ich badania

Sposób prowadzenia badań dla niwelatorów samopoziomujących zawierają prace: (Cieślak i Margański, 1967; Cieślak i in., 1976; Kalinowska, 1976; Margański, 1977, 1979; Cieślak i Ząbek, 1980).

Analiza przedstawionych wyników badań prowadzi do następujących wniosków:

 Błąd systematyczny spowodowany koniecznością zmiany ogniskowania zawiera się w przedziale -0.08 mm do +0.16 mm. Wartość tego błędu rośnie wraz ze wzrostem czasu eksploatacji instrumentu.

W trudnym terenie wysokogórskim często pojawia się konieczność zmiany długości celowych. Należy więc:

- a) ustawiać ostrość obrazu, konsekwentnie pamiętając o jednokierunkowym ruchu śruby;
- b) ustawiać instrument możliwie centrycznie między łatami, maksymalna wartość niecentrycznego ustawienia może wynosić około 1.5 m.
- 2) Wpływ temperatury na położenie osi celowej powoduje wystąpienie nierównoległości osi celowej do płaszczyzny horyzontu. Zmiany nachylenia quasi-horyzontu z tego tytułu wynoszą średnio około 0.5"/1°C. Na terenie wysokogórskim zmiany temperatury przyziemnych warstw powietrza są znaczne. Pomiar wykonywany jest w różnych partiach gór, na stokach i w dolinach. Występują zarówno długookresowe, jak i krótkookresowe zmiany temperatury. Krótkookresowe zmiany temperatury są tu często większe niż ±5°C. W takich warunkach pomiar na stanowisku musi być wykonywany bardzo szybko – powinien trwać średnio 2 do 3 minut. Wskazane jest użycie parasola.
- 3) Badanie układu poziomowania pozwala ustalić parametry kompensatora, zasięg jego pracy, czułość, błędy systematyczne. Przyjęto, że kompensator można uznać za dobry, gdy przy wychyleniach jego błąd systematyczny jest mniejszy od 0.5". Nie należy korzystać z całego zakresu pracy kompensatora. Pomiar powinien być wykonywany dokładnie ze środka.
- 4) Badania quasi-horyzontu wykazują, że wpływ na horyzont realizowany przez instrument mają takie czynniki, jak transport, zmiany temperatury, starzenie się instrumentu. Brak jest regularności zmian nachylenia. Wartość zmian tego nachylenia często dochodzi do 5". Eliminacja

wpływu zmian nachylenia na wartość przewyższenia może nastąpić jedynie przez zastosowanie symetrycznej długości celowych.

#### 1.1.2.4.2. *Laty precyzyjne i ich badanie*

Obok niwelatora istotną rolę w precyzji pomiaru odgrywają łaty. Badania łat mają na celu stwierdzenie precyzji wykonania wszystkich elementów składowych łaty i ich zmian w czasie oraz zmian wywoływanych zmieniającymi się warunkami termicznymi (Kalinowska, 1976). Do błędów łat inwarowych zalicza się:

- błędy stopki łaty,
- błędy niepionowego ustawienia łat w trakcie pomiaru,
- błędy związane z wyznaczeniem i określeniem średniego metra łaty,
- błędy podziału łat,
- błędy wpływów termicznych,
- błędy wynikające z niewłaściwego ustawienia siły naciągu taśmy inwarowej,
- błędy spowodowane zmianami długości łaty w czasie, zmianą korpusu łaty oraz zmianą w czasie struktury inwaru.

Badania wykazują, że błędy lat niwelacyjnych są jednym z głównych źródeł błędów niwelacji precyzyjnej w górach. Błędy te są tym groźniejsze, że mają charakter błędów systematycznych i wpływają na zmianę skali sieci niwelacyjnych.

Z porównania średnich skal łat (Cieślak i Ząbek, 1980) wynika, że zniekształcenia skali osiągają często 30 µm/m.

Błąd określenia przewyższenia w terenie górzystym określa wzór (Cieślak i Ząbek, 1980):

$$m_h^2 = \eta^2 L + \sigma_w^2 L^2 + \sigma_z^2 \Delta h^2$$

gdzie: L - długość ciągu [km],

- Δh- przewyższenie między reperami końcowymi [m],
- $\eta$  przypadkowy błąd kilometrowy [mm/ $\sqrt{km}$ ],
- $\sigma_w$  wewnętrzny systematyczny błąd kilometrowy [mm/km],
- σ<sub>z</sub> zewnętrzny systematyczny błąd kilometrowy (zawiera zmianę skali średniego metra) [mm/km].

Przyjmijmy:

L = 1 km

 $\Delta h = 100 \text{ m}$ 

 $\eta \le \pm 0.5 \text{ mm}/\sqrt{km}$ 

 $\sigma_w \leq \pm 0.1 \text{ mm/km}$ 

Na podstawie wewnętrznej analizy uzyskuje się zgodności wyników na poziomie  $\pm 0.5$  mm. Uwzględniając wyraz  $\sigma_z = 30 \ \mu$ m/m, otrzyma się:

#### $m_h = \pm 3 mm$

Analiza ta wykazuje jak duże znaczenie ma dokładne i częste wyznaczanie średnich metrów łat niwelacyjnych. Laboratoryjny komparator umożliwia jedynie komparację przed i po sezonie pomiarowym. Łaty powinny być komparowane częściej gdyż transport, składowanie, skokowe zmiany temperatury, wilgotności, ciśnienia powodują zmiany średnich metrów łat, które to wielkości prowadzą do błędnej interpretacji wyników. Prawidłowe zabezpieczenie skali sieci niwelacyjnych wymaga dokładnej i częstej komparacji łat w okresie sezonu pomiarowego.

Poważnym źródłem błędów systematycznych w niwelacji jest również nieznajomość aktualnej temperatury taśm inwarowych łat. Bezpośredni pomiar temperatury taśm wykonujemy termometrami termistorowymi z dokładnościa  $\pm 1^{\circ}$ C.

Uproszczony wzór na poprawkę termiczną dla odcinka ma postać:

$$q_{\rm T} = \Delta \mathbf{h} \cdot \Delta \mathbf{T}_{\rm sr} \cdot \boldsymbol{\alpha}_{\rm sr}$$

gdzie:  $\Delta h$  – przewyższenie,

 $\Delta T_{sr}$  – średnia różnica między temperaturą łat w czasie obserwacji a ich temperaturą w czasie komparacji,

 $\alpha_{sr}$  – średni współczynnik rozszerzalności taśm inwarowych obu łat.

W przypadku ciągów niwelacyjnych na terenach górskich różnice wysokości dla odcinków niwelacyjnych są znaczne, często rzędu 100 m, przy czym wahania temperatury są również duże, mogą wynosić nawet 10°C. Przyjmując dla terenu górskiego:

$$\Delta h = 100 \text{ m}$$

 $\Delta T_{sr} = 15^{\circ}C$ 

 $\alpha_{\rm sr} = 2.10^{-6}/1^{\circ}{\rm C}$ 

otrzymuje się:  $q_T = 3$  mm.

Taśma inwarowa łaty podlega ciągłym zmianom nasłonecznienia, średnio co 3–5 minut łata jest obracana o 180°, w jednym położeniu taśma poddawana będzie działaniu promieni słonecznych, w drugim natomiast przed promieniami będzie ją osłaniać obudowa. Załóżmy, że temperatura taśmy inwarowej zmienia się po obrocie w czasie potrzebnym do wykonania pomiaru na stanowisku o 3°C.

Przyjmijmy  $\Delta h = 2 m$  (na stanowisku)  $\Delta t = 3^{\circ}C$  $\alpha_{sr} = 2 \cdot 10^{-6}/1^{\circ}C$ 

Zmiana przewyższenia na stanowisku wyniesie więc  $m_{\Delta h} = \pm 0.012$  mm. Jest to zmiana nieznaczna. Temperaturę taśmy inwarowej łaty wystarczy zatem w dni słoneczne mierzyć na co trzecim stanowisku.

Odpowiednio dobrany sprzęt – niwelator i właściwe dla niego dobrze wystarzone łaty oraz odpowiednio dobrany stały dla linii program obserwacyjny spowodują zachowanie średniej skali metra łaty, a tym samym zachowanie skali sieci niwelacyjnej.

#### 1.1.2.4.3. Program obserwacji

Zastosowanie optymalnego programu obserwacji eliminuje część występujących w pomiarze niwelacyjnym błędów, takich jak systematyczny wpływ zmian temperatury, wpływ pionowych przemieszczeń statywu, wpływ pionowych przemieszczeń klinów. Dla eliminacji powyższych wpływów ważna jest zarówno symetria obserwacji na stanowisku, jak i szybkość wykonywania pomiarów. Pełną symetrię wykonania obserwacji zapewnia program A o kolejności odczytów:

- 1) stanowisko nieparzyste:  $t_1$ ,  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $t_2$ ,
- 2) stanowisko parzyste:  $p_1$ ,  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $p_2$ .

Ekonomiczniejszy o prawie 20% jest program C o kolejności odczytów  $t_1,\,t_2,\,p_2,\,p_1.$ 

#### 1.1.3. Niwelacja trygonometryczna

Współczesna precyzyjna niwelacja trygonometryczna wymagała pogłębienia teorii o uwzględnienie wpływu pola siły ciężkości Ziemi i opracowania nowej metody pomiaru.

Szczegółowa analiza teoretyczna i empiryczna precyzyjnej niwelacji trygonometrycznej ze szczególnym uwzględnieniem terenów górskich została zawarta w opracowaniu (Makowska, 1993).

#### Ogólna zasada i dokładność metody

Jednostkowe przewyższenie jest wyznaczane na podstawie pomierzonych wzajemnie i synchronicznie kątów zenitalnych (minimalizacja wpływu refrakcji) oraz odległości pomierzonej za pomocą dalmierza elektrooptycznego.

Różnica wysokości między reperami jest sumą jednostkowych przewyższeń. Wyniki pomiaru niwelacji trygonometrycznej, surowe wyniki (bez uwzględnienia siły ciężkości Ziemi), są równe surowym wynikom niwelacji geometrycznej. Po uwzględnieniu poprawki normalnej lub innej, na przykład ortometrycznej, wyniki odnoszone są do odpowiedniego systemu wysokości. Analiza poprawki normalnej niwelacji geometrycznej zawarta w tym rozdziale jest również słuszna dla niwelacji trygonometrycznej. Wysokości elipsoidalne mogą być również wyznaczone na podstawie obserwacji metodą niwelacji trygonometrycznej, ale przy znajomości odchyleń linii pionu wzdłuż ciągu niwelacyjnego. A N E K S

Do pomiaru należy stosować nowoczesny precyzyjny sprzęt, na przykład teodolit elektroniczny T 2000 i dalmierz DI 2000, które zapewniają dokładność pomiaru kąta zenitalnego  $m_z = \pm 3^{cc}$  i długości boku  $m_s = \pm 1$  mm, dla boków krótszych od 300 m. Częstotliwość dalmierzy powinna być sprawdzana w terenie za pomocą miernika częstotliwości, skonstruowanego w Instytucie Geodezji i Kartografii (Wasilewski, 1996). Wysokość osi poziomej teodolitu nad reperem należy wyznaczyć z dokładnością ±0.2 mm, na przykład za pomocą linijki z podziałem milimetrowym przytwierdzonej do krótkiej łaty precyzyjnej (połówka łaty precyzyjnej).

Dokładność wyników tak wykonanej niwelacji trygonometrycznej jest konkurencyjna w górach z wynikami niwelacji geometrycznej na poziomie dokładności 1 mm/km podwójnej niwelacji.

## 1.2 Interpretacja powtarzanych pomiarów niwelacyjnych i grawimetrycznych

## 1.2.1. Wprowadzenie

Geofizyczne i geochemiczne procesy zachodzące we wnętrzu Ziemi w połączeniu z przyciąganiem mas Słońca i Księżyca oraz meteorologicznymi wpływami powodują deformację powierzchni Ziemi i zmianę zewnętrznego pola siły ciężkości Ziemi. Techniczna interwencja człowieka - wydobycie wegla, ropy i innych surowców i minerałów oraz eksploatacja podziemnej wody – może mieć również wpływ na kształt powierzchni Ziemi i jej pole grawitacyjne. Powyższe deformacje wpływaja na geodezyjne obserwacje w sposób wiekowy, okresowy i nieregularny. Okresowe zmiany są na ogół eliminowane z obserwacji geodezyjnych. Natomiast wiekowe zmiany związane głównie ze zmianami tektonicznymi są badane za pomocą powtarzanych obserwacji geodezyjnych. Współczesne pionowe ruchy powierzchni skorupy Ziemi sa dotychczas badane przez porównanie wyników powtarzanych pomiarów niwelacji precyzyjnej łącznie z pomiarami grawimetrycznymi. Otrzymane wyniki nie są identyczne z rzeczywistymi ruchami pionowymi (pomijając błędy obserwacji) z powodu ich zależności od pola siły ciężkości Ziemi i zmian tego pola w czasie (Biro, 1983; Groten, 1978; Strang van Hees, 1987). Także zmiany w czasie wysokości normalnych lub ortometrycznych nie opisują rzeczywistych deformacji powierzchni Ziemi, ponieważ powierzchnie odniesienia stosowane w tych systemach wysokości są zmienne w czasie. Obecnie wielu autorów proponuje zastapienie niwelacji przez bardziej ekonomiczne pomiary grawimetryczne i satelitarne. Zakładajac liniową zależność pomiędzy zmianami przyspieszenia i wysokościami niwelacyjnymi, zaobserwowane zmiany grawimetryczne są przekształcane w różnice zmian wysokości. Metoda ta nie jest wolna od hipotez i wyniki nie są identyczne z rzeczywistymi ruchami pionowymi punktów.

#### 1.2.2. Rozważania teoretyczne

Określenie wysokości wiąże się z przestrzennym położeniem powierzchni ekwipotencjalnych pola potencjału siły ciężkości Ziemi (rys. 27).



Rys. 27. Umowna różnica wysokości

W<sub>2</sub> − W<sub>1</sub> = −
$$\int_{p_1}^{p_2} g \, dh \approx -\sum_{i=1}^{n} g_i \Delta h_i = W_{12}$$
  
H<sub>12</sub> = − $\frac{1}{g_{P_1}}$ (W<sub>2</sub> − W<sub>1</sub>)

gdzie  $\widetilde{g}_{P_2}$  – przeciętna wartość przyspieszenia siły ciężkości na odcinku linii pionu między powierzchniami ekwipotencjalnymi.

$$H_{P} = -\frac{1}{\widetilde{g}_{P}}(W_{P} - W_{0})$$
$$H_{P}^{N} = -\frac{1}{\widetilde{\gamma}_{P}}(W_{P} - W_{0})$$

 $H_{12}$  jest umowną różnicą wysokości, odniesioną do powierzchni poziomej W = W<sub>1</sub>, natomiast  $H_P$  i  $H_P^N$  są odpowiednio wysokością ortometryczną i normalną dowolnego punktu P na fizycznej powierzchni Ziemi.

W klasycznej teorii systemów wysokości pole siły ciężkości Ziemi było przyjmowane jako stałe. W zmiennym w czasie polu grawitacyjnym zarówno położenie, jak i kształt powierzchni ekwipotencjalnych ulega zmianie. Rozważmy wpływ tych zmian na wyniki powtarzanych pomiarów niwelacji precyzyjnej i związane z tym rzeczywiste pionowe przesunięcie fizycznej powierzchni Ziemi (f.p.Z.). ANEKS

Na rysunku 28 punkt P reprezentuje początkowe (w epoce  $t_1$ ) położenie f.p.Z. i przechodzącą przez ten punkt powierzchnię ekwipotencjalną o potencjale W = W<sub>P</sub>. Przyjmijmy, że po pewnym czasie (w epoce  $t_2$ ) potencjał w punkcie P uległ zmianie o wartość  $\delta W$ , czyli W' = W<sub>P</sub> +  $\delta W$ . Powierzchnia pozioma o potencjale W<sub>P</sub> przesunęła się do punktu Q w przestrzeni. Na skutek zmian pola siły ciężkości powierzchnia Ziemi uległa elastycznej deformacji o wielkość e i innej geologicznej deformacji o wielkość b i zajęła nowe położenie P' pokazane na rysunku 28. Wprowadźmy oznaczenia:

δN – rzeczywiste pionowe przesunięcie powierzchni ekwipotencjalnej,

- $\delta r$  rzeczywiste pionowe przesunięcie f.p.Z.,  $\delta r = e + b$ ,
- m względne przesunięcie pionowe powierzchni ekwipotencjalnej w stosunku do przesuniętej f.p.Z.



Rys. 28. Efekt zmiany pola grawitacyjnego i przemieszczenia pionowego punktu

Zgodnie z rysunkiem 28:

$$m = \delta N - \delta r$$

Wielkość m można określić za pomocą różnicy potencjałów pola zmienionego (w epoce  $t_2$ ) między punktami P' o potencjale W'<sub>P'</sub> i Q o potencjale W' =  $W_P$ 

$$W_{P'} - W_P = g \cdot m$$

gdzie g'- wartość przyspieszenia siły ciężkości w polu zmienionym w punkcie P'.

Przyjmijmy g'  $\cong$  g, to

$$\mathbf{m} = \frac{\mathbf{W}_{\mathbf{P}'}^{'} - \mathbf{W}_{\mathbf{P}}}{\mathbf{g}'} \cong \frac{\delta \mathbf{W}^{*}}{\mathbf{g}}$$

gdzie  $\delta W^* = W'_{P'} - W_P - zmiana potencjału na f.p.Z.$ 

## 1.2.2.1. Zmiany różnicy wysokości i wysokości w zmiennym polu siły ciężkości Ziemi

1.2.2.1.1. Zmiany różnicy wysokości

Wychodząc z definicji różnicy wysokości (oznaczenia jak na rys. 28):

$$\begin{aligned} H'_{1'2'} &= -\frac{1}{\widetilde{g}'_{2}} \Big( W'_{2'} - W'_{1'} \Big) = -\frac{1}{\widetilde{g}_{2}} \Big[ \Big( W_{2} + \delta W_{2}^{*} \Big) - \Big( W_{1} + \delta W_{1}^{*} \Big) \Big] = \\ &= -\frac{W_{2} - W_{1}}{\widetilde{g}'_{2}} - \frac{\delta W_{2}^{*} - \delta W_{1}^{*}}{\widetilde{g}'_{2}} \end{aligned}$$

gdzie

 $\delta W_1^* = W_{1'} - W_1$ ,  $\delta W_2^* = W_{2'} - W_2$ są zmianami potencjału na f.p.Z i po przekształceniu otrzymuje się:



Rys. 29. Zmiana w czasie różnicy wysokości punktów na f.p.Z.

Drugi wyraz po prawej stronie wzoru w większości przypadków może być pominięty. Nawet dla  $H_{12} = 1000$  m i  $\tilde{g}_2' - \tilde{g}_2 = 1 \,\mu\text{ms}^{-2}$  wyrażenie to osiąga wartość 0.1 mm. W związku z tym:

$$\delta H_{12} \approx -\frac{1}{\widetilde{g}_{2'}} \left( \delta W_2^* - \delta W_1^* \right)$$

Ograniczając badania do małych zmian, można przyjąć, że:

$$\widetilde{g}' \approx g' \cong g$$

Ostatecznie otrzymuje się:

$$\delta H_{12} = -(m_2 - m_1)$$

Zmiany różnicy wysokości punktów otrzymane na podstawie powtarzanych pomiarów niwelacyjnych łącznie z pomiarami grawitacyjnymi nie wyznaczają zatem rzeczywistych przesunięć punktów f.p.Z. Są one natomiast równe różnicy (z przeciwnym znakiem) względnych przesunięć powierzchni ekwipotencjalnych w punktach  $P_1$  i  $P_2$ .

Różnica prawdziwych pionowych przesunięć punktów  $P_1$  i  $P_2$  może być wyznaczona ze wzoru:

$$\delta \mathbf{r}_2 - \delta \mathbf{r}_1 = \delta \mathbf{H}_{12} + (\delta \mathbf{N}_2 - \delta \mathbf{N}_1)$$
  
1.2.2.1.2. Zmiany wysokości

Na rysunku 30, dla przejrzystości, punkt O w swoim wyjściowym położeniu znajduje się na poziomie morza, punkt P na f.p.Z. Powierzchnie ekwipotencjalne przechodzące przez te punkty mają potencjały odpowiednio:  $W = W_O$  i  $W = W_P$ . W tym przypadku różnica wysokości  $\Delta H_{OP}$  jest wysokością nad poziomem morza oznaczoną przez H<sub>P</sub>. Jeżeli potencjał siły ciężkości Ziemi w punktach O i P ulegnie zmianie odpowiednio o wartości  $\delta W_O$  i  $\delta W_P$  (na ogół  $\delta W_O \neq \delta W_P$ ), to powierzchnie ekwipotencjalne ulegną przesunięciu odpowiednio o wartości  $\delta N_O$  (geoida) i  $\delta N_P$  i zajmą nowe położenie. W tym samym czasie punkty na f.p.Z. przesuną się o  $\delta r_O$  i  $\delta r_P$ do punktów O' i P'. Z definicji wysokości nad poziomem morza punktu P (H<sub>OP</sub>) (rys. 30) i dla pola zmienionego w czasie t<sub>2</sub> (H'<sub>OP</sub>) otrzymamy różnicę wysokości  $\delta H_P$  i po przekształceniu otrzymamy zależność:

$$\delta H_P = \delta H_O + \delta H_{OP} = -m_O - (m_P - m_O) - \frac{\widetilde{g}'_P - \widetilde{g}_P}{\widetilde{g}'_P} H_P$$

Ostatecznie z pominięciem ostatniego wyrazu

$$\delta H_p = -m_p$$

Także na podstawie zmiany wysokości nie wyznaczamy rzeczywistych pionowych przesunięć powierzchni Ziemi, lecz jedynie względne przesunięcia powierzchni poziomej. Natomiast rzeczywiste pionowe przesunięcie punktu P określone jest wzorem:

$$\delta r_{\rm p} = \delta H_{\rm p} + \delta N_{\rm p}$$

Z przeprowadzonej analizy wynika, że dla wyznaczenia rzeczywistych pionowych przesunięć punktów na f.p.Z. poza zmianami wysokości lub różnic wysokości potrzebna jest jeszcze znajomość rzeczywistego pionowego przesunięcia powierzchni poziomych w badanych punktach.



Rys. 30. Zmiana w czasie wysokości punktu nad poziomem morza

1.2.2.1.3. Rzeczywiste pionowe przesunięcie powierzchni ekwipotencjalnych

W punkcie Q (rys. 28) zmiana potencjału wynosi:

$$\delta W_Q = W_Q' - W_Q$$

Potencjał w punkcie Q można w przybliżeniu liniowym wyrazić jako:

$$W_{Q} = W_{P} + \left(\frac{\partial W}{\partial h}\right)_{P} \delta N$$

gdzie ∂h – elementarny odcinek linii pionu o zwrocie dodatnim na zewnątrz.

Z założenia potencjał pola zmienionego (w czasie  $t_2$ ) w punkcie Q wynosi  $W'_Q = W_P$ , uwzględniając

$$\frac{\partial W}{\partial h} = g$$

otrzymamy:

$$\delta W_Q \cong g_P \delta N$$

stąd:

$$\delta N = \frac{\delta W_Q}{g_P} = \frac{W_Q - W_Q}{g_P} = \frac{W_P - W_Q}{g_P}$$

Zakładając  $g_P = g_Q = g$  oraz że dla małych wartości zmian zachodzi

$$\delta W_P \cong \delta W_O = \delta W_{P'}$$

wartość δN można wyrazić również następująco:

$$\delta N \cong \frac{\delta W_{P'}}{g} \cong \frac{W'_{P'} - W_P}{g}$$

Powyższe wzory są odpowiednikiem wzoru Brunsa dla pola zmiennego w czasie.

Spróbujmy wyznaczyć zmiany w czasie pola siły ciężkości Ziemi na podstawie pomiarów grawimetrycznych przez wykorzystanie zagadnienia brzegowego teorii potencjału. Zmiana w czasie przyspieszenia siły ciężkości w punkcie Q (rys. 28) w funkcji zmian pola siły ciężkości jest wyrażona:

$$\mathbf{g}_{Q}^{'} - \mathbf{g}_{Q} = -\left(\frac{\partial \mathbf{W}^{'}}{\partial \mathbf{h}} - \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial \mathbf{h}}\right)_{Q} = -\left(\frac{\partial}{\partial \mathbf{h}} \delta \mathbf{W}\right)_{Q}$$

Podstawiając:

$$\mathbf{g}_{\mathbf{Q}}^{'} = \mathbf{g}_{\mathbf{P}'}^{'} + \left(\frac{\partial \mathbf{g}}{\partial \mathbf{h}}\right)_{\mathbf{P}'} \cdot \mathbf{m} \quad \mathbf{i} \quad \mathbf{g}_{\mathbf{Q}} = \mathbf{g}_{\mathbf{P}} + \left(\frac{\partial \mathbf{g}}{\partial \mathbf{h}}\right)_{\mathbf{P}'} \cdot \delta \mathbf{N}$$

przyjmując, że:

$$\left(\frac{\partial g}{\partial h}\right)_{\mathbf{P}'} \approx \left(\frac{\partial g}{\partial h}\right)_{\mathbf{P}}$$

oraz m =  $-\delta H$  (s. 121), otrzymamy zależność w postaci liniowego równania różniczkowego:

$$\left(\frac{\partial}{\partial h}\delta W\right)_{Q} - \left(\frac{1}{g}\frac{\partial g}{\partial h}\right)_{P}\delta W_{Q} = -\left[g_{P'}^{'} - g_{P} - \left(\frac{\partial g}{\partial h}\right)_{P}\delta H\right],$$

w którym prawa strona jest znana z obserwacji. Rozwiązaniem tego równania jest wzór analogiczny do wzoru Stokesa stopnia zerowego, przy aproksymacji Ziemi kulą o promieniu R:

$$\delta W_{Q} = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \left[ \delta g^{*} - \left( \frac{\delta g}{\delta h} \right) \delta H \right] s(\psi) d\sigma$$

gdzie:  $\delta g^* = g'_{P'} - g_P$ 

δH – zmiana wysokości w czasie,

 $s(\psi)$  – funkcja Stokesa,

 $d\sigma$  – element powierzchni kuli.

Uwzględniając zależność 
$$\delta N_Q = \frac{\delta W_Q}{g}$$
 można wyznaczyć  $\delta N_Q$ :  
$$\delta N_Q = \frac{R}{4\pi g} \iint_{\sigma} \left[ \delta g^* - \left( \frac{\partial g}{\partial h} \right) \delta H \right] s(\psi) d\sigma$$

Powyższe wzory umożliwiają wyznaczenie zmian potencjału i rzeczywistych pionowych ruchów skorupy Ziemi. Konieczne jest jednak dysponowanie wynikami powtórzonej niwelacji i powtórzonych pomiarów absolutnych przyspieszenia siły ciężkości na całej powierzchni Ziemi.

## 1.2.2.1.4. Zmiany przyspieszenia siły ciężkości w czasie

Zmiany wartości przyspieszenia siły ciężkości w badanych punktach są spowodowane dwoma przyczynami:

- przesunięciem punktu P o wartość δr do P' na skutek deformacji powierzchni Ziemi:
- zmianą pola siły ciężkości w punkcie P' o wartość  $\delta W_{P'}$ , która wynika z pierwotnego przesunięcia mas wewnątrz Ziemi o wartość  $\delta W^r$  oraz deformacji nią spowodowanych  $\delta W^d$ , ogólnie  $\delta W = \delta W^r + \delta W^d$ .

Małe zmiany przyspieszenia mogą być przyjęte jako liniowa funkcja ( $\delta r i \delta W$ ):

$$\delta g^* = g'_{P'} - g_P = \frac{\partial g}{\partial h} \delta r + \frac{\partial g}{\partial W} \delta W_P.$$

## 1.2.2.2. Interpretacja geodynamiczna wyników powtórzonych pomiarów przyspieszenia siły ciężkości

W wyniku powtarzania pomiarów przyspieszenia siły ciężkości można otrzymać dwa zasadnicze przypadki:

- 1)  $\delta g^* = 0$
- 2)  $\delta g^* \neq 0$

Uwzględniając zależność  $g'_{P'} - g_P$  (powyższy wzór) można przeprowadzić następujące rozumowanie:

Ad 1)

a) 
$$\delta W_{P'} = 0$$
 i  $\delta r = 0$ 

Oznacza to, że nie zaszły zmiany pola grawitacyjnego oraz że punkt nie uległ przemieszczeniu. Byłoby to możliwe tylko w przypadku sztywnej Ziemi.

b) 
$$-\frac{\partial g}{\partial h}\delta r = \frac{\partial g}{\partial W}\delta W_{P'}$$

Zmiany pola grawitacyjnego są całkowicie kompensowane przez odkształcenia powierzchni Ziemi. Przypadek ten byłby możliwy, gdyby litosfera zachowała się jak ciecz, przyjmowała zawsze formę powierzchni ekwipotencjalnej oraz zmiany były długotrwałe.

