

IX, 248

P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
Z A K Ł A D   N A U K   G E O L O G I C Z N Y C H

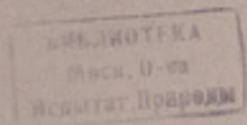
STUDIA GEOLOGICA  
POLONICA

Vol. II

S. Z. Różycki

BUDOWA GEOLOGICZNA PÓŁNOCNO—ZACHODNIEJ  
CZĘŚCI ZIEMI TORELLA (SPITSBERGEN)

GEOLOGY OF THE NORTH—WESTERN PART OF TORELL LAND  
VESTSPITSBERGEN



WARSZAWA 1959

W Y D A W N I C T W A   G E O L O G I C Z N E

STUDIA GEOLOGICA POLONICA

- Vol. I. K. SMULIKOWSKI — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów — Problem of genetic classification of granitoids. 1958.                      Cena (price) 25,50 zł
- Vol. II. S. Z. RÓŻYCKI — Budowa geologiczna północno-zachodniej części Ziemi Torella (Spitsbergen) — Geology of the north-western part of Torell Land, Vestspitsbergen. 1959.                      Cena (price) 52,— zł
- Vol. III. K. BIRKENMAJER — Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych — Classification of bedding in flysch and similar graded deposits..                      W druku—in press.

### ERRATA

Str. lub Fig.	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
22		1 i 6	T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>
23	na rysunku		T <sub>3</sub>	T <sub>2</sub>
33		1	oryginal	original
39	9		do	to
72	1		Botpneheia	Botneheia
Fig. 14	4		kropka	kropki
Fig. 15	Objaśnienia — Explanations		Hecla Hock	Hecla Hoek
Fig. 16	6		777a	777 m.
Fig. 17		1	c. m. a. s. l.	c. 700 m. a. s. l.
92		13	flathy	flatly

P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
Z A K Ł A D   N A U K   G E O L O G I C Z N Y C H

---

# STUDIA GEOLOGICA POLONICA

Vol. II

W A R S Z A W A 1 9 5 9

W Y D A W N I C T W A   G E O L O G I C Z N E

**REDAKTOR (EDITOR)**  
prof. dr Stefan Zbigniew Różycki  
członek-korespondent P. A. N.

**SEKRETARZ NAUKOWY (SECRETARY)**  
doc. dr inż. Krzysztof Birkenmajer

**RADA REDAKCYJNA (EDITORIAL COMMITTEE)**  
prof. dr Jan Samsonowicz  
członek zwyczajny P. A. N.  
  
prof. dr Kazimierz Smulikowski  
członek-korespondent P. A. N.

**ADRES REDAKCJI (ADDRESS)**  
Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk  
Warszawa, Pałac Staszica, Nowy Świat 72

**WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1959**  
Wydanie I. Nakład 1000+200 egz. Ark. druk 6,125+11 zał. Ark. wyd. 14,7.  
Papier ilustr. III kl. 30 g B1. Oddano do składania 27 kwietnia 1959 r.  
Podpisano do druku 4. XI. 1959 r. Druk ukończono w listopadzie 1959 r.  
Cena zł 52,—

Grudziądzkie Zakłady Graficzne — Grudziądz, Plac Wolności 5  
Zam. nr 1365 — Dz-7

STEFAN ZBIGNIEW ROŻYCKI

BUDOWA GEOLOGICZNA PÓŁNOCNO – ZACHODNIEJ  
CZĘŚCI ZIEMI TORELLA (SPITSBERGEN)

GEOLOGY OF THE NORTH – WESTERN PART  
OF TORELL LAND, VESTSPITSBERGEN

WARSZAWA 1959

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

*Rękopis wpłynął do redakcji 1. X. 1958 r.  
Manuscript received October 1, 1958.*

## TREŚĆ — CONTENTS

Streszczenie . . . . .	7
Wprowadzenie . . . . .	9
Stan zdjęć geologicznych i kartograficznych Ziemi Torella przed 1934 r. . . . .	11
Przygotowania do zdjęć geologicznych na Spitsbergenie przed wyprawą . . . . .	15
Metody stosowane przy zdjęciach geologicznych w czasie wyprawy . . . . .	21
Prace po zakończeniu wyprawy . . . . .	36
Abstract . . . . .	39
Introduction . . . . .	41
Acknowledgments . . . . .	42
Boundaries of Torell Land and Wedel-Jarlsberg Land . . . . .	43
Course of field work . . . . .	44
Stratigraphy . . . . .	46
Hecla Hoek Formation . . . . .	46
Devonian . . . . .	47
Carboniferous and Permian . . . . .	48
Culm . . . . .	48
Middle Carboniferous . . . . .	49
Upper Carboniferous . . . . .	52
Lower Permian . . . . .	55
Triassic . . . . .	56
Lower Jurassic . . . . .	60
Rhaetian — Lower Lias . . . . .	60
Upper Lias . . . . .	67
Upper Jurassic and Cretaceous . . . . .	69
Ingebrigtsenbukta Series (Lower and Middle Malm) . . . . .	71
Tirolarpasset Series (Upper Malm and Lower Neocomian) . . . . .	74
Ullaberget Series (Uppermost Valanginian) . . . . .	76
Continental Series (Hauterivian and Barremian) . . . . .	77
Ditrupa Shale Series (Aptian and Albian) . . . . .	79
General remarks on the Upper Jurassic and Cretaceous . . . . .	81
Tertiary (Paleocene — Eocene) . . . . .	82
Dolerite intrusions . . . . .	82
Tectonics . . . . .	85
Literatura — References . . . . .	95



## STRESZCZENIE

Praca niniejsza opiera się na wynikach badań autora przeprowadzonych w Ziemi Torella na Spitsbergenie w czasie pierwszej polskiej wyprawy spitsbergeńskiej w 1934 roku. Tekst przygotowany poprzednio przed wojną uległ wraz ze zbiorami zniszczeniu w 1939 roku i obecnie został napisany ponownie na podstawie ocalałych notatek.

W części pierwszej pracy (w języku polskim) opisana jest zastosowana metodyka prac geologicznych prowadzonych w czasie wyprawy bez mapy topograficznej ale z wykorzystaniem równolegle wykonywanych zdjęć fotogrametrycznych. Obserwacje geologiczne były w terenie lokalizowane na szkicach nawiązujących do panoram fotogrametrycznych. Następnie zostały one naniesione na stereogramy, a z nich na mapę fotogrametryczną 1 : 50 000 opracowaną przez A. Zawadzkiego.

Druga część pracy (w języku angielskim) daje przegląd stratygrafii i tektoniki opracowywanego terenu. Badaniami została objęta głównie północno-zachodnia i częściowo centralna część Ziemi Torella oraz przylegająca do niej od zachodu część Ziemi Wedel-Jarlsberg. Wzdłuż głównego pasma górskiego rozdzielającego te ziemie przebiega strefa intensywnych fałdowań trzeciorzędowych. Można tutaj wyróżnić cztery fałdy leżące (jednostki tektoniczne Midterhuken, Berzeliustinden, Saussureberget i Supanberget) nasunięte jeden na drugi 5 do 8 km w kierunku wschodnim. Na przedpolu tych fałdów, zachodzących na siebie kulisowo przebiega strefa około 10 kilometrowej szerokości zbudowana głównie z triasu, silnie zaburzona tektonicznie. Można tutaj wyróżnić cztery fałdy o skośnym przebiegu, najsilniej zaburzone w obszarze zachodnim i stopniowo zanikające w kierunku SSE. W jądrach dwóch spośród wymienionych fałdów odsłania się dolny perm.

Formacja Hecla Hoek nie była przedmiotem szczegółowych badań stratygraficznych. Pokrywająca ją niezgodnie seria młodopaleozoiczna Ziemi Torella zaczyna się kulmem (200—500 m), który stopniowo cienieje ku południowi (0—60 m). Karbon środkowy występuje lokalnie nad Fiordem Recherche i na zachodnich zboczach Zit-terberget wykształcony jako seria czerwonych i ciemnozielonych zlepieńców (do 200 m miąższości) analogicznych do zlepieńców z Pyramiden oraz wyżej jako warstwy przejściowe (Passage Beds) zbliżone do znanych nad Billefjorden. Wyżej leżą górnokarbońskie wapienie z koralami (Cyathophyllum Limestone) naprzemian z warstwami grubodetrytycznymi, noszące płytkowodny i przybrzeżny charakter, a nad nimi dolnopermskie (ok. 400 m miąższości) skały krzemionkowe z licznymi ramienionogami (Brachiopod Cherts).

Do triasu dolnego należy seria łupków i piasków hieroglifowych (ok. 400 m) cieniejąca ku południowi (Passhatten — 140 m). Trias środkowy i górny (razem ok. 400—500 m) w północnej części terenu wykształcony jest podobnie jak na Festningen w postaci grubej serii szarych i czarnych łupków z wkładkami ciemnych wapieni i piaskowców z ubogą fauną. Na południu cienieje on nieco (Kopernikusfjel-

let — ok. 300 m) i zawiera obfitą faunę amonitową oraz poziomy ze szczątkami gadów, analogicznie jak w głębi Isfjorden

Nowo wyróżniona seria retyku i dolnego liasu (50—140 m) oddzielona jest od górnego triasu warstwą zlepieńca (Engadinerpasset), lub gruboziarnistych piaskowców. Składa się ona z osadów estuariowo-jeziornych, w skład których wchodzi szare i zielonawe łupki z pokładami syderytów wietrzejących fioletowo, zawierające *Estheria*, kilka poziomów piaskowców z florą oraz miejscami, w górnej części kompleksu — brekcje kostne. Seria ta wykazuje lokalne zmiany facjalne. Ponad nią leży morski górny lias odnaleziony po raz pierwszy na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. Nad Bellsundem złożony jest on ze scementowanej cienkiej warstwy (0,5—0,8 m) otoczków skał formacji Hecla Hoek, natomiast dalej na wschodzie i południu górny lias reprezentuje cienka ławica (0,2—0,3 m) ciemnych fosforytów zawierających amonity toarku, które zostały znalezione w wielu miejscach centralnej części Ziemi Torella.

Jurę górną rozpoczyna kelowej, który łącznie z oksfordem (60—110 m) i dolnym kimerydem (130 — 135 m) tworzy mało zróżnicowaną serię ciemnych, prawie czarnych łupków, wyróżnioną jako seria Ingebrigtsenbukta. Wyższy kompleks nazywany serią Tirolarpasset rozpoczyna się cienką warstwą zlepieńca (Waweltoppen), nad którą leżą ciemnoszare i szare łupki ilaste z pokładami i kongrecjami syderytów, zawierające faunę portlandu (piętra wolżańskiego — 45 m) oraz beriasu (57 m) i dolnego walanżynu (170 m). Najwyższą część walanżynu tworzy seria Ullaberget (120 m), składająca się z zielonych łupków zawierających kuliste kongrecje marglisto-wapienne oraz wkładki zlepieńców w górnej części. Nad serią Ullaberget rozwinięta jest dolnokredowa seria kontynentalna (116—120 m) złożona z piaskowców przewarstwionych łupkami, zawierających florę odpowiadającą hoterywowi i barremowi. W odróżnieniu od analogicznej serii profilu Festningen nad Isfjorden nie zawiera ona wkładek morskich.

Najwyższe ogniwo mezozoiczne stanowią łupki z *Ditrupe* (ok. 300 m). Są to łupki ilaste barwy ciemnej, przewarstwione piaskowcami i syderytami. Reprezentują one apt i alb.

Kompleks warstw starszych od czwartorzędu kończy gruba (ponad 1200 m) seria trzeciorzędowa (paleocen i eocen), po osadzeniu się której nastąpiły intensywne ruchy górotwórcze, zapewne w miocenie. Ruchy te były poprzedzone intruzjami dolerytów występujących w postaci sillów i dajek. Intruzje te w północno-zachodniej części badanego obszaru (Berzeliustinden-Zittelberget) występują jedynie wśród utworów karbonu, natomiast w centralnej partii Ziemi Torella (Jurakammen) przecinają skośnie łupki górnej jury, co dla zachodnich wybrzeży Spitsbergenu zostało stwierdzone po raz pierwszy.

Zestawienie facji i luk stratygraficznych w mezozoiku spitsbergeńskim wskazuje, że w południowo-wschodniej części Svalbardu istniało rozległe obniżenie o tendencji do zapadania się w ciągu swojej historii. Obniżenie to sięgało prawdopodobnie aż do wyspy Andöy u północno-zachodnich wybrzeży Skandynawii. Omówione obniżenie wykazuje wiele analogii w rozwoju facjalnym do depresji mezozoicznej zaznaczającej się od Danii przez Skanię do środkowej Polski. Analogie te są szczególnie dobrze widoczne w rozwoju retyku i dolnego liasu oraz z początkiem transgresji górnójurajskiej.

## WPROWADZENIE

Praca niniejsza stanowi dalszą część opracowania materiałów zebranych na Ziemi Torella w czasie Pierwszej Polskiej Wyprawy na Spitsbergen w 1934 r.

Wstępne wiadomości o tych badaniach opublikowane zostały przez autora niniejszego opracowania w „Przeglądzie Geograficznym” (S. Z. Różycki 1936a). Opis geograficzny wnętrza nowo poznanego lądu podany został przez tegoż autora w sprawozdaniu z całości prac wyprawy opublikowanym w 1936 r. (S. Z. Różycki 1936c). Wyniki prac kartograficzno-pomiarowych, wraz z mapą opartą na opracowaniach fotogrametrycznych, ogłosili A. Zawadzki i S. Zagrajski (1935, 1936) w „Wiadomościach Służby Geograficznej”.

Publikację pełnego tekstu opracowań geologicznych złożonych do druku w 1938 r. przerwała wojna. W czasie bombardowania Warszawy w 1939 r. uległy zniszczeniu zbiory i rękopisy prac. Ocalone zostały tylko notatniki terenowe, oryginały opracowanych map i przekrojów geologicznych oraz część brulionów pierwszych opracowań tekstu.

W oparciu o te materiały opublikował autor w 1957 r. dwie prace o zjawiskach peryglacjalnych w Ziemi Torella (S. Z. Różycki 1957a, 1957b).

Obecnie przedkładana praca poświęcona jest zagadnieniom budowy geologicznej Ziemi Torella oraz roli, jaką odegrały tam młode ruchy trzeciorzędowe.

Teksty polski i angielski zawierają różną treść. W części pierwszej — w języku polskim — omówiony jest przebieg i metodyka prac geologiczno-kartograficznych zastosowana w czasie wyprawy.

W drugiej części — w języku angielskim, która ma służyć jako wprowadzenie do załączonej mapy geologicznej północno-zachodniej części Ziemi Torella w skali 1 : 50 000, podany jest przegląd stratygrafii i tektoniki zbadanego obszaru w nawiązaniu do pozostałej części Spitsbergenu.

Szczegółowy opis całości zebranych materiałów geologicznych podany zostanie osobno.

Wśród zadań, jakie zostały postawione przed geologiem wyprawy na Spitsbergen w 1934 r., między innymi figurował również punkt „o ile będzie możliwe, sporządzić przeglądową mapę geologiczną objętej pracami wyprawy części Ziemi Torella”.

Zadanie to bynajmniej nie należało do najłatwiejszych, gdyż zarówno zupełnie nieznanne warunki pracy, jak i znajdujący się w rozporządzeniu wyprawy w chwili jej wyjazdu materiał kartograficzny, nie dawały podstaw do wykonania zdjęcia geologicznego o bardziej ścisłym charakterze.

Jednak fakt, że w zespole wyprawy nawiązana była ścisła współpraca z grupą kartograficzno-pomiarową, w skład której wchodził triangulator S. Zagrajski i fotogrametra A. Zawadzki, którzy mieli wykonać odpowiednie pomiary i zdjęcia dla szczegółowej i na ścisłych podstawach geodezyjnych opartej mapy, umożliwił geologowi taką formę zebrania materiału, która pozwoliła pokryć tę mapę konturami formacji geologicznych i przyczynić się w ten sposób do bardziej pełnego poznania terenu objętego pracami odkrywczymi wyprawy.

Publikowana obecnie mapa centralnej części Ziemi Torella przedstawia końcowy efekt podjętej w tym kierunku pracy, która przebiegała nie bez trudności i wykonana została dzięki zastosowaniu odmiennych metod postępowania, niż przyjęte przy zdjęciach geologicznych w krajach posiadających szczegółowe mapy topograficzne.

Dlatego też niniejsza część sprawozdania z prac geologa Pierwszej Polskiej Wyprawy na Spitsbergen w 1934 r. szerzej nieco omawia przebieg procesu zbierania materiałów do powyższej mapy i cały tryb jej sporządzania, ze wskazaniem głównych trudności, jakie przy tym powstawały i dróg obieranych do ich poznania.

Zastosowane rozwiązania — mimo uprzednich przygotowań — w praktyce w przeważnej części formowały się „na gorąco”, w czasie wyprawy, pod bezpośrednią presją wytwarzających się sytuacji, przy pracy w zupełnie nowych i uprzednio nieznanymi z doświadczenia warunkach. Dają one naświetlenie tej problematyki metodycznej, która staje wobec geologa w czasie prac w ciągu ekspedycji i być może, jako przekazane doświadczenie, okaże się użyteczna dla innych geologów, którzy będą pracowali w przyszłości w podobnych warunkach.

Podkreślić jeszcze trzeba, że nie chodzi tu tylko o zastosowanie, tak jak w wypadku wyprawy spitsbergeńskiej, powiązania kartowania geologicznego z pracami fotogrametrycznymi, ale o cały proces poszukiwania rozwiązania i ustalenia właściwego sposobu pracy, który w danych warunkach może okazać się najbardziej skuteczny, chociaż odbiega w poszczególnych punktach od klasycznych, ogólnie przyjętych metod.

## STAN ZDJĘĆ GEOLOGICZNYCH I KARTOGRAFICZNYCH ZIEMI TORELLA PRZED 1934 R.

Przed przystąpieniem do opisu przebiegu zdjęć geologicznych, aby zobaczyć je we właściwym świetle, trzeba chociażby w głównych zarysach zapoznać się z poprzedzającym je stanem badań geologicznych i kartograficznych tego terenu.

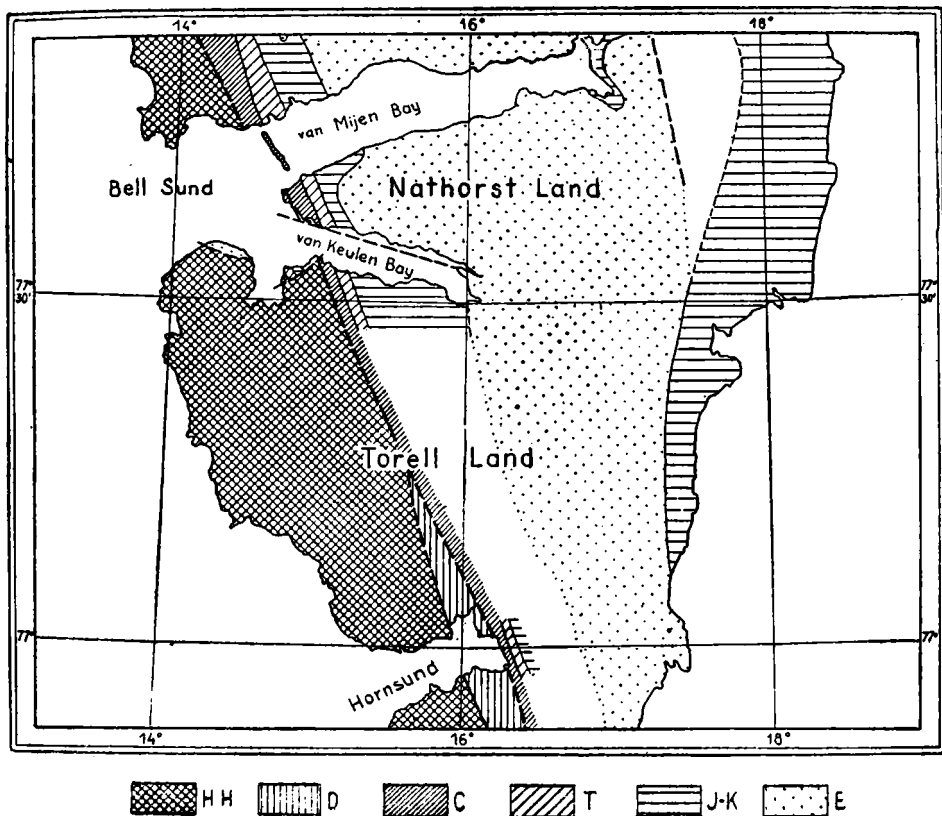


Fig. 1

Mapa geologiczna wycinka południowego Spitsbergenu według stanu badań przed rokiem 1934 (według H. Knothe 1931, w oparciu o mapę A. G. Nathorsta 1910, z aktualnymi uzupełnieniami). Skala 1 : 1 500 000 (oryginał 1 : 1 000 000)  
 HH — formacja Hecla Hoek; D — dewon; C — karbon i perm; T — trias; J-K — jura i neokom;  
 E — trzeciorząd (paleocen i eocen); grube linie przerywane — dyslokacje (uskoki)

Geological map of an area in southern Spitsbergen according to investigations made before 1934 (according to H. Knothe's, 1931, interpretation of A. G. Nathorst's map, 1910, and of more recent data). Scale 1 : 1 500 000 (original map 1 : 1 000 000)  
 HH — Hecla Hoek Formation; D — Devonian; C — Carboniferous and Permian; T — Triassic;  
 J-K — Jurassic and Neocomian; E — Tertiary (Paleocene and Eocene); thick dotted lines — faults

W chwili rozpoczęcia prac wyprawy w czerwcu 1934 r. dla żadnej części Ziemi Torella nie istniała jeszcze nawet wycinkowa bardziej szczegółowa mapa geologiczna we właściwym tego słowa znaczeniu. Jedynie na bardzo ogólnikowej (dla tej części Spitsbergenu) mapie całego archipelagu, opublikowanej przez Nathorsta w 1910 r. w skali 1 : 2 000 000, w sposób zupełnie schematyczny były zaznaczone liniami przerywanymi dwie dyslokacje o domniemanym charakterze uskokowym w okolicy Fiordu Recherche oraz hipotetyczna linia przechodząca przez całą Ziemię Torella i dzieląca ją na część zachodnią, zbudowaną z formacji Hecla Hoek i wschodnią — złożoną z osadów jurajskich (fig. 1).