#### Ad 2)

a)  $\delta r = 0$  i  $\delta W_{P'} \neq 0$ 

Zmiana przyspieszenia wynika z przesunięcia mas wewnątrz Ziemi, a litosfera pozostaje całkowicie sztywna, nie ulegając odkształceniu. W tym przypadku możliwe byłoby wyznaczenie  $\delta W$  na podstawie tylko zmian  $\delta g^*$ . Z uwagi na zaobserwowane zjawiska sytuacja taka w ogólności jest mało prawdopodobna. Może to również oznaczać, że przypowierzchniowe warstwy Ziemi uległy deformacjom elastycznym na skutek zmian pola grawitacyjnego i na te ruchy nałożyły się przemieszczenia natury geologicznej, dając w rezultacie  $\delta r = 0$ . Jest to jednak praktycznie możliwe tylko na pojedynczych punktach.

b)  $\delta r \neq 0$  i  $\delta W_{P'} = 0$ 

Zmiany przyspieszenia są wywołane tylko ruchami skorupy ziemskiej. Odpowiada to na przykład lokalnym zjawiskom geologicznym. W tym przypadku możliwe jest określenie wielkości or na podstawie pomiarów przyspieszenia.

c)  $\delta r \neq 0$  i  $\delta W_{P'} \neq 0$ 

Jest to przypadek najogólniejszy odpowiadający Ziemi rzeczywistej. Obliczenie  $\delta W_{P}$  na podstawie  $\delta g^*$  jest możliwe na dwa sposoby:

wartość δr zostanie wyznaczona w funkcji δW

$$\delta \mathbf{r} = \mathbf{f}(\delta \mathbf{W}_{\mathbf{P}}),$$

stworzenie takiej funkcji wymaga przyjęcia pewnego przybliżonego modelu Ziemi i zjawisk

$$\delta g^* = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W_{P'} + \frac{\partial g}{\partial h} f(\delta W_{P'}),$$

na przykład przy zastosowaniu teorii Love'a; jednak rozwiązanie to będzie przybliżone (Biro, 1983);

• δr zostanie wyznaczone niezależnie z innych obserwacji.

Niwelacja dostarcza wartości  $\delta H = -m$ , a więc brakuje jeszcze znajomości  $\delta N$ , które z kolei wymaga wielkości  $\delta W_{P'}$ .

Pomiary satelitarne dostarczają wartości or, ale dokładność ich wyznaczenia wymaga rozwiązania wielu problemów zwłaszcza dla obserwacji na terenach górskich.

Z przedstawionych rozważań wynika, że nie można wysunąć wniosków o zachowaniu się pola grawitacyjnego i o ruchach punktów powierzchni na podstawie tylko pomiarów zmian przyspieszenia. Dotyczy to zarówno obserwacji na pojedynczym punkcie, jak i na punktach rozmieszczonych równomiernie na całej Ziemi. Również znajomość wyników powtarzanej niwelacji albo obserwacji satelitarnych i zmian δg\* na pojedynczym punkcie nie umożliwia rozwiązania. Do tego celu konieczna jest znajomość owych wielkości na całej powierzchni Ziemi.

Określenie cykliczności lub jednostajnego kierunku zmian  $\delta H_P$  i  $\delta g^*$ 

oraz stosunku  $B_P = \left(\frac{\delta g^*}{\delta H_P}\right)^{-1}$  w poszczególnych punktach oraz jego

ewentualnych zmian jest konieczne do uzyskania informacji o dynamice Ziemi i charakterze procesów geologicznych.

Seria monograficzna nr 6

Wojciech Jaroszewski

## 2. EKSPERTYZA GEOLOGICZNA DLA TATRZAŃSKIEGO POLIGONU GEODYNAMICZNEGO

## 2.1. Projekt geologiczny sieci punktów Tatrzańskiego Poligonu Geodynamicznego

#### 2.1.1. Szczegółowa lokalizacja poligonu geodynamicznego

Zostaną tu wymienione punkty graniczne (brzeżne) poligonu geodynamicznego w Tatrach Polskich i w przytatrzańskiej części Podhala, właściwe pod względem geologicznych warunków lokalizacji ogólnej oraz różnych warunków lokalnych, każdorazowo scharakteryzowanych. Zostaną też podane informacje o odcinkach między punktami.

**Gubałówka**. Punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej, reprezentatywny dla brzeżnej niecki Podhala w pobliżu jej kontaktu z Tatrami. Możliwość wystąpienia gradientu ruchliwości współczesnej na granicy z tak zwanym trójkątem zakopiańskim (Halicki, 1930), obrzeżonym przez fotolineamenty (Baumgart-Kotarba, 1981) i mającym prawdopodobnie założenia dyslokacyjne, a należącym jeszcze do niecki podhalańskiej. Zagrożenie przez ruchy pseudotektoniczne ogólnie niewielkie.

Wylot Doliny Strążyskiej. Granica masywu Tatr z niecką Podhala, której to linii według obecnych poglądów nie odpowiada żaden regionalny uskok przy powierzchni terenu. Jednakże powszechne wzdłuż północnego brzegu tatr strome nachylenia kompleksu eoceńskiego (spąg osadów podhalańskich przy ich kontakcie z utworami Tatr) dowodzą, że przebiega tędy regionalna linia strukturalna, wyrażona także jako wybitny lineament na zdjęciach satelitarnych (Ostaficzuk, 1978, str. 72-73; Baumgart-Kotarba, 1981). Linia ta, której odpowiada najprawdopodobniej stroma fleksura, może mieć w niższym piętrze strukturalnym odpowiednik w postaci rozłamu<sup>1</sup> wydatna predyspozycja W każdym razie istnieje tu strukturalna do wystąpienia gradientu ruchliwości współczesnej lub co najmniej "zawiasu" ewentualnego ruchu rotacyjnego całego masywu Tatr.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Przemawia za tym przebiegająca tędy oś zerowych anomalii indukcji geometrycznej (Jankowski i in., 1977), która według niektórych poglądów (Jankowski i in., 1982) odpowiada karpackiej strefie subdukcji, a więc stykowi różnych płyt litosfery. Według tego samego źródła, strefa ta jest predystynowana do poszukiwania głębokich wód termalnych

**Dolina Strążyska**. Klasyczny, dobrze poznany profil geologiczny wyższego kompleksu jednostek allochtonicznych Tatr, czyli kompleksu płaszczowin reglowych. Strome położenia elementów reglowych w tym profilu (zob. Bac-Moszaszwili i in., 1979, przekrój III) stwarzają możliwość ich samodzielnego (niezależnego od wierchowego podłoża) zachowania się w procesach ruchliwości pionowej, a rozbicie tych mas przez wewnętrzne, również strome powierzchnie nieciągłości może warunkować jej lokalne zróżnicowanie. W interpretacji wyników pewną pomoc stanowiłaby możliwość nawiązania do otworu wiertniczego na Antałówce, w którym stwierdzono te same utwory geologiczne (Sokołowski, 1973).

**Giewont**. Klasyczny punkt występowania najwyższej jednostki spośród niższego kompleksu jednostek allochtonicznych Tatr, czyli kompleksu jednostek wierchowych. Od północy bezpośredni styk z masami reglowymi wzdłuż regionalnej, obecnie stromej powierzchni nasunięcia; znaczne prawdopodobieństwo gradientu ruchliwości pionowej w poprzek tej strefy, zwiększone przez fakt przewidywanego przez niektórych badaczy występowania u czoła mas wierchowych tak zwanej fleksury przytatrzańskiej (np. Kotański, 1961). Sam Giewont stanowi monolityczny blok wapienny korzystny dla pomiarów, ale wyniki mogą być skażone przez zjawiska pseudotektoniczne w postaci przechyleń związanych z wybitnym gradientem hipsometrycznym oraz w postaci osiadania na podłożu z margli kredowych (por. Bac-Moszaszwili i in., 1979, przekrój III), związanego na przykład ze zmianami ich zawodnienia.

Kopa Kondracka. Punkt reprezentatywny dla wielkiego masywu osadowego Czerwonych Wierchów, zbudowanego głównie z utworów niższej jednostki wierchowej o skomplikowanej strukturze. Liczne wewnętrzne powierzchnie nieciągłości o różnorodnym ułożeniu, potencjalne strefy osiadania i odkształceń reologicznych. Możliwość nawiązania do pobliskiego punktu dotychczasowej sieci geodezyjnej na Małołączniaku.

**Suchy Wierch Kondracki**. Miejsce prawdopodobnie czynnych procesów odprężeniowo – zboczowych na dużą skalę, wyrażonych szeregiem świeżych rowów graniowych i zboczowych (por. Jahn, 1964). Punkt, który mógłby być wykorzystany jako klasyczny obiekt obserwacji nad rolą i genezą ruchliwości egzodynamicznej, ale nie powinien być traktowany jako punkt reperowy dla sieci poligonu.

**Goryczkowa Grań**. Obszar tak zwanej wyspy krystalicznej Goryczkowej, stanowiący płat metamorficzno-granitoidowy w całości allochtoniczny i podścielony skałami osadowymi. Teoretyczna możliwość współczesnego ześlizgu reologicznego całego płata wzdłuż nachylonej ku północy powierzchni jego podłoża, związana z erozyjnymi ubytkami mas w tymże podłożu i na przedpolu; ewentualne stwierdzenie tego typu zjawisk miałoby ważne implikacje geologiczne. Możliwość lokalnych ześlizgów poszczególnych partii płata wzdłuż wkładek gnejsowo-łupkowych oraz

130

ruchów grawitacyjno-odprężeniowych ku stromym ścianom kotłów lodowcowych od północy, miejscami sygnalizowana przez rowy grzbietowe.

**Kasprowy Wierch**. Punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej, leżący podobnie jak Goryczkowa Grań na obszarze wyspy krystalicznej Goryczkowej, do którego odnoszą się zatem uwagi poczynione powyżej, jednak przy mniejszym zagrożeniu płytkimi ruchami egzogenicznymi.

**Beskid**. Brzeżny wierzchołek wyspy krystalicznej Goryczkowej; pomiędzy nim a wzniesieniami grani Świnicy powinien zaznaczyć się ewentualny gradient ruchliwości pionowej związany z możliwą odmiennością w charakterystyce geodynamicznej obszaru tatrzańskich jednostek allochtonicznych (w niniejszym projekcie odcinek Kopa Kondracka – Beskid) i obszaru tatrzańskiego trzonu krystalicznego (w niniejszym projekcie punkty za przełęczą Liliowe).

**Przełęcz Liliowe**. Jedno z kluczowych miejsc w geologii Tatr, punkt styku ich części autochtonicznej (trzon krystaliczny plus niegruba powłoka osadowa) z jednostkami tektonicznie przemieszczonymi, reprezentowanymi tu przez płat krystaliczny Goryczkowej. Strefa o dużym prawdopodobieństwie współczesnej aktywności tektonicznej, na co wskazują rozwarte szczeliny w masywnych wapieniach przełęczy (por. Jahn, 1964), utrzymujące się mimo łagodnej w tym miejscu rzeźby – niewielkiej możliwości osunięć i rozwarć grawitacyjnych. Orograficznie granica Tatr Zachodnich i Wysokich.

**Skrajna Turnia**. Na jej skłonie ku Przełęczy Liliowe skały osadowe autochtonicznej pokrywy Tatr stykają się z masywnymi granitoidami trzonu krystalicznego, które w dalszym przebiegu opisywanego konturu sieci poligonowej niepodzielnie panują aż po Małą Koszystą.

**Grań ku Świnicy**. W kilku miejscach uskoki poprzeczne, zwłaszcza na Świnickiej Przełęczy, gdzie przebiega przedłużenie dużej strefy tektonicznego skruszenia skał, znanej z Przełęczy Karb w grani Kościelców. Możliwość aktywności współczesnej tych nieciągłości związana z przypadającym tu skłonem depresji transwersalnej Goryczkowej – Jawora.

Świnica. Punkt o dużym znaczeniu ze względu na swą pozycję orograficzną (pierwsze od zachodu duże wzniesienie granitoidowego obszaru polskich Tatr Wysokich) i ze względu na zbieżność z punktem sieci trójwymiarowych pomiarów słowackich (Hradilec i in., 1981). Pewne zagrożenie egzodynamiką odprężeniową (por. Jahn, 1964), którego jednak można uniknąć przez odpowiednie umiejscowienie reperu. Dalszy przebieg opisywanego boku sieci pomiarowej po Cubrynę przecina szereg mniej lub nieciagłości tektonicznych bardziei istotnych W obrebie trzonu granitoidowego, wyrażonych między innymi jako lineamenty na zdjęciach lotniczych (Grochocka-Piotrowska, 1970) i miejscami mających charakter udokumentowanych uskoków. Nieciągłości te mają ogólny kierunek NE – SW i prawdopodobnie nawiązują do dominującego kierunku strukturalnego Tatr waryscyjskich (poprzedzających obecny górotwór alpejski), który to kierunek zaznacza się też w orientacji innych zjawisk

strukturalnych w granicie. Wszystkie te struktury stwarzają generalną anizotropowość mechaniczną masywu, która powinna się odzwierciedlać w ewentualnym zróżnicowaniu współczesnej dynamiki Tatr Wysokich wzdłuż opisywanego ciągu pomiarowego (bowiem główny wektor owej anizotropowości jest doń mniej więcej prostopadły).

**Gładka Przełęcz**. Najniższy punkt w grani głównej Tatr Wysokich, co wiąże się z faktem, że przebiega tędy jedna z największych stref dyslokacyjnych w Tatrach, zaznaczona szerokim pasmem produktów tektonicznego skruszenia skał. Wyrazisty rów grzbietowy na sąsiednim Gładkim Wierchu, rozwinięty w masywnych granitoidach niepodatnych na przemieszczenia egzogeniczne, sugerują współczesną aktywność dynamiczną tej strefy.

Szpiglasowy Wierch. Zwornik bocznego grzbietu Miedziane – Opalone, którego początek należałoby objąć obserwacjami poligonu. Na północ od szczytu przebiega duża strefa tektonicznego skruszenia skał o przebiegu NE – SW, pokrywająca się z fotolineamentem na zdjęciach lotniczych; prawdopodobieństwo wystąpienia aktywności współczesnej jednak niezbyt wielkie z uwagi na słaby wyraz geomorfologiczny.

**Wrota Chałubińskiego**. Wąska przełęcz o założeniach uskokowych; znaczne prawdopodobieństwo skupienia się tu gradientu ruchliwości współczesnej, za którego istnieniem przemawia różnica hipsometryczna między niskim obszarem Doliny Pięciu Stawów Polskich a wysokogórską kotliną Morskiego Oka, wytworzoną w tych samych skałach.

**Cubryna**. Skrajny spośród dużych wierzchołków masywnego bloku Mięguszowickich Szczytów, jako zwornikowy mniej narażony na grawitacyjne i odprężeniowe odkształcenia pseudotektoniczne. Zdaniem autora opinii Cubryna wyznacza minimalny południowy zasięg poligonu geodynamicznego zapewniający spełnienie wymogu omówionego.

Gdyby możliwości na to pozwalały, byłoby z pewnością korzystne objęcie poligonem całej kotliny Morskiego Oka; osiągnęlibyśmy wówczas najgłębsze wniknięcie poligonu w obręb trzonu krystalicznego, na jakie pozwala przebieg granicy państwowej, a w wierzchołku Rysów zyskalibyśmy drugi punkt wspólny z siecią pomiarową słowacką (Hradilek i in. 1981). Bok wschodni poligonu przypadłby wówczas na grań Żabiego, na której zostało zainstalowane i będzie podlegać dalszym obserwacjom pierwsze w Tatrach urządzenie deformograficzne do rejestrowania zmian rozwartości szczelin (Rutkowski, 1974).

Licząc się jednak z tym, że objęcie kotliny Morskiego Oka okaże się niemożliwe, należy przewidywać następujące punkty zewnętrzne poligonu, poczynając od Cubryny.

**Miedziane**. Bardzo masywny szczyt o małym zagrożeniu ruchami pseudotektonicznymi, oddzielony od Szpiglasowego Wierchu (patrz wyżej) rozległą strefą dyslokacyjną Szpiglasowej Przełęczy o kierunku NW – SE; ewentualna współczesna aktywność tej strefy informowałaby więc

o zróżnicowaniu współczesnej dynamiki Tatr wzdłuż nieciągłości prostopadłych do scharakteryzowanego wyżej głównego waryscyjskiego trendu strukturalnego (NE – SW).

**Wyżnia Kopa**. Pagórek skalny w dnie Doliny Pięciu Stawów Polskich (między trzema wschodnimi stawami), w sąsiedztwie największego w Tatrach Wodospadu Siklawa. Możliwość sprawdzenia ewentualnej różnicy między współczesną charakterystyką dynamiczną skalnych den doliny i grzbietów, która mogłaby wystąpić na przykład w związku z niezrelaksowanymi jeszcze różnicami naprężeń z plejstocenu (obciążenie den doliny przez masy lodowe). W tym aspekcie byłoby interesujące, choć zapewne technicznie trudne, umieszczenie dodatkowego punktu w rejonie Bacowej Skały u początku głębokiego wcięcia Doliny Roztoki. Byłby to też sprawdzian ewentualnego udziału współczesnej ruchliwości pionowej w odnawianiu gradientów hipsometrycznych (takich jak Siklawa) w profilu podłużnym potoków tatrzańskich.

Wielki Wołoszyn. Wierzchołek rozległego masywu skalnego Wołoszyna, odznaczającego się jedną z większych w Tatrach Polskich deniwelacja nad dnem przyległej doliny (Roztoki). Punkt leżący w osiowej części wielkiej elewacji transwersalnej (elewacja Koszystej) rozdzielającej dwie najgłębsze depresje (Goryczkowej - Jawora i Szerokiej Jaworzyńskiej); geologicznych według kryteriów geomorfologicznych wysokie i prawdopodobieństwo współczesnego ruchu wznoszącego względem tych, możliwego do uchwycenia na liniach: Kasprowy Wierch - Świnica -- Wołoszyn i Wołoszyn - Mała Koszysta - Gęsia Szyja - Łysa Skałka.

**Mała Koszysta** (wierzchołek północy). Między Wołoszynem a Małą Koszystą przebiega znaczny fotolineament Doliny Waksmundzkiej (Grochocka–Piotrowska, 1970) – prawdopodobnie uskok przedłużający się przez Przełęcz Krzyżne w już uwzględniony rejon Gładkiej Przełęczy; możliwość porównania ewentualnej aktywności współczesnej tego uskoku w dwu odległych miejscach. Mała Koszysta jest najdalszym na północ punktem projektowanej sieci w obrębie trzonu krystalicznego Tatr, zapewniającym najkorzystniejsze warunki do zarejestrowania ewentualnej zmienności ruchów pionowych Tatr w przekroju północ – południe. Zagrożenie przez ruchy egzodynamiczne na Wołoszynie i Koszystej niewielkie.

**Gęsia Szyja**. Tutaj kontur poligonu ponownie wkracza na skały osadowe. Na niewielkim odcinku między Małą Koszystą a Gęsią Szyją przypada kilka allochtonicznych jednostek tektonicznych rozdzielonych powierzchniami nasunięć, przy czym między ułożeniem przestrzennym tych jednostek są też duże różnice kątowe (patrz Bac-Moszaszwili i in., 1979, przekrój V); elementy wierchowe i dolna część kompleksu reglowego leżą wyjątkowo stromo, co stwarza znaczne prawdopodobieństwo, że ta strefa silnych komplikacji tektonicznych ulega uruchomieniu podczas procesów dynamiki współczesnej. Na tym odcinku istnieje szczególne

prawdopodobieństwo wystąpienia gradientu tej dynamiki między trzonem krystalicznym Tatr (mającym tu tylko szczątkową pokrywę osadową) a allochtonicznymi jednostkami strefy osadowej, większe niż na przełęczy Liliowe.

**Lysa Skała**. Skalisty cypel nad Łysą Polaną, utworzony z dolomitów reglowych. Wzdłuż dolin górnej Białki i Białej Wody biegnie największa tatrzańska strefa dyslokacyjna – dyslokacja Białki, prawdopodobnie przecinająca w poprzek całe Tatry (Sokołowski, 1961; Jaroszewski, 1965), która ku północy zdaje się dowiązywać do neotektonicznej strefy dolnej Białki (Mastella, 1976; Baumgart-Kotarba, 1981). Jeśli istnieje jakiekolwiek zróżnicowanie współczesnej ruchliwości pionowej Tatr w kierunku podłużnym (w przekroju wschód – zachód), to powinno się ono ujawnić przede wszystkim w poprzek dyslokacji Białki, będącej zarazem granicą wielkich elementów transwersalnych: elewacji Koszystej i depresji Szerokiej Jaworzyńskiej.

Łysa Skała leży w obrębie szeroko pojętej strefy dyslokacyjnej i choć pełne zbadanie współczesnej dynamiki tej strefy wymagałoby przedłużenia pomiarów na wschodni brzeg Białki (poza granicę państwa), to jednak znajomość zachowania się tego punktu miałaby duże znaczenie dla szerszych interpretacji. Istnieje znaczne prawdopodobieństwo, że największe załamanie granicy geologicznej utworów tatrzańskich z fliszem Podhala, występujące w rejonie doliny Filipki (patrz Małecka, 1982), jest wywołane przez biegnącą w tym kierunku zachodnią gałąź dyslokacji Białki, a w takim przypadku rejon Łysej Polany znalazłby się już poza ową gałęzią i mógłby wiernie odzwierciedlać ewentualne współczesne ruchy względne rozdzielonych przez nią bloków.

**Cyrhla nad Białką** (wierch). Punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej, leżący już na terenie niecki Podhala. Opisywany kontur poligonu przecina granicę jednostek geologicznych Tatr z obszarem podhalańskim niespełna kilometr za Łysą Skałką; granica ta w tym profilu nie jest typu uskokowego, a jej współczesna aktywność dynamiczna jest wątpliwa. Na odcinku Łysa Polana – Cyrhla n. Białką mogą jednak się przejawić generalne tendencje ruchów różnicowych Tatry – Podhale, gdyż Cyrhla położona jest w znacznej odległości od brzegu Tatr, co prawda w najszerzej pojętej strefie dyslokacyjnej Białki (por. Mastella, 1976), ale poza liniami prawdopodobnej koncentracji ruchu.

Na obszarze Podhala zagrożenie miarodajności wyników przez ruchy egzodynamiczne odnosi się, w odróżnieniu od Tatr, głównie do zjawisk stosunkowo płytkich: osuwisk, spełzywania gruntu, zmian objętości skał spowodowanych przez zmiany ich zawodnienia. Zagrożeniom tym na ogół można zapobiec przez odpowiednio dobraną lokalizację reperów.

**Knapy**. Punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej, położony w osi niecki Podhala i stąd miarodajny dla współczesnej dynamiki strefy osiowej, stanowiący odrębną podjednostkę strukturalną w jej podziale

134

A N E K S

(Mastella, 1975). Wobec w przybliżeniu poziomego ułożenia warstw w okolicy Knapów, wpływ głębokich uskoków z podłoża fliszu podhalańskiego tu się nie zaznacza, zatem wnioski regionalne nie powinny być skażone lokalną aktywnością tektoniczną. Na odcinku Cyrhla n. Białką – Knapy byłoby wskazane wykonanie bocznego ciągu pomiarowego w poprzek Doliny Białki w celu rozwiązania istotnego zagadnienia współczesnej aktywności strefy uskokowej Białki na Podhalu i nawiązania tych danych do pomiarów w tejże strefie w Tatrach. Ciąg taki powinien być poprowadzony w rejon Jurgowa, najlepiej po okolice Wojtyczek (por. Mastella, 1975 i 1976).

**Rolów Wierch**. Punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej położony na północnym skrzydle niecki Podhala, który z powodu odrębności strukturalnych i bliskości pienińskiego pasa skałkowego może odznaczać się nieco odrębnym zachowaniem dynamicznym. W okolicy Rolów Wierch rozpoznano lokalne uskoki (patrz Małecka, 1982), ale ich znaczniejszej aktywności przeczy brak wyraźnych efektów w rzeźbie. Prawdopodobny jest natomiast pewien gradient współczesnej ruchliwości pionowej między Knapami i Rolów Wierchem – w poprzek Doliny Białego Dunajca, wzdłuż której według Mastelli (1975) ciągnie się strefa uskokowa o przejawach aktywności współczesnej. Ta sama strefa zaznaczona jest wyraźnymi lineamentami na zdjęciu lotniczym (Baumgart-Kotarba, 1981).<sup>2</sup>

#### 2.1.2. Punkty wewnętrzne poligonu geodynamicznego

Następujące punkty leżące w obrębie zaproponowanego TPG zasługują na szczególne uwzględnienie z geologicznego punktu widzenia:

- a) w Tatrach: Sarnia Skała, Suchy Wierch (oba nad Doliną Strążyską), Kopa Magury, Wielki Kopieniec (punkt dotychczasowej sieci geodezyjnej), Hala Gasienicowa, Kozi Wierch, Przednia Kopa Sołtysia;
- b) na Podhalu: Murzasichle (rejon punktu 881) i Bachledzki Wierch w Zakopanem.

## 2.2. Ocena geologiczna sieci niwelacji precyzyjnej na Podhalu pod kątem jej wykorzystania do badań współczesnych ruchów pionowych

#### 2.2.1. Metodyczne założenia oceny

Z geologicznego punktu widzenia sieć niwelacji precyzyjnej służąca badaniu współczesnych ruchów pionowych w regionie o takich cechach geotektonicznych i geomorfologiczno-topograficznych jak Podhale powinna spełniać niżej wymienione warunki.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Prawdopodobnie przywiązane są też do niej wody termalne (ok. 85°C) stwierdzone w otworze wiertniczym Bańska IG-1.

**2.2.1.1**. Ciągi sieci powinny przekraczać w poprzek granice głównych elementów geotektonicznych, zwłaszcza te, co do których istnieją dane świadczące o ich:

- a) uwarunkowaniu przez głębokie dyslokacje,
- b) zbieżności z powierzchniami granicznymi różnych typów skorupy ziemskiej,
- c) młodej lub współczesnej aktywności tektonicznej, objawiającej się zjawiskami sejsmicznymi lub geologiczno-geomorfologicznymi.

Postulat 3.2.1.1 wynika z dążenia do tego, aby uzyskane dzięki niwelacji dane o ruchliwości pionowej można było odnieść do regionalnych zjawisk geologicznych, a więc otrzymać wnioski o znaczeniu ponad lokalnym, także metodyczno-porównawczym.

**2.2.1.2.** Elementy geotektoniczne powinny być przecinane przez ciągi niwelacyjne tam, gdzie elementy te mają najdobitniejszy i najbardziej wzajemnie kontrastujący wyraz geomorfologiczno-topograficzny. Postulat ten wynika z faktu, że im młodsze i intensywniejsze są ruchy tektoniczne, tym wyraźniejsza jest ich korelacja z rzeźbą terenu. Wyraźne powiązanie między typami morfostrukturalnymi i intensywnością współczesnych ruchów w Karpatach Zachodnich stwierdził Kvitkovič (1978).

2.2.1.3. Ciagi niwelacyjne powinny w miarę możności przecinać także linie poprzecznych podziałów strukturalnych, zwłaszcza te, które spełniają warunki od a do c z punktu 3.2.1.1, w szczególności jeśli liniom tym odpowiadają zarazem lineamenty rozpoznawalne na obrazach lotniczych lub satelitarnych. Postulat ten podyktowany jest wielokrotnie stwierdzanym faktem, iż tego rodzaju podziały poprzeczne często odpowiadają strefom wewnętrznego zróżnicowania ruchliwości pionowej w obrębie tej samej jednostki geotektonicznej (Baumgart-Kotarba, 1981), którego wartości mogą przewyższać wartości gradientów między sasiednimi jednostkami. Nie mając danych o tym zróżnicowaniu, możemy zatem przypisać całej jednostce geotektonicznej lub jakiejś strefie dyslokacyjnej przypadkową, niereprezentatywna charakterystykę ruchów pionowych. wynikajaca z przypadkowego miejsca przecięcia owej jednostki przez ciąg pomiarowy.

**2.2.1.4**. Ciągi niwelacyjne powinny omijać rozległe obszary młodej, drobno okruchowej akumulacji aluwialnej ze względu na ryzyko wystąpienia znacznych ruchów powierzchni spowodowanych osiadaniem, w szczególności pobudzonym przez procesy suffozyjne.

**2.2.1.5**. Jest pożądane, aby sieć niwelacyjna obejmowała obszary posiadające dobre opracowanie geologiczne, a w szczególności opracowanie geomorfologiczne przeprowadzone pod kątem badania współczesnych ruchów tektonicznych. Określenie stopnia i charakteru korelacji między ruchliwością w niedawnej przeszłości geologicznej (na co pozwalają metody geomorfologiczne) a ruchliwością aktualną stwierdzaną metodami instrumentalnymi stwarza bowiem atrakcyjne możliwości interpretacyjne i może dać podstawy metodyczne dla efektownych dociekań porównawczych.