Wzdłuż uskoków w okolicy Fiordu Recherche kontaktowały ze sobą wychodnie trzeciorzędu i zmetamorfizowane skały formacji Hecla Hoek koło Calypsobyen oraz trias i jura widoczne na zachodnim stoku Góry Berzeliusa (Berzeliustinden).

Linia głównej dyslokacji rozgraniczająca zachodnią i wschodnią część Ziemi Torella, traktowana jednocześnie jako granica między formacją Hecla Hoek a jurą, biegła mniej więcej przez szczyt Góry Berzeliusa, obejmowała górną część lodowców Finsterwaldera i Pencka (Finsterwalderbreen i Penckbreen) i szła dalej na południe mniej więcej środkiem lodowca Paierla (Paierlbreen), wzdłuż którego dochodziła do Hornsundu. Od tej linii, na południe od okolicy Góry Supana (Supanberget), oddzielała się druga linia uskokowa biegnąca na Górę Hyrne (Hyrnefjellet), leżącą w głębi Hornsundu. Na wybrzeżach Hornsundu znane były miejsca występowania dewonu tworzącego tu, według wymienionej wyżej mapy, jakby soczewkowatą wyspę tych utworów, leżącą na granicy między obszarami zajętyymi przez formację Hecla Hoek i osady mezozoiku.

Mapa Nathorsta ujmowała schematycznie wyniki wypraw szwedzkich 1881, 1898 i 1899 r. i opierała się na obserwacjach zebranych w poszczególnych punktach wybrzeży Fiordu Van Keulena i Hornsundu, a nie na systematycznych zdjęciach geologicznych, robionych w skali chociażby najbardziej przegłądowej.

Narysowana ona została zupełnie teoretycznie, na podstawie interpolacji między punktami leżącymi od siebie w odległości przeszło 70 km, i miała charakter mapy ujmującej tylko główne rysy budowy Spitsbergenu w formie pierwszego przybliżenia.

Mimo zupełnie schematycznego charakteru mapa Nathorsta trafnie ujmowała główne zarysy rozmieszczenia formacji Hecla Hoek i mezozoiku, chociaż nie dawała właściwego obrazu tektoniki Ziemi Torella.

Na terenie objętym pracami geologicznymi polskiej wyprawy w 1934 roku w sumie wszystkie wyprawy szwedzkie (1882, 1898 i 1899) i norweskie (1918, 1920) dla południowego brzegu Fiordu Van Keulena do-

starczyły danych dla pięciu dosyć znacznie oddalonych od siebie (7 do 10 km) punktów leżących w pobliżu wybrzeży (fig. 2). Są to, wymieniając w kolejności z zachodu na wschód:

1. Profil falezy nadmorskiej koło przylądka Reinodden (Przylądek Renów), z którego opisany został perm, trias, jura i kreda (Nathorst 1910a).

2. Odslonięcie triasu i jury w falezie Ingebrigtsenbukta (Zatoka Ingebrigtsena), gdzie zebrana była flora opracowana następnie przez Nathorsta (1910a).

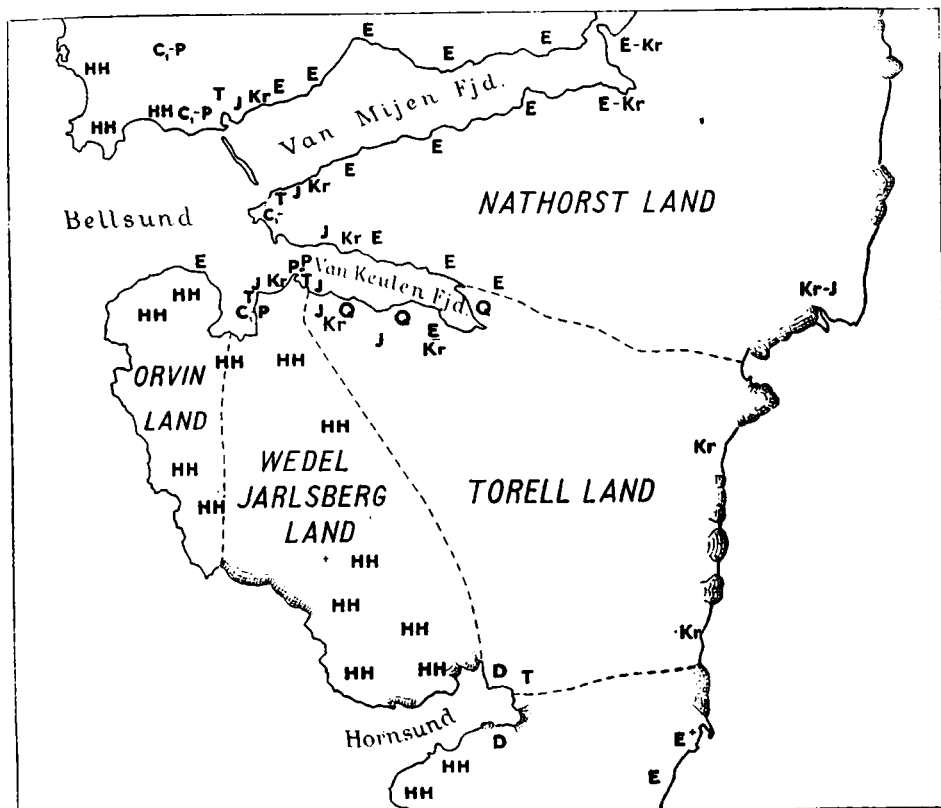


Fig. 2

Rozmieszczenie miejsc obserwacji geologicznych na Ziemi Torella i w obszarach sąsiednich dokonanych przed rokiem 1934. Skala 1:1 500 000. Oznaczenia literowe formacji geologicznych — jak na fig. 1

Areas in Torell Land and in the adjoining parts of Spitsbergen investigated before 1934. Scale 1:1 500 000. Explanations — see Fig. 1.

3. Wychodnie jury górnej w okolicy Camp Violet, z których zebrana została (wyprawa norweska 1920 r.) pewna ilość fauny, opracowana następnie przez Frebolda (1930b).

4. Wychodnie jury górnej i neokomu na Heimfjella (Góry Heima) rozpoznane na podstawie kilku skamieniałości znalezionych przez grupę triangulacyjną wyprawy norweskiej 1920 r.

5. Fauna trzeciorzędowa zebrana przez wyprawę szwedzką 1898 r. na Basilika i powtórnie zbierana przez Norwegów w 1920 r.

Dla okolic tego ostatniego punktu istniał jeszcze sporządzony przez de Geera (który brał udział w szwedzkiej wyprawie 1898 r.) szkic morfologiczny obrazujący ukształtowanie powierzchni podłoża trzeciorzędu w skali 1:100 000, którego odbitkę otrzymał geolog wyprawy polskiej od autora w Sztokholmie już w czasie podróży z Polski na Spitsbergen.

Dla północnego brzegu Hornsundu, leżącego na drugim krańcu Ziemi Torella, informacje o rozmieszczeniu poszczególnych formacji były jeszcze bardziej skąpe i ograniczały się do wiadomości o występowaniu formacji Hecla Hoek na Sofiekammen (Grani Zofii) i dewonu na Hyrnefjellet.

Wyprawy norweskie 1917, 1918 i 1920 r. organizowane przez Norweski Instytut Krajów i Mórz Lodowatych (Norges Svalbard- og Ishavs- Undersökelse) pod kierownictwem A. Hoela i A. K. Orvina miały jako główny cel prace triangulacyjne i topograficzne, a tylko ubocznie zajmowały się obserwacjami geologicznymi.

Również wyprawa Grippa 1927 (1927a, b), która przez kilka dni bawiła w Fiordzie Van Keulen, zajęta była prawie wyłącznie obserwacjami glaciologicznymi i nie wniosła żadnych istotnych nowych danych do znajomości budowy geologicznej tego terenu.

Wszystkie wymienione w literaturze do 1933 r. punkty obserwacji geologicznych leżały jedynie w strefie przybrzeżnej fiordu nie przekraczającej 5 km odległości od brzegu morza. Nie zmieniały one w niczym podstawowych rysów budowy geologicznej Ziemi Torella podanych na mapie Nathorsta, która do chwili rozpoczęcia prac geologicznych przez polską wyprawę 1934 r. w pełni utrzymywała swoją aktualność.

Reasumując: zebrany przez poprzednie wyprawy materiał, mieszczący się w ramach syntezy Nathorsta (1910a) pozwalał zorientować się, że w centralnej części Ziemi Torella, która miała być głównym terenem działania polskiej wyprawy, będą występowały formacje mezozoiczne, sąsiadując od zachodu ze zmetamorfizowanymi seriami formacji Hecla Hoek. Jednak materiały te nie stanowiły punktu wyjścia dla właściwej mapy geologicznej, której opracowanie trzeba było rozpocząć od podstaw, to znaczy od ustalenia zasadniczego pełnego profilu stratygraficznego dla wszystkich występujących tu formacji od starszego paleozoiku poczynając, a kończąc na trzeciorzędzie.



Nie lepiej niż wyjściowe materiały geologiczne przedstawiała się również sprawa podkładu topograficznego dla zdjęć geologicznych.

Dla wnętrza Ziemi Torella, do którego wkraczała po raz pierwszy wyprawa polska, oczywiście nie istniał materiał topograficzny i geodezyjny. Z sąsiadujących terenów objętych pracami wypraw norweskich otrzymano przed wyprawą z Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse w Oslo jedynie bardzo ogólnikową mapę przeglądową w skali 1 : 200 000 (fig. 3), która oddawała główne rysy rzeźby tego terenu, nie była jednak wystarczająca nawet do celów komunikacyjnych i nie mogła stanowić podkładu dla zdjęcia geologicznego.

Oprócz powyższej mapy, która ujmowała całość zachodnich wybrzeży Ziemi Torella, istniał jeszcze szereg drobnych fragmentów zdjęć i szkiców topograficznych, rozsianych w najrozmaitszych pracach specjalnych. Do najlepszych spośród nich należała mapa Hamberga w skali 1 : 100 000 dla okolicy Lodowca Nathorsta i Góry Bazylika, mniej dokładny szkic tego obszaru sporządzony przez de Geera, mapa okolicy Fiordu Recherche 1 : 50 000 opracowana przez „Svalis” oraz kilka fragmentarycznych wycinków stref morenowych przy czołach lodowców Nathorsta i Pencka zrobionych w czasie wyprawy Grippa w 1927 r.

Całość powyższych materiałów kartograficznych w porównaniu z mapami topograficznymi, do pracy na których jesteśmy przyzwyczajeni w kraju, przedstawiała się bardzo skromnie. Toteż projektowane zdjęcie geologiczne w czasie wyprawy, które musiało powstawać bez posiadanej w rękę podstawy topograficznej, wymagało specjalnego przemyślenia i jak najstaranniejszego przygotowania.

## PRZYGOTOWANIA DO ZDJĘĆ GEOLOGICZNYCH NA SPITSBERGENIE PRZED WYPRAWĄ

W okresie półrocznym poprzedzającym wyjazd wyprawy wykonano szereg różnorodnych przygotowań, które obejmowały następujące działy:

1. Zgromadzenie i zapoznanie się z istniejącą literaturą geologiczną oraz zrobienie z niej odpowiednich notatek.
2. Przygotowanie prowizorycznego podkładu topograficznego dla ewentualnego zdjęcia geologicznego na podstawie zestawienia w jeden obraz materiałów z wszystkich dostępnych źródeł.
3. Opracowanie wstępne metod przeprowadzenia badań geologicznych, które będą stosowane w czasie wyprawy.
4. Praktyczne przygotowanie się do wykonywania prac geologicznych w warunkach panujących na Spitsbergenie — przez szereg prób kartowania geologicznego w Tatrach w okresie zimowym.

Pierwszy punkt tego programu dał się zrealizować stosunkowo łatwo, gdyż w bibliotekach Uniwersytetu Warszawskiego, Państwowego Insty-

tutu Geologicznego i Państwowego Instytutu Meteorologicznego znalazło się dużo publikacji dotyczących krajów arktycznych. Zawdzięczając życzliwemu stanowisku prof. dr Jana Lewińskiego, ówczesnego kierownika Zakładu Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, który poświęcił na ten cel znaczną część skromnych funduszy przeznaczonych na bibliotekę zakładu, można było sprowadzić do Polski szereg podstawowych dzieł z zakresu geologii krajów polarnych (m. in. prace Nathorsta, Nansena, Holtedahla, Hamberga, de Geera, Orvina, Frebolda, Grippa, Czernyszewa itd.). Notatki z kilkudziesięciu przeczytanych dzieł zebrane w jeden tom i odpowiednio posegregowane, dały w wygodnej formie łatwo dostępny materiał, który mógł być każdorazowo zabierany na większe wypady w głąb kraju i stanowił podręczne źródło dla porównania bezpośrednio zrobionych w terenie obserwacji z danymi przytoczonymi w literaturze.

Tego rodzaju kompendium okazało się nadzwyczaj użyteczne i było jedną z podstawowych pomocy, które pozwoliły na stosunkowo szybkie zorientowanie się w stratygrafii opracowanych terenów.

Słuszna również okazała się przezorność nakazująca zebranie materiałów nie tylko dla formacji, których występowania w Ziemi Torella można było się spodziewać na podstawie istniejącej literatury, ale bliższe zapoznanie się z opisami wszystkich formacji występujących na całym Spitsbergenie oraz ich typem wykształcenia w innych krajach polarnych, gdzie mają one podobny charakter facjalny i faunistyczny, i z których mogłyby być zaczerpnięte odpowiednie dane porównawcze.

Pod tym kątem widzenia przestudiowane zostały liczne prace odnoszące się zarówno do leżących w sąsiedztwie Spitsbergenu wysp, jak: Ziemia Północno-Wschodnia (Nordaustlandet), Wyspa Nadziei (Hopen), Wyspa Edge, Wyspa Niedźwiedzia (Björnöya), Ziemia Franciszka Józefa i inne, ale i dla bardziej odległych obszarów, jak Grenlandia, Nowa Ziemia, Ural i północna Norwegia (przede wszystkim Lofoty i wyspa Andöy).

Jako wykonanie drugiego punktu prac przygotowawczych w oparciu o wymienioną wyżej mapę norweską w skali 1 : 200 000 oraz o różne mapy morskie i szereg szkiców topograficznych drobnych wycinków terenu, rozsianych w różnych pracach szczegółowych, sporządzona została we własnym zakresie przez geologa szkicowa mapa w skali 1 : 100 000 sprowadzająca do jednego rzutu i jednej skali wszystkie powyższe materiały kartograficzne (fig. 4). Mapa ta nie rościła sobie oczywiście żadnych pretensji do dokładności geodezyjnej, miała jedynie za zadanie ułatwić orientację w czasie pracy na wybrzeżu przez zebranie wszystkich dostępnych danych w jedną całość. Drugim celem, dla którego podjęta została praca nad wykonaniem tej szkicowej mapy, było jak najlepsze opanowanie pamięciowe poszczególnych elementów rzeźby obszaru, który miał

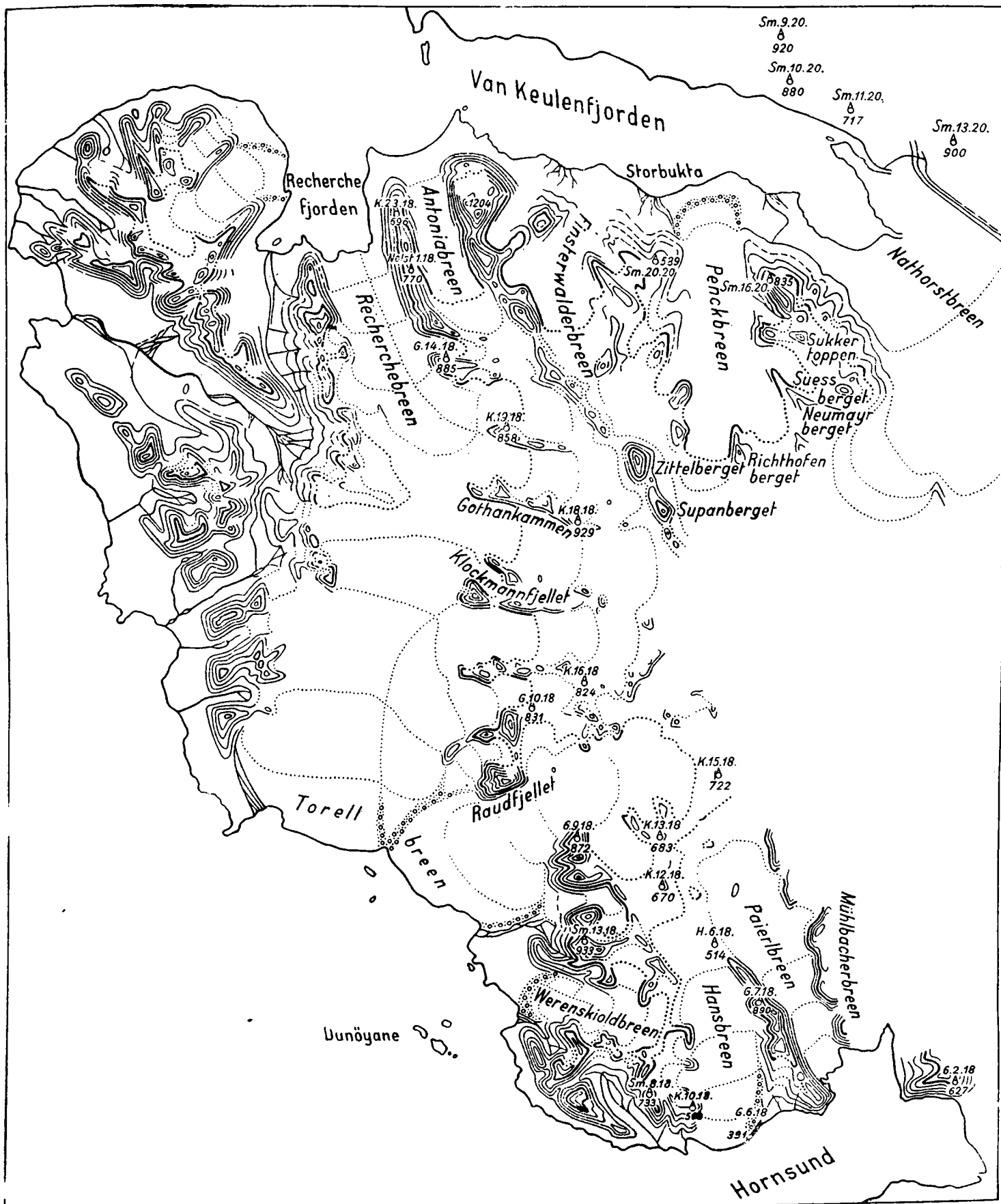


Fig. 3

Mapa Ziemi Torella i Wedel Jarlsberg w skali 1 : 200 000, otrzymana z Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse før reise til Spitsbergen i 1934 (zmniejszona do skali ok. 1 : 500 000)

Topographic map of Torrel Land and Wedel Jarlsberg Land furnished by the Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse to the Polish 1934 Spitsbergen Expedition. Scale 1 : 500 000 (original map 1 : 200 000)

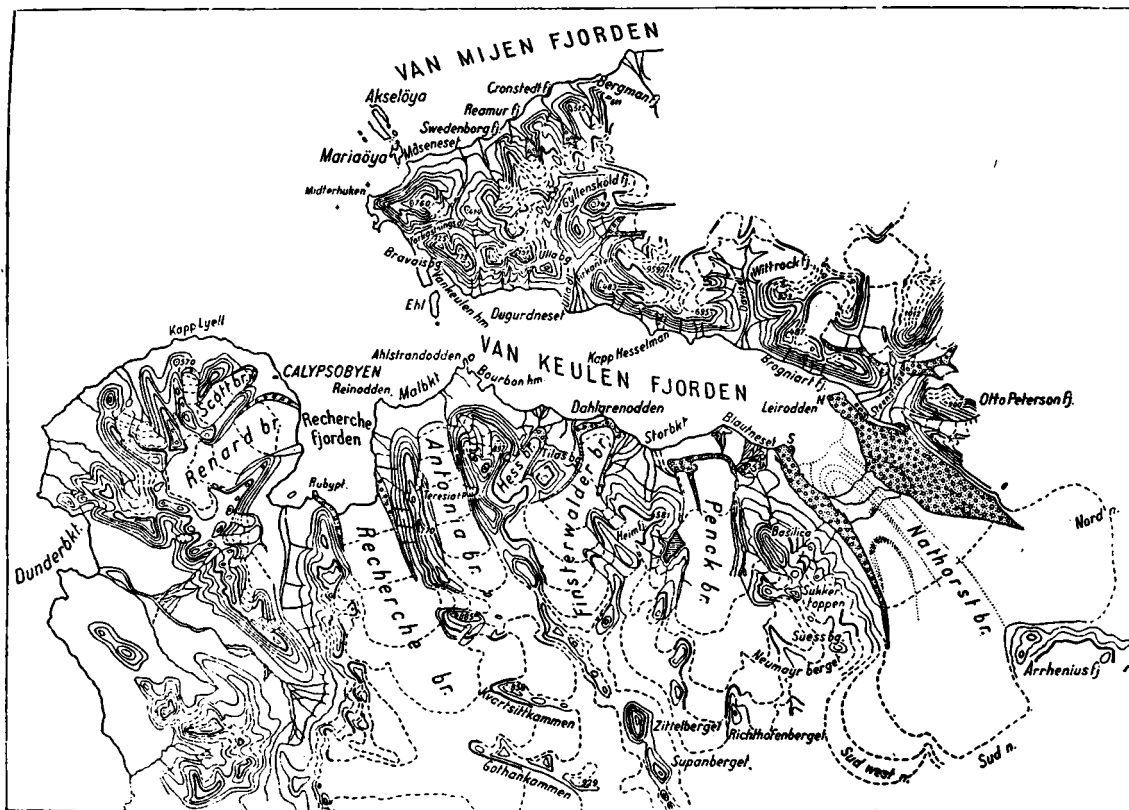


Fig. 4

Mapa szkicowa okolic Fiordu Van Keulen zestawiona przez autora w 1934 roku na podstawie wszystkich dostępnych przed-  
 wyprawą źródeł. Skala 1 : 400 000 (oryginał 1 : 100 000)

Sketch map of Van Keulenfjorden compiled by the author before the 1934 Expedition. Scale 1 : 400 000 (original map 1 : 100 000)

się stać terenem badań, i przeprowadzenie wstępnej jego analizy geomorfologicznej.