## 2.2.2. Ocena dotychczasowej sieci niwelacyjnej

Główny obwód dotychczasowej sieci niwelacyjnej wyznaczony przez punkty: Nowy Targ - Poronin - Zakopane - Kiry - Chochołów - Czarny Dunajec – Nowy Targ nie spełnia w stopniu zadowalającym podanych wyżej przyrodniczych warunków najkorzystniejszej lokalizacji. W pełni zachowany jest tylko warunek 2.2.1.1, jeżeli założyć, że sieć ma swoje przedłużenie ku północy od Nowego Targu (gałąź przecinająca północny brzeg depresji orawsko-nowotarskiej) i ku południowi od Zakopanego (gałąź kierująca się do Łysej Polany, przecinająca południowy brzeg niecki podhalańskiej czyli północny brzeg górotworu tatrzańskiego). W takim ujęciu na trasie ciągów sieci mamy z północy ku południowi wszystkie pierwszorzędne elementy geotektoniczne tej części Polski: Karpaty zewnętrzne (reprezentowane przez jednostkę magurską), pieniński pas skałkowy, nieckę Podhala i masyw Tatr, a dodatkowo element drugorzędny, ale istotny - depresję orawsko--nowotarską, nałożoną na południowy skraj jednostki magurskiej, częściowo też na pas skałkowy, a lokalnie nawet na strukturę podhalańską. Jednakże również w zakresie warunku 2.2.1.1 występują dwa mankamenty:

- a) zachodnia gałąź głównego obwodu pomiarowego, biegnąca Doliną Czarnego Dunajca, nie przecina żadnej geologicznie czytelnej granicy pierwszorzędnych elementów geotektonicznych, a to wskutek zakrycia granic pienińskiego pasa skałkowego przez grubą pokrywę neogeńsko--czwartorzędowych osadów depresji orawskiej (por. Małecka, 1982);
- b) w powyższej sytuacji rozpoznanie metodami pośrednimi młodej lub współczesnej aktywności tektonicznej wzdłuż owych zakrytych granic nie jest możliwe, przynajmniej na podstawie kryteriów geomorfologicznych.

**Warunek 2.2.1.2** nie jest spełniony, gdyż element decydujący z geotektonicznego punktu widzenia, jakim jest pieniński pas skałkowy, nie ma w tym rejonie jednorodnego wyodrębniającego się wyrazu geomorfologicznego. Dotyczy to w szczególności zachodniej gałęzi obwodu pomiarowego, gdzie ciągłość pasa jako jednostki morfostrukturalnej w ogóle ulega przerwaniu. Przerwa taka występuje też wzdłuż wschodniej gałęzi obwodu – na wschód od Szaflar, ale tutaj trasa niwelacji przebiega w pobliżu dość dobrze wyrażonych wzniesień pasa skałkowego między cegielnią w Szaflarach a rejonem Palenicy.

**Warunek 2.2.1.3** nie jest zrealizowany na żadnym z odcinków omawianej sieci niwelacyjnej. Ciągi tej sieci nie przecinają żadnej udokumentowanej geologicznie walnej struktury poprzecznej, bowiem ewentualna dyslokacja poprzeczna Białego Dunajca (Mastella, 1975), jeżeli istnieje, przebiega równolegle do wschodniego odcinka sieci. Również regionalny lineament satelitarny zachodniego brzegu Tatr, rozpoznany przez Baumgart-Kotarbę (1981 i 1983) w swoim północnym odcinku biegnie równolegle do ciągu pomiarowego i jedynie drugorzędne lineamenty okolic

Ludźmierza są przez ten ciąg przecięte. Tak więc istniejąca sieć niwelacyjna, nie wyłączając jej gałęzi bocznej Zakopane – Łysa Polana, nie daje żadnych gwarancji uchwycenia podłużnej zmienności ruchów pionowych (gradientów ruchliwości na liniach struktur poprzecznych), na której istnienie wskazują wyraźnie przesłanki geomorfologiczne (Mastella, 1976; Baumgart-Kotarba, 1983).

Pod względem **warunku 2.2.1.4** ryzykowny jest rozległy odcinek omawianej sieci niwelacyjnej między Chochołowem a Nowym Targiem, przebiegający po powierzchni młodych, luźnych osadów depresji orawskiej. Sposób drenażu w tym rejonie stwarza duże prawdopodobieństwo nietektonicznych odkształceń powierzchni typu suffozyjnego, zwłaszcza w okresach wysokich stanów wód.

Warunek 2.2.1.5 również nie jest spełniony, gdyż zachodnie Podhale nie posiada żadnego pełnego, współczesnego opracowania geomorfologicznego, a opracowania geologiczne, choć jest ich wiele, nie dają dostatecznych informacji o tektonice wgłębnej, a więc o tym, co najważniejsze dla interpretowania ruchliwości pionowej. Wschodni odcinek sieci pomiarowej (Dolina Białego Dunajca) jest w lepszej sytuacji, bo stanowi zachodnią granicę najnowszego opracowania Baumgart-Kotarba (1983).

Jak wynika z przedstawionych uwag, obecnie istniejąca sieć niwelacyjna nie jest właściwa. Szczególne zastrzeżenie budzi jej zachodni odcinek między Kirami a Nowym Targiem, a zwłaszcza fragment Chochołów – Nowy Targ. Odcinek wschodni: Nowy Targ – Zakopane nie jest pozbawiony wad, ale jako osiowa linia karpackiego przekroju geologicznego, w pobliżu którego zlokalizowane są głębokie wiercenia Bańska IG-1 i Maruszyna IG-1, zasługuje na zachowanie.

#### 2.2.3. Projekt modyfikacji sieci niwelacyjnej – zagadnienia ogólne

Opierajac sie na poczynionych stwierdzeniach dotyczacych dotychczasowej sieci niwelacyjnej, należy - moim zdaniem - zrezygnować z jej zachodniej gałęzi, to jest z odcinka Nowy Targ - Czarny Dunajec --Chochołów - Kiry - Zakopane. Gałąź wschodnią (Nowy Targ - Zakopane) należałoby zachować w sensie generalnym, sugerowałbym jednak pewna modyfikację jej przebiegu w terenie (patrz niżej). Do tej gałęzi należałoby dobudować nowy obwód niwelacyjny od wschodu, przenosząc w ten sposób punkt ciężkości obserwacji niwelacyjnych na Podhale Wschodnie. Za taką generalną zmianą, niezależnie od przedstawionych dalej szczegółowych zalet poszczególnych odcinków nowego ciągu, przemawiają następujące argumenty ogólne:

 a) Jest wysoce prawdopodobne, że Podhale Wschodnie odznacza się większymi wartościami, a zwłaszcza większymi gradientami i większą amplitudą współczesnych ruchów pionowych, niż Podhale Zachodnie. Ze wschodnią częścią Podhala sąsiadują najwyżej wyniesione partie Tatr, pienińskiego pasa skałkowego i Gorców. Położone w tej części zapadlisko Dębno – Frydman wykazuje większe gradienty młodej substancji niż depresja orawska (por. Watycha, 1973; Niedzielski, 1971); w tej części zarejestrowano geomorfologiczne przejawy bardzo młodej lub współczesnej ruchliwości pionowej (Mastella, 1976; Baumgart-Kotarba, 1981 i 1983 oraz wiele innych).

- b) Podhale Wschodnie w odróżnieniu od Zachodniego posiada nowe, szczegółowe opracowanie geomorfologiczne wykonane pod kątem badania związków rzeźby i procesów egzogenicznych z młodą i współczesną dynamiką endogeniczną (Baumgart – Kotarba, 1981 i 1983 i inne prace cytowane tamże). Również stan wiedzy o budowie tektonicznej Podhala Wschodniego jest obecnie, głównie dzięki pracom Mastelli (1975 i in.), lepszy niż na Podhalu Zachodnim.
- c) Przemieszczenie sieci ku wschodowi uczyniłoby realnym związaniem jej z siecią pomiarową Pienińskiego Poligonu Geodynamicznego (Czarnecka, 1975; Ząbek, 1983), służącą między innymi celom dużej inwestycji, jaką jest czorsztyński zbiornik zaporowy.
- d) Wschodnia gałąź przeniesionego obwodu niwelacyjnego byłaby prostym przedłużeniem odcinka sieci pomiarowej wkraczającego w głąb Tatr (do Łysej Polany), podczas gdy w przypadku sieci obecnej odcinek tatrzański jest związany z głównym obwodem pomiarowym długą gałęzią boczną, biegnącą wzdłuż krętej szosy Zakopane – Wierch Poroniec – Morskie Oko.

## 2.2.4. Projekt modyfikacji sieci niwelacyjnej – lokalizacja szczegółowa

Poniżej zostaną scharakteryzowane dalsze odcinki proponowanej, zmodyfikowanej sieci niwelacyjnej na Podhalu, w kolejności zgodnej z ruchem wskazówek zegara.

**Nowy Targ – Dębno**. Odcinek biegnący wzdłuż szosy, w większości po aluwiach Dunajca, ale na podłożu dobrze utwardzonym i swobodnie odwadnianym, bez większego zagrożenia ruchliwością egzodynamiczną. Profil podłużny depresji nowotarskiej, który może informować o ewentualnej (dość prawdopodobnej) zmienności ruchów w jej obrębie.

**Dębno – Frydman**. Odcinek szosy biegnący w poprzek ujściowego stożka aluwiów Białki, na obrzeżu przyszłego zbiornika zaporowego. Możliwość wystąpienia nietektonicznych ruchów powierzchni, zwłaszcza przy wysokich stanach wód i po spiętrzeniu wody w zbiorniku. Jednakże zarazem najlepsza możliwość wykrycia współczesnego obniżania zapadliska Dębno – Frydman, którego intensywna młoda subsydencja została udokumentowana przez wiercenia (Niedzielski, 1971). W powiązaniu z odcinkami sąsiednimi możliwość scharakteryzowania współczesnej dynamiki całej strefy kontaktu pienińskiego pasa skałkowego z Karpatami Zewnętrznymi (jednostką magurską), według opracowań geomorfologicznych (Baumgart-Kotarba, 1983), młoda dynamika tej właśnie strefy była prawdopodobnie największa na całym Podhalu. Zdaniem Watychy, reprezentuje ona nawet dalszy ciąg trwającej jeszcze orogenezy alpejskiej. Birkenmajer (1978) przyjmuje ciągłą subsydencję po północnej stronie pasa skałkowego od środkowego miocenu po okres współczesny.

**Frydman – Krempachy**. Odcinek szosy przekraczający (mniej więcej w połowie swej długości) północną granicę pienińskiego pasa skałkowego, reprezentowaną przez regionalną strefę dyslokacyjną o wielkim zasięgu wgłębnym. Granica ta ma dość wyraźne odzwierciedlenie w rzeźbie terenu, a na jej przedłużeniu w Dolinie Białki występują przejawy ruchliwości pionowej (Baumgart-Kotarba, 1983). Jest więc prawdopodobne, że ciąg niwelacyjny na omawianym odcinku doprowadzi do udokumentowania gradientu ruchów pionowych między zapadliskiem frydmańskim a pasem pienińskim, co miałoby znaczenie zarówno geologiczno-poznawcze, jak i praktyczne (zbiornik czorsztyński). Wyniki można by skorelować z pomiarami na Poligonie Pienińskim, które sugerują dźwiganie się pasa skałkowego względem jednostki magurskiej (Ząbek, 1983).

Krempachy – Dursztyn – Krempachy. Gałąź boczna (ślepa) sieci, służąca uzyskaniu informacji o współczesnej dynamice pionowej pienińskiego pasa skałkowego w miejscu, gdzie jednostka ta stanowi wyrazisty element orograficzny i gdzie zarazem, istnieje dogodne przejście szosowe przez całą jej szerokość aż do granicy południowej (z niecką Podhala). Pieniński pas skałkowy stanowi megastrukturę o znaczeniu europejskim, o założeniach wgłebnych siegających do powierzchni Moho (Uchman, 1973), a zatem zasługuje on w wyjątkowym stopniu na uwagę przy pracach niwelacyjnych. Występowanie współczesnej dynamiki pionowej w tej strefie jest wielce prawdopodobne, biorąc pod uwagę choćby towarzyszące jej kilkakrotne powtórzenia wstrząsów sejsmicznych o jednej z największych w Polsce intensywności (Guterch i Lewandowska-Marciniak, 1975; Wójcik i Zuchiewicz, 1979) i różnorakie przesłanki pośrednie (Czarnecka, 1975). Nieopodal projektowanego profilu (na Poligonie Pienińskim) dynamika ta została zresztą bezpośrednio stwierdzona (Czarnecka, 1975; Ząbek, 1983). odmienność sytuacji tektonicznej dursztyńskiego Ze względu na i czorsztyńskiego segmentów pasa skałkowego, możliwość porównania ich dynamiki miałaby duże znaczenie.

**Krempachy** – **Nowa Biała** – **Białka**. Przecięcie pienińskiego pasa skałkowego trasą dolinną – po powierzchni tarasów Białki (droga jezdna). Mniej więcej na linii rzeki ciąg przekroczy ważny lineament satelitarny (tzw. lineament rowu zakopiańskiego – Białki; Baumgart-Kotarba, 1983), stanowiący prawdopodobnie jedną ze struktur dzielących Podhale na segmenty o różnej dynamice współczesnej. Porównanie wyników niwelacji na odcinku Krempachy – Białka z wynikami na odcinku Krempachy – – Dursztyn pozwoli więc na wnioski o roli tych podziałów w procesach endodynamicznych, a pośrednio – o znaczeniu teledetekcji satelitarnej
A N E K S

dla wykrywania takich podziałów. Włączenie w ciąg pomiarowy lewobrzeżnej skałki przełomu białczańskiego (Obłazowa), leżącej tuż przy trasie ciągu, umożliwi stwierdzenie ewentualnej samodzielnej (niezależnej od najbliższego otoczenia) ruchliwości tego izolowanego elementu skałkowego (klippenu), co miałoby bardzo interesujące implikacje teoretyczne i praktyczne.

## Uwaga uzupełniająca

Z Nowej Białej do Łopuszna biegnie kilkukilometrowa dostępna i wygodna szosa. Między tymi miejscowościami można zatem zamknąć dodatkową pętlę obwodu pomiarowego Łopuszna – Dębno – Frydman – – Krempachy – Nowa Biała. Zależnie od możliwości ekonomicznych i technicznych, "skrót" taki może okazać się jedyną realną trasą głównego ciągu, na przykład po spiętrzeniu zbiornika czorsztyńskiego.

**Białka – Bukowina**. Trasa szosowa przecinająca w poprzek północne skrzydło i strefę osiową synklinorium Podhala. W rejonie Białki dolnej występuje wyjątkowo duże prawdopodobieństwo pojawienia się gradientu współczesnej ruchliwości pionowej ze względu na krzyżujące się tu z trasą ciągu:

- a) wybitny lineament satelitarny wschodniego brzegu Tatr Bielskich, którego dynamika może być sygnalizowana przez tak zwaną bifurkację środkową Białki (Baumgart-Kotarba, 1983);
- b) pas dyslokacyjny Oprzędków Wierchu,
- c) strefę fleksury przypienińskiej wraz z towarzyszącymi jej źródłami siarkowodorowymi, mającą prawdopodobnie głębokie założenia dyslokacyjne (Mastella, 1975);
- d) ponownie przecinający się tu z ciągiem pomiarowym lineament satelitarny rowu zakopiańskiego – Białki (Baumgart-Kotarba, 1983).

W dalszej części omawianego odcinka aż po początek Bukowiny można się liczyć ze współczesnymi tendencjami wypiętrzającymi, których przejawem jest według Mastelli (1975) obfitość osuwisk strukturalnych (mimo małych upadów warstw) i martwic wapiennych. W każdym razie na odcinku tym zachodzi szczególnie dogodna możliwość skorelowania wyników niwelacyjnych ze szczegółowym opracowaniem geomorfologicznym (Baumgart-Kotarba, 1983), w stopniu gwarantującym korzyści nie tylko lokalne, ale i ogólnometodyczne.

Na odcinku wsi Bukowina ciąg przetnie osiowo część niecki podhalańskiej. Można go tu po raz pierwszy związać z projektowaną siecią pomiarową TPG.

**Bukowina** – Wierch Poroniec. Przecięcie szosowe południowego skrzydła synklinorium Podhala w dogodnych warunkach geologicznych.

**Wierch – Poroniec – Łysa Polana – Wierch Poroniec**. Gałąź boczna obwodu pomiarowego, nawiązująca do niwelacyjnego punktu na Łysej Polanie, a z geologicznego punktu widzenia stwarzająca ważną możliwość solidnego związania sieci niwelacyjnej z siecią pomiarową TPG. Wprawdzie istnienie znaczniejszego gradientu współczesnej ruchliwości pionowej na pograniczu Tatr i Podhala jest w tej okolicy wątpliwe, ale udowodnienie jego braku też byłoby istotne, podobnie jak wyznaczenie ewentualnych trendów ruchliwości na większej przestrzeni.

Wierch Poroniec – Zakopane. Ciąg ten, wykorzystujący starą szosę Zakopane – Morskie Oko, ma z geologicznego punktu widzenia przebieg niekorzystny, bo równoległy do potencjalnej strefy zwiększonego gradientu ruchów pionowych, jaką jest lineament północnego brzegu Tatr. Nie ma jednak trasy alternatywnej, ponadto zaś dzięki temu odcinkowi osiąga się dwie korzyści:

- a) włączenie drugiego punktu wiekowego niwelacji (Brzeziny);
- b) przecięcie ewentualnych przedłużeń walnych tatrzańskich struktur transwersalnych (poprzecznych) na obszar podhalański, dzięki czemu być może zostaną wykryte różnice ruchliwości pionowej wzdłuż tego ciągu; stwierdzenie ich miałoby ciekawe implikacje badawcze.

Zakopane – Biały Dunajec. Szosowy odcinek sieci dotychczasowej, stwarza możliwość wyznaczenia współczesnej ruchliwości pionowej w strefie rowu zakopiańskiego (jest ona szczególnie prawdopodobna na linii lineamentu satelitarnego, który biegnie u stóp Pasma Gubałowskiego) oraz głównych stref strukturalnych Podhala na odcinku środkowym. Umożliwi to skorelowanie wyników z przecięciem wschodnim (wzdłuż Białki), przy czym trzeba się liczyć z różnicami ze względu na prawdopodobieństwo dyslokacyjnego założenia obu dolin, którymi biegną te dwa profile (Białki i Białego Dunajca).

Biały Dunajec – Nowy Targ. W ramach sieci dotychczasowej odcinek poprowadzony wprost szosą przez Szaflary, co zapewnia kompletne przecięcie pozostałych elementów geotektonicznych (północnego skrzydła niecki podhalańskiej, pienińskiego pasa skałkowego i depresji nowotarskiej), ale w słabym kontakcie ze strukturą geologiczną tego obszaru (szosa biegnie po młodych aluwiach), a przy tym wzdłuż ewentualnej strefy dyslokacyjnej Białego Dunajca (Mastella, 1975; por. Małecka, 1982), co w przypadku jej aktywności dynamicznej może powodować komplikacje interpretacyjne. Z tych względów uważam za celowe rozważenie technicznej możliwości przeniesienia ciągu niwelacyjnego na drogę Biały Dunajec - Bańska Niżna -- Zaskale - Brzegi, skąd szosą do Nowego Targu. Taka modyfikacja wyeliminowałaby wspomniane mankamenty, zapewniłaby dobrą korelację wyników z budową geologiczną i z jej odpowiednikami w rzeźbie, wreszcie umożliwiłaby łatwe nawiązanie do skupionych w tym rejonie dwu spośród trzech głębokich wierceń na Podhalu: Bańska IG-1 i Maruszyna IG-1. Stosunki geomorfologiczne wskazują, że w rejonie proponowanej trasy ciągu mogą występować czynne zjawiska endodynamiczne, których ciągłość na wschód od linii kolejowej Zakopane - Nowy Targ może być przerwana z uwagi na siegającą tu depresję nowotarską.

Należy dodać, że w przypadku rozbudowania TPG aż po omawiany obszar, co w swoim czasie było proponowane, projektowana modyfikacja sieci niwelacyjnej między Białym Dunajcem a Nowym Targiem zapewne nie byłaby celowa; wystarczyłoby odpowiednio związać dwie sieci pomiarowe ze sobą.

# 2.2.5. Ocena lokalizacji punktu wiekowego geomagnetycznego w Brzezinach

Punkt w Brzezinach przypada na brzeżną, przytatrzańską strefę niecki Podhala. W tym rejonie skały tatrzańskie nie są odsłonięte, gdyż przykrywa je gruby płaszcz moreny lodowcowej Toporowych Stawków oraz opasująca tę morenę pokrywa osadów rzecznych i lodowcowych. Ekstrapolując dane z sasiednich odsłonięć, można jednak wywnioskować, że styk fliszu podhalańskiego ze skałami tatrzańskimi przebiega około 400 m na południe od Brzezin. W tej sytuacji, biorąc jeszcze pod uwagę, że styk ten w tej okolicy prawie na pewno nie ma charakteru dyslokacyjnego, można wykluczyć jakąś szczególna dynamikę punktu w Brzezinach związaną z sąsiedztwem brzegu Tatr. Również poprzeczne dyslokacje w tej strefie nie są udowodnione, jakkolwiek przebiegający pod pokrywą lodowcową kontakt reglowych utworów triasowych i dolnojurajskich ma zapewne charakter tektoniczny i odznacza się nienormalnym przebiegiem południkowym. Położenia warstw reglowych w dolnym odcinku Suchej Wody nie zdradzają jednak istnienia poważniejszych zaburzeń, zdaje się ich nie być także we fliszu okolic Brzezin, co prawda również słabo odkrytym. Tak więc od strony potencjalnej swoistej aktywności endodynamicznej punkt w Brzezinach ma cechy punktu stabilnego.

Również pod względem zagrożenia ze strony ruchów egzodynamicznych, ogólna lokalizacja punktu nie budzi większych zastrzeżeń, przypada bowiem na dość szeroki grzbiet wododziałowy o fundamencie preglacjalnym, zasłany mało podatnymi na ruchy masowe utworami rzecznolodowcowymi. Tym niemniej, zależnie od szczegółowej lokalizacji punktu, należałoby upewnić się co do bezpieczeństwa pod względem dwu możliwych zagrożeń:

- a) powolnych ruchów ześlizgowych pokrywy powierzchniowej, na przykład po podłożu fliszowym (łupki) zwilżonym przez wody gruntowe, ku źródłowym wcięciom potoku Chowańcówka;
- b) ruchów dodatnich o charakterze wyciśnięć, spowodowanych przez obciążenie blisko położonym czołem zwału morenowego Toporowych Stawków; ocena realności obydwu zagrożeń wymagałaby wizji terenowej.

Mając na względzie funkcjię punktu w Brzezinach jako bazy dla pomiarów geomagnetycznych, okolicznością negatywną jest hipotetyczna jedynie znajomość podpowierzchniowej budowy geologicznej, utrudniająca czy nawet uniemożliwiająca oszacowanie wpływu parametrów magnetycznych okolicznego środowiska geologicznego na miejscowe pole magnetyczne. Praktyczne znaczenie tej okoliczności można by ocenić, znając założenia przewidywanych pomiarów geomagnetycznych.

# 2.3. Ekspertyza geologiczna dla poszczególnej lokalizacji reperów niwelacyjnych w dolinach: Strążyskiej, Kondratowej, Suchej Wody, Roztoki, Rybiego Potoku i Białki w Tatrach

Znaczenie skrótów: EGPTPG –Ekspertyza geologiczna dla projektu TPG, PGSPTPG–Projekt geologiczny sieci punktów TPG.

## 2.3.1. Dolina Strążyska (Strążysk)

- Pierwszy reper należy umieścić za wylotem doliny do kotliny zakopiańskiej, aby dokumentował on dynamikę brzeżnej części niecki Podhala. Najodpowiedniejszy byłby rejon zakrętu ul. Strążyskiej kilkadziesiąt metrów przed restauracją "Roma". Sama restauracja leży już w strefie kontaktowej między niecką podhalańską a megastrukturą Tatr.
- 2) Pierwszy reper w dolinie powinien być zlokalizowany po drugiej stronie wyżej wymienionej strefy kontaktowej, ale niedaleko od niej, aby można było precyzyjnie uchwycić ewentualny gradient ruchliwości współczesnej w poprzek tej strefy. Warunki te spełnia rejon pierwszego mostku na Potoku Strążyskim (przed Polaną Młyniska), gdzie pojawiają się pierwsze wystąpienia skał tatrzańskich (należących do kompleksu reglowego).
- 3) Jest prawdopodobne, że pas ewentualnego zwiększonego gradientu ruchliwości w strefie kontaktowej jest szerszy i obejmuje cały obszar występowania brzeżnych elementów tektonicznych kompleksu reglowego, sięgający mniej więcej po południowy skraj Polany Młyniska. Dlatego następny punkt geologicznie znamienny trzeba przewidywać poza tą strefą, najlepiej w rejonie kolejnego mostku na potoku, gdzie istnieje możliwość osadzenia reperu w solidnym podłożu skalnym.
- 4) Byłoby celowe, choć niekoniecznie, umieszczenie reperu na odcinku między skałą Jelinka a początkiem Polany Strążyska, na którym to odcinku występują skalne wychodnie dolnych ogniw północnej strefy kompleksu reglowego. Strefa południowa ciągnie się od Polany Strążyska po ścianę Giewontu; rozdziela je strefa tektoniczna Czerwonej Przełęczy, której ślad na powierzchni ciągnie się mniej więcej wzdłuż Ścieżki nad Reglami. Wystąpienie gradientu ruchliwości współczesnej

w poprzek tej strefy, w związku z jej stromym ułożeniem i wytworzonym przez nią znacznym osłabieniem górotwórczym, jest prawdopodobne.

5) Istnienie ruchliwości, o której mowa wyżej, najłatwiej sprawdzić, sytuując następny reper poza strefą Czerwonej Przełęczy – paręset metrów na południe od Polany Strążyska, w skalnych wychodniach przy ścieżce do wodospadu Siklawica.

Dalsze poprowadzenie ciągu pomiarowego na południe, wprost ku ścianie Giewontu, byłoby bardzo korzystne (u podnóża tej ściany przebiega walna linia nieciągłości strukturalnej – styk kompleksu reglowego z wierchowym, gdzie istnieje znaczne prawdopodobieństwo gradientu ruchliwości pionowej; por. PGSPTPG), jednak z powodu trudności terenowych jest ono zapewne niewykonalne.

## 2.3.2. Doliny: Bystrej i Kondratowa

Początek ciągu pomiarowego, podobnie jak w Dolinie Strążyskiej, należy nawiązać do brzeżnej strefy niecki Podhala. Sytuacja u wylotu Doliny Bystrej do kotliny zakopiańskiej jest jednak skomplikowana poprzecznym uskokiem, wyjściowy reper należy więc umieścić głębiej, poza strefą jego wpływu – – w rejonie Ronda.

- Linię styku struktury podhalańskiej z tatrzańską ciąg przecina przy tak zwanej Murowanicy (na trasie Rondo – Kuźnice). Kolejny reper powinien być zlokalizowany w odległości paruset metrów od tej linii, najlepiej w skalnych obnażeniach na zachód od szosy, u krańca Wielkiej Polany Kuźnickiej. Punkt ten będzie reprezentował dynamikę północnej strefy kompleksu reglowego.
- 2) Strefa tektoniczna Czerwonej Przełęczy przebiega w okolicy Kuźnic, za nią wzdłuż szlaku turystycznego na Kalatówki ciąg nasz wkracza w obręb południowej strefy kompleksu reglowego. Następny punkt geologicznie znamienny przypadnie więc w obrębie tej strefy, najlepiej w okolicy schroniska na Kalatówkach lub nieco na północ odeń. Między punktami 2 i 3 powinna ujawnić się ewentualna ruchliwość współczesna w tej części strefy Czerwonej Przełęczy.
- 3) Kalacka Turnia na południe od Polany Kalatówki reprezentuje już skraj kompleksu wierchowego; między nią a Upłazem Kalackim, mniej więcej wzdłuż Suchego Żlebu, przebiega stromo ustawiona powierzchnia tektonicznego kontaktu z kompleksem reglowym, o znacznym prawdopodobieństwie wystąpienia zwiększonego gradientu dynamiki współczesnej (por. PGSPTPG). Kolejny reper należy więc osadzić w zboczu Kalackiej Turni, mniej więcej na linii wywierzyska Bystrej i Jaskini Kalackiej.
- 4) Lokalizacja dalszych punktów, w obrębie Hali Kondratowej, jest z punktu widzenia geologii dosyć obojętna. Na tym obszarze wszystkie punkty przypadną na podłoże z młodych osadów pokrywowych (głównie

morenowych), pod którymi znajdują się skały krystaliczne tak zwanej wyspy krystalicznej Goryczkowej. Aby uchwycić efekty pionowe ewentualnej dynamiki ześlizgowej tego elementu (por. PGSPTPG), pożądany jest jeden dobrze osadzony reper w najniższych i zarazem centralnych partiach Hali, na przykład w południowej części Polany Kondratowej – na wałach morenowych na południe od schroniska.

## 2.3.3. Dolina Suchej Wody

- 1) Tak jak w przypadku innych dolin południowych, ciąg wzdłuż Doliny Suchej Wody należy dowiazać do obszaru Podhala. Odpowiednia baza wyjściową jest tu szosa Zakopane - Wierch Poroniec, która w całości przebiega w obrębie utworów brzeżnej części niecki podhalańskiej. Punktem inicjalnym może być na przykład początek drogi dojazdowej do schroniska na Hali Gasienicowej (za Brzezinami), jeśliby prowadzić ciąg pomiarowy od początku wzdłuż tej drogi. Mając na względzie możliwości nawiazań do budowy geologicznej, odpowiedniejsze byłoby zapoczątkowanie ciagu wzdłuż czerwonoznakowanego szlaku Toporowej Cyrhli na Polane Waksmundzka turystycznego z (do przecięcia się tego szlaku z drogą na Halę Gąsienicową), ale trudności terenowe prawdopodobnie czynia ten wariant nieopłacalnym.
- 2) Pierwszy punkt wewnatrztatrzański przy poprowadzeniu ciągu wzdłuż drogi jezdnej należałoby umieścić mniej wiecej na wysokości Wyżniego Toporowego Stawku lub nieco dalej na południe. W tym rejonie istnieje gruba pokrywa morenowa, ale według rekonstrukcji geologicznych pod nią przebiegają elementy strukturalne północnej strefy kompleksu reglowego; ewentualna odmienność charakterystyki dynamicznej Tatr i Podhala powinna się wyrazić odpowiednim gradientem między reperami 1 i 2. W razie poprowadzenia ciągu z Toporowej Cyrhli szlakiem turystycznym, najwłaściwszym punktem dla geologicznie znaczącego reperu byłoby miejsce, gdzie od szlaku tego odgałęzia się zielonoznakowany szlak na Kopieniec; w pobliżu można umieścić reper wprost w odsłoniętym podłożu, reprezentującym północną strefę kompleksu reglowego. W takim przypadku warto umieścić drugi reper w okolicy miejsca, gdzie czerwony szlak turystyczny zaczyna się wznosić ku Toporowym Stawkom. W pobliżu znajdują się wychodnie skalne podłoża podmorenowego, których charakterystyka dynamiczna jest godna poznania (niezależnie od masywu Kopieńca) ze względu na możliwość poprzecznych podziałów strukturalnych.
- 3) Następny reper o znaczeniu geologicznym należy przewidywać mniej więcej na wysokości Hali Królowej Niżniej, przy brzegu Potoku Sucha Woda. Spod pokrywy morenowej lokalnie odsłania się tu podłoże skalne reprezentujące południową strefę kompleksu reglowego, istnieje zatem możliwość wykrycia ewentualnych różnic w dynamice współczesnej

względem strefy północnej (pkt 2), jak też względem autochtonicznej pokrywy wierchowej (pkt 4). Umiejscowienie reperu musi być jednak poprzedzone lokalnym rozpoznaniem geologicznym, bowiem w okolicy tej są czynne procesy krasowe, powodujące zapadanie się powierzchni terenu w postaci lejów, niecek itp. Pod względem ogólnopoznawczym i metodycznym byłoby nader interesujące zbadanie dynamiki tych procesów za pomocą specjalnego "minipoligonu" dobudowanego do ciągu głównego, a obejmującego co najmniej 5 punktów rozmieszczonych w niewielkim promieniu.

- 4) Do umieszczenia następnego reperu można wykorzystać dobrze zafundamentowane schronisko Murowaniec na Hali Gąsienicowej. Reper ten będzie charakteryzować dynamikę wierchowej, autochtonicznej pokrywy osadowej w pobliżu jej kontaktu z trzonem krystalicznym Tatr z jednej strony i allochtoniczną "wyspą krystaliczną Goryczkowej" z drugiej. Na zachód od schroniska przebiega prawdopodobna strefa dyslokacyjna Liliowego – możliwe miejsce koncentracji współczesnej ruchliwości tektonicznej (por. PGSPTPG).
- 5) Byłoby pożadane uzupełnienie powyższego ciagu reperem reprezentującym trzon krystaliczny Tatr, który to reper mógłby informować o ewentualnej różnicy o charakterystyce dynamicznej dolinnych i grzbietowych partii obszaru krystalicznego (porównanie z punktami poligonowymi grzbietu Kasprowy Wierch – Świnica). Technicznie najłatwiej osiągalnym, a geologicznie celowym jest pod tym względem dolny skraj grani Małego Kościelca w pobliżu pomnika Karłowicza; tuż przy chodniku do Czarnego Stawu Gasienicowego można tu osadzić reper w litym granicie. Miejsce to jest nieodległe od punktu 4, ale zważywszy, że na tym odcinku przebiega skłon wielkiej tatrzańskiej depresji transwersalnej Goryczkowej - Jawora (por. EGPTPG, PGSPTPG), ewentualna ruchliwość w tej strefie miałaby interesujące implikacje geologiczne.
- 6) W miarę możliwości, byłoby celowe rozbudowanie ciągu pomiarowego tak, by przybrał on kształt odwróconej litery T: ramię poprzeczne powinno przeciąć granice wszystkich jednostek strukturalnych skłonu depresji Goryczkowej – Jawora, a więc trzonu krystalicznego, autochtonicznej strefy osadowej, pasma nasunięciowo-dyslokacyjnego Liliowego i elementów allochtonicznych wypełniających depresję. W tym celu należałoby związać punkt w Murowańcu (pomiarami pośrednimi) z jakimś bliskim punktem w grzbiecie Kasprowy Wierch – – Kopa Magury, na przykład z rejonem Przełęczy Mechy. Na drugim krańcu ramienia poprzecznego byłoby wskazane dobudowanie dalszego odcinka między punktem 5 a południowo-wschodnim skrajem Czarnego Stawu Gąsienicowego, gdzie istnieje możliwość dogodnego osadzenia reperu wprost w granicie. Taki reper stworzyłby głębokie wcięcie sieci pomiarowej w obręb dolinnej partii trzonu krystalicznego i, poza

płynącymi stąd korzyściami ogólniejszymi, pozwoliłyby na uchwycenie prawdopodobnej współczesnej aktywności strefy dyslokacyjnej Karbu (por. PGSPTPG).

## 2.3.4. Dolina Roztoki

- Z uwagi na szansę uchwycenia współczesnej ruchliwości największej tatrzańskiej strefy dyslokacyjnej – dyslokacji Białki (por. PGSPTPG), ciąg pomiarowy należy rozpocząć nie od początku doliny (Wodogrzmoty Mickiewicza), lecz od połączenia potoku Roztoka z Białką, w którego pobliżu należałoby umieścić pierwszy reper (gorszy wariant: w okolicy schroniska Stara Roztoka).
- 2) Odpowiednim miejscem dla następnego reperu są ostatnie (idąc w górę) skalne wychodnie nad potokiem Roztoka, za Wodogrzmotami Mickiewicza, przy ścieżce wzdłuż Doliny Roztoki. Na odcinku między reperami 1 i 2 jest wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia współczesnej aktywności tektonicznej związanej z dyslokacją Białki, stanowiącą brzeg wielkiej depresji transwersalnej Szerokiej Jaworzyńskiej.
- 3) W dalszym przebiegu Doliny Roztoki brak jest punktów wyróżniających się swoim znaczeniem tektonicznym. Poprowadzenie ciągu w głąb tej doliny uzasadnione jest przede wszystkim zbadaniem ewentualnych dynamicznych aspektów ogromnej deniwelacji między dnem polodowcowej Doliny Roztoki a sąsiednim grzbietem Wołoszyna (por. PGSPTPG). W tym aspekcie byłoby celowe umieszczenie reperów w środkowej części doliny (w rejonie Nowej Roztoki) i u jej początku (w rejonie Bacowej Skały), gdzie istnieje możliwość osadzenia reperu w podłożu skalnym.

Należy jednak podkreślić, że poza odcinkiem 1 - 2 (który można by dobudować do ciągu wzdłuż Doliny Białki), ciąg wzdłuż doliny Roztoki jest mniej istotny od pozostałych. W razie trudności realizacyjnych można by z niego zrezygnować; można by go też ograniczyć do trzech reperów (1, 2 i jeden z dwu następnych).

## 2.3.5. Doliny: Białki i Rybiego Potoku

 Reperem początkowym ciągu pomiarowego należy uczynić scharakteryzowany już w PGSPTPG punkt Łysa Skałka, a raczej powiązany z nim pomiarowo odpowiedni punkt w dnie doliny. W tym przypadku rozpoczynanie pomiarów bezpośrednich od obszaru należącego geologicznie do Podhala jest niecelowe, wystarczy dokumentacja pomiarami pośrednimi na odcinku Łysa Skałka – Wierch Cyrhla nad Białką (por. PGSPTPG). Gdyby jednak istniała potrzeba dowiązania ciągu do starej szosy Zakopane – Morskie Oko, pierwszy reper należałoby umieścić w rejonie krzyżówki szosowej na Wierchu Poroniec. Od Łysej Skałki aż do końca ciąg może być założony wzdłuż szosy do Morskiego Oka.

- Na odcinku Łysa Skałka Wodogrzmoty Mickiewicza ciąg pomiarowy 2) przetnie wiele powierzchni nieciągłości – nasunięć jednostek i elementów tektonicznych reglowych i wierchowych, przechodzacych ukośnie z obszaru elewacji Koszystej na obszar depresji Szerokiej Jaworzyńskiej. Dokładny przebieg tych powierzchni pod pokrywą młodych osadów dolinnych jest jednak nieznany, toteż zlokalizowanie specjalnych reperów dokumentujących ewentualna aktywność dynamiczną poszczególnych nieciągłości nie jest możliwe. Umownie można podzielić ten odcinek na dwie części za pomoca pośredniego reperu umieszczonego nieco powyżej ostrego zakrętu szosy w rejonie Niżniej Polany pod Wołoszynem.
- 3) Następny reper należałoby usytuować tak, aby dokumentował dynamikę możliwie najbardziej północnych części masywu granitowego przy jego styku z szosą. Prócz okolicy Wodogrzmotów Mickiewicza, udokumentowanej już przez repery ciągu wzdłuż Doliny Roztoki, warunki te spełnia zbocze Roztockiej Czuby, znajdujące się przy tym poza strefą wpływu ewentualnej aktywności dyslokacji Białki i uskoku, który może przebiegać wzdłuż Doliny Roztoki. Dokładna lokalizacja reperu, uzależniona od miejscowych warunków topograficznych, powinna umożliwić jego osadzenie w litej skale granitowej.
- 4) W dalszym przebiegu szosy aż po Morskie Oko brak jest punktów geologicznie znamiennych, które uzasadniałyby umieszczenie ściśle zlokalizowanych reperów. Na wypadek wystąpienia na tym odcinku gradientu ruchliwości współczesnej byłoby jednak celowe stworzenie możliwości scharakteryzowania przestrzennego rozkładu tego gradientu za pomocą pośredniego reperu w rejonie Włosienicy.
- 5) Nad Morskim Okiem należy umieścić co najmniej jeden reper u północnego skraju jeziora, najlepiej w okolicy schroniska lub w pobliżu wypływu Rybiego Potoku. Reper ten nie może być osadzony w podłożu skalnym (które w tej okolicy nie odsłania się), toteż do jego umieszczenia należałoby wykorzystać fundament budowli lub duże bryły skalne. W wysokogórskim klimacie Morskiego Oka przy powierzchniowa warstwa gruntu i mniejsze głazy mogą bowiem wykonywać znaczne ruchy okresowe z powodu zmian termicznych.
- 6) Ze względu na jak najdalsze wcięcie w głąb masywu granitowego, dające wgląd w ewentualne generalne trendy ruchliwości pionowej w przekroju poprzecznym Tatr (por. EGPTPG), byłoby pożądane umieszczenie nad Morskim Okiem drugiego reperu, przy południowych brzegach jeziora. Najodpowiedniejsze po temu miejsce jest w pobliżu czerwono znakowanego szlaku turystycznego do Czarnego Stawu, tuż za Owczym Żlebem, gdzie powinno się udać osadzenie reperu w podłożu skalnym.

Druga możliwość istnieje przy nie znakowanej ścieżce wzdłuż brzegu zachodniego, w rejonie południowo-zachodniej zatoki jeziora.

#### Uwagi ogólne

Przy opracowaniu przedstawionych sugestii co do sieci reperów na ciągach pomiarowych w dolinach tatrzańskich kierowano się zasadą największej oszczędności środków, jaką można uzyskać bez uszczerbku dla zasadniczych korzyści merytorycznych. W razie dysponowania większymi możliwościami, sieć tę warto uzupełnić o kilkanaście dalszych reperów, w większości zlokalizowanych na odgałęzieniach ciągu głównego. Obserwacja tych reperów mogłaby dostarczyć również istotnych danych dla bardziej szczegółowej charakterystyki i interpretacji pola ruchów współczesnych.

Szczegółowa lokalizacja reperów w dolinach musi być poprzedzona fachową wizją lokalną. Wiele z tych reperów trzeba będzie bowiem umieścić w podłożu luźnym, podlegającym różnym wpływom egzodynamicznym, procesom osiadania, krasowienia itp. Trzeba też liczyć się z zagrożeniem stabilności reperów przez lawiny kamienne i śnieżne. Z tych powodów należy bezwzględnie preferować repery osadzone w masywnym podłożu skalnym lub w solidnych fundamentach budynków.

## 2.4. Ekspertyza geologiczna dla niwelacji precyzyjnej w Tatrach Zachodnich

## 2.4.1. Celowość przeprowadzenia niwelacji precyzyjnej w Tatrach Zachodnich

Tatry Zachodnie, choć różniące się geologicznie od Tatr Wysokich, stanowią wraz z nimi i z Tatrami Bielskimi orograficzna całość. Różnice wyniosłości tych części Tatr (kulminacja Tatr Zachodnich Bystra - 2248 m n.p.m., Tatr Wysokich Gerlach - 2654 m n.p.m.) są mniej więcej współmierne do różnic odporności ich materiału skalnego na czynniki niszczące (Tatry Zachodnie - głównie skały metamorficzne i osadowe, Tatry Wysokie – granity). Cały masyw Tatr bez wzgledu na te różnice wyodrebnia sie wyraźnie pod względem hipsometrycznym, morfologicznym i geologicznym od swego otoczenia, a zwłaszcza od głębokich kotlin na północy i południu, przy czym przynajmniej granica południowa ma charakter regionalnej dyslokacji tektonicznej.

Z wymienionych powodów wydaje się, że nie należy oczekiwać poważniejszych różnic w generalnej ruchliwości pionowej głównych części Tatr. Pewnym potwierdzeniem tego domniemania są uzyskane dotychczas po stronie słowackiej bezpośrednie dane pomiarowe, wskazujące na dźwiganie pionowe Tatr Zachodnich i Wysokich o zbliżonych wartościach (por. Hradilek i in., 1981; Zátopek, 1979). Jakkolwiek ścisłość tych pomiarów mogłaby być kwestionowana, to jednak wydaje się, że ewentualne błędy

powinny obciążać pomiary w obu częściach Tatr mniej więcej w tym samym stopniu.

Zachodzi przeto pytanie, czy celowe byłoby rozbudowanie tatrzańskiego poligonu geodynamicznego z jego zasadniczego obszaru w Tatrach Wysokich i zakopiańskich na Tatry Zachodnie. Zdaniem autora ekspertyzy jest to celowe pod warunkiem, że nie odbędzie się kosztem jakiegokolwiek uszczuplenia prac w Tatrach Wysokich, które należy uznać za ważniejsze (zob. Jaroszewski, 1983). Na celowość przeprowadzenia niwelacji precyzyjnej w Tatrach Zachodnich, najlepiej w ramach ogólnotatrzańskiego poligonu geodynamicznego, składają się następujące względy:

1) Jeżeli nawet generalna charakterystyka współczesnej dynamiki Tatr Zachodnich i Wysokich jest podobna, to odnosi się to prawdopodobnie tylko do centralnych obszarów tych dwu części masywu. Rozdziela je rozległy obszar największej tatrzańskiej depresji poprzecznej zwanej depresją Goryczkowej - Jawora, gdzie gmach strukturalny Tatr jest najpełniej rozwinięty, wykazuje szczególne komplikacje budowy tektonicznej i najkompletniejsze wykształcenie kompleksów osadowych. Jest to jedyny fragment Tatr, na którym ich grzbiet główny jest zbudowany (po części) z utworów osadowych, a północna granica trzonu krystalicznego cofa się na południowe zbocza tego grzbietu. Również granica południowa (czyli styk z zapadliskiem Kotliny Liptowskiej) ma w tej strefie przebieg nienormalny – wygina się gwałtownie ku północy, po części w wyniku działania wielkiej dyslokacji transtatrzańskiej, biegnacej wzdłuż Doliny Koprowej (Gorek i Kahan, 1973) i prawdopodobnie przedłużającej się wzdłuż fotolineamentu Gładka Przełęcz – Krzyżne – Dolina Waksmundzka (Grochocka-Piotrowska, 1970; por. też Baumgart-Kotarba, 1981).

Z przedstawionych powodów istnieje wysokie prawdopodobieństwo, że obszar depresji centralnej ma własną dynamikę współczesną, której rozpoznanie mogłoby się przyczynić do wyjaśnienia nie tylko obecnych stosunków orograficznych na tym obszarze, ale i tektonicznoorograficznej roli poprzecznych elementów strukturalnych w całych Tatrach i w analogicznych masywach Karpat wewnętrznych. Proponowane poniżej profile niwelacyjne przebiegają wprawdzie poza depresją Goryczkowej – Jawora, ale powiązane z głównym obszarem TPG stanowiłyby nieodzowne odniesienie dla pełnego uchwycenia prawdopodobnej zmienności współczesnych ruchów pionowych wzdłuż masywu tatrzańskiego. W projektowanych dotychczas granicach Poligonu Tatrzańskiego charakterystyka taka nie jest możliwa, gdyż granice te obejmują jedynie wschodni skłon depresji centralnej, elewację Koszystej i zachodni skłon depresji Szerokiej Jaworzyńskiej.

 Wzdłuż lub w pobliżu proponowanych profilów niwelacyjnych przebiegają klasyczne przekroje geologiczne przez Tatry, dobrze poznane i zawierające najpełniejszy inwentarz ich głównych jednostek tektonicznych. Biorąc jeszcze pod uwagę dobrą czytelność granic tych jednostek na tym obszarze (w odróżnieniu np. od dolin Suchej Wody i Białki, gdzie są one silnie zakryte przez grube pokrywy morenowe) trzeba uznać, że tu właśnie są najlepsze warunki do wykrycia i scharakteryzowania ewentualnych związków między współczesną ruchliwością pionową a zmiennością budowy geologicznej Tatr w kierunku poprzecznym.

Rozpoznanie tych związków miałoby znaczenie nie tylko lokalne, gdyż przyczyniłoby się do wyjaśnienia jaki jest wpływ elementów tektonicznych różnego rzędu na uzewnętrznianie się i różnicowanie współczesnych ruchów pionowych w polu generalnej ruchliwości geodynamicznej masywów górskich typu wewnętrzkarpackiego. Tatry Zachodnie mogą pod tym względem uchodzić za obiekt modelowy.

- Na terenie Tatr Zachodnich łatwiej też można rozwiązać zagadnienie ewentualnej korelacji gradientów wewnętrznej ruchliwości pionowej masywu tatrzańskiego:
  - a) z uskokami, które dzięki bogatemu rozwojowi kompleksów osadowych są tu znacznie pewniej rozpoznane i precyzyjniej zlokalizowane niż na obszarach zbudowanych wyłącznie z utworów krystalicznych;
  - b) z geomorfologicznymi przejawami dynamiki współczesnej w dnach dolin, zwłaszcza z ewentualnymi wypaczeniami powierzchni tarasów rzecznych; tarasy te są tu rozwinięte w sposób bardziej regularny i ciągły niż w dolinach Tatr Wysokich, co wiąże się z tym, że dolne odcinki dużych dolin zachodnio-tatrzańskich nie były zlodowacone.
- 4) Tatry Zachodnie sa obszarem licznego występowania i klasycznego geomorfologicznych, rozwoju tych zjawisk które polegają na przemieszczeniach znacznych partii górotworu, a które moga być następstwem młodej i współczesnej aktywności tektonicznej -- pośrednim, a w niektórych przypadkach bezpośrednim. Są to głównie rowy grzbietowe (Jaroszewski, 1965 i 1969; Nemčok, 1982) i przesunięcia w jaskiniach (Zwoliński, 1955; Wójcik i Zwoliński, 1959; Wójcik, 1976). Wprawdzie zjawiska te zapewne nie dadzą się objąć pomiarami niwelacyjnymi, ale ich ogólne skorelowanie z wynikami niwelacji w dnach dolin może mieć istotne znaczenie dla wyjaśnienia ich genezy, a więc także dla określenia ich wartości jako pośrednich wskaźników ruchliwości tektonicznej.
- 5) W Tatrach Zachodnich dysponujemy stosunkowo dobrym zapisem geomorfologicznym dźwigania tego obszaru na etapie neotektonicznym (od schyłku trzeciorzędu), zwłaszcza w postaci wielopoziomowych systemów jaskiniowych (Rudnicki, 1958; Wójcik, 1966 i 1968). Okoliczność ta może pozwolić na prześledzenie, czy obecnie obserwowane trendy dynamiczne można ekstrapolować wstecz – czy

i jaka była ewolucja pionowej dynamiki tego obszaru w niedawnej przeszłości geologicznej.

6) Sieć niwelacyjna w polskich Tatrach Zachodnich mogłaby być dowiązana do podstawowego słowackiego poligonu geodynamicznego w Dolinie Ziarskiej, a co najmniej można by, przez porównanie tych dwu układów pomiarowych, dochodzących z północy i południa do głównego grzbietu Tatr, uzyskać ogólną charakterystykę zmienności współczesnych ruchów pionowych w całym przekroju masywu tatrzańskiego.

Konkludując, przeprowadzenie niwelacji precyzyjnej w Tatrach Zachodnich jest niewątpliwie celowe. Szczególnie owocne byłoby wykonanie pomiarów trójwymiarowych sięgających aż po niektóre punkty w grzbiecie granicznym (co umożliwiłoby m.in. związanie się z poligonem słowackim) oraz odpowiednie powiązanie z głównym obszarem TPG w Tatrach Wysokich w celu scharakteryzowania zmienności dynamiki współczesnej w kierunku, wzdłuż Tatr.

#### 2.4.2. Przesłanki geologiczne dla projektu ciągów niwelacyjnych

Biorąc pod uwagę okoliczności geologiczne, a zwłaszcza podane sześć uzasadnień celowości prac niwelacyjnych w Tatrach Zachodnich, zasadnicze ciągi niwelacyjne na tym obszarze, poza pomiarami w dolinach Strążyskiej i Bystrej (włączonymi już do projektu poligonu geodynamicznego w Tatrach Wysokich), powinny przebiegać wzdłuż dolin Kościeliskiej i Chochołowskiej. Są to bowiem najdłuższe doliny polskich Tatr Zachodnich, dostarczające najpełniejszych przekrojów przez jednostki tektoniczne północnego skłonu Tatr i wcinające się najgłębiej w obręb masywu, a więc umożliwiające scharakteryzowanie zmienności dynamiki współczesnej w poprzek Tatr, zwłaszcza w przypadku związania się z sąsiednim słowackim poligonem pomiarowym.

# 2.4.2.1. Dolina Kościeliska

Początek profilu niwelacyjnego byłoby dobrze zlokalizować nie przy samym wylocie doliny, lecz w rejonie **Gronia**, gdyż północna krawędź tektoniczna Tatr w okolicy Kir ma prawdopodobnie charakter strefy znacznie szerszej niż krawędź morfologiczna. Stąd główny ciąg niwelacyjny powinien biec drogą jezdną wzdłuż dna Doliny Kościeliskiej, aż po schronisko turystyczne Ornak. Na tym odcinku główne punkty predestynowane geologicznie do szczególnego zainteresowania się ich charakterystyką dynamiczną są następujące:

**Brama Kantaka**. Pierwsze wystąpienie właściwych skał tatrzańskich wzdłuż profilu i zarazem zachowany tu fragment najwyższej jednostki tektonicznej Tatr (płaszczowina choczańska). Prawdopodobieństwo

wystąpienia ruchów różnicowych między płaskim odcinkiem Groń – Kiry a obszarem Mały Regiel – Brama Kantaka, jak również między tym ostatnim a polaną Wyżnia Kira Miętusia.

**Stare Kościeliska**. Przebiegają tu dwie znaczne dyslokacje ukośne względem doliny i prawdopodobna dyslokacja podłużna; możliwość ich współczesnego odnawiania, ostatnia możliwość skorelowania obserwacji niwelacyjnych z ewentualnymi odkształceniami tarasów rzecznych (które dalej nie są wykształcone).

**Brama Kraszewskiego**. Kontakt tektoniczny wysokiej rangi – jednostek reglowych z wierchowymi. Bezpośrednie objawy ruchów dyslokacyjnych przeszłości geologicznej (w rejonie Lodowego Źródła). Masywny (choć wewnętrznie zuskokowany) blok skał wierchowych aż po rejon Polany Pisanej. W rezultacie tych okoliczności możliwość pewnej odrębności dynamicznej tego odcinka, zwłaszcza względem kredowego pasma Polany Pisanej, w której centrum, należy przewidzieć następny punkt węzłowy.

**Raptawicka Turnia**. Skraj wielkiego, masywnego bloku skalnego Kominiarskiego Wierchu, reprezentującego pokrywę osadową leżącą bezpośrednio na trzonie krystalicznym Tatr (autochtoniczną). Duże prawdopodobieństwo niezależności tektonicznej w polu współczesnych ruchów pionowych, zwłaszcza w stosunku do pasma Polany Pisanej.

Schronisko Ornak. Punkt o niepewnej pozycji tektonicznej, u zbiegu dwu dolin i być może kilku ważnych stref dyslokacyjnych, o podłożu skalnym przykrytym przez moreny, jednak pod względem topograficznym wygodne zakończenie głównego ciągu. Dla osiągnięcia większej wartości interpretacyjnej pożądane byłoby przedłużenie tego ciągu w następujących kierunkach (jednym lub obu):

- a) Doliną Pyszniańską po główny grzbiet Tatr w rejonie Pyszniańskiej Przełęczy; wariant uzasadniony głębokim wcięciem w obszar trzonu krystalicznego Tatr i pełnym przecięciem polskich Tatr Zachodnich, ale technicznie trudny i przy obecnym stanie ścieżek na terenie ścisłego rezerwatu prawdopodobnie nierealny;
- b) Doliną Tomanową co najmniej po Polanę Tomanową Wyżnią, a lepiej po główny grzbiet Tatr w rejonie Tomanowej Przełęczy; wariant uzasadniony zbliżeniem się do skłonu depresji poprzecznej Goryczkowej – Jawora i do trzonu krystalicznego Tatr, który można nawet osiągnąć bezpośrednio w niewielkiej odległości od Tomanowej Przełęczy (za Suchym Tomanowym Wierchem); odcinek powyżej górnego skraju Polany Tomanowej Wyżniej jest jednak również niełatwy technicznie, być może nierealny.

Ewentualna rezygnacja z obu przedstawionych, niewątpliwie trudnych wariantów przedłużenia ciągu Doliny Kościeliskiej zmniejszyłaby wartość interpretacyjną tego ciągu, ale nie podważyłaby jego celowości. Profil niwelacyjny tylko na odcinku do schroniska Ornak byłby również ważny z punktu widzenia geologii.

#### 2.4.2.2. Dolina Chochołowska

Również w tym przypadku początek ciągu niwelacyjnego powinien być zlokalizowany nie na samym brzegu Tatr, lecz w podtatrzańskiej strefie niecki Podhala – w rejonie skrzyżowania dróg w osadzie **Biały Potok**. Stąd ciąg powinien być poprowadzony drogą jezdną wzdłuż dna Doliny Chochołowskiej aż po Polanę Chochołowską. Na tym odcinku przypadają następujące punkty, których obserwacja pomiarowa może mieć szczególne znaczenie geologiczne.

**Siwiańskie Turnie**. Brzeg orograficzny i zarazem geologiczny Tatr, który powinien odzwierciedlać ewentualny gradient współczesnej ruchliwości pionowej między Tatrami jako całością a niecką Podhala.

**Skała ks. Kmietowicza** (Niżnia Brama Chochołowska). Skraj rozległego obszaru dolomitów masywu Bobrowca reprezentuje niższą niż Siwiańskie Turnie jednostkę tektoniczną (płaszczowinę kriżniańską). Między Skałą ks. Kmietowicza a rejonem Polany Huciska występuje prawdopodobnie zwiększony gradient ruchliwości pionowej w związku z przebiegającą tu w skos doliny znaczną strefą dyslokacyjną Polana Jaworzyna – Polana Długa. Za Skałą ks. Kmietowicza Wywierzysko Chochołowskie, związane być może z inną dyslokacją ukośną.

Skałka z jaskinia Dziura nad Potokiem. Niewielka skałka wapienna sygnalizująca ważny kontakt tektoniczny – powierzchnię nasunięcia głównej płaszczyzny reglowej (kriżniańskiej) na jednostki wierchowe. Powierzchnia ta rejonie ustawienie bardzo strome, istnieje ma W tym wiec prawdopodobieństwo jej wykorzystywania przez ruchy pionowe, przy czym zwiększonego gradientu tych ruchów można oczekiwać raczej między wspomnianą skałką (reprezentującą już najwyższy element wierchowy) łącznie z obszarem reglowym od Skały ks. Kmietowicza a rejonem Wyżniej Bramy Chochołowskiej, gdyż obszary te rozdziela pasmo skał kredowych podatne na odkształcenia (analogiczne do pasma Polany Pisanej w Dolinie Kościeliskiej).