Praktyka wykazała słusność tego postępowania, gdyż od chwili zbliżenia się do wybrzeży Spitsbergenu cały teren, który oglądaliśmy wprawdzie po raz pierwszy w życiu, był nam już dobrze „znany” i z łatwością rozpoznawaliśmy poszczególne szczyty i lodowce, a nawet i niektóre szczegóły rzeźby i budowy geologicznej.

Znacznie trudniej przedstawiała się sprawa wyboru metod przeprowadzania badań geologicznych, a w szczególności zdjęcia geologicznego, które miały być stosowane w czasie wyprawy.

Przed wyjazdem na Spitsbergen, na drodze analizy warunków pracy w krajach polarnych, opartej na przestudiowanej obfitej literaturze podróźniczej, można było ustalić, że powinny one być najbardziej zbliżone do metod stosowanych w obszarach wysokogórskich. Wynikało z tego, że w grę będą wchodzić przede wszystkim profile i rysunki zboczy górskich w nawiązaniu do fotografii oraz lokalnych szkiców topograficznych również sporządzonych przez geologa.

O wiele trudniej natomiast przedstawiała się sprawa znalezienia takiej formy postępowania, która pozwalałaby później nanieść na mapę wszystkie obserwacje geologiczne robione w terenie bez możliwości dokładnego ich zlokalizowania na posiadanym mało dokładnym podkładzie topograficznym lub przy zupełnym jego braku.

Aby znaleźć wyjście z tej trudnej dla geologa sytuacji, rozważone zostały wszystkie okoliczności z jednej strony utrudniające, z drugiej zaś mogące ułatwiać proces przeprowadzania badań geologicznych. Punkt wyjścia dla obranej metody dawał sposób postępowania stosowany w niektórych obszarach wysokogórskich polegający na rysowaniu granic geologicznych nie na mapach, ale na fotografiach uprzednio zrobionych, a dopiero później na wnoszeniu ich na podkład topograficzny. W naszym wypadku nie można jednak było liczyć na fotografię, gdyż warunki wyprawy nie dawały możliwości ich wywołania już na Spitsbergenie i całe opracowanie materiału fotograficznego, z wyjątkiem niewielkiej ilości wywołań próbnych, przewidziane było dopiero po powrocie do Polski.

Metoda postępowania w realnych warunkach wyprawy musiała więc być rozdzielona na dwie części:

1. Zebranie materiałów do zdjęcia geologicznego dla terenów położonych w pobliżu wybrzeża Fiordu Van Keulen, dla których geolog ma w rękę jedynie mapę przeglądową w skali 1 : 200 000 i szkicowe zestawienie 1 : 100 000, ale dla których istnieją szanse późniejszego uzyskania po powrocie z wyprawy podkładu bardziej szczegółowego, miano-

wicie znajdującej się w opracowaniu mapy norweskiej w skali 1 : 50 000 (teren wypraw norweskich 1918—1920 r.).

2. Zebranie materiału dla mapy geologicznej wnętrza Ziemi Torella równoległe z wykonywanymi jednocześnie pracami triangulacyjnymi i fotogrametrycznymi, które w końcowym wyniku, po upływie około pół roku po zakończeniu wyprawy, dadzą podkład topograficzny w skali 1 : 50 000 nawiązany do zdjęć norweskich.

Praktycznie oznaczało to w obu wypadkach zbieranie danych geologicznych bez właściwej mapy topograficznej w okresie wykonywania badań terenowych. Jasne więc było, że proces rysowania mapy geologicznej i wnoszenia konturów wychodni poszczególnych formacji może być dokonany dopiero kameralnie po powrocie do kraju.

Trzeba jeszcze dodać, że zastosowanie szeroko praktykowanej przy zdjęciach geologicznych przez geologów polskich metody krokówek lub zdjęć marszrutowych geologów radzieckich ze względu na specyficzne spitsbergeńskie warunki terenowe było zupełnie niemożliwe. Zasadnicze trudności pod tym względem wynikały z dużych deniwelacji, znacznego pochylenia zboczy, trudności odliczania kroków przy posuwaniu się na nartach po lodzie czy też przy wchodzeniu na skały lub wręcz z obowiązku wykonywania w czasie marszu innych czynności, jak np. ciągnięcie sań lub przenoszenie ładunków o znacznym ciężarze. Poważnym brakiem był również fakt nieposiadania przez geologa telemetru, który mógłby szereg powyższych trudności usunąć.

Obok tych wszystkich trudności istniał jednak i szereg ważnych, sprzyjających przeprowadzeniu prac geologicznych w warunkach polarnych okoliczności, wśród których trzeba wymienić:

- 1) brak szaty roślinnej,
- 2) znaczny stopień odsłonięcia terenu w miejscach, gdzie podłoże skalne wyłania się ponad lodowce,
- 3) dobrą widoczność nawet na znaczne odległości,
- 4) dzień polarny, który nie zmusza do rozbijania pracy na krótkie odcinki dobowe, ale pozwala przeprowadzać obserwacje w sposób ciągły w ciągu dłuższego okresu czasu.

Nawiązanie do robót poszczególnych grup pomiarowych (triangulacyjnej i fotogrametrycznej) bezpośrednio w terenie w czasie ich wykonywania, wobec długiego okresu czasu, którego one wymagają na opracowanie kameralne, nie wydawało się możliwe. Dlatego też trzeba było przyjąć, że w zasadzie geolog sam powinien sporządzać szkice topograficzne całego terenu leżącego między poszczególnymi punktami triangulacyjnymi i stanowiskami fotogrametrycznymi, których ścisła lokalizacja zostanie ustalona dopiero później, po powrocie z wyprawy.

Rozwiązanie w pełni tego problemu w okresie przygotowawczym przed wyprawą, biorąc rzeczowo, nie było możliwe i trzeba było na tym odcinku ograniczyć się do zebrania pewnej ilości wniosków i przygotowania projektów, o których wyborze mogła dopiero zdecydować praktyka. Dopiero stopniowo nabywane w czasie samej wyprawy doświadczenie pozwoliło ustalić właściwy sposób postępowania, który formował się w miarę postępu prac. Przebieg tego procesu ściśle wiąże się z całością prac geologicznych wykonywanych w czasie wyprawy i poszczególnymi etapami ich realizacji.

Jak duże trudności przedstawiało rozwiązanie problemu kartowania geologicznego w głębi lądu na obszarach silnie złodowaconych, ocenić można było z wyników prac innych wypraw i ówczesnego stanu zdjęć geologicznych na Spitsbergenie. Wszystkie poprzednie ekspedycje bardziej oddalające się od wybrzeży dawały jedynie mało dokładne szkice geologiczne badanych przez nie terenów. Szczególnie dobrze było to widoczne na mapie geologicznej ekspedycji uniwersytetu w Cambridge do Ziemi Garwooda z 1932 r., a więc prawie bezpośrednio poprzedzającej prace wyprawy polskiej.

W ścisłym tego słowa znaczeniu dokładne mapy geologiczne istniały na Spitsbergenie tylko dla okolic Ny Ålesund (Półwysep Bröggera, Kings Bay) opracowanych przez A. K. Orvina i dla niektórych kopalń w okolicy Isfjordu. Wszystkie one były jednak sporządzone po uprzednim skartowaniu terenu i przy współudziale liczego personelu pomocniczego, na podstawie ogólnie przyjętych zasad pracy geologa, oraz obejmowały obszary leżące w bezpośrednim pobliżu wybrzeży tylko w małym stopniu pokryte przez lodowce.

Ostatni punkt programu przygotowań wstępnych przed wyprawą przewidywał praktyczne przygotowanie się do wykonywania robót geologicznych w warunkach zbliżonych do tych, które spodziewaliśmy się znaleźć w czasie wyprawy na Spitsbergenie.

W tym celu postanowiono podjąć próbę przeprowadzenia zimą eksperymentalnych prac geologicznych w Tatrach, na obszarze występowania utworów osadowych. Próba ta została zrealizowana w ciągu drugiej połowy grudnia i stycznia na przełomie 1933—1934 r., jako szereg dzień po dniu prowadzonych wycieczek geologicznych w rejon położony między Doliną Kościeliską i Doliną Małej Łąki z zadaniem powtórzenia obserwacji geologicznych dokumentujących znany przekrój geologiczny tego obszaru, opracowany przez F. Rabowskiego.

Próba ta, wbrew panującej u nas opinii o niemożliwości czynienia obserwacji geologicznych w zimie, wypadła nadspodziewanie pomyślnie i wykazała, że mimo pokrywy śnieżnej i trudnych warunków pogody (w tym czasie po fali mrozów wypadł okres wiatrów halnych) prace

geologiczne mogą być wykonywane i może być powtórzona większość obserwacji zrobionych w ciągu lata, chociaż wymaga to znacznie większego wysiłku i nakładu pracy.

Ponadto tą drogą zdobyte doświadczenia dawały szereg konkretnych wskazówek technicznych i pozwalały praktycznie przygotować się do pracy w warunkach, zbliżonych do tych z którymi spotka się geolog w czasie wyprawy. Przeprowadzony został jednocześnie dobór sprzętu terenowego oraz sposobów jego noszenia i przechowywania w czasie marszu w terenie górskim przy niskich temperaturach i złej pogodzie. Wypróbowany został również system prowadzenia notatek w wyżej wymienionych warunkach.

Celowość tego rodzaju przygotowania w pełni sprawdziła się w czasie samej wyprawy; pozwoliło ono uniknąć wielu trudności i niespodzianek.

## METODY STOSOWANE PRZY ZDJĘCIACH GEOLOGICZNYCH W CZASIE WYPRAWY

Przebieg robót przy sporządzaniu zdjęcia geologicznego na Ziemi Torella potwierdził obawy, które nasuwały się przed wyprawą. Dopiero w wyniku parokrotnych prób i zmian metody pracy, już w czasie jej wykonywania, można było ustalić właściwy tryb postępowania, który pozwolił doprowadzić do sporządzenia mapy geologicznej, dołączonej do niniejszego sprawozdania.

W pierwszym okresie badań geologicznych, który trwał około dwóch tygodni (20. VI — 2. VII), głównym celem było zapoznanie się z dotychczas opisanymi profilami, w których ustalony już został wiek poszczególnych serii.

Przed wszystkim wchodził tu w rachubę profil z przyładka Reinodden oraz profile na północnym brzegu Fiordu Van Keulena (Ullaberget, Eravaisberget, Forkastningsdalen) opublikowane w dziele Nathorsta.

Opierając się na tych wyjściowych profilach trzeba było tak uzupełnić te dane, aby uzyskać pełny przegląd stratygraficzny wszystkich serii występujących na Ziemi Torella i zapoznać się szczegółowo z ich składem litologicznym w stopniu koniecznym dla prowadzenia dalszych zdjęć geologicznych.

Przebieg i szczegółowe wyniki prac nad ustalaniem stratygrafii serii należących do poszczególnych formacji opisane zostaną w dalszej części sprawozdania z badań geologicznych. W tym miejscu chcę jedynie zaznaczyć, że badania stratygraficzne, stanowiące w zasadzie podstawowy element prac geologicznych, na którym opierają się dalsze zdjęcia geologiczne, w początkowym okresie robót musiały być prowadzone równo-



legle ze zdjęciem geologicznym, tak że przez pewien okres czasu powstawały dosyć przykre sytuacje, gdyż trzeba było w szeregu wypadków kartować serie, których wiek, a nawet wzajemny stosunek stratygraficzny nie były jeszcze znane.

Pierwszy dłuższy profil stratygraficzny i oparty na nim przekrój geologiczny oraz pierwszy konsekwentnie wiążący się z nim w całość odcinek mapy z rozpoznaniem wiekiem występujących na nim serii powstał dopiero w trzydziestym pierwszym dniu pobytu na Spitsbergenie. Sporządzony on został bezpośrednio w terenie w obozowisku w górnej części Lodowca Pencka dnia 19. VII (patrz fig. 6). Jednak trzeba było jeszcze paru tygodni czasu, aby schemat stratygraficzny został dostatecznie opracowany i uzupełniony tak, aby pozwalał na szybsze posunięcie naprzód zdjęcia geologicznego i objęcie nim bardziej rozległych terenów. Długość tego ostatniego okresu prac terenowych zadecydowała też w sposób zasadniczy o wymiarach powierzchni skartowanej i jakości samego zdjęcia.

Postęp i wyniki robót kartograficznych były jednak również ściśle zależne od zastosowanych sposobów pracy, które parokrotnie musiały być modyfikowane.

W przebiegu prac nad sporządzaniem mapy geologicznej centralnej części Ziemi Torella można wyróżnić z tego punktu widzenia trzy główne okresy różniące się dosyć zasadniczo zastosowanymi metodami pracy.

W pierwszym okresie (20. VI — 4. VII) zdjęcia były prowadzone głównie na wybrzeżu południowym Fiordu Van Keulena na zachód od bazy wyprawy, sięgając aż po wschodnie wybrzeża Fiordu Recherche, oraz na północnych zboczach grupy górskiej Berzeliusa i sąsiadujących z nią gór.

Zastosowana w tym okresie metoda pracy była bardzo zbliżona do przyjętej u nas w kraju i polegała przede wszystkim na opisie poszczególnych odsłoneń możliwie dobrze zlokalizowanych względem siebie. Dla odsłoneń leżących w strefie wybrzeży, gdzie przede wszystkim

Fig. 5

Trzy fazy opracowania profilu geologicznego wschodniej części Foldaksla (897 m n. p. m.) Skala 1 : 10 000

A — pierwszy szkic z dn. 28—29. VI. 1934; B — drugi szkic z dn. 1. VII. 1934; C — profil ostateczny z dn. 4. VII. 1934.

Kropkowane — marszruty z obserwacjami geologicznymi

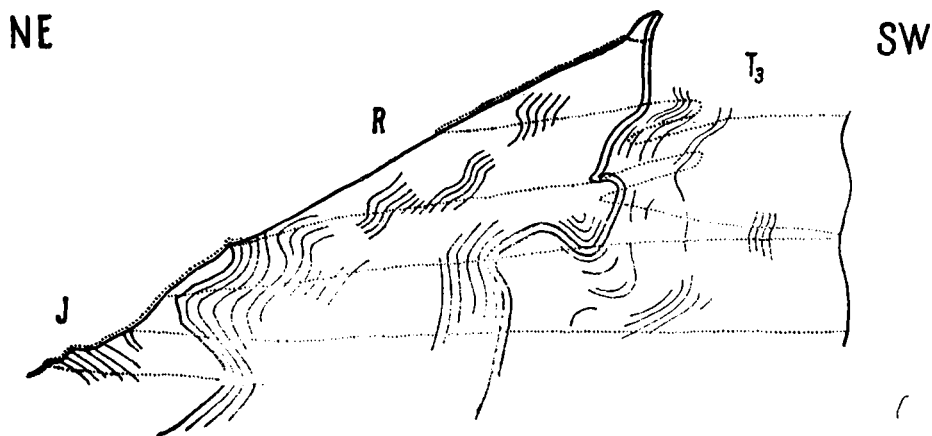
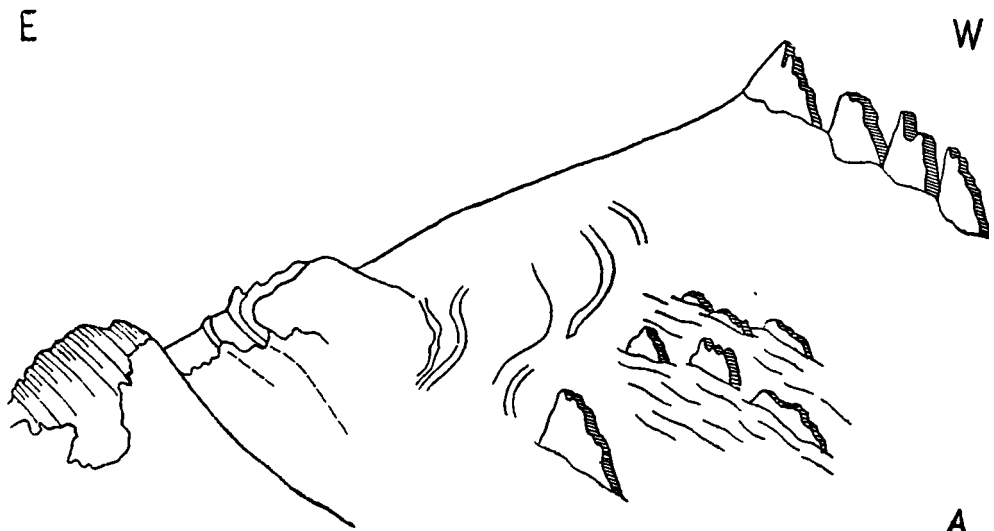
J — Jura górna; R — retyk; T<sub>3</sub> — trias środkowy

Course of geological investigation of the eastern part of Foldaksla (897 m. a. s. l.)  
Scale 1 : 10 000

A — first sketch (28—29. 6. 1934); B — second sketch (1. 7. 1934); C — complete profile (4. 7. 1934)

Dotted lines — course of excursion

J — Upper Jurassic; R — Rhaetian; T<sub>3</sub> — Middle Triassic



w rachubę wchodziły piękne profile widoczne w ścianach falezki nadmorskiej i gdzie pomiary odległości robione wzdłuż wąskiego ale płaskiego paska plaży wypadały poprawnie, ten sposób postępowania był zupełnie właściwy. Dawał on dobry materiał zarówno do celów stratygraficznych jak i kartograficznych.

Zupełnie inaczej przedstawiały się wyniki pracy na zboczach górskich. Duży kąt pochylenia zboczy, brak rozwiniętej sieci potoków, trudności poruszania się i mierzenia odległości w terenach skalnych lub pokrytych dużymi blokami rumowisk powodował, że lokalizacja poszczególnych punktów obserwacji nasuwała duże wątpliwości, a poszczególne szkice i rysunki odsłoneń obejmowały tylko drobne fragmenty niektórych ciekawszych miejsc, gdzie widoczne były zaburzenia tektoniczne. Dodać do tego trzeba, że właśnie w tym okresie roboty wypadły w terenie o bardzo złożonej budowie geologicznej z obaleniami całych serii, wyprasowaniami międzywarstwowymi i silnymi zakłóceniami lokalnymi. Rezultaty pracy na zboczach grupy górskiej Berzeliusa w pierwszym okresie, mimo dużego włożonego w nie wysiłku, zarówno pod względem stratygraficznym jak i kartograficznym były małe, a nawet w szeregu wypadków budziły wątpliwości. Powiązanie poszczególnych spostrzeżeń na zboczach w jedną określoną całość stawało się bardzo trudne. Po tygodniu intensywnej pracy z trudem można było zestawić fragment jednego przekroju wzdłuż północnego zbocza wschodniej części grupy górskiej Földaksla (fig. 5).

Ocena krytyczna wyników pracy tego okresu wykazywała niezbicie, że przyjęta metoda postępowania w warunkach wyprawy daje zbyt małe i zbyt powolnie narastające wyniki. Z drugiej strony zebrany materiał przeważnie odnosił się do mniejszych lub większych niedostatecznie powiązanych ze sobą fragmentów i składał się ze zbyt schematycznych szkiców odsłoneń, lub rysunków szczegółowych — ale obejmujących tylko poszczególne wycinki odsłoneń. Szkice terenowe (lokalizacyjne) również odnosiły się do zbyt małych wycinków terenu; dlatego mogłyby one być użyteczne do celów kartografii geologicznej tylko pod warunkiem posiadania szczegółowej mapy topograficznej, ale nie w realnie występujących okolicznościach.

Wniosek z tego stanu robót mógł być tylko jeden: należy zmienić dotychczasową metodę prowadzenia badań. Była to kapitulacja ze złudzeń co do możliwości stosowania zasad pracy przyjętych u nas w kraju, gdzie dają one dobre wyniki, ale nie mogą być zastosowane w krajach polarnych i w warunkach wyprawowych.

Toteż drugi okres prac geologicznych na Spitsbergenie trwający od 5. VII do 25. VIII zdecydowanie nabrał charakteru okresu prób i szukania sposobów przyspieszenia wykonania zdjęcia geologicznego.

Jednocześnie uległ zmianie sam teren pracy, gdyż wyprawa wchodziła pełnym swym składem w głąb łądu. O przedłużeniu pobytu geologa na wybrzeżu dla wykończenia prac stratygraficznych nie mogło już być mowy zarówno ze względów technicznych jak i z tego względu, że przesądzałoby to brak jego udziału w pracach na terenie, który stanowił właściwy cel badań całej wyprawy — w centralnej części Ziemi Torella.

Terenem pracy wyprawy w tym okresie stawało się otoczenie Lodowca Pencka, wzdłuż którego odnaleziona została dobra droga komunikacyjna i rozpoznany już został w głównych zarysach jego układ umożliwiający dosyć dobrą penetrację terenu. Warunki pracy zmieniły się również. Obecnie cały teren był w znacznym stopniu pokryty przez lodowce, spośród których sterczały, oddzielając poszczególne jezory lodowcowe, grzbiety górskie częściowo pokryte jeszcze przez śniegi. Skaliste zbocza w wielu miejscach stwarzały złe warunki dostępności.

Prace pokierowane zostały obecnie w taki sposób, aby opracowywać kolejno większe wiążące się ze sobą fragmenty profilów, przede wszystkim leżące wzdłuż linii grzbietowych wyniosłości.

Praca rozpoczęta została od Przełęczy Engadiner (Engadinerpasset), na której odnalezione zostały wychodnie dolnej części malmu tworzącego tu niewielką synklinę, i posuwana była stopniowo ku coraz starszym seriom wyłaniającym się na zboczach Zittelberget.