Wyżnia Brama Chocholowska. Rygiel doliny wytworzony przez masy skał wierchowych pasma Kominiarskiego Wierchu, mogące stanowić odniesienie dla interpretowania charakterystyki dynamicznej poprzednio wymienionych jednostek tektonicznych. Wzdłuż doliny może przebiegać uskok; miarodajne dla charakterystyki ogólnej powinny być masywne ściany skalne po stronie Dudzińca.

**Polana Chochołowska**. Obszar trudny do szczegółowej interpretacji wyników pomiarowych, o budowie podłoża zasłoniętej przez napływy i pokrywę morenową. Ma znaczenie jedynie jako rejon węzłowy kilku wariantów kontynuacji głównego ciągu pomiarowego:

a) **do Doliny Wyżniej Chochołowskiej**; wariant zapewniający głębokie wcięcie się w obręb trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich, a w razie pokonania trudności technicznych w górnym piętrze doliny (nasilonych od wysokości 1500 m n. p. m.) – nawet dotarcie do kulminacji grzbietu granicznego (między Rakoniem i Wołowcem, korzystając ze ścieżki turystycznej) i związanie się ze słowackim poligonem pomiarowym w Dolinie Ziarskiej;

- b) do Doliny Jarząbczej; wariant również umożliwiający scharakteryzowanie dynamiki pionowej w głębi trzonu krystalicznego, a także ewentualne doprowadzenie ciągu aż do grzbietu granicznego – trasą turystyczną przez Czubik na Kończysty Wierch; to ostanie, choć technicznie łatwiejsze niż trasą przez Dolinę Wyżnią Chochołowską, wydaje się jednak mało realne ze względu na bardzo długą trasę, z kilkoma odcinkami o znacznej stromości;
- c) można też zaprojektować kilka ciągów uzupełniających w bliższym otoczeniu Polany Chochołowskiej, które pozwoliłyby nawiązać kraniec ciągu głównego do udokumentowanego geologicznie obszaru krystalicznego lub do południowo-zachodniego skraju masywu Bobrowca.

Możliwości te zależą od uwarunkowań technicznych. Dla pełnej celowości prac niwelacyjnych w Dolinie Chochołowskiej choćby częściowe zrealizowanie któregoś z powyższych wariantów wydaje się jednak nieodzowne.

## 2.4.3. Strategia wyboru projektowanych ciągów niwelacyjnych

W razie zaistnienia odpowiednich możliwości, korzystne byłoby powtarzanych pomiarów niwelacyjnych przeprowadzenie na obu sugerowanych ciągach głównych, gdyż każdy z nich odznacza się odrębnymi walorami pod względem geologicznego znaczenia wyników. Najkorzystniejszymi wariantami przedłużenia ciągów głównych są warianty "Kościeliska b" i "Chochołowska a", jednak obydwa są realne technicznie prawdopodobnie tylko w swoich odcinkach dolnych - mniej więcej do wysokości 1500 m n. p. m.

Gdyby trzeba było ograniczyć się do jednego z ciągów głównych, a w programie pomiarów były wyłącznie prace niwelacyjne, korzystniej byłoby wybrać ciąg wzdłuż Doliny Kościeliskiej – geologicznie bogatszy, z najpełniejszym, najbardziej sasiaduiacv klasycznym przekrojem geologicznym przez Tatry. Gdyby natomiast mógł to być ciąg przedłużony aż do grzbietu głównego, badź gdyby prace niwelacyjne można było połaczyć z pomiarami trójwymiarowymi, korzystniejszy byłby ciąg wzdłuż Doliny Chochołowskiej – ze względu na jednoczesną możliwość głębokiej penetracji w obrębie trzonu krystalicznego Tatr i powiązania pomiarów polskich ze słowackim poligonem pomiarowym w Dolinie Ziarskiej. To ostatnie otwarłoby szansę uzyskania obrazu zmienności ruchów pionowych w całym przekroju Tatr, co mogłoby mieć podstawowe znaczenie dla geodynamiczno--geotektonicznej interpretacji wyników.

Seria monograficzna nr 6

ANIELA MAKOWSKA

#### **3. KALENDARIUM DZIEJÓW TATR**

(opracowano na podstawie prac Edwarda Passendorfera 1975; 1996)

## **3.1. Okres węglowy – karbon** Schyłek czasów starożytnych Ziemi

W początkowym okresie karbonu olbrzymie obszary Europy i Polski były pod wodą. Tu i ówdzie dźwigały się wyspy. Czy Tatry były pod wodą – – geologia milczy. Karty historii Ziemi z tego okresu zostały zniszczone.

Okres węglowy był okresem potężnych ruchów górotwórczych. Powstały wówczas na całej kuli ziemskiej wysokie pasma górskie, w Europie spiętrzyły się pasma górskie Bretanii, Centralnego Masywu Francji, nadreńskich Gór Łupkowych, Masywu Czeskiego, Sudetów i Gór Świętokrzyskich. Na miejscu obecnych Karpat dźwigały się wówczas potężne łańcuchy górskie zwane Prakarpatami, zniszczone doszczętnie w późniejszych okresach. Na przedpolu łańcuchów górskich i wśród nich, w olbrzymich, obniżających się nieckach gromadziła się roślinność zasypywana przez zwietrzały materiał skalny i powoli powstawał węgiel kamienny.

Rewolucji górotwórczej, zwłaszcza w jej końcowym okresie, towarzyszyło wydobycie się z głębi Ziemi ognistej magmy. Tak powstał krystaliczny trzon tatrzański (szary granit). Granit powstał około 300 mln lat temu w głębi Ziemi na głębokości co najmniej kilku kilometrów w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury. Z granitu są zbudowane Tatry Wysokie. natomiast w Tatrach Zachodnich przeważają łupki krystaliczne, które powstały z przerobienia innych skał. Cały obszar obecnych Tatr był łagodnie sfałdowany.

## **3.2.** Perm

Ruchy, które spiętrzyły Tatry w karbonie trwały nadal. Ukryte w głębi trzony krystaliczne zostały wydźwignięte. Jednak trzon granitowy Tatr nie był odsłonięty, to wszystko odbywało się w głębi Ziemi pod płaszczem łupków krystalicznych i skał osadowych. Potoki niosły materiał, z którego powstały potężne osady grubych zlepieńców i łupków. Końcowej fazie górotwórczej towarzyszyły powierzchniowe zjawiska wulkaniczne. Lawa krzepła na powierzchni w postaci wielkich pokryw. Perm w Polskich Tatrach nie występuje. Prawdopodobnie erozja zniszczyła pokrywające trzon skały. Występuje jedynie w szczątkowej formie na obszarze Tatr Słowackich na zboczach Jagnięcego Szczytu pod nazwą zlepieńca koperszadzkiego.

## 3.3. Trias

Zaczyna się nowy akt geologiczny Tatr. Na obszarze Karpat Słowackich i Karpat zewnętrznych powstaje rów, silnie obniżający się, zwany geosynkliną. Tworzą się w nim olbrzymie masy osadów. Głębokość rowu jest różna, a więc i osady są różne. Na obszarze trzonu krystalicznego powstają osady płytkiego morza z częstymi przerwami na skutek wynurzeń. Osady te zwiemy serią wierchową. Dalej na południu od Tatr rów się pogłębia, powstają osady dochodzące do kilku tysięcy metrów grubości. Osady tam powstałe obejmujemy nazwą serii reglowych.

W dolnym triasie Karpaty Słowackie, Tatry, Karpaty zewnętrzne, Wyżyna Krakowska i Góry Świętokrzyskie były lądem. Morze znajdowało się na obszarze dzisiejszego Morza Śródziemnego. Na lądzie rzeki gromadziły potężne masy piasku i żwiru, które później dały najtrwalsze skały Tatr, zwane kwarcytami. Morze powoli posuwało się ku północy i zalało znaczną część Europy, Polski i Tatr. Na obszarze Tatr powstały początkowo czerwone i zielone łupki, a następnie wapienie.

W środkowym triasie w płytkim dnie morza powstały wapienie i dolomity. Szczególnie charakterystyczne są wapienie robaczkowe i przewarstwienia czarnych wapieni z żółtymi dolomitami, ze szczątkami roślin oraz zwierząt morskich (liliowce i małże). Z dolomitów i wapieni triasu środkowego zbudowane są Kominy Tylkowe, Krzesanica, Czerwone Wierchy i Giewont.

Górny trias, inaczej kajper, był okresem ponownych ruchów górotwórczych, z którymi wiąże się spłycenie morza, a nawet jego ustąpienie. Występujące ponad wodę wapienie są poddane niszczącym działaniom warunków atmosferycznych, wietrzeją. Powstał szczególny kompleks rzeźby, zwany krasem.

Na przełomie triasu i jury, w retyku, obraz ulegał ciągłym zmianom. W jednych miejscach wyłaniały się niewielkie wyspy, gdzie indziej ciągnęły się laguny, a nawet płytkie morza.

## **3.4.** Jura

To okres dalszych zmian. Ruchy górotwórcze, które miały miejsce pod koniec triasu spowodowały duże zróżnicowanie obszaru wierchowego. Pewne miejsca zostały wydźwignięte ponad fale morza inne obniżone uległy zalaniu przez morza. W płytkim i ruchliwym morzu nie było warunków do powstawania fauny, żyły jedynie gruboskorupowe ostrygi. Osadzały się żwiry, z których wytworzyły się zlepieńce. Z początkiem jury środkowej obraz zmienił się radykalnie. Cały obszar wierchowy Tatr, do niedawna zróżnicowany, został zrównany i całe Tatry znalazły się pod wodą. W ciepłym morzu rozwijały się liliowce, z których tworzyły się wapienie krymodowe.

Osadami jurajskimi są również czerwone wapienie wypełnione muszlami zwierząt zwanych amonitami.

Później morze się pogłębiło, na powierzchni pływały wolno drobne liliowce, których szczątki znajdują się w jasnoszarych wapieniach, należących już do jury górnej.

Natomiast na południe od Tatr, tam gdzie tworzyły się osady serii reglowej nieprzerwanie od triasu do retyku obszar zalewało płytkie morze, w którym ustawicznie zmieniały się osady. Raz powstawał wapień, a raz łupki. Podobny charakter utrzymał się w dolnym poziomie jury, kiedy osadzały się piaskowce lub jasnoszare wapienie.

W jurze środkowej obszar ten uległ znacznemu pogłębieniu. Morze osiągało głębokość kilku tysięcy metrów. Na dnie morza w większych głębinach z mikroskopijnych organizmów pływających po powierzchni, noszących nazwę radiolarii, powstały twarde skały – radiolaryty.

W jurze górnej morze osiągało jeszcze dużą głębokość, ale już nie taką, jak w jurze środkowej. Wytworzyły się wówczas jasne i różowe wapienie.

#### 3.5. Kreda

W początkowym okresie kredowym całe Tatry były zalane przez płytkie i gorące morze, w którym krzewiły się bujne korale, małże i wiele innych stworzeń, których szczątki po przekrystalizowaniu pokrywają szczelnie powierzchnię wapienia, powodując jej chropowatość. Skała ta o wykształceniu rafowym nosi nazwę urgonu. Wapień urgoński jest przyporządkowany wyłącznie obszarom alpejskim.

Na wapieniach urgońskich leżą czerwone, prawie czarne wapienie wypełnione bogatą, dobrze zachowaną fauną. Na czarnych wapieniach leżą żółte margle, osad morza już znacznie głębszego, liczącego setki metrów. Basen wierchowy obniżał się znacznie. Wspomniane margle stanowią najmłodszy utwór serii wierchowej. Utwory te reprezentują najwyższy poziom kredy dolnej i początek górnej, tak zwany cenoman. W cenomanie kończy się jeden z rozdziałów historii Tatr, który trwał od najmłodszego triasu, a nawet permu do kredy, czyli od 230 do 80 mln lat temu i zakończył się potężnymi ruchami górotwórczymi.

## 3.6. Tektonika Tatr

Ułożenie warstw skalnych nazywamy ich tektoniką. Prawdopodobnie w górnej kredzie Tatry zostały sfałdowane. Potężne sfałdowanie nie tylko zakłóciło pierwotnie poziomo leżący układ warstw, lecz także spowodowało wielkie przesunięcie mas skalnych, nasuwając ku północy zespoły skał w postaci tak zwanych płaszczowin (warstwy allochtoniczne). Warstwy skalne, które zostały sfaldowane, ale nie oderwane od podłoża nazywają się autochtonami. Natomiast jeśli na utworach młodszych, na przykład kredowych, leżą obecnie znacznie od nich starsze utwory triasowe, jest to skutek nasunięcia skał serii reglowej pochodzącej z okolic leżących na południu od Tatr, która została przewleczona ponad serię wierchową i obalona u jej podnóża.

Przyczyną owych sfałdowań i nasunięć były prawdopodobnie ruchy wielkich, sztywnych płyt litosfery po półplastycznej warstwie – asterosferze. Dyskusyjne są dotychczas mechanizmy powodujące ruch owych płyt. Najprawdopodobniej rozpad pierwiastków promieniotwórczych w głębi Ziemi jest przyczyną tworzenia się prądów konwekcji cieplnej, na których grzbiecie wędrują płyty litosfery.

## 3.7. Trzeciorzęd

Sfałdowane i wydźwignięte w górnej kredzie utwory tatrzańskie około 60 mln lat temu były początkowo lądem, ulegały przez dłuższy czas erozji, następnie zostały stopniowo, powolnie zalane przez morze.

Przypuszczalnie w ciągu eocenu górnego i oligocenu Tatry pogrążyły się głęboko i zostały pokryte fliszem. Osady tego typu zbudowane z leżących na przemian łupków i piaskowców powstawały w wolno obniżającym się basenie z materiałów lądowych. Z fliszu zbudowane są: kotlina zakopiańska, Gubałówka i całe Beskidy. Grubość fliszu w kotlinie podhalańskiej dochodzi do 3000 m. Utwory fliszowe u brzegu Tatr nie leżą poziomo, lecz są pochylone ku północy. Pochylenie to dowód nowych ruchów górotwórczych. Ruchami tymi objęte zostały całe Karpaty, gdzie osady starszego trzeciorzędu zostały sfałdowane i wydźwignięte (ok. 15 mln lat temu).

Na obszarze Tatr owe ruchy doprowadziły do utworzenia garbu tatrzańskiego ograniczonego z obu stron nieckami: niecką podhalańską na północy i niecką – Kotliną Liptowską na południu. Dźwiganiu się garbu towarzyszyły uskoki. Od południa i południowego wschodu masyw tatrzański jest odcięty wielkim uskokiem. Wskutek obecności tego uskoku masyw tatrzański jest asymetryczny, nachylony ku północy. Przyjmuje się, że ruchy trwały aż do pliocenu, kiedy to morze definitywnie ustąpiło z obszaru Tatr. W miocenie morze utrzymało się jedynie u podnórza Karpat fliszowych, tworząc zamknięte laguny, w których wytrącała się sól kamienna.

Przy końcu trzeciorzędu Tatry miały już głębokie doliny, jednak nie tak głębokie, jak dzisiaj. Klimat był ciepły i wilgotny. W Tatrach granica lasu sięgała wyżej niż obecnie, a może sięgała po najwyższe ich szczyty.

#### **3.8.** Epoka lodowa

Po rozcięciu powierzchni dolnoplioceńskiej nastąpiła czwartorzędowa epoka lodowa. Lądolód z dalekiej północy dotarł aż do Karpat i swymi jęzorami wniknął w doliny tatrzańskie, znacząc swą obecność licznymi głazami przywleczonymi z północy. Równocześnie wskutek ogólnego obniżenia temperatury uformowały się górskie lodowce w Tatrach (ok. 0.5 mln lat temu). Zlodowacenie nie było zjawiskiem jednorazowym. Po okresach największego natężenia zlodowacenia przychodziły okresy cieplejsze, kiedy lodowce znikały, a Tatry pokrywały się roślinnością. Prawdopodobnie były trzy okresy zlodowacenia. Tatry zawdzięczają swe obecne oblicze procesom związanym ze zlodowaceniem. Ukształtowane przez lodowce w głębi Tatr formy skalne są fantastycznie wyrzeźbione, doliny posiadają kształt szerokich żlebów, z wysoko zawieszonymi mniejszymi dolinami. Wyżłobione przez lodowce w podłożu skalnym misy noszą nazwę cyrków lodowcowych. Przykładem takiego cyrku jest Kocioł Mułowy pod Krzesanicą. Innym przykładem cyrków lodowcowych jest Czarny Staw nad Morskim Okiem, Czarny Staw Gasienicowy i wiele innych jezior.

Materiał niesiony przez lodowce zostaje złożony w postaci wału zwanego moreną (czołową lub boczną). Przykładem takiego wału jest morena czołowa nad Morskim Okiem, na której zbudowane jest schronisko i morena boczna, na której zbudowany jest hotel Kalatówki, na morenie usadowiły się Toporowe Stawki i Staw Smerczyński.

Lodowiec zaznaczył się również na Podhalu. Ślady najstarszego zlodowacenia są widoczne na Antałówce. Ślady drugiego zlodowacenia są odnalezione na niższym poziomie, na którym rozłożyło się Bystre. Trzecie zlodowacenie zaznaczyło się moreną stożkową, na której osiadły Kuźnice i Zakopane.

Powoli klimat stawał się coraz cieplejszy, lodowce stopniały, na obszar Tatr wkraczała roślinność.

W wyniku tak długiej i złożonej historii geologicznej obecnie występują w Tatrach na powierzchni obok siebie skały bardzo różnego wieku i utworzone w bardzo odmiennych warunkach.

Tak przedstawia się historia Tatr. Pozostaje pytanie, czy siły, które ksztaltowały Tatry drzemią?

Długość czasu trwania poszczególnych er i okresów przytoczona w powyższym tekście i zawarta w tablicy 36 jest wyznaczona metodą opartą na rozpadzie pierwiastków promieniotwórczych.

Tablica 36. Podział dziejów Ziemi według Passendorfera 1975

Era	Okres	Epoka	Wiek			Czas trwania
grupa	system	oddział	piętro			w mln lat
	czwartorzędowy		holocen			
			plejstoce	en		
			pliocen			
Kenozo-		neogen	miocen			65
iczna			oligocen			
	trzeciorzędowy		eocen			
		paleogen	paleocen			
			dan			
Mezozo- iczna	kredowy	górny	mastrych	t		
			kampan			
			santon			
			koniak			
			turon			
			cenoman			
		dolny	alb			75
			apt			
			barrem		urgon	
			hoteryw		neokom	
			walanży	n		
	jurajski	malm	berrias			
			wołg - portland - tyton			
			kimeryd			
		1	okstord			
		dogger kelowej				
			baion			
			Dajos			69
		lias toark				08
		domer lotaryng synemur				
			hettang			
			nottung	Podział alpeiski		
	triasowy	retvk	retvk		, ejoni	
		5		norvk		
		kajper		karnik		
		51		ladyn		35
		wapień mu	szlowy	anizyk		
		-	-	werfen	kampil	
		pstry piaskowiec		(scytyk)	seis	
	permski					
	karboński					
Paleozo-	dewoński					
iczna	sylurski					345
	ordowicki					
	kambryjski					
Eozoiczna (proterozoiczna)						powyżej
Archaiczna (archeozoiczna)						2500

Seria monograficzna nr 6

#### KRYSTYNA PIOTROWSKA

#### 4. EWOLUCJA GEOLOGICZNA TATR

## 4.1. Górotwór tatrzański w Łuku Karpackim

Tatrzański masyw górski, położony w południowej części Polski i północnym regionie Słowacji, należy do zachodniej części karpackiego łańcucha górskiego ukształtowanego w czasie orogenezy alpejskiej (rys. 31). W obrębie Karpat Zachodnich, w ogólnym zarysie, wyróżniane są Karpaty zewnętrzne oraz Karpaty wewnętrzne. Strefą rozdzielającą Karpaty zewnętrzne od Karpat wewnętrznych jest pieniński pas skałkowy.

Kolebką Karpat i Alp był Ocean Tetydy powstały z rozpadu Pangei na bloki kontynentalne – Laurazję (półkula północna) i Gondwanę (półkula południowa).

Wielkie procesy zachodzące we wnętrzu Ziemi znajdują swe odbicie w zewnętrznych partiach skorupy ziemskiej. Złożone mechanizmy prowadzące do ukształtowania dzisiejszej postaci Ziemi, a działające w historii geologicznej, stara się tłumaczyć teoria tektoniki płyt litosfery. Zgodnie z tą teorią litosfera jest zbudowana z płyt (oceanicznych i kontynentalnych), które względem siebie są w ciągłym ruchu. Różnorodne procesy, zachodzące między innymi na granicach płyt, w dużym stopniu są odpowiedzialne za genezę łańcuchów górskich.

#### 4.1.1. Zarys budowy geologicznej Karpat Zachodnich

Karpaty Zachodnie znajdują się na terytorium Polski (południowa część), Słowacji, Czech i Wegier. Ograniczone sa wielkimi jednostkami geologicznymi - od północy Platformą Europejską, od zachodu Masywem Czeskim i Wschodnimi Alpami, od południa Basenem Pannońskim. Na południowym wschodzie przechodzą w zachodnią część łańcucha Karpat Wschodnich. W obrębie Karpat Zachodnich ze względu na styl budowy geologicznej i historię rozwoju geologicznego wyróżnia się Karpaty zewnętrzne i Karpaty wewnętrzne. Karpaty zewnętrzne zbudowane są z płaszczowin fliszowych, w których skład wchodza osady młodomezozoiczne i trzeciorzedowe. Stanowia one pryzme akrecyjna złuskowanych płaszczowin złożoną w trzeciorzędowej fazie ruchów orogenezy alpejskiej na strefę brzeżną platformy europejskiej, wypełnioną mioceńskimi osadami zapadliska przedkarpackiego (rys. 32 i 33). Amplituda

nasunięcia dochodziła do kilkudziesięciu kilometrów. Na terenie Polski z osadów należących do Karpat Zachodnich zewnętrznych zbudowane są Beskidy. Bieszczady należą już do Karpat Wschodnich. Karpaty wewnętrzne mają bardziej złożoną budowę. Składają się na nią paleozoiczne masywy krystaliczne z ich pokrywami osadowymi, które uległy silnej tektonizacji przejawiającej się fałdowaniami, uskokowaniem i nasunięciami, nie wspominając o towarzyszącym tym zjawiskom deformacjom niższego rzędu (cios, kliważ, deformacje plastyczne – drobne fałdy itp.). W Karpatach wewnętrzych znajdujemy także przejawy działalności wulkanicznej (np. andezyty góry Wżar - Pieniny, limburgity na Osobitej w Tatrach Zachodnich). Te część Karpat objęły wczesnoalpejskie fazy orogeniczne: labińska, staro- i młodokimeryjska oraz mająca największą intensywność w tym regionie – górnokredowa faza subhercyńska – śródziemnomorska. Do Zachodnich Karpat wewnętrznych na obszarze Polski należą Tatry i postorogeniczna niecka podhalańska (flisz podhalański), a także pieniński pas skałkowy, który jednocześnie oddziela Karpaty zewnętrzne od Karpat wewnetrznych (rys. 32 i 33). Pieniński pas skałkowy jest waska (od kilku do kilkunastu km) i długą (500 km) strefą złuskowanych płaszczowin zbudowanych z osadów mezozoicznych i trzeciorzędowych, zapadających stromo (prawie pionowo) na znaczną głębokość (8?-15? km lub więcej). Sadzi się, że podłoże pienińskiego pasa skałkowego zostało wchłonięte w strefie subdukcji. Powierzchnia Moho pod pienińskim pasem skałkowym znajduje się na głębokości 40-50 km.

## 4.1.2. Podstawowe założenia teorii tektoniki płyt litosfery

Podstawa współcześnie akceptowanej teorii tektoniki płyt litosfery była hipoteza wędrówki kontynentów Wegenera, oparta na "dopasowywaniu się" kształtów kontynentów, a zarazem przyjmująca pierwotny związek tych kontynentów ze sobą. Hipoteza ta przez wiele lat była pomijana milczeniem, dopóki nie znaleziono odpowiedzi na pytanie - co mogło spowodować zainicjowanie dryfu kontynentów i rozpadu Pangei. W latach 30. Holmes przedstawił teorię prądów konwekcyjnych działających w obrębie płaszcza W ten sposób znaleziono przyczynę rozrywania skorupy Ziemi. kontynentalnej. Następnym krokiem naprzód było przedstawienie hipotezy ekspansji dna oceanicznego. Stworzyli ją niezależnie Hess i Dietz na początku lat 60. Według tych autorów wstępujące prądy konwekcyjne powodują generowanie skorupy oceanicznej w osiowych częściach grzbietów śródoceanicznych, natomiast prądy zstępujące działają w strefach rowów oceanicznych i łuków wysp, powodując wciąganie skorupy do głębszych partii płaszcza. Tworzenie się nowej skorupy oceanicznej w grzbietach oceanicznych określono mianem spredingu. Rów w obrębie grzbietu śródoceanicznego, przez który wydobywają się lawy bazaltowe i następuje generacja skorupy oceanicznej określono terminem ryftu. Stwierdzono

również, iż strefy ryftowe, wskutek działalności prądów konwekcyjnych, mogą się tworzyć także w obrębie kontynentów, doprowadzając w ten sposób do dzielenia wielkich płyt kontynentalnych i do powstawania nowej skorupy oceanicznej. Ekspansja dna oceanicznego powoduje przemieszczanie się bloków kontynentalnych. Ruch ten trwa dopóty, dopóki skorupa kontynentalna nie pojawi się w strefie konwekcyjnych prądów zstępujących. Wówczas płyta oceaniczna, podsuwająca się w **strefie subdukcji** pod płytę kontynentalną, ulega zanurzeniu i przetopieniu w górnym płaszczu. Hipoteza ekspansji dna oceanicznego uzyskała potwierdzenie, czyli stała się **teorią ekspansji dna oceanicznego**, dzięki stwierdzeniu przez Vine i Matthewsa występowania symetrycznych pasów anomalii magnetycznych po obu stronach ryftów oceanicznych. W 1965 roku Wilson wprowadził terminy: **płyta litosfery i uskok transformacyjny.** W 1968 roku Morgan i Le Pichon przedstawili **teorię tektoniki płyt.** 

Podstawowe założenia **teorii tektoniki płyt litostery** można sformułować następująco:

- litosfera Ziemi składa się ze sztywnych płyt przemieszczających się względem siebie;
- granicami płyt są:
  - strefy rozrostu spredingu (strefy ryftowe w obrębie grzbietów oceanicznych),
  - rowy oceaniczne (położone nad strefami kolizji i subdukcji),
  - uskoki transformujące;
- ruch płyt polega na:
  - rozsuwaniu się płyt zachodzącemu w strefach rozrostu (ryftowych),
  - zbliżaniu zachodzącemu w strefach kolizji i subdukcji,
  - przesuwaniu się płyt względem siebie wzdłuż powierzchni uskoków transformujących;
- płyty kolidują w strefach subdukcji; w strefach kolizji powstają łuki wysp i rowy oceaniczne; zapadanie strefy subdukcji wyznacza strefa Benioffa, wzdłuż której układają się ogniska trzęsień ziemi;
- w strefach subdukcji dochodzi do deformacji fałdowych, uskokowych i nasunięć oraz do metamorfizmu nagromadzonych w basenach oceanicznych osadów.

Teoria tektoniki płyt litosfery w harmonijny i logiczny sposób łączy procesy kształtujące struktury litosfery i pozwala na rekonstrukcje procesów zachodzących w przeszłości Ziemi.