Obserwacje były prowadzone przede wszystkim wzdłuż kulminacji grzbietu, gdyż wzdłuż tej linii można było uzyskać najlepszą lokalizację i praca odbywała się w warunkach względnie największego bezpieczeństwa.

Postęp dzienny (tzn. w ciągu 10—15 godzin pracy w jednym odcinku czasu) przy profilowaniu wzdłuż linii grzbietowej wynosił około 300 m.

Nie była to zbyt wielka wydajność, ale mimo dużych starań trudno ją było przekroczyć nie powodując większych luk w obserwacjach. Jednak profilowaniem wzdłuż linii grzbietowych można było objąć tylko parokilometrowy odcinek leżący po obu stronach przełęczy. W miarę oddalania się od niej grzbiety coraz silniej pokrywały śniegi uniemożliwiające zupełnie obserwacje geologiczne. Odśnieżenia były widoczne tylko w stromych skalistych zboczach. Dlatego też aby kontynuować rozpoczęty profil, geolog zdecydował się prowadzić dalszy ciąg profilowania posuwając się mniej więcej połową wysokości zboczy. Nie było to łatwe, gdyż wymagało szerokiego zastosowania wspinaczki poprzez liczne strefy skalistych grzęd piaskowców idących skośnie do zbocza i zbudowanych z silnie zwietrzałych skał, które nie dawały dobrego oparcia dla nogi, ani pewnego chwytu dla ręki. Poważne niebezpieczeństwo stwarzała również konieczność przekraczania licznych, intensywnie w tej porze roku czynnych żlebów lawinowych, którymi nieustannie

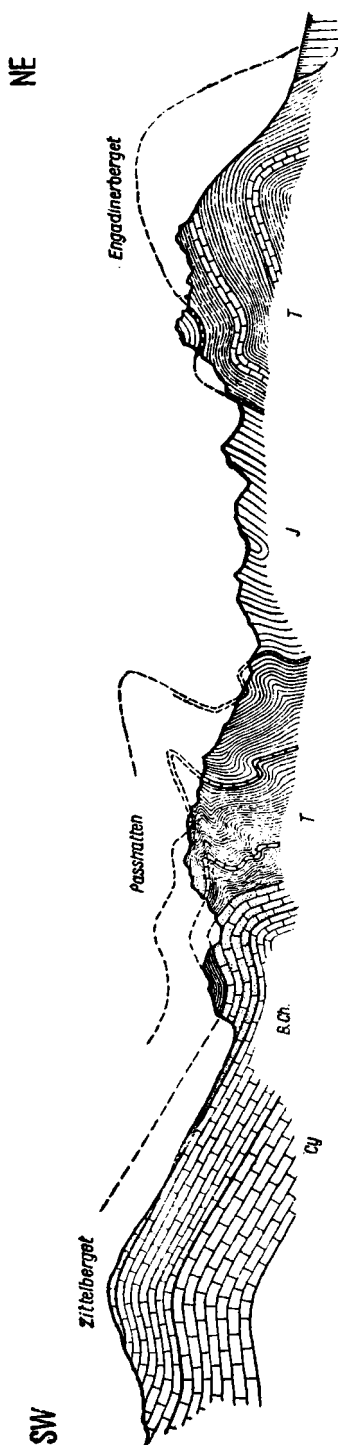


Fig. 6

Pierwszy prowizoryczny przekrój geologiczny sporządzony w dniu 19. VII. 1934 r. przez pasmo Zittelberget-Engadinerberget na podstawie szkiców terenowych i rysunków perspektywicznych. Skala około 1:25 000

Cy — karbon górny; B. Ch. — perm dolny; T. — trias; J. — jura

Preliminary geological profile of mountains between Zittelberget and Engadinerberget, compiled from field observations and from geological perspectives drawn from distance, (19. 7. 1934). Scale c. 1:25 000

Cy — Upper Carboniferous; B. Ch. — Lower Permian; T. — Triassic; J. — Jurassic

w krótkich odstępach paruminiutowych zsuwały się śnieżnoskalne lawiny. O jakimkolwiek zabezpieczeniu, ze względu na to, że geolog pracował zupełnie samotnie, nie mogło być mowy. Oczywiście postęp prac w tych warunkach nie wzrastał, ale jeszcze malał, często do paruset metrów profilu dziennie. Profilowanie zamierzonego odcinka od Z. I do wschodniej części Góry Zittela zostało jednak doprowadzone do końca, dając prawie pełny profil przez serie jury oraz górnego i środkowego triasu. Żmudna ta praca, chociaż powoli posuwająca się naprzód, pozwoliła jednak już po okresie tygodnia sporządzić pierwszy przekrój geologiczny około dwukilometrowej długości. Dalszymi wycieczkami i obserwacjami robionymi u podnóża zboczy można go było jeszcze przedłużyć w obu kierunkach, tak że dnia 19 lipca udało się geologowi opracować przekrój ilustrujący budowę całego pasma górskiego od Wallisberget do Zittelberget o długości około 8 km. Sporządzony on został od razu po zebraniu materiałów, przy pierwszej nadarzającej się możliwości w ciągu jednego z mglistych dni, kiedy wyjście w teren było zupełnie niemożliwe. (fig. 6).

Przekrój przez wymienione pasmo stanowił niewątpliwie pozytywny efekt pracy dający

nie tylko materiały szczegółowe, ale i syntetyczne ich ujęcie. Jednak gdyby taki sam sposób postępowania zastosować do całości terenu, który miał być objęty pracami wyprawy, trzeba by było co najmniej 10 do 12 miesięcy pracy, to znaczy nie mniej niż trzy — cztery pełne sezony letnie. Tymczasem geolog miał jeszcze do dyspozycji nie więcej niż półtora miesiąca.

Ponownie zatem narzucał się problem zmiany metody pracy przy prowadzeniu badań geologicznych, jeśli w wyniku ich miała powstać mapa bardziej rozległego terenu. Wprawdzie zatrzymanie się przy dotychczasowym sposobie postępowania na pewno mogło zapewnić bardziej dokładne i szczegółowe zbadanie niektórych odcinków, ale nie wypełniony zostałby główny cel, jakim było ogólne rozpoznanie i ewentualne skartowanie geologiczne całości terenu objętego pracami kartograficzno-geodezyjnymi wyprawy.

Trzeba jeszcze było liczyć się z faktem, że geolog obok swoich prac był zobowiązany do szeregu świadczeń dla grup pomiarowych, gdyż zarówno triangulator jak i fotogrametra w żadnym wypadku nie mogli się obyć bez pomocy fizycznej innych członków wyprawy.

Toteż geolog ze swego czasu musiał jeszcze wydzielić pewną jego część na pracę w ramach robót pomocniczych dla grup pomiarowych. Ta pozorna strata czasu jednak, jak zobaczymy dalej, opłaciła się geologowi sowicie, gdyż z jednej strony inni koledzy zatrudnieni przy pracach pomiarowych mogli ocenić istotne potrzeby geologa w stosunku do ich materiału, z drugiej zaś geolog mógł praktycznie zapoznać się z zasadami prac fotogrametrycznych, ustalić faktyczne możliwości współpracy i uzgodnić rzeczowo te elementy, na których później mogło oprzeć się opracowanie (kameralne) właściwej mapy geologicznej, oraz dostosować do tych elementów swoje metody pracy.

Bardzo istotną rzeczą było również osiągnięcie porozumienia co do elementów zdjęcia, które już w terenie można było otrzymać od triangulatora (prowizoryczne określenie wzajemnego położenia punktów triangulacyjnych) i fotogrametry (sytuacja w terenie stanowisk fotogrametrycznych, kierunki dokonanych zdjęć fotograficznych, położenie niektórych punktów kontrolnych). Dawało to już podstawową sieć punktów o ściśle określonym położeniu, z którą mogły być powiązane obserwacje geologiczne i na której mógł być oparty w dalszym etapie opracowań kameralnych późniejszy rysunek właściwej mapy geologicznej.

Już w pierwszym etapie robót geologicznych, jak wspomniano wyżej, były stosowane rysunki niektórych fragmentów zboczy ujawniające żywsze zaburzenia tektoniczne.

Ścisła ich lokalizacja i powiązanie w jedną całość napotykało jednak na znaczne trudności.

W okresie prac w paśmie Zittelberget — Engadinerpasset (11. VII — 14. VII), po wykonaniu rysunków poszczególnych profilowanych szczegółowo odcinków, geolog zaczął stosować rysunki całych zboczy gór z odległości wynoszących od kilkuset metrów do 1 km (najmniejsza odległość, z której można było objąć całość pewnego wycinka zbocza) i posuwając się wzdłuż lodowca równoległe do głównej osi pasma robił

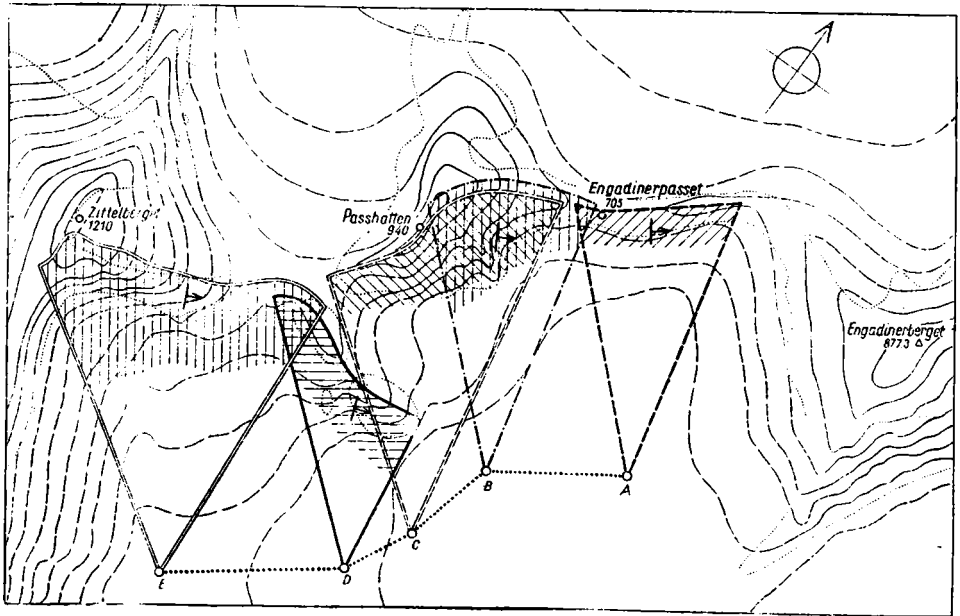


Fig. 7

Plan rozmieszczenia stanowisk, z których były wykonywane kolejne szkice perspektywiczne zboczy dla sporządzenia przekroju geologicznego pasma górskiego między Zittelberget i Engadinerberget. Skala 1 : 25 000

Linia kropkowana — marszrutu geologiczne; A-E — stanowiska obserwacyjne; zakreskowane — obszar objęty rysunkiem perspektywicznym

Points of observations of slopes of mountains between Zittelberget and Engadinerberget. Scale 1 : 25 000

Dotted lines — course of excursions; Shaded — areas where geological profiles have been drawn from distance

szereg rysunków zboczy. Punkt z którego był robiony dany szkic, obierany był każdorazowo w taki sposób, aby leżał na przedłużeniu linii rozciągłości głównych elementów tektonicznych danego wycinka zbocza, w taki sposób aby na rysunku znajdowały się one w jego środkowej części. Prawy i lewy skraj każdego szkicu oraz ważniejsze jego punkty miały określony azymut (wiza kompasowa) tak, że wielkość kątowa wiązki objętej rysunkiem była na nich w przybliżeniu ustalona (fig. 7).