## 4.2. Budowa geologiczna masywu tatrzańskiego

Po polskiej stronie granicy państwowej znajduje się jedynie niewielka część (ok. 1/5) całego obszaru Tatr. Chcąc przedstawić budowę geologiczną masywu tatrzańskiego, trzeba więc uwzględnić główne rysy budowy całych

Tatr, także po słowackiej ich stronie, z tego powodu w niniejszym tekście będą wzmianki o sytuacji geologicznej poza granicami kraju. Polskie Tatry (Zachodnie i Wysokie) obejmują obszar położony między 19°45' a 20°10' długości geograficznej wschodniej i 49°10' a 49°18' szerokości geograficznej północnej. Przez Tatry przebiega południowa granica państwa z Republiką Słowacji. Administracyjnie teren Tatr polskich znajduje sie w obrebie województwa małopolskiego. Według Kondrackiego (1994) obszar Tatr należy do Karpat Zachodnich, a w obrębie Tatr wyróżnia on mezoregiony: Tatry Zachodnie (514.52) i Tatry Wschodnie (514.53). Od północy Tatry graniczą z mezoregionami: Pogórzem Spisko-Gubałowskim (514.13) i Rowem Podtatrzańskim (5514.14). Pod względem geomorfologicznym obszar Tatr należy do Karpat wewnętrznych. Od północy Tatry graniczą z niecką podhalańską. Niecka podhalańska jest obniżeniem tektonicznym (synklinorium) wypełnionym fliszowymi utworami paleogenu postorogenicznego. Oddziela ona Tatry od pienińskiego pasa skałkowego i zewnętrznych Karpat fliszowych. Najwyższe partie Tatr polskich stanowią szczyty Rysów (2499 m n.p.m.), Mieguszowieckich (najwyższy z nich – - 2437 m n.p.m.), Świnicy (2301.2) i Koziego Wierchu (2291.2). Wszystkie one występują w obrębie krystalicznego trzonu Tatr i tworzą polską część Tatr Wysokich (Tatry Wschodnie - Kondracki, 1994). Zachodnia część terenu należy do Tatr Zachodnich. Tatry zawdzięczają swoją obecną wysokogórską rzeźbę procesom tektonicznym: fałdowaniom, nasunięciom, metamorfizmowi, magmatyzmowi i wyniesieniu oraz działalności lodowców górskich i polodowcowej erozji zachodzacej również współcześnie. W zachodniej części Tatr, zbudowanej ze skał osadowych, szczyty (Giewont 1894 m n.p.m., Kominy Tylkowe 1899 m n.p.m.) osiągają mniejsze wysokości niż w Tatrach Wysokich. Rzeźba Tatr została ukształtowana w trzech głównych etapach. Rezultatem pierwszego etapu są fragmenty penepleny późnoneogeńskie zachowane na szczytach Czerwonych Wierchów (Kopa Kondracka, Małołaczniak, Ciemniak). W drugim, plejstoceńskim etapie silnie działały czynniki prowadzące do powstania form glacjalnych, których ślady są zachowane w Tatrach Wysokich oraz w wyższych partiach Tatr Zachodnich, zarówno w obrębie trzonu krystalicznego, jak i jego pokrywy osadowej. W strefie reglowej, położonej w północnej części masywu tatrzańskiego, w mniejszym stopniu zachowały się formy działalności glacjalnej. Dla strefy tej charakterystyczna jest rzeźba powstała w wyniku procesów erozyjnych. W niecce podhalańskiej na przedpolu Tatr występuja osady akumulacji lodowcowej. Są to stożki napływowe i moreny, natomiast brak jest rzeźby polodowcowej tak charakterystycznej w Tatrach. W trzecim etapie – postglacjalnym – zachodziły przede wszystkim procesy erozji polodowcowej.





Fig. 1. Tectonic map of Central Europe showing the features targeted by the CELEBRATION 2000 seismic experiment. White dashed line indicates outline of the Polish trough and Northeast German basin. USB - Upper Silesian block; HCM - Holy Cross Mountains.

Rys. 31. Łuk karpacki w sąsiedztwie jednostek tektonicznych Europy Środkowej (Guterch A. i in., 2001)





## 4.2.1. Historia badań

Zainteresowanie budową geologiczną Tatr datuje się od początków XVIII wieku. Prace badawcze prowadzone były przez wielu wybitnych geologów polskich, od Staszica i Zejsznera, Morozewicza, Kreuza, Raciborskiego i Limanowskiego do Goetla, Sokołowskiego, Passendorfera i Rabowskiego. Nie można też pominąć wyników badań wybitnych geologów zagranicznych, takich jak Murchison, Uhlig, Lugeon i Andrusov. Badania te dotyczyły wszystkich dziedzin geologii od petrografii i stratygrafii, poprzez badania paleontologiczne, mikrofacjalne oraz sedymentologiczne do badań tektonicznych i rekonstrukcji paleogeograficznych. Pełny przegląd geologicznej literatury tatrzańskiej znajduje się w istniejących pozycjach bibliograficznych (Pirożek, 1956; Barczyk, 1990).

Poglądy na budowę geologiczną Tatr ewaluowały od czasów monograficznego ujęcia zagadnień tektonicznych w pracach Uhliga (1897), przyjmującego autochtoniczne i paraautochtoniczne pochodzenie sekwencji osadowych. Ważnym etapem było udokumen-towanie płaszczowinowej budowy Tatr zaprezentowane przez Lugeona (1903). W miare przybywania nowych danych stało się możliwe dokładniejsze przedstawienie budowy geologicznej Tatr. Przyczyniły się do tego badania Limanowskiego, Rabowskiego, Passendorfera, Gorka, Mahela, Kuźniara, Sokołowskiego Andrusowa, Kotańskiego, Lefelda, Jaroszewskiego, Janaka, Kohuta i wielu, wielu innych badaczy, których nie sposób tu wymienić. Badania geofizyczne pozwoliły na postawienie hipotezy o allochtonicznej pozycji trzonu krystalicznego Tatr (Lefeld i Jankowski, 1985; Tomek, 1993; Bezák, 1994), co wcześniej przyjmował Grzybowski (przekrój geologiczny w pracy z 1912) i o czym wspominał Nowak (1927). Niezmiernie ważną rolę w wyjaśnieniu budowy geologicznej struktury tatrzańskiej odegrały głębokie wiercenia, a zwłaszcza wiercenie Zakopane IG-1, usytuowane około 2 km na północ od brzegu Tatr, na zboczach Antałówki (Sokołowski, 1973). Istotnych danych dostarczyły także wiercenia Hruby Regiel IG-2, Skocznia IG-1, Siwa Woda IG-1, Zazadnia IG-1, Bukowina PIG-1 (Chowaniec i in., 1975).

## 4.2.2. Budowa geologiczna

Struktura tatrzańska jest najbardziej ku północy wysuniętym masywem w obrębie Karpat wewnętrznych. Należy do systemu łańcuchów alpejsko--karpackich wyłonionych z Tetydy i wraz ze swa osłona osadowa stanowi jeden z licznych masywów krystalicznych, wewnętrznych (centralnych) Zachodnich. Najstarsze, krystaliczne kompleksy Karpat masvwu tatrzańskiego, znajdujące się w najniższym strukturalnie położeniu, związane były z waryscydami środkowoeuropejskimi. Najwcześniejsze epizody magmowe zostały określone metodą Rb/Sr na 400-420 mln lat (Burchart, 1968) oraz metoda U-Pb na 380-405 mln lat (Kohút, 1998). Dla waryscyjskich intruzji granitoidów uzyskano 300-330 mln lat (Burchart,

A N E K S

1968; Maluski i in., 1993; Janák, 1994). Osady mezozoiczne spotykane obecnie w Tatrach powstawały w kilku strefach paleogeograficznych północnej Tetydy. Położenie paleogeograficzne basenów i zmienność warunków sedymentacji była przyczyną różnic w wykształceniu litostratygraficznym – wywodzących się z nich jednostkek strukturalnych.

Główne jednostki strukturalne masywu tatrzańskiego to: trzon krystaliczny, pokrywa osadowa trzonu krystalicznego (autochton i paraautochton, płaszczowiny wierchowe, płaszczowiny reglowe: dolna – – kriżniańska, środkowa – choczańska, górna – strażowska) i postorogeniczne sekwencje paleogeńskie.

## 4.2.2.1. Stratygrafia

#### 4.2.2.1.1. Trzon krystaliczny

Tatrzański trzon krystaliczny budują przedmezozoiczne skały metamorficzne i intrudujące w nie granitoidy. Tatry Wysokie utworzone są głównie z tych granitoidów (Tokarski, 1925 i 1959). W Tatrach Zachodnich występują paleozoiczne skały metamorficzne i waryscyjskie intruzje granitoidowe.

#### a) Granitoidy Tatr Wysokich

W związku z ich zróżnicowaniem petrograficznym określane były jako tatryty (leukogranity – Turnau-Morawska, 1948), granodioryty (Sokołowski, 1959; Michalik, 1968), dioryty kwarcowe (Gorek, 1959). Stosowane były także terminy: tonality. granity typu Koszystej, granity zautometamorfizowane, granity typu Goryczkowej. Ostatnie badania geologów słowackich (Kohút i Janák, 1994) pozwoliły wyróżnić w obrebie plutonu granitoidowego Tatr cztery odmiany petrograficzne: tonality biotytowe, granodioryty biotytowo-muskowitowe, granity porfirowe -- granodioryty i dioryty kwarcowe. Oznaczenia wiekowe wskazują na przedział 300-330 mln lat (Burchart, 1968; Maluski i in., 1993; Janák, 1994).

## b) Trzon krystaliczny Tatr Zachodnich

Z uwagi na dominację migmatytów kompleks trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich był określany jako kompleks migmatyczny Tatr (Żelaźniewicz, 1994 i 1997; Gawęda i in., 1997), w którym występują: gnejsy, migmatyty, łupki łyszczykowe, amfibolity i mylonity. W trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich zostały wyróżnione dwie jednostki strukturalne (Janák, 1994; Kohút i Janák, 1994), dolna i górna, różniące się wykształceniem litologicznym i stopniem metamorfizmu. Jednostka górna – migmatyczna – nasunęła się na jednostkę dolną, łyszczykowo-gnejsową (Janák, 1994; Kohút i Janák, 1994; Gawęda i Kozłowski, 1998; Gawęda i in., 1998). Nasunięciu towarzyszyła generacja stopu leukogranitowego na granicy obu jednostek. c) Skały krystaliczne jądra płaszczowiny Giewontu

W czasie kształtowania się płaszczowin wierchowych pewne fragmenty trzonu krystalicznego weszły w ich skład. Skały krystaliczne jądra płaszczowiny Giewontu występują w spągowych częściach tej jednostki. Zostały one oderwane od podłoża zbudowanego ze skał metamorficznych i granitoidów trzonu krystalicznego. Wyspy krystaliczne – Kopa Kondracka, Twardy Upłaz i Małołączniak – zbudowane są ze skał metamorficznych: gnejsów, łupków łyszczykowych i amfibolitów oraz intrudujących w nie alaskitów (Burchart, 1970), a w obrębie Wyspy Krystalicznej Goryczkowej występują ponadto granity typu Goryczkowej (Turnau-Morawska, 1959).

#### 4.2.2.1.2. Sekwencje osadowe

## a) Sekwencje wierchowe

Sekwencje wierchowe wchodzą w skład pokrywy autochtonicznej i paraautochtonicznej oraz nasuniętych jednostek płaszczowinowych. Po polskiej stronie Tatr profil rozpoczynają utwory triasu dolnego. Po stronie słowackiej, na wschodzie Tatr, na jednym stanowisku w grani Jagnięcego są one podścielone osadami permu – zlepieńcami koperszadzkimi (Passendorfer, 1957; Sokołowski, 1959).

## • Trias

Trias dolny (seis i kampil). Sekwencję mezozoiczną rozpoczynają klastyczne osady dolnego triasu (seisu) spoczywające bezpośrednio na trzonie krystalicznym Tatr. Są to zlepieńce zawierające otoczaki kwarcu, porfirów i skał osadowych oraz metamorficznych (Roniewicz, 1963). Wyżej leżą piaskowce kwarcytyczne zaznaczające się wyraźnie w rzeźbie zboczy tatrzańskich (Koszysta, Żółta Turnia, zbocza Ornaku nad Przełęczą Iwaniacką, Skrajna Turnia), z przewarstwieniami łupków ilastych pstrych. Osady kampilu to dolomity komórkowe, oraz warstwy myophoriowe – brekcje, dolomity cienkolaminowane i wapienie czarne z czarnymi łupkami (Kotański, 1955 i 1961).

**Trias środkowy (anizyk i ladyn).** Sekwencję triasu środkowego rozpoczynają brekcje podstawowe, wyżej leżą szare dolomity żółtowietrzejące, ciemne wapienie robaczkowe i wapienie krynoidowe. Zawierają one szczątki małży, ślimaków oraz liliowców. W wyższej części anizyku znajdują się wapienie i dolomity z diploporami (Kotański, 1967), a w ladynie – wapienie (pasiaste i robaczkowe), dolomity płytowe, wapienie organodetrytyczne z fragmentami alg wapiennych i onkolitami (Piotrowski, 1965) oraz łupki dolomityczne z materiałem klastycznym i piroklastycznym.

**Trias górny (karnik – noryk i retyk).** Utwory triasu górnego występują wyłącznie w sekwencji autochtonicznej jednostek wierchowych. Niższa część profilu (karnik – noryk) to łupki czerwone, piaskowce kwarcowe i dolomity,

wyżej leżą łupki czarne i piaskowce (warstwy tomanowskie – retyk) ze szczątkami flory.

• Jura

**Jura dolna.** Osady jury dolnej występują tylko w sekwencji autochtonicznej i są reprezentowane przez piaskowce gruboziarniste z fauną, ciemne wapienie, piaskowce, zlepieńce i wapienie krynoidowe.

**Jura środkowa (bajos, baton, kelowej).** Utwory jury środkowej występują we wszystkich jednostkach serii wierchowej. Mają niewielką miąższość. Bajos reprezentują różowe i białe wapienie krynoidowe. W batonie pojawiają się hematytowe wapienie krynoidowe z bogatą faunę amonitów (Passendorfer, 1938) oraz stromatolitami (Szulczewski, 1963). Wyżej (kelowej) leżą wapienie mikrytowe z ramienionogami i amonitami (Kotański, 1959) oraz wapienie bulaste (Szulczewski, 1965).

**Jura górna (oksford, kimeryd, tyton).** W oksfordzie tworzyły się jasne, różowe i szare wapienie mikrytowe, w których lokalnie występują amonity i ramienionogi, a w kimerydzie szare wapienie mikrytowe z fauną amonitów (Passendorfer, 1928). W tytonie przeważa ten sam typ sedymentacji. Występują szare wapienie pelityczne, oraz pseudooolitowe, a w masywie Osobitej – wapienie krynoidowe. W wapieniach tych stwierdzono przewarstwienia tufitów limburgitowych (Kotański i Radwański, 1959).

## • Kreda (walanżyn, hoteryw, barrem, alb, apt, cenoman, turon)

Istnieje ciągłość sedymentacyjna między osadami jury górnej i najniższej kredy. Profil kredy rozpoczynają ciemne wapienie oolitowe oraz onkolitowe. W hoterywie tworzą się czarne wapienie spatyczne z fragmentami rozkruszonych jeżowców (Kotański, 1959). Od barremu po dolny apt (Passendorfer, 1922; Lefeld, 1968) występują wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe (urgon), brekcje rafowe z fragmentami flory i fauny. Pod koniec aptu obszar strefy wierchowej został całkowicie wynurzony. W albie środkowym dociera na ten teren ponownie morze. Pod Giewontem, wapienie glaukonitowe na wapieniach urgonu osadziły się w albie fosforvtowvmi z konkrecjami oraz margle ze skamieniałościami (Passendorfer, 1930; Lefeld, 1968), przechodzące ku górze w dolnoturońskie osady marglisto-piaskowcowe (Lefeld i in., 1985).

b) Sekwencje reglowe

## Płaszczowina reglowa dolna (kriżniańska)

#### • Trias

**Trias dolny (seis, kampil).** W płaszczowinie reglowej dolnej brak jest najstarszych warstw triasu dolnego. Uległy one redukcji w procesie nasuwania. W seisie pojawiają się czerwone i szare piaskowce kwarcytyczne oraz łupki z florą (Limanowski, 1901). W kampilu występują piaskowce z małżami oraz dolomity komórkowe. Wyżej leżą warstwy myophoriowe złożone ze zlepieńców, wapieni, dolomitów oraz łupków (Kotański, 1959; Guzik, 1963).

**Trias środkowy (anizyk, ladyn).** W anizyku występują dolomity i wapienie krynoidowe z diploporami, a w ladynie dolomity diploporowe oraz wapienie z małżami i ramienionogi (Kotański, 1965, 1967, 1973).

**Trias górny (karnik, noryk, retyk).** W triasie górnym występują łupki czerwone i zielone (pstre), zlepieńce, piaskowce oraz jasne dolomity z wkładkami ciemnych łupków. Jest to typowa facja kajpru karpackiego (Turnau-Morawska, 1953; Gaździcki i in., 1979). W retyku (Goetel, 1917; Gaździcki, 1971 i 1974) pojawiają się łupki ciemne, piaszczyste muszlowce oraz wapienie organodetrytyczne (megalodontowe).

## • Jura

**Jura dolna (lias).** W dolnej części liasu dominują piaskowce, łupki, czarne wapienie margliste oraz jasne kwarcyty (Iwanow, 1965). W pliensbachu pojawiają się wapienie plamiste z belemnitami i krzemionkowe oraz spongiolity (domer). W toarku spotykane są czerwone wapienie bulaste, manganowe, krynoidowe z czertami, plamiste, bulaste i płytowe, zawierające nieliczne amonity (Kuźniar, 1908 i 1913; Iwanow, 1973).

**Jura środkowa.** W jurze środkowej występują wapienie z radiolarytami i radiolaryty z czertami oraz radiolaryty plamiste (bajos i baton – Gąsiorowski, 1959), a wyżej w keloweju wapienie czerwone, bulaste.

**Jura górna.** W oksfordzie osadziły się czerwone i zielone radiolaryty i wapienie radiolariowe z aptychami oraz belemnitami. W kimerydzie i tytonie dolnym przeważają czerwone wapienie bulaste z aptychami (Gąsiorowski, 1959). W tytonie pojawiają się jasne wapienie pelityczne. Wiek tych skał określa się jako tyton-berias (Lefeld, 1974).

#### • Kreda

Nad sekwencją tytono – beriasu pojawia się zespół margli z wkładkami turbidytów wapiennych i piaskowcowych z amonitami (Lefeld, 1974; Wigilew, 1914). We wschodniej części pasma reglowego Tatr, w hoterywiebarremie tworzą się wapienie murańskie (Lefeld, 1974). Najmłodszymi osadami płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach są margle aptu dolnego. Osady młodsze od aptu występują już poza granicami państwa.

## Płaszczowina reglowa środkowa (choczańska)

#### • Trias

**Trias środkowy.** W triasie środkowym (anizyk górny) występują dolomity onkoidowe i diploporowe. Są one obecne tylko w łusce Upłazu.

**Trias górny (karnik, noryk, retyk).** Karnik i noryk reprezentują ciemne dolomity płytowe z wkładkami łupków, znane z jednostki Siwej Wody. Retyk to wapienie organodetrytyczne (Guzik, 1959; Roniewicz, 1974; Gaździcki, 1978).

#### • Jura

**Jura dolna.** Najniższą część jury dolnej reprezentują piaskowce. Wyżej w profilu występują wapienie krystaliczne i krynoidowe z rogowcami.

Plaszczowina reglowa górna (strażowska).

## • Trias

Trias środkowy i górny (anizyk, ladyn, karnik). Profil rozpoczynają szare dolomity. Wyżej leżą wapienie rogowcowe oraz margle z amonitami (Kotański, 1973 i 1974). Ladyn i karnik reprezentują dolomity bryłowe z fauną.

#### 4.2.2.1.3. Sekwencje postorogeniczne

#### Trzeciorzęd

Paleogen (eocen, oligocen). Wzdłuż północnego brzegu Tatr, na różnych zespołach skalnych mezozoiku jednostek reglowych (w rejonie Zadnich Kosarzysk – bezpośrednio na trzonie krystalicznym) spoczywają w kontakcie sedymentacyjnym transgresywne osady eocenu numulitowego (Roniewicz, 1966 i 1969). Są to zlepieńce, wapienie organodetrytyczne i piaskowce dolomitowe. W osadach eocenu numulitowego występują duże otwornice (Bieda, 1929, 1959, 1963; Olempska, 1973).We fliszu podhalańskim (piaskowce, łupki, zlepieńce) w południowej części niecki wyróżniono warstwy zakopiańskie i chochołowskie (Gołąb, 1959; Watycha, 1959).

## Czwartorzęd

Plejstocen. W plejstocenie Tatry były co najmniej czterokrotnie objęte zlodowaceniami (Halicki, 1930; Klimaszewski, 1972 i 1988; Lindner i inni, 1992). Współczesna rzeźba lodowcowa jest wynikiem wszystkich zlodowaceń, natomiast formy morenowe i wodnolodowcowe występujące obecnie na terenie Tatr są pozostałością ostatniego zlodowacenia. Lodowce dolinne osiągały miąższość rzędu 100-230 m. Masy firnowe gromadziły się odcinkach nawiązujących w zawieszonych dolin, do poziomów niecałkowitego zrównania (Baumgart-Kotarba, 1983; Klimaszewski, 1988). Na tych obszarach występują obecnie, ułożone piętrowo, karowe jeziora. W polodowcowych U-kształtnych dolinach znajdują się osady moren czołowych, środkowych, bocznych i dennych. W dolinach niezlodowaconych (część obszaru reglowego) zachodziły procesy peryglacjalne oraz postępowała erozja rzeczna, tworząc doliny V-kształtne. Na przedpolu Tatr, w rowie podtatrzańskim rozciąga się równoleżnikowy pas erozyjno--denudacyjny, wykształcony w obrębie łupków i piaskowców fliszu podhalańskiego. Jest on podzielony dolinami rzek na wiele kotlin i działów. Dna kotlin położone są na wysokości 750-950 m n.p.m. i wypełnione pokrywami osadów fluwioglacjalnych - stożków wodnolodowcowych.

**Zlodowacenia najstarsze** (pokrywy Hurkotnego, Antałówki) reprezentują głazy, rumosze skalne, piaski, gliny, tworzące pokrywy głazowe, lodowcowe i rzecznolodowcowe o wysokości ponad 100 m nad współczesne koryta rzek.

**Zlodowacenie południowopolskie.** Są to piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz zwietrzałe pokrywy głazowe. Tarasy fluwioglacjalne są położone 80–110 m nad współczesnymi korytami rzek. **Zlodowacenia środkowopolskie.** Reprezentowane są przez rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe i rzecznolodowcowe. Osady tego zlodowacenia tworzą pokrywy tarasowe o wysokości 40 do 70 m n. p. rzeki (poziom starszy) oraz o wysokości 30 do 40 m n. p. rzeki (poziom młodszy). Silnie przemyte i przekształcone moreny czołowe (np. lodowca Doliny Suchej Wody – Halicki, 1930) tworzą głazowiska morenowe.

**Zlodowacenie północnopolskie.** W czasie ostatniego zlodowacenia lodowce tatrzańskie osiągnęły maksymalne rozprzestrzenienie w stadiale głównym (pleniglacjał – Klimaszewski, 1988). Najnowsze badania pozwoliły na wyróżnienie trzech stadiałów – Suchej Wody, Bystrej i Białki – oddzielonych od siebie dwoma interstadiałami: I i II Jaskini Miętusiej. Najdalszy zasięg osiągnęły lodowce tatrzańskie w czasie stadiału Bystrej. Pokrywy wodnolodowcowe (fluwioglacjalne) występują na dwóch poziomach zasypania (Halicki, 1951). W dnach dolin i w dolnych częściach zboczy występują głazowiska morenowe. W dolinach rzecznych piaski i żwiry wodnolodowcowe budują tarasy o wysokościach 12–20 m n.p. rzeki. Stanowią one odpowiednik wiekowy osadów morenowych z wyższych partii Tatr (Halicki, 1930 i 1951; Baumgart-Kotarba i Kotarba, 1979; Klimaszewski, 1988; Kotarba, 1989). W większych dolinach występują mułki, piaski i żwiry tworzące tarasy o wysokościach od 8 do 15 m n.p. rzeki.

**Holocen.** Należą tu blokowiska, głazy morenowe, koluwia osuwiskowe (osuwiska oraz pełznięcia pokryw zwietrzelinowych), iły, gliny i piaski zwietrzelinowe występujące na zboczach dolin tatrzańskich i w obrębie niecki podhalańskiej. Mułki, piaski, żwiry budują tarasy w dolinach rzek i potoków. Można wyróżnić co najmniej dwa poziomy tarasów. W dolinach tworzyły się torfy i namuły torfiaste.

#### 4.2.2.2. Tektonika

Główne jednostki strukturalne masywu tatrzańskiego (rys. 32, 33, 34, 35, 36):

- 1) trzon krystaliczny;
- pokrywa osadowa trzonu krystalicznego: a) autochton i paraautochton, b) płaszczowiny wierchowe, c) płaszczowina reglowa dolna – kriżniańska, d) płaszczowina reglowa środkowa – choczańska, e) płaszczowina reglowa górna – strażowska,
- 3) postorogeniczne sekwencje paleogeńskie.

Przedmezozoiczny trzon krystaliczny Tatr jest okolony mezozoicznymi skałami autochtonicznymi, paraautochtonicznymi lub nasuniętymi (płaszczowiny) oraz postorogeniczną sekwencją paleogeńską.


## 4.2.2.2.1. Tektonika trzonu krystalicznego

Najstarsze, metamorficzne kompleksy masywu tatrzańskiego, znajdujące się w najniższym strukturalnie położeniu, były związane z waryscydami środkowoeuropejskimi. Badania wieku bezwzględnego wykazały kaledońskie lub wczesnowaryscyjskie tektoniczno-termalne zdarzenie około 400-420 mln (Burchart, 1968; Gaweda, 1995). Najwcześniejszy epizod magmowy został datowany metoda U-Pb na 380-405 mln lat (Kohút, 1998). W kompleksie metamorficznym Tatr można wyróżnić dwie jednostki strukturalne różniące się wykształceniem litologicznym, stopniem metamorfizmu i położeniem strukturalnym. Jednostki te są oddzielone powierzchnią nasunięcia (Janák, 1994; Kohút i Janák, 1994; Gaweda i Kozłowski, 1998). W jednostke górną, zbudowaną z migmatytów, amfibolitów, gnejsów i łupków krystalicznych, intrudował pluton granitoidowy. Wiek intruzji granitoidowej mieści się w przedziale 300–330 mln (Burchart, 1968; Maluski i in., 1993; Gaweda i in., 1998) Nasuwaniu kompleksu migmatycznego na kompleks dolny towarzyszyła mylonityzacja skał i generacja stopu leukogranitowego. Drobnokrystaliczne syntektoniczne leukogranity (alaskity – Jaroszewski, 1965; Burchart, 1970) iniekowały strefy ścinania. Wiek pegmatytów oznaczony metoda Rb-Sr wynosi 345 mln lat (Gawęda, 1995). Stygnięcie granitu zostało określone metodą <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar na 327–305 mln lat (Janak, 1994). W czasie orogenezy alpejskiej (nasunięcia płaszczowin osadowych) nastąpiło porwanie i wkomponowanie fragmentów trzonu krystalicznego w struktury płaszczowinowe (w formie tzw. wysp krystalicznych, Burchart, 1970). Ostatni epizod rozwoju trzonu krystalicznego to mioceńskie wyniesienie całej postorogenicznej struktury tatrzańskiej, datowane metoda trakowa na apatytach na 10-15 mln lat (Burchart, 1972), połaczone z powstaniem uskoku południowotatrzańskiego. Proces wynoszenia trzonu krystalicznego trwać może do dziś, jakkolwiek trudno jest sprecyzować jego współczesną aktywność.

## *4.2.2.2.2. Tektonika pokrywy osadowej*

Pokrywa osadowa trzonu krystalicznego jest reprezentowana przez sekwencję autochtoniczną, paraautochtoniczną, płaszczowiny wierchowe i reglowe. Trzon krystaliczny po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej ulegał procesom niezwykle silnej erozji i denudacji. Potężne stożki napływowe o typie alpejskiego "werrukana" (zlepieniec koperszadzki - perm) zostały następnie zerodowane. Poza wystąpieniem tych osadów w grani Jagnięcego, wszedzie bezpośrednio na krystaliniku spoczywają W kontakcie sedymentacyjnym osady triasu dolnego. Najmłodszymi utworami bioracymi udział w budowie orogenicznej sekwencji osadowej sa osady kredy górnej (turon). Sekwencje osadowe stanowiace pokrywe osadowa autochtoniczna





*Rys.* 36. *Przekroje geologiczne przez Tatry* (A - B, C - D, E - F)

#### OBJAŚNIENIA



#### Margle z wkładkami piaskowców (alb-cenoman), wapienie glaukoni-towo-fosforytowe z amonitami (alb), wapienie organodetrytyczne (ur-gon) oraz wapienie czarne i szare (neokom) KREDA "K JURA GÓRNA JURA I KREDA WJiKi Wapienie jasne, szare i czarne I KREDA DOLNA Wapienie jasne, różowe, szare, wapienie bulaste oraz wapienie ma-JURA GÓRNA wJ3 sywne A Wapienie masywne, jasne, szare i wapienie bulaste (jura górna--malm), wapienie jasne, różowe, szare (kelowej), wapienie czerwone С JURA ŚRODK. wJ2+3 J U GÓRNA z amonitami (baton) oraz wapienie krynoidowe (bajos) JURA DOLNA Wapienie piaszczyste z brachiopodami, piaskowce gruboziarniste "J<sub>1</sub> oraz wapienie krynoidowe Łupki czarne z florą i piaskowce (warstwy tomanowskie – retyk) oraz dolomity, lupki czerwone i piaskowce kwarcowe (kajper kar-packi – karnik i noryk) WT3 TRIAS GÓRNY " T, TRIAS SRODK. Wapienie z diploporami, dolomity i brekcje podstawowe ANIZYK I LADYN Wapienie, dolomity i brekcje podstawowe (trias środkowy) oraz łupki TRIAS DOLNY S WT1+2 pstre, piaskowce kwarcytyczne, zlepieńce, dolomity, łupki i wapienie (trias dolny) ∢ I ŚRODKOWY с Dolomity komórkowe, łupki i wapienie czarne (kampil) oraz lupki ¥ 14 DOLNY pstre, piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce (seis) W Tka Dolomity komórkowe, łupki i wapienie czarne KAMPIL **FRIAS** Łupki pstre, piaskowce kwarcytyczne i zlepieńce SEIS SKAŁY KRYSTALICZNE Skaly krystaliczne jądra płaszczowiny Giewontu KARBON Granitoidy Tatr Wysokich Lupki krystaliczne i granitognejsy trzonu krystalicznego Tatr Zachodn nich - --- Uskoki Główne nasuniecia wierchowe Nasuniecia w obrebie serii wierchowych Główne nasunięcia reglowe ..... ..... Nasunięcia w obrębie serii reglowych Nasunięcia w obrębie granitoidów 000 0 Wybrane otwory wiertnicze A-B Linie przekrojów geologicznych

SERIE WIERCHOWE

#### DODATKOWE OBJAŚNIENIA DO PRZEKROJÓW GEOLOGICZNYCH I PROFILÓW STRATYGRAFICZNYCH

# J Olistolit jurajski

Kontakty erozyjne
Stanowiska fauny bezkręgowców
Stanowiska fauny kręgowców
Stanowiska flory

i nasuniętą są wyraźnie zróżnicowane facjalnie. Cechują się zmiennym wykształceniem i miaższościa (Kotański, 1961). Bezpośrednio na trzonie krystalicznym spoczywa sekwencja autochtoniczna. Oprócz tego można wyróżnić paraautochton, czyli tę część sekwencji autochtonicznej, która w procesach nasunięciowych została przemieszczona, ale nie straciła swymi korzeniami. Wyżej strukturalnie łaczności ze spoczywaja płaszczowiny Czerwonych Wierchów, Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej. Na płaszczowiny wierchowe zostały nasunięte płaszczowiny reglowe: reglowa dolna - kriżniańska, reglowa środkowa - choczańska i reglowa górna - strażowska. Płaszczowina reglowa dolna - kriżniańska ma zasięg regionalny. Wewnetrznie jest rozczłonowana na mniejsze elementy czastkowe powstałe wskutek przemieszczeń dyferencjalnych. Osady należace do tej płaszczowiny ciągną się wzdłuż całego północnego brzegu Tatr (Guzik i Kotański, 1963 a, b) i dalej ku północy pod fliszem podhalańskim, aż do pienińskiego pasa skałkowego (Sokołowski, 1959). Płaszczowina reglowa środkowa – choczańska i płaszczowina reglowa górna – strażowska są najwyższymi nasuniętymi jednostkami strukturalnymi. Na obecną ich budowę silny wpływ wywarły wewnętrzne odkłucia różnicujące pierwotne płaszczowiny na mniejsze jednostki, często o znacznie zredukowanych tektonicznie sekwencjach litostratygraficznych. Obecność płaszczowiny strażowskiej w Tatrach polskich jest kwestionowana (Gaździcki i Michalik, 1985).

#### a) Autochton, paraautochton, płaszczowiny wierchowe

Tatrzańskie sekwencje wierchowe po polskiej stronie Tatr występują w pokrywie autochtonicznej trzonu tatrzańskiego, W fałdach paraautochtonicznych oraz w płaszczowinach Czerwonych Wierchów i Giewontu (Rabowski, 1954 i 1959; Kotański, 1961). Płaszczowina Czerwonych Wierchów jest płaszczowiną z odkłucia, składająca się z jednostek: Organów, Ździarów i Koziego Grzbietu (Bac i Grochocka, 1965; Bac-Moszaszwili i in., 1984; Grodzicki i Kardaś, 1989; Kotański, 1963). Odkłucie płaszczowiny Czerwonych Wierchów nastąpiło w poziomie łupkowych utworów kampilu. Tworzy ona masyw Czerwonych Wierchów, a poza nim zachowała się szczątkowo. Płaszczowina Giewontu jest płaszczowiną ze ścinania, której inicjalna powierzchnia ścięcia objęła utwory krystaliczne. Tworza one obecnie czapki tektoniczne na szczytach Czerwonych Wierchów (czapka Twardego Upłazu, Małołączniaka i Kopy Kondrackiej). Najwieksza czapką tektoniczną jest jądro krystaliczne Goryczkowej, zwane dawniej przez petrografów (przed wprowadzeniem w Tatry przez Lugeona, 1903, teorii płaszczowinowej) wyspą krystaliczną Goryczkowej. Nasuwająca się ku północy płaszczowina Giewontu poddzierała sfałdowana autochtoniczna pokrywę wierchowa. Dzięki temu powstały paraautochtoniczne fałdy synklinalne, z których największe to fałd synklinalny Stołów pod Ciemniakiem i fałd synklinalny Kominów

Dudowych, a istniejące wczesniej główne jednostki płaszczowiny Czerwonych Wierchów – jednostka Ździarów i Organów uzyskały budowę synklinalną. W wyniku tworzenia się fałdów synklinalnych doszło do powstania odwróconego położenia warstw, tak powszechnego w masywie Czerwonych Wierchów, lecz widocznego również i w innych częściach Tatr.

Płaszczowiny wierchowe nasuwały się na osadową pokrywę trzonu krystalicznego, która już uprzednio uległa podziałowi na wiele elewacji i depresji. Od zachodu ku wschodowi w polskich Tatrach wyróżnia się kolejno: depresję Bobrowca, elewację Kominów Tylkowych, depresję Jawora, Goryczkowej, elewację Koszystej oraz depresję Szerokiej Jaworzyńskiej (Limanowski, 1910 i 1911; Kotański, 1961). W depresji Jawora utworzyła się płaszczowina Czerwonych Wierchów, a w depresji Goryczkowej najpełniej rozwinęła się płaszczowina Giewontu.

b) Płaszczowiny reglowe

#### Płaszczowina reglowa dolna – kriżniańska

Płaszczowina reglowa (kriżniańska) składa się z wielu płaszczowin cząstkowych i łusek płaszczowinowych (Rabowski, 1954; Guzik i Kotański, 1963 a, b). Płaszczowiny cząstkowe to jednostki: Suchego Wierchu, Kop Sołtysich, Bobrowca, Czarnej Turni, Krokwi, Gęsiej Szyi, Małej Świnicy, Samkowej Czuby i Spadowca. Największymi łuskami są: łuska Gładkiego Upłaziańskiego, łuska Pieca i łuska Przełęczy Sywarowej. Niektóre jednostki znajdują się w położeniu odwróconym (Kopy Sołtysie i Czarna Turnia). Nasuwanie się wyższych jednostek spowodowało poddzieranie warstw w niższych jednostkach, dzięki czemu powstały otwarte ku północy skręty synklinalne (skręt Nosala, skręt w otworze wiertniczym Zakopane IG-1 i widoczny z Bukowiny skręt Murania). Większość kriżniańskich płaszczowin cząstkowych to płaszczowiny z odkłucia, choć niektóre z nich są płaszczowinami ze ścięcia.

# Płaszczowina reglowa środkowa – choczańska

Seria reglowa środkowa (choczańska) cechuje się brakiem kajpru karpackiego, a obecnością w triasie górnym tak zwanego dolomitu głównego (Hauptdolomit), na którym leżą utwory retyku z bogatą fauną oraz piaskowce typu grestenu (Kotański, 1974 i 1985). Taki właśnie profil ma płaszczowina cząstkowa Siwej Wody w Dolinie Chochołowskiej, na Orawicach i w wierceniu Chochołów PIG-1. Do płaszczowiny choczańskiej należą łuski Kończystej i Bramy Kantaka.

## Płaszczowina reglowa górna – strażowska

Do płaszczowiny reglowej górnej (strażowskiej) zaliczana jest jednostka Furkaski i Korycisk (Guzik, 1959), której Kotański (1973) nadał rangę płaszczowiny cząstkowej Furkaski – Korycisk. Cechuje się ona typowo wschodnioalpejskimi facjami triasu. Płaszczowina reglowa górna nie sięga daleko ku północy. Jest znana tylko z wierceń na Orawicach i w okolicy Witowa. W tym miejscu należy nadmienić, że kwestia wyróżniania

180

płaszczowiny strażowskiej (reglowej górnej) jest sprawą dyskusyjną (Gaździcki i Michalik, 1985).

#### c) Nasunięcia

Wszystkie jednostki płaszczowinowe nasunięte były z południa. Na przeważającej części obszaru Tatr zapadają obecnie na północ. W przypadku płaszczowin wierchowych nie można wykluczyć mechanizmu zachodzącego w procesie formowania struktur dupleksowych i stosu płaszczowinowego (Grodzicki i Kardaś, 1989; Piotrowska, 1996). Płaszczowiny wierchowe oraz reglowe powstały w kredzie górnej w fazie medyterrańskiej - subhercyńskiej (Matějka i Andrusov, 1931;Birkenmajer, 1953 i 1958; Andrusov, 1958; Kotański, 1961). Płaszczowiny reglowe zostały stwierdzone w wierceniach. Pod fliszem podhalańskim sięgają one aż do pienińskiego pasa skałkowego. Osady paleogeńskie, zachowane dzisiaj na Podhalu (gdzie sięgają do 2000 m p.p.m.) i na północnych zboczach regli, przykrywały dawniej całe Tatry. Dane otrzymane metodą trakową (Burchart, 1972; Kral, 1977) określają wiek wypiętrzenia postorogenicznego masywu tatrzańskiego na około 10-15 mln lat (miocen). Wypiętrzenie miało charakter rotacyjny. Amplituda wyniesienia partii południowych masywu była znacznie większa aniżeli partii północnych (Piotrowski, 1978). Po wyniesienu pokrywa paleogeńska została zerodowana z masywu.

## d) Tektonika nieciągła – dysjunktywna

W strukturze tatrzańskiej ważną rolę odegrały powierzchnie nieciągłości (Jaroszewski, 1985) – cios, uskoki i całe strefy uskokowe (rys. 37, 38). Można je obserwować w trzonie krystalicznym i w pokrywie osadowej (Grochocka--Piotrowska, 1970; Piotrowska, 1997). Na podstawie badań terenowych, analizy statystycznej, fotointerpretacji zdjęć lotniczych i obrazów satelitarnych można stwierdzić, że dominujący w obrębie granitoidowego trzonu krystalicznego cios tekto-magmowy powstał w polu naprężeń odziedziczonym po wczesnych fazach deformacji waryscyjskich. Powstałe wówczas nieciągłości były wykorzystywane do rozładowywania naprężeń w młodszych etapach deformacji. Są one odpowiedzialne za strefy uskokowe obserwowane w obrębie trzonu granitoidowego Tatr Wysokich, a także w obrębie trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich, jakkolwiek między tymi dwoma masywami obserwuje się niewielką kątową różnicę w orientacji kierunków dyslokacji (rys. 38). Uprzywilejowane kierunki waryscyjskie zostały odtworzone w pokrywie osadowej autochtonicznej i płaszczowinowej. Predyspozycje te znalazły swój wyraz w systemach spękań i uskoków kontynuujących się z trzonu krystalicznego w skały osadowe. Są to kierunki NW - SE i NE - SW. Oczywiście deformacje orogenezy alpejskiej nie ograniczyły się wyłącznie do wykorzystania dysjunkcji już istniejących, lecz wykształciły także własne systemy dysjunkcji. Przykładem może być strefa uskoku odwróconego, który przechodzi w nasunięcie, określona jako

nasunięcie Kazalnicy, które zapewne jest odpowiedzialne za strefę ślizgów w masywie Rysów ("rysa" pod Rysami – Piotrowska, 1997). Kierunki dysjunktywne z obszaru tatrzańskiego przechodzą w osady niecki podhalańskiej, a nawet dalej na północ, co można obserwować na obrazach satelitarnych.

#### e) Neotektonika

Po fazie ruchów nasuwczych w górnej kredzie, faza subhercyńska = = śródziemnomorska lub laramijska (Lefeld, 1997), następnym epizodem deformacji było wyniesienie Tatr w późnomioceńskiej fazie sawskiej (Burchart, 1972). Zaznaczyło się ono utworzeniem uskoku południowotatrzańskiego o zrzucie ponad 3 km. Wiek tego epizodu datowany metodą trakową na apatytach określono na 10-15 mln lat (Burchart, 1972). Wyniesienie Tatr (Andrusov, 1958; Passendorfer, 1951; Rabowski, 1931; 1959) najprawdopodobniej miało charakter rotacyjno-Sokołowski, -zawiasowy (Piotrowski, 1978) i było przyczyną powstania drobnych fałdów o wergencji południowej obserwowanych w eocenie numulitowym i fliszu podhalańskim W bezpośrednim sasiedztwie nasunietych jednostek płaszczowinowych. Biorac pod uwagę amplitudę przemieszczeń po powierzchni uskoku południowotatrzańskiego (3000-4000 m), należy uwzględnić przemieszczenia pochodne, angażujące uskoki niższego rzędu. Rysy ślizgowe wskazują, że uskoki te były wielokrotnie uaktywniane. W procesie wynoszenia Tatr poszczególne bloki ograniczone uskokami zachowały autonomię (Grochocka-Piotrowska, 1970; Makowska i Jaroszewski, 1987; Baumgart-Kotarba, 1983 i 1989). Taką interpretację potwierdzają badania Hercman (1991), według której dna dolin Chochołowskiej i Goryczkowej uległy obniżeniu o około 40 m w ciągu ostatnich 200 tys. lat, natomiast poziom dna Doliny Bystrej jest ustabilizowany co najmniej od interglacjału eemskiego. Młode przemieszczenia obserwowano w jaskiniach (Wójcik i Zwoliński, 1959; Głazek, 1984; Grodzicki, 1970 i 1979). Większość badaczy przyjmuje neogeńsko-czwartorzędową aktywność Tatr i przedpola, jakkolwiek sprecyzowanie tej aktywności wymaga specjalistycznych badań (Bac-Moszaszwili, 1997 i 1998; Baumgart-Kotarba, 1998; Zuchiewicz, 1998; Pomianowski, 1998).

182



Rys. 37. Uskoki i lineamenty Tatr polskich



Rys. 38. Rotacja Tatr Wysokich względem Tatr Zachodnich

## 4.2.2.3. Ewolucja geologiczna struktury Tatr

Ewolucja osadów mezozoicznych przebiegała w 4 etapach tektonicznych (Wieczorek, 1990). Najstarsze stadium preryftowe (trias) charakteryzowała spokojna sedymentacja. W stadium synryftowym (wczesna jura i początek jury środkowej) w strefie wierchowej pojawiły się objawy niepokoju tektonicznego (uaktywnienie uskoków, powstanie bloków, ruchy pionowe -- subsydencja), a w strefie reglowej doszło do pogłębienia basenu. Stadium postryftowe (od bajosu po apt) w strefie wierchowej charakteryzuje pogrążanie, dalsze uaktywnianie uskoków oraz lokalna działalność wulkaniczna (Osobita), a następnie stopniowe spłycanie zbiornika. Natomiast w strefie reglowej w etapie postryftowym zbiornik ulega dalszemu pogłębieniu. Stadium końcowe (alb - turon) poprzedzające górnokredowe nasunięcia cechuje kolejne pograżanie strefy wierchowej. Proces nasuwania rozpoczął się w końcu turonu jako efekt kolizji między płytą Apulii (mikrokontynent austroalpejski - Grabowski i in., 1999) i Europy. Jednostki wierchowe i reglowe zostały nasunięte na obszar ukształtowany w cyklu waryscyjskim (trzon krystaliczny) i we wczesnych fazach alpejskich. W procesie nasuwania jednostki te ulegały dalszemu dzieleniu na mniejsze elementy przy wykorzystaniu predyspozycji litologicznych danej sekwencji. Niewielkie nawet poślizgi zgodne z warstwowaniem doprowadzały do znacznych sumarycznych przemieszczeń. Na ostateczne ukształtowanie struktury tatrzańskiej wpłynęło późnoneogeńskie (Burchart, 1972) wyniesienie masywu i powstanie uskoku podtatrzańskiego (południowotatrzańskiego) ograniczającego Tatry od południa (rys. 32, 33). Przy przyjęciu rotacyjnego charakteru wyniesienia tatrzańskiego (Piotrowski, 1978) znajduja wytłumaczenie południowe wergencje drobnych fałdów w obrębie sekwencji eoceńskiej oraz jej wsteczne (ku południowi) nasunięcia na jednostki reglowe. Wraz z eocenem zostały również nasunięte ku południowi fragmenty płaszczowiny choczańskiej w północno-zachodniej części Tatr (Bac--Moszaszwili, 1993). Plejstoceńskie zlodowacenia i holoceńskie procesy erozyjno-denudacyjne ukształtowały obecna postać masywu tatrzańskiego.

# UCZESTNICZĄCY W POMIARACH NA TATRZAŃSKIM POLIGONIE GEODYNAMICZNYM

mgr inż. Leszek Cichy – Politechnika Warszawska, 1984–1986 mgr inż. Maria Pruszyńska – Politechnika Warszawska, 1985 mgr inż. Krzysztof Urban - Geoprojekt, 1985 mgr inż. Józef Iwanicki – Politechnika Warszawska, 1986 mgr inż. Witold Krzyżanowski – Politechnika Warszawska, 1986 Studenci 3 i 4 roku oraz dyplomanci Wydziału Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej, 1985 - 1986 mgr inż. Marcin Makowski – 1986, 1995 mgr inż. Klemens Tarnowski – Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1989 mgr inż. Marek Wróblewski – Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 1989-1990 dr inż. Jan Szczurek – Akademia Rolnicza w Krakowie, 1989–1991 dr inż. Adam Godek – Akademia Rolnicza w Krakowie, 1990 Studenci 3 i 4 roku oraz dyplomanci Wydziału Geodezji Wyższej Akademii Rolniczej w Krakowie, 1989–1991 mgr inż. Maciej Moskwiński – Instytut Geodezji i Kartografii, 1989–2000 mgr Marcin Sekowski - Instytut Geodezji i Kartografii, 1989-2000 mgr inż. Mariusz Śmieszek – Tatrzański Park Narodowy, 1989–2000 mgr inż. Andrzej Kaliński – Instytut Geodezji i Kartografii, 1990-1991 dr inż. Jan Wasilewski – Instytut Geodezji i Kartografii, 1990–1991, 1996 mgr inż. Andrzej Toruński - Instytut Geodezji i Kartografii, 1990-1991, 1996 prof. dr hab. inż. Wojciech Pachelski - Instytut Geodezji i Kartografii, 1991 dr inż. Jacek Lamparski – Uniwersytet Warmińsko Mazurski, 1991 mgr inż. Stanisław Roszkowski – Instytut Geodezji i Kartografii, 1991 dr inż. Zbigniew Drożdżewski – Instytut Geodezji i Kartografii, 1991–1998 mgr inż. Jacek Kapcia – Uniwersytet Warmińsko Mazurski, 1991, 1998 dr inż. Jan Cisak – Instytut Geodezji i Kartografii, 1991–2000 mgr inż. Helena Bieniewska - Instytut Geodezji i Kartografii, 1992-2000 dr hab. inż. Maria Dobrzycka prof. w Instytucie Geodezji i Kartografii, 1992-2000 mgr inż. Agnieszka Witkowska, Politechnika Warszawska, 1995 mgr inż. Tytus Witkowski, Politechnika Warszawska, 1995-1996 dr inż. Andrzej Sas – Instytut Geodezji i Kartografii, 1995–2000 mgr inż. Maria Cisak – Instytut Geodezji i Kartografii, 1995–2000 Izabela Cisak, 1998–2000,

Łukasz Żak – Instytut Geodezji i Kartografii, 2000.

#### BIBLIOGRAFIA

- Andrusov D., 1958: Geológia Československých Karpat. Zv. I. SAV, Bratislava.
- *Arnold K., 1958*: Betrachtung zur Bestimmung der gravimetrischen Lotabweichungen aus Freiluftanomalien der Schwere. Gerlands Beiträge zur Geophysik, B. 67, H. 2, Leipzig.
- Arnold K., 1962: Gravimetric Deflections of the Vertical in High Mountains Determined by Free-Air Anomalies. Bull. Géod., Nr 63, Paris.
- Aronow W. I., Gordin W., 1971: Ob odnom sposobie interpolacji anomalii ∆g i wyczislenij grawimetriczeskich ukłonienij otwiesa w rajonie zapadnych Alp. Gieof. Bjul. M. Gieof. Kom. Prez. AN SSSR, Nr 24, Moskwa.
- *Bac-Moszaszwili M., 1993*: Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. Ann. Soc. Geol. Pol. nr 63 s. 1-3.
- Bac-Moszaszwili M., 1997: Przewodnik LXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.
- *Bac-Moszaszwili M., 1998*: Neogeńskie ruchy tektoniczne w Tatrach i na Podhalu. III Ogólnopolska Konferencja Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość, Kraków.
- Bac M., Grochocka K., 1965: Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geol. Pol., vol. 15 nr 3.
- Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Glazek J., Kozłowski Z., Lefeld J., Roniewicz P., 1979: Mapa geologiczna Tatr Polskich. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne.
- *Bac-Moszaszwili M., Jaroszewski W., Passendorfer E., 1984*: W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. Rocz. Pol. Tow. Geol. nr 1-4.
- Barczyk G., 1990: Polska Bibliografia Geologiczna Tatr, 1954-1989. Wydz. Geol. UW., Warszawa.
- *Barlik M., 1976*: Wyznaczenie rzeczywistych odchyleń pionu w górach. Geodezja i Kartografia T. XXV z.3.
- *Barlik M., 1976*: Problem redukcji grawimetrycznych dla badania rzeczywistych odchyleń pionu w terenach górskich. Praca doktorska, Politechnika Warszawska.
- *Baumgart-Kotarba M., 1981*: Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego. Przegląd Geograficzny T. 53 z. 4.
- *Baumgart-Kotarba M., 1983*: Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). Pr. Geogr. IGPZ PAN nr 145.

- *Baumgart-Kotarba M., 1986*: Struktura i współczesna dynamika obszaru Podhala. Materiały konferencji terenowej. Przewodnik konferencji. Zakopane.
- Baumgart-Kotarba M., 1986: W sprawie metod morfometrycznych w ocenie ruchów neotektonicznyc. Studia Geomorph. Carp. Balc. vol. 20.
- Baumgart-Kotarba M., 1998: Lineamenty satelitarne Tatr i ich rola w świetle map geologicznych, badań geomorfologicznych i współczesnych trzęsień ziemi na Podhalu. III Ogółnopolska Konferencja Neotektoniczna Polski, teraźniejszość i przyszłość, Kraków.
- *Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979*: Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach. Fol. Geogr., Ser. Geogr. Phys. T. 12.
- *Bezák V., 1994*: Proposal of the new dividing of the West Carpathiian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction. Miner. slovaca, no 26 pp. 1-6.
- *Bieda F., 1929*: Numulity eocenu tatrzańskiego z okolic Zakopanego. W: Pam. II Zjazdu Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, 1927, Kraków.
- *Bieda F., 1959*: Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. Biul. Inst. Geol. nr 149.
- Bieda F., 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Pr. Inst. Geol. T. 37.
- *Birkenmajer K., 1953*: Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen belt series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc., CI III, no 1 pp. 6.
- *Birkenmajer K., 1978*: Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skałkowym, Warszawa Wyd. Geol.
- Biro P., 1983: The variation of height and gravity. Acad. Viada, Budapest.
- *Blažek R., Skořepa Z., Hradilek L., 1995*: Changes in relative position of hight mountain peaks. Acta Universitatis Carolinae 1995, Geographica, pp. 161-167, Prague.
- Bokun J., 1957: Baza grawimetryczna Gdańsk Kasprowy Wierch. Prace IGiK T. V z. 2.
- *Bokun J., 1958*: Przygotowanie i opracowanie materiałów grawimetrycznych dla potrzeb polskiej sieci astronomiczno-geodezyjnej i sieci niwelacji precyzyjnej I klasy. Prace IGiK T.VI z. 1.
- *Bokun J., 1961*: Analizy i wnioski wynikające z wykorzystania materiałów grawimetrycznych przy opracowaniu geodezyjnych pomiarów podstawowych w Polsce. Prace IGiK T.VII z.1.
- Bokun J. i inni, 1984: Monografia podstawowej osnowy grawimetrycznej w Polsce. Instytut Geodezji i Kartografii, opracowanie wewnętrzne, Warszawa.
- *Brockmann E.,1997*: Combination of Solutions for Geodetic and Geodynamic Applications of the Global Positioning System (GPS). Vol. 55 of Geodatisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Schweizerische Geoda, tische Kommission, Ph.D. thesis.

- *Burchart J., 1968*: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains. Poland. Amer. J. Sc. vol. 266 nr 10.
- *Burchart J., 1970*: Rocks of the Goryczkowa "Crystalline Island" in the Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, vol. 32.
- *Burchart J., 1972*: Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts, Poland. Earth Planet Sc. Lett. vol. 15: 418-422.
- Chowaniec J., Poprawa D., Sokolowski S., 1975: Wstępne wyniki badań geologicznych otworów Siwa Woda IG-1 i Hruby Regiel IG-2. Kwart. Geol. T. 19 nr 4.
- *Cieślak J., 1968*: Refrakcja i jej wpływ na dokładność pomiarów geodezyjnych. Prz. Geod. nr 5.
- Cieślak J., Margański S., 1967: Technologia pomiaru niwelacyjnego. Sympozjum - współczesne problemy podstawowych sieci geodezyjnych, Warszawa, grudzień 1977.
- Cieślak J., Barlik M., Margański S., 1976: Prace nad wprowadzeniem precyzyjnych niwelatorów samopoziomujących do niwelacji najwyższej dokładności. Prace IGiK 1976.
- *Cieślak J., Ząbek Z., 1980*: Rola przenośnego laserowego komparatora łat w precyzyjnych pomiarach niwelacyjnch. Materiały XXIV Sesji Naukowej Wydziału Geodezji i Kartografii PW, Warszawa.
- *Czarnecka K., 1975*: Aktywność Pienińskiego Pasa Skałkowego w okolicy Czorsztyna. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Wyd. Geol. T. 1.
- *Czarnecka K., 1986*: Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych Pienińskiego Pasa Skałkowego w rejonie Czorsztyna. Prz. Geol. nr 10.
- Czarnecki K., Janiak J., Mojzeš M., 1998 : Tatra mountains without borders. Reports of Geodesy No 9 (39), Warsaw Universyty of Technology Institute of Geodesy and Geodetic Astronomy
- Dadler R. i Jaroszewski W., 1994: Tektonika. Warszawa: PWN.
- *de Graaff Hunter J., 1958*: Reduction of Observed Gravity. Bull. Géod., Nr 50, Paris
- Dobrzycka M. i Cisak J., 2001: Polska Sieć Geodynamiczna, 1997 Epoka 0". Prace IGiK T. XLVIII. z. 103.
- *Figurski M., Pfeil M., 1999*: Wektory prędkości stacji GPS. Modele i opracowania praktyczne. Seminarium nt. Satelitarne metody precyzyjnego wyznaczania pozycji w geodezji, geodynamice i nawigacji. Olsztyn, 14-15.10.1999.
- Finsterwalder R., Ganger H., 1941: The trigonometrische Hohenmessung in Gebirge. Nachr. aus dem Reichevern.
- *Gawęda A., 1995*: Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. Geologica Carpathica, 46, 2, Bratislava, pp. 95-99.

- Gawęda A., Kozłowski K., Piwkowski R., 1997: Skały krystaliczne. W: Przewodnik LXVIII zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane.
- Gawęda A., Kozłowski K., 1998: Magmatic and metamorphic evolution of the Polish part of the Western Tatra crystalline basement. Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Abstracts, Vienna 30.08.-2.09.1998, pp. 177.
- *Gawęda A., Kozłowski K., Piotrowska K., 1998*: Tectonic development of the crystalline basement of the Polish part of the Western Tatra Mts.. Acta Universitatis Carolinae Geologica, vol. 42(2) 1998, pp. 252-253.
- *Gaździcki A., 1971*: Megalodon limestones in the subtatric Rhaetian of the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. vol. 21 nr 3.
- *Gaździcki A., 1974*: Rhaetiam microfacies, stratigraphy and facies development in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. vol. 24 nr 1.
- *Gaździcki A., 1978*: Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. Prz. Geol. nr 4.
- *Gażdzicki A., Michalik J., 1985*: Jeszcz raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Prz. Geol. 11.
- Gaździcki A., Michalik J., Planderowa E., Syroka M., 1979: An Upper Triassic - Lower Jurassic sequence in the Križna nappe. West Tatra Mts, West Carpathians, Czechoslovakia. Zapadne Karpaty, Ser. Geologia 5, Bratyslawa.
- *Gąsiorowski S. M., 1959*: Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach. Acta Geol. Pol. vol. 9 nr 2.
- *Glazek J., 1984*: Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Prz. Geol. nr 1.
- *Goetel W., 1917*: Die rhätische Stufe der unterste lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Spraw. PAU nr 7.
- Goląb J., 1959: Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol. nr 149.
- *Gorek A., 1959*: Prehlad geologických pomerov krystalinika Vysokych Tatier. Geol. Sborn. nr 10 s. 1.
- *Gorek A., Kahan Š., 1973*: Prehl'ad geologického vývoja a stavby Vysokých Tatier. Zbornik prác o Tatranskom Národnom Parku z. 15.
- Gregor M., 1984: Świat Tatr. Warszawa Sport i Turystyka.
- *Grochocka-Piotrowska K., 1970*: Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich. Acta Geologica Polonica vol. 20 no. 2.
- *Grodzicki J., 1970*: Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów. Speleologia nr 5 s. 33–48.
- *Grodzicki J.*, 1979: Przejawy neotektonicznych ruchów w masywie Czerwonych Wierchów. Prz. Geol. nr 7 s. 382–387.
- Grodzicki J., Kardaś R. M., 1989: Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń. Ann. Soc. Geol. Pol. nr 59.

Groten E., 1979, 1980: Geodesy and the Earth's Gravity Field. Vol. I i II.

- Grzybowski J., 1912: Przeglądowa Mapa Geologiczna Ziem Polskich. Warszawa Wyd. Z. Weyberg. pp: 1-139.
- Guterch B., Lewandowska-Marciniak H., 1975: Sejsmiczność Polski. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 1. Warszawa Wyd. Geol.
- *Guterch A. i inni, 2001*: Seismologists Celebrate The New Millennium with an Experiment in Central Europe, EOS, vol. 82 no 45 November 6.
- *Guterch A. i inni, 2001*: Łuk Karpacki w sąsiedztwie jednostek tektonicznych Europy Środkowej.
- *Guzik K., 1959*: Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. Biul. Inst. Geol. nr 149.
- *Guzik K., 1963*: Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich. Acta Geol. Pol. nr 13 s. 3-4.
- *Guzik K., Kotański Z., 1963 a*: Tektonika regli zakopiańskich. Acta Geol. Pol. T. 13 nr 34 s. 357–424.
- *Guzik K., Kotański Z., 1963 b*: Geological structures of the Zakopane sub Tatric belt. Bull. Acad. Pol. Sci. no 1 pp. 2.
- Halicki B., 1930: Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich. Spraw. PIG nr 7 s. 4.
- Halicki B., 1951: Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. Acta Geol. Pol. t. 11 nr 4.
- Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A., 1958: The Earth and Its Gravity Field. London.
- *Hofmann W., 1955*: Studien zur trigonometrischen Hohenmessung in Gebirge. Wiss Munchen Verlag Bayer AK.
- *Hradilek L., 1958., 1959., 1960*: Bestimmung der relativen Lotabweichungen und des Refraktionskoeffizienten beim Ausgleich trigonometrisch gemessener Hohennetze. Studia geoph. et geod. vol. 2 no 3 i 4.
- *Hradilek L., Loulová A., Charamza F., 1981*: Method for determining recent movements of the Earth's Crust in high mountain areas.In: Geophysical Syntheses in Czechoslovakia, Bratislava, Veda.
- *Hradilek L., 1984*: Three-dimensionial terrestial triangulation. Sturtgart Konrad Writmer Verlag.
- Hradilek L., 1984: Vysokohorská geodézie. Praha Academica.
- *Iwanow A., 1965*: Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej a Doliną Małej Łąki w Tatrach. Acta Geol. Pol. vol. 15 pp. 3.
- *Iwanow A., 1973*: New data on Geology of the Lower Subtatric Succession in the Eastern Part of the Tatra Mts. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre vol. 21 no 1 pp. 65-74.
- Jahn A., 1964: Slopes morphological features resulting from gravitation. Zeitschrift für Geomorphologie, Suplementband no 5.

- Janák M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central western Carpathians: evidence from 40Ar/39Ar laser probe dating of biotite and P-T parts. Geol. Carpath. vol. 45 no 5 pp. 293-300.
- Jankowski J., Peter V., Pecová J., Praus O., 1977: The Carpathian geoelectric anomaly and its relation to independent geophysical information Acta Geologica Acad. Sc. Hungar. vol. 21 no 4.
- Jankowski J., Ney R., Praus O., 1982: Czy pod całym łukiem północno -- wschodnim Karpat istnieją głębokie wody termalne? Prz. Geol. nr 4.
- Jaroszewski W., 1965: Rowy grzbietowe w Tatrach. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego t. 35 z. 2.
- Jaroszewski W., 1965: Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica vol. 15 nr 4.
- Jaroszewski W., 1969: Jeszcze o rowach grzbietowych. Prz. Geogr. t. 41 z. 1.

Jaroszewski W., 1983: Ekspertyza geologiczna dla projektu tatrzańskiego poligonu geodynamicznego. Archiwum Politechniki Warszawskiej.

- Jaroszewski W., 1985: Słownik geologii dynamicznej. Warszawa Wydawnictwo Geologiczne.
- *Jewsiejew S. W., 1970*: O swiazi grawitacjonnych anomalij s wysotami reliefa. Izw. Wyssz. Uczeb. Zawied., Gieod. i Aerofotsj.
- Jurkina M. I., 1954: Mietody issledowanija figury ziemli w gornom rajonie. Trudy CNIIGAiK wyp. 103. Moskwa
- *Kabeláč J., 1994*: Výškové vyrovnáni vysokohorské sitě Rysy 1988. Geod. a kart. obzor vol. 40(82) č. 1 s. 9-15.
- Kabelac J., Ratiborsky' J., 1993: Geodynamical works of Technical University of Prague in the High Tatras - Montains. In: Proceedings of the II Conference of Section C - Geodesy. Książ Castle, Wałbrzych, Poland.
- Kalinowska B., 1976: Współczesne problemy komparacji i badania precyzyjnych łat geodezyjnych. Rozprawa doktorska. Politechnika Warszawska. Warszawa.
- Kamińska K., 1967: Badanie możliwości zwiększenia dokładności niwelacji barometrycznej. Geodezja i Kartografia t. XVI z. 1.
- Kárnik V., Procházková D., Schenk V., Schenková Z., 1981: Seismicity of Czechoslovakia and of Europe. W: Geophysical Syntheses in Czechoslovakia. Bratislava Veda.
- Klimaszewski M., 1972: Karpaty Wewnętrzne. W: Geomorfologia Polski, t. 1 Polska Południowa. Warszawa PWN.

Klimaszewski M., 1988: Rzeźba Tatr Polskich. Warszawa PWN.

*Kohút M., 1998*: The geochemical and isotopic characteristic of the Hercynian granitoid rocks of the Western Carpathians – Slovakia: evidences for crustal recycling. Acta Univer. Carolinae, geologica, vol. 42 no 2 pp. 276.

*Kohút M., Janák M., 1994*: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. Geol. Carpathica vol. 45 no 5 pp. 301-311.

Kondracki J., 1994: Jednostki fizyczno-geograficzne Polski. Mezoregiony.

- Korosadowicz Z., 1984: Tatry Polskie. Warszawa Wydawnictwo PTTK "Kraj".
- Kotański Z., 1955: Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr. Acta Geol. Pol. t. 5 s. 3.
- *Kotański Z., 1959*: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. t. 9 s. 2.
- Kotański Z., 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol. v. XI no 2-3.
- Kotański Z., 1963: Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. Acta Geol. Pol. t. 13 nr 2 s. 149-198.
- Kotański Z., 1965: Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. Acta Geol. Pol. t. 15 nr 3 s. 257-320.
- Kotański Z., 1967: Paleontological basis of the Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. Geol. Sborn. vol. 18 no 2.
- *Kotański Z., 1973*: Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtatric Triassic in the Tatra Mts. Rocz. Pol. Tow. Geol. vol. 43 no 4.
- Kotański Z., 1974: Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. Prz. Geol. nr 1.
- Kotański Z., 1985: Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Prz. Geol. nr 10-11.
- Kotański Z., Radwański A., 1959: Fauna z Pygope diphya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej. Acta Geol. Pol. nr 4.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J., 1997: Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych Tatr Polskich. Warszawa Wydawnictwo Geologiczne.
- Kotarba A., 1989: On the age of the debris flows in the Tatra Mountains. Studia Geomorph. Carp. - Balc.
- *Kral J., 1977*: Fission track ages of apatites from some granitoi rocks in West Carpathians. Geol. Zborn., Geol. Carpathica no 28 pp. 269-276.
- *Kvitkovič J., 1978*: Czwartorzędowe i współczesne ruchy skorupy ziemskiej w Karpatach Zachodnich. Studia Geomorph. Carp. Balc. vol. 12.
- *Kuźniar Cz., 1908*: Warstwy graniczne liasu-jury (Toarcien) na północ od Przedniej Kopy Sołtysiej w Tatrach. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU 42.
- Kuźniar Cz., 1913: Skały osadowe tatrzańskie. Rozpr. PAU t. 53 s. III t. 13.
- *Lefeld J., 1968*: Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geol. Pol. 24.
- *Lefeld J., 1974*: Middle Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric Succession in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. no 24 pp. 277-364.
- Lefeld J., 1997: Przewodnik LXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.

- Lefeld J., Jankowski J., 1985: Model of deep structure of the Polish Inner Carpathians. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.A-no 16 /175/
- Lefeld J., Jankowski J., 1985: Przekrój tektoniczny wzdłuż linii Zakopane-Kraków (uproszczony).
- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik K., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Studia Geol. Pol. no 84 pp. 1-93.
- Limanowski 1901: Fauna werfeńska w Tatrach. Lwów Kosmos s. 26.
- *Limanowski 1910*: Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala. Lwów Kosmos s. 35.
- *Limanowski 1911*: Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. Rozpr. Pol. Acad. Um. vol. 51 no 11.
- LindnerL., Nitychoruk J., Butrym J., 1992: Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. Prz. Geol. nr 3.
- Lugeon M., 1903: Los nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. vaud. Sci. naturelles no 39 pp. 146-197.
- *Lyszkowicz, A., 1998*: The Polish gravimetric quasigeoid QGEOID'97 versus vertical reference system Kronsztad'86. Reports of the Finnish Geodetic Institute vol. 98 no 4 pp. 271–276.
- *Lyszkowicz, A., 2000*: Improvement of the quasigeoid model in Poland by GPS and levelling data. Artificial Satellites vol. 35 pp. 3-8.
- Makowska A., 1966: Niwelacja trygonometryczna w terenach górskich. Praca doktorska, Politechnika Warszawska.
- Makowska A., 1979: Refrakcja pionowa w Tatrach Polskich. Geodezja i Kartografia t. XXVII z. 3.
- Makowska A., Cichy L., 1988: Zastosowanie niwelacji trygonometrycznej do wyznaczania dużych różnic wysokości. Geodezja i Kartografia. t. XXXVI z. 1.
- Makowska A., 1993: An aproach to the Tatra geodynamic problems. In: Proceedings of the II Conference of Section C Geodesy. Książ Castle, Wałbrzych, Poland.
- Makowska A., Cisak J., 1997: Studies on geodynamics of Tatra Mountains using different methods of geodesy. Reports on Geodesy. Warsaw University of Technology.
- Makowska A., Jaroszewski W., 1987: O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. Prz. Geol. nr 10 s. 506-510.
- *Maluski H., Rajilich P., Matte Ph., 1993*: <sup>40</sup>Ar <sup>39</sup>Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics no 223 pp. 313-337 Amsterdam.
- *Małecka D., 1982*: Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych. Inst. Geol.

Margański S., 1977: Wpływ temperatury na wyniki niwelacji precyzyjnej. Geodezja i Kartografia z. 1.

- *Margański S., 1977*: Porównanie wyników laboratoryjnych badań precyzyjnych niwelatorów samopoziomujących. Prz. Geod. nr 9.
- Margański S., 1979: Optymalny program obserwacji na stanowisku niwelacyjnym. Geodezja i Kartografia z. 2.
- Margański S., 1989: Pomiary niwelacyjne w podstawowych sieciach wysokościowych. Wydawn ictwa Politechniki Warszwskiej.
- Mastella L., 1975: Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Rocz. Pol. Tow. Geol. nr 3-4.
- *Mastella L., 1976*: Współczesne ruchy pionowe stref uskokowych na Podhalu. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. t. 2. Warszawa Wydawnictwo Geologiczne.
- *Matéjka A., Andrusov D., 1931*: Aperçe de la gèologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de règions avoisionantes. Guide de Excursions dans les Carpathes Occidentales., Knih. Stát. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 13 A.
- Mervart, L., Beutler G., Rothacher M., Wild U., 1994: Ambiguity Resolution Strategies using the Results of the International GPS Geodynamics Service (IGS). Bulletin Geodesique vol. 68 pp. 29–38.
- *Michalik A., 1968*: Granitoidy Tatr Budowa Geologiczna Polski. Stratygrafia nr 1.
- Niedzielski H., 1971: Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. Rocz. Pol. Tow. Geol. nr 2.
- Nemčok A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava Veda.

Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. Kraków.

*Olempska E., 1973*: The genus Discocyclina (Foraminipherida) from the Eocene of the Tatra Mts. Poland. Acta Paleont. Pol. no 18 pp. 71–93.

Osada E., 1998: Analiza, wyrównanie i modelowanie Geo-danych. Wrocław.

Osada E., 2001: Geodezja. Wrocław: Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej.

Ostaficzuk S., 1978: Fotogeologia. Warszawa Wyd. Geolog.

- *Ozimkowski W., 1978*: Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. Prz. Geol. nr 6.
- *Ozimkowski W., 1985*: Geologia Podhala w ujęciu fotointerpretacyjnym. Arch. Inst. Geol. Podst. UW.
- Passendorfer E., 1921: Kreda serii wierchowej w Tatrach. Spraw. PIG t. I z. 2-3.
- Passendorfer E., 1922: Urgon w Tatrach. Spraw. PIG t. I z. 4-6.

Passendorfer E., 1928: Kimeryd w Tatrach. Spraw. PIG t. IV z. 3-4.

- *Passendorfer E., 1930*: Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. Prace PIG t. II z. 4.
- Passendorfer E., 1938: Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. Prace Zakładu Geol. USB Wilno.

- *Passendorfer E., 1951*: Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach. Rocz. Pol. Tow. Geol. t. 23 nr 3.
- Passendorfer E., 1957: Zlepieniec koperszadzki jego geneza i wiek. Acta Geol. Pol. t. 8 nr 3.
- Passendorfer E., 1975: Jak powstały Tatry. Warszawa Wydawnictwo Geologiczne.
- Passendorfer E., 1984: Geologia. Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Praca zbiorowa. Kraków - Zakopane, 1996. Wydawnictwo Tatrzański Park Narodowy
- *Pepol J., 1972*: Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej. Acta Geol. Pol. nr 3.
- *Piotrowska K., 1996*: Deformacja tektoniczna w granitoidzie Polskich Tatr Wysokich. Przyr. Tatrz. Parku Narod. a Człowiek. Nauki o Ziemi nr 1 s. 61-67.
- *Piotrowska K., 1997*: Cios, spękania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym Polskich Tatr Wysokich. Prz. Geol. nr 9 s. 904–907.
- *Piotrowski J., 1965*: Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. Acta Geol. Pol. t. 15 nr 3.
- *Piotrowski J., 1978*: Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. Stud. Geol. Pol. 1978 vol. 55.
- *Pirożek J., 1956*: Bibliografia geologiczno-gleboznawcza Tatr. Biul. Inst. Geol. nr 111.
- Pomianowski P., 1998: Neogeńsko-czwartorzędowa aktywność uskoków w podłożu Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej. III Ogólnopolska Konferencja Neotektonika Polski: Teraźniejszość i przyszłość., Kraków. Klimat Tatr, 1974: Bratislava Veda.

Kumul Tull, 1974. Dialislava veua.

Niwelacja precyzyjna, 1993: Podręcznik akademicki. Warszawa PPWK.

Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Praca zbiorowa pod redakcją Mirka Z., 1996: Kraków -- Zakopane Wydawnictwo Tatrzański Park Narodowy.

Rabowaski F., 1921: O triasie wierchowym w Tatrach. Spraw. PIG nr 1 s. 2-3.

- *Rabowaski F., 1931*: Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową. Spraw. PIG nr 6: s. 742-751.
- *Rabowaski F., 1954*: Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie. Biul. Inst. Geol. nr 86.
- Rabowaski F., 1959: Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. Opracował i przygotował do druku Kotański Z. Pod red. Sokołowskiego S. Prace Inst. Geol. nr 27.
- *Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1984*: Late Neogene Quaternary tectonics of the Polish Carpathians in the light of neotectonic mapping. Tectonophysics vol. 108 no. 1/2.

*Roniewicz E., 1974*: Rhaetian corals of the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. vol. 24 no 1.

- Roniewicz P., 1963: Szczątki flory i okruchy granitu w seisie wierchowym Tatr. Biul. Geol. UW nr 3 s. 274-284.
- *Roniewicz P., 1966*: New data on sedimentation of Eocene organodetrital limestones in the Tatra Mts. Bull. Acad. Pol. Sc., ser. geol. geogr. vol. 14 no 3.
- *Roniewicz P., 1969*: Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. Acta geol. Pol. t. 19 nr 3 s. 503–608.
- Rothacher, M., Gurtner W., Schaer S., Weber R., Schluter W., and Hale H. O., 1995: Azimuth and Elevation-Dependent Phase Center Corrections for Geodetic GPS Antennas Estimated from GPS Calibration Campaigns, in GPS Trends in Precise Terrestrial, Airborne, and Spaceborne Applications, IAG Symposium No. 115, edited by G. Beutler et al., pp. 333–338, Boulder, Colorado, USA, July 3–4.
- Rothacher, M., and Mervart L., 1996: Bernese GPS Software Version 4.0. Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland, September.
- Rudnicki J., 1958: Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej. Acta Geologica Polonica vol. 8 no. 2.
- Rutkowski M., 1974: Tektonika Siedmiu Granatów w Tatrach z uwzględnieniem zagadnienia współczesnych ruchów poziomych w szczelinach grzbietowych. Praca magisterska niepublikowana. Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.
- Schwarz K. P., Siders M. G., Orsberg R. F., 1990: The use of FFT techniques in physical geodesy. Geophys J. Int 100.
- Sikora W., 1976: On lineaments found in the Carpathians. Rocz. Pol.Tow.Geol. nr 1-2.
- Sokołowski S., 1959: Zarys geologii Tatr. Biul. Inst. Geol. nr 149.
- *Sokołowski S., 1973*: Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biul. Inst. Geol. t. 265 nr 16 s. 5-103.
- *Szulczewski M., 1963*: Stromatolity z batonu wierchowego Tatr. Acta Geol. Pol. t. 13 nr 1.
- *Szulczewski M., 1965*: Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. Rocz. Pol. Tow. Geol. t. 35 nr 2.

Tokarski J., 1925: Granit z Kościelca Małego w Tatrach. Kosmos nr 50.

Tokarski J., 1959: Izofemy tatrytu. Biul. Inst. Geol. nr 149.

- *Tomek Č., 1993*: Deep crustal structture beneath the Centraland Inner West Carpathians. Tectonophysics no 226 pp. 417-431.
- *Turnau-Morawska M., 1948*: Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos nr 65 s.59–1000.
- *Turnau-Morawska M., 1953*: Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia. Acta Geol. Pol. t. 3 nr 1.

*Turnau-Morawska M., 1959*: Problemy krystaliniku tatrzańskiego Biul. Inst. Geol., nr 149 s. 104-106.

- Uchman J., 1973: Results of deep seismic soundings along international profile V. Mat. i Prace Inst. Geof. PAN t. 60.
- *Uhlig V., 1897*: Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Theil. Denkschriften der mathem. naturwissensch. Kl. der K. Academie in Wien. T. 64 s. 643–684.
- Wasilewski J., 1996: Sąda częstotliwości. Geodezja i Kartografia z. 2 s. 75–90.
- Watycha L., 1959: Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Prz. Geol. nr 8 s. 350–355.
- Watycha L., 1973: Utwory czwartorzędowe w otworze wiertniczym Wróblówka na Podhalu. Kwart. Geol. nr 2.
- *Wieczorek J., 1990*: Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy zarys problematyki. Kwart. Geol. t. 33 nr 3.
- *Wigilew B., 1914*: Neokom reglowy w Tatrach. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, nr 48 s. 42–46.
- *Wójcik Z., 1966*: Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. Prace Muzeum Ziemi nr 9.
- Wójcik Z., 1968: Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. Prace Muzeum Ziemi nr 13.
- *Wójcik Z., 1976*: Kilka przykładów deformacji neotektonicznych w obszarach krasowych. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce T. 2. Warszawa Wydawnictwa Geologiczne.
- *Wójcik Z., Zwoliński S., 1959*: Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. Acta Geologica Polonica vol. 9 no. 2.
- *Wójcik A., Zuchiewicz W., 1979*: Dotychczasowy stan badań nad neotektoniką Karpat Zachodnich. Prz. Geol. nr 8.
- Wyrzykowski T., 1975: Opracowanie mapy współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 1. Warszawa Wydawnictaw Geologiczne.
- *Wyrzykowski T., 1987*: Nowe wyznaczanie prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Praca Inst. Geod. i Kart., t. XXXIV, z. 1. Warszawa.
- Zátopek A., 1979: On geodynamical aspects of geophysical synthesis in Central Europe. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Bratislava Veda.
- Ząbek Z. i inni, 1957: Pomiary aparatem wahadlowym na punktach bazy grawimetrycznej. Prace IGiK t. V z. 2.
- Ząbek Z., 1983: Badania geodezyjne i grawimetryczne na poligonie geodynamicznym w Pieninach. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 4. Wrocław Ossolineum.

- Zimak R., 1981: Morskie Oko. Warszawa Przedsiębiorstwo Handlu Zagranicznego.
- *Zuchiewicz W., 1979*: Możliwość zastosowania analizy teoretycznego profilu podłużnego rzeki w badaniach nad młodymi ruchami tektonicznymi. Rocz. Pol. Tow. Geol. nr 3–4.
- *Zuchiewicz W., 1983*: Zastosowanie analizy morfostrukturalnej w odniesieniu do Karpat Polskich. W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 4. Wrocław Ossolineum.
- *Zuchiewicz W., 1984*: The Late Neogene Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. A case study of the Dunajec drainage basin. Rocz. Pol. Tow. Geol. nr 1–2.
- Zuchiewicz W., 1998: Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych. III Ogólnopolska Konferencja Neotektonika Polski: Teraźniejszość i przyszłość., Kraków.

Zwoliński S., 1955: Tatrzański rejon jaskiniowy. Światowit, t. 21.

- Żelaźniewicz A., 1994: Microfabric of mylonites from the upper part of the Chochołowska Valley. (West Tatra Mountains) Arch. Inst. Nauk Geol. PAN.
- Żelaźniewicz A., 1997: Tektogeneza Tatr cykl prealpejski. W: Przewodnik 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol.

#### ANIELA MAKOWSKA

## Summary

The Tatra Mountains are the highest rock massif of the large Carpathian mountain range. Carpathian and Tatra mountains were formed by Mesozoic folding of geosyncline type, after previous destruction of older range belonging to Waryscynska tectonic era. This folding resulted in formation of nappes. As a result the Tatra Mountains have nappe character. Crystalline core is the main element of Tatra – it forms autochthonous sediment cover, which is overlaid by higher (allochthonous) unit composed from several sheets of crystalline and sediment rocks (fig. 1).

Proven findings concerning high vertical movements within Slovakian Tatra were the main reason to undertake studies on natural Tatra geodynamics with the use of geodetic methods. In 1985 Tatra Geodynamic Test Site (TPG) was established in cooperation with geologist, W. Jaroszewski. This test site serves for studies of systematic horizontal and vertical movements of the Earth surface and for monitoring changes of parameters of gravitation field. The test site covers Tatra Mountains, Podhale, Pieniny Mountains, comprising Carpathian Range; it has common points with Slovakian network (Rysy, Skalnate Pleso and planned Swinica point).

Precise measuring methods were applied, i.e. precise geometrical trigonometric leveling, linear measurements, precise GPS satellite measurements and relative gravimetric measurements Absolute gravimetric measurements are planned to be done on two points (Kasprowy Wierch and Zakopane). State network of precise first class leveling is used on the area of Podhale region; periodic measurements of this network were done every 20 years (in 1932, 1957 and 1978). Location of the network was studied from geological point of view, while results of measurements were analyzed geodetically and interpreted geologically.

Within Tatra region leveling traverses are located along mountain valleys, e.g. Bialka Valley and Rybi Potok Valley up to Rysy basel, Sucha Woda Valley up to Swinica base. These traverses are attached to the Zakopane – Lysa Polana traverse of precise leveling. Heights of mountain peaks are determined with the use of method of precise trigonometric leveling with short sides to 300 meters and synchronic measurement of vertical angles on the span; the method was prepared by the author for mountain areas (Makowska, 1993). Moreover, heights were determined using experimental spatial linear network, connecting valley points and peaks, characterized by vertical angles higher than 30 degrees. Precise satellite GPS measurements, supported with gravimetric measurements, connect points located in Tatra, Podhale, Pieniny and in Cracow (AGH). All measurements form integrated geodetic network, which enables to determine spatial displacements of points and changes of parameters of Earth gravity. Two independent methods applied for determining heights (GPS and leveling) allow for determination of quasi-geoid in the Tatra Mountains.

Observations conducted since 1985 can be divided, according to the applied method, into two stages. At first stage, from 1985 till 1992, methods of ground geodesy were applied, i.e. precise leveling, linear measurements and relative gravimetric measurements. Two traverses were established (35 fixed points) – Lysa Polana – Rysy traverse (fig. 7) and Brzeziny – – Swinica traverse (fig. 9). At second stage, starting from 1993, GPS satellite measurements and precise relative gravimetric measurements were applied. Three GPS observation campaigns were conducted (1995, 1996 and 1998) at four- and six-day intervals, simultaneously on five main TPG points (fig. 12). The results of measurements were processed using precise Berne software v. 4.2, attaching them to four permanent GPS stations. Relative gravimetric measurements on the main TPG points were done with the use of three precise La Coste & Romberg gravimeters, attaching them to the points of the modernized national gravimetric network.

Determination of leveling-satellite quasi-geoid covering Tatra and Podhale regions is another practical aspect included in the presented work.

The work also contains historical background of geodetic studies conducted on the area of the Tatra Mountains since 1985, as well as extensive geologic documentation of that area, prepared by Wojciech Jaroszewski and Krystyna Piotrowska.

The following conclusions can be drawn from the analysis of experimental works.

Recent dynamics of Tatra and Podhale region is most probably expressed by lifting of southern zone of Podhale syncline in relation to northern zone and by proven lifting of Tatra Mountains in relation to Podhale region.

Magnitudes of lifting movements at Podhale region (along Nowy Targ – Zakopane leveling line) are small (+0.2 mm/year  $\pm$ 0.2 mm/year), close to measuring errors.

At the edge of High Tatra (Zazadnia – Lysa Polana) movements are moderate; they reach +0.4 mm/ year  $\pm 0.2$  mm/year.

Similar character of vertical movements was found to be at the edge of Slovakian Western Tatra, at Žiar Valley. Magnitudes of these movements are +0.4 mm/year  $\pm 0.6$  mm/year.

Much greater lifting movements were observed within Tatra massif, at Slovakian Western Tatra. At Žiar Valey these movements between valley points and peaks reach  $\pm 1.6$  mm/year with error  $\pm 0.7$  mm/year.

Other, lowering character of movements is observed at the region of Nowy Targ – Czarny Dunajec – Chocholow traverse. This traverse is located on the surface of young sediments of Orawa depression. Magnitudes of lowering movements are at maximum -0.17 mm/year with error

 $\pm 0.2$  mm/year. According to geologic expertise drainage method at this region implies high probability of non-tectonic surface deformations.

Changes of values of acceleration of gravity from particular years (relative gravimetric measurements), obtained from precise measurements, are included within  $\pm 0.020$  mm/year. i.e. with limits of measurement accuracy.

It must be mentioned, that movements determined with the use of GPS method are still difficult for interpretation. Changes of values of horizontal and vertical coordinates obtained while using this method are within Tatra region 7 mm on the average; they have pulsating character and their error of determination is of the same order. Only general assumptions, which can be considered during GPS observations and measurement processing, can be given for mountainous areas:

- Observations should be done during stable weather, enabling several day's cycle; observation periods affected with atmospheric fronts, storms, foehns should be excluded;
- In the course of measurement processing modeling of troposphere, based on observations from mountain meteorological stations, should be considered.

The results of conducted analyses confirm systematic character of discrepancies in Z-coordinate between catalog coordinates at points of POLREF network and coordinates determined for TPG, attached to EUREF, Permanent GPS network. Catalog heights are greater 60 mm on the average. Leveling-satellite quasi-geoid (based on 23 benchmarks), determined for Tatra and Podhale region, became the basis for verification of previously determined models of quasi-geoid: Quasi 97b, N2000 and 2001. In order to prepare analytical description of the leveling-satellite quasi-geoid numerical tests, using polynomials of second, third and fourth order, were conducted.

Third degree polynomial is the best fit for the study area. However, description of the quasi-geoid by one approximating function even for circular region with 15 km radius, but with very diversified relief, leads to considerable errors ( $v_{max}$ = 5.12 cm). When limiting study area to Podhale region accuracy of fit of approximating function increases much ( $v_{max}$ = 1.93 cm).

Summing up, it must be emphasized, that the prepared methods of determination of big height differences, with the use of precise trigonometric leveling and spatial linear network, are significant. It was found, that precise trigonometric leveling in the mountains is more economic and more accurate than precise geometric leveling. Next, precise linear spatial network even for steep sight lines reaching 30 degrees of inclination ensures 1 mm accuracy of determination of its vertical component.

Translation: Zbigniew Bochenek