Tą drogą powstawał szereg wiążących się ze sobą rysunków, w małym stopniu skażonych perspektywicznie lub w wyniku intersekcji, i ilustrujących dosyć wiernie istotny układ warstw.

Zestawienie szeregu kolejnych szkiców tego rodzaju, przy znanych odległościach i różnicy wysokości (pomiaru altimetrem) między punktami, z których były one zrobione, pozwalało dość łatwo przejść na konstrukcję przekroju geologicznego, a z niego następnie na rysunek mapy geologicznej.

Zastosowanie tego rodzaju postępowania pozwoliło po dokładnym sprofilowaniu odcinka długości 1,5 km na zboczach i na linii grzbietowej stosunkowo szybko uzyskać obraz budowy całego pasma Zittelberget-Engadinerpasset i opracować pierwszy wyżej wspomniany przekrój tektoniczny długości 8 km. Ta poprawna w zasadzie i dająca dobre wyniki metoda całkowicie dająca się zastosować w warunkach polarnych, w naszym wypadku, jak już na to zwróciliśmy uwagę, była zbyt powolna dla opanowania chociażby przeglądowego całości rozległego naszego terenu pracy. Podjęte więc zostały dalsze próby.

Korzystając z dobrych warunków widoczności i dużego stopnia odsłonięcia zboczy, geolog zaczął robić szereg szkiców — najpierw stoków, a później i całych grup górskich, z coraz większej odległości posługując się przy tym lornetką polową o 8-krotnym powiększeniu. Pozwalało to znacznie szybciej obejmować wielokrotnie większe odcinki i znacznie prędzej orientować się w ich budowie geologicznej. Ponieważ lornetka miała kalibrowaną podziałkę krzyżową, odpowiednie szkice mogły być sporządzone ściśle w skali (kątowej) na zasadach obowiązujących dla perspektyw topograficznych bez skażeń, które dają zwykły rysunek perspektywiczny.

Oczywiście tego rodzaju perspektywa topograficzna znacznie odbiegała od przekroju geologicznego, szczególnie w częściach peryferycznych, gdzie odchylenia wynikające z rysunku perspektywicznego, nie uzgodnionego z kierunkami rozciągłości i modyfikacjami spowodowanymi intersekcją, były dosyć znaczne. Jednak nawet tego rodzaju rysunki perspektywiczne znacznie ułatwiały dalszą pracę geologa, pozwalając mu na planowy wybór odcinków do szczegółowego profilowania, i dając pewien materiał do lokalizacji obserwacji, a więc i do mapy geologicznej.

W celu bardziej wszechstronnego skompletowania materiału dokumentacyjnego i umożliwienia uzupełnienia szczegółów — równolegle ze szkicem, z tego samego punktu, każdorazowo było robione zdjęcie fotograficzne znajdującym się do rozporządzenia aparatem małoobrazkowym (Leica 1).

Zdjęcia te miały posłużyć do korekty rysunków już po powrocie do kraju. W praktyce, z małymi wyjątkami, jak można się potem było



przekonać, dawały one z geologicznego punktu widzenia o wiele uboższy materiał niż szkice, na których mogły być podkreślone wszystkie geologicznie ważne momenty i wskazane poszczególne serie skalne.

Nawet w tej formie oddały one jednak wiele cennych usług przy opracowywaniu kameralnym zebranych w czasie wyprawy obserwacji.

Współpraca przede wszystkim z grupą fotogrametryczną nasunęła geologowi szereg dalszych refleksji i pomysłów.

Po pierwsze — nawet najbardziej starannie wykonany szkic perspektywiczny pozostaje daleko w tyle poza geodezyjnie wiernym zdjęciem fotogrametrycznym.

Po drugie — zdjęcia robione zwykłym aparatem fotograficznym wprawdzie pozwalają potem na korektę szkicu panoramicznego i znacznie lepsze jego wykończenie, nie podnoszą jednak stopnia jego dokładności, gdyż same są obciążone dosyć znacznymi skażeniami sferycznymi.

Po trzecie — obserwacje lokalizowane na szkicach lub fotografiach są trudne do późniejszego przeniesienia na mapę i zawsze będą obciążone licznymi błędami, a nawet mogą zawierać szereg omyłek.

Od wszystkich tych wad wolne są stereogramy fotogrametryczne. Jeżeli się więc udało zebrać obserwacje geologiczne w taki sposób, aby później można było ściśle wskazać ich położenie na zdjęciach fotogrametrycznych — to ich lokalizacja na mapie nie będzie budziła żadnych wątpliwości.

Analogicznie przedstawia się sprawa z przebiegiem granic geologicznych między poszczególnymi seriami. Jeśli można je będzie wyznaczyć na zdjęciach fotogrametrycznych, to możliwe będzie przeniesienie ich na mapę z zachowaniem wszystkich wymagań dokładności stawianych dla map geologicznych, a nawet w szeregu wypadków może być osiągnięta większa ścisłość niż przy wykonywaniu tych map w oparciu o zwykłą lokalizację na mapie topograficznej, jak to jest praktykowane przy pracach w krajach posiadających już zdjęcia topograficzne.

Droga prowadząca do poprawnego zebrania materiałów dla mapy geologicznej w terenie, w którym równolegle są wykonywane zdjęcia fotogrametryczne, stała się jasna. Trzeba było jedynie opracować techniczną stronę tego procesu.

Sformułowany został on w sposób następujący:

1. Należy wykonać możliwie z każdego stanowiska fotogrametrycznego, lub w jego pobliżu leżącego punktu, perspektywiczny szkic geologiczny, który pozwoli przy opracowywaniu kameralnym ustalić przebieg granic poszczególnych serii na fotostereogramach.

2. Wystarczający będzie jeden perspektywiczny szkic geologiczny dla danego stanowiska fotogrametrycznego, ponieważ wskazanie przebiegu

granic geologicznych nawet na jednej grupie fotostereogramów („prawej” lub „lewej”) pozwala na ich lokalizację.

3. Należy rozpoczynać prace geologiczne przy rozpoznawaniu poszczególnych grup górskich położonych między jezorami lodowców od ogólnego szkicu perspektywicznego ze znacznej odległości (ok. 3—5 km), podobnie jak zdjęcie fotogrametryczne.

4. Ogólny szkic perspektywiczny ze stanowiska fotogrametrycznego należy traktować jako podstawę do lokalizacji na nim wszystkich dalszych obserwacji geologicznych.

Do tego dochodziły jeszcze dalsze dezyderaty geologiczne:

5. Po ustaleniu podstawowego schematu stratygraficznego i przy orientacji w cechach geomorfologicznych skał poszczególnych serii, należy postawić wstępną hipotezę co do formacji geologicznych wchodzących w skład danego pasma oraz jego tektoniki.

6. Na podstawie ogólnego rozpoznania z odległości pasma górskiego wstępnie ustalić przebieg poszczególnych serii (nawet o ile nie znany jest jeszcze ich wiek) i z góry przygotować sobie plan działania po zbliżeniu się do tego pasma w taki sposób, aby przeprowadzać obserwacje szczegółowe w miejscach najbardziej celowych — rozstrzygających wątpliwości oraz dokumentujących najbardziej istotne odcinki.

7. Dla profilowań drobiazgowych jeszcze przed dojściem do pasma wybrać odcinki najwłaściwsze z punktu widzenia ich pełności i powiązania z innymi formacjami, położone w miejscach najdogodniej dostępnych — i leżące na z góry zaplanowanych najkorzystniejszych dla obserwacji geologicznych liniach marszrut.

Powyższe zasady zastosowane zostały w pełni dopiero w trzecim okresie prac wyprawy — poczynając od dnia 29. VII. Pozwoliły one szeroko wykorzystać wszystkie poprzednio zdobyte doświadczenia i wiadomości z zakresu stratygrafii. Od chwili sprecyzowania powyższego sposobu postępowania rozpoczął się właściwy okres wykonywania zdjęć geologicznych, w wyniku których powstała dołączona do niniejszej części sprawozdania mapa geologiczna.

Najlepsze wyobrażenie o zmianie metody pracy daje zestawienie liczbowe ilości obserwacji i różnego rodzaju rysunków wykonanych w okresach dziesięciodniowych (dekadach) intensywnej nieprzerwanej pracy, nie zakłóconej innymi czynnościami, wziętych przykładowo z trzech różnych faz pracy geologa w czasie wyprawy (tab. 1).

Z zestawienia tego widać, że ilość obserwacji geologicznych w ciągu dekady utrzymuje się mniej więcej na tym samym poziomie (61—72 obserwacji). Zdecydowanie natomiast zmienia się ilość rysunków w poszcze-

Tabela 1

Okres pracy i wybrana dekada		Zanotowane obserwacje geologiczne	Rysunki waż- niejszych fragmentów budowy geo- logicznej	Rysunki zboczy całych gór	Panoramy geologiczne
Okres pierwszy (23. VI — 4. VII)	Prace na wybrzeżu Dekada 25.VI — 4.VII	61	7	1(4) *	—
Okres drugi (7. VII — 22. VII)	I wyprawa w głąb lądu Dekada 11 — 20.VII	64	11	12	2 **)
Okres trzeci (29.VII—24.VIII)	II wypra- wa w głąb lądu Dekada 3 — 12.VIII	72	3	12	5
	Dekada 13 — 22.VIII	63	2	11	6

\*) Rysunek jednego fragmentu zbocza czterokrotnie powtarzany.

\*\*\*) Panoramy geologiczne wykonane jako próbne.

gólnych ich grupach. Maleje ilość rysunków fragmentów z 7—11 w dwóch pierwszych okresach na 2—3 w końcowym.

W ciągu drugiego okresu ustala się zasada rysunku całych zboczy gór i już niezmieniona trwa do końca prac geologicznych wyprawy (11—12 rysunków całych zboczy górskich w ciągu 10 dni). Panoramy geologiczne — zrobione próbnie w czasie drugiego okresu robót — w trzecim okresie już stosowane są jako reguła (5—6 panoram w ciągu dekady).

Na podkreślenie zasługuje jeszcze fakt, że charakter obserwacji związanych ze szczegółowymi rysunkami wybranych fragmentów również uległ zasadniczej zmianie. O ile w pierwszym okresie wiążą się one z profilami obejmującymi kilka lub najwyżej kilkanaście warstw, to w drugim okresie już w 7 wypadkach na 11 mają one do kilkudziesięciu wyróżnionych warstw, a w ostatnim okresie jest ich nawet w jednym ze szczegółowych profilów 122 (profil Jurakammen-Grańki Jury) przy czym profil ten ma 23 poziomy, z których zebrana została fauna.

Zmiana ta nie jest rzeczą przypadku, ale wynika z tego, że odcinki do szczegółowego profilowania wybierane były przy oglądaniu pasm gór-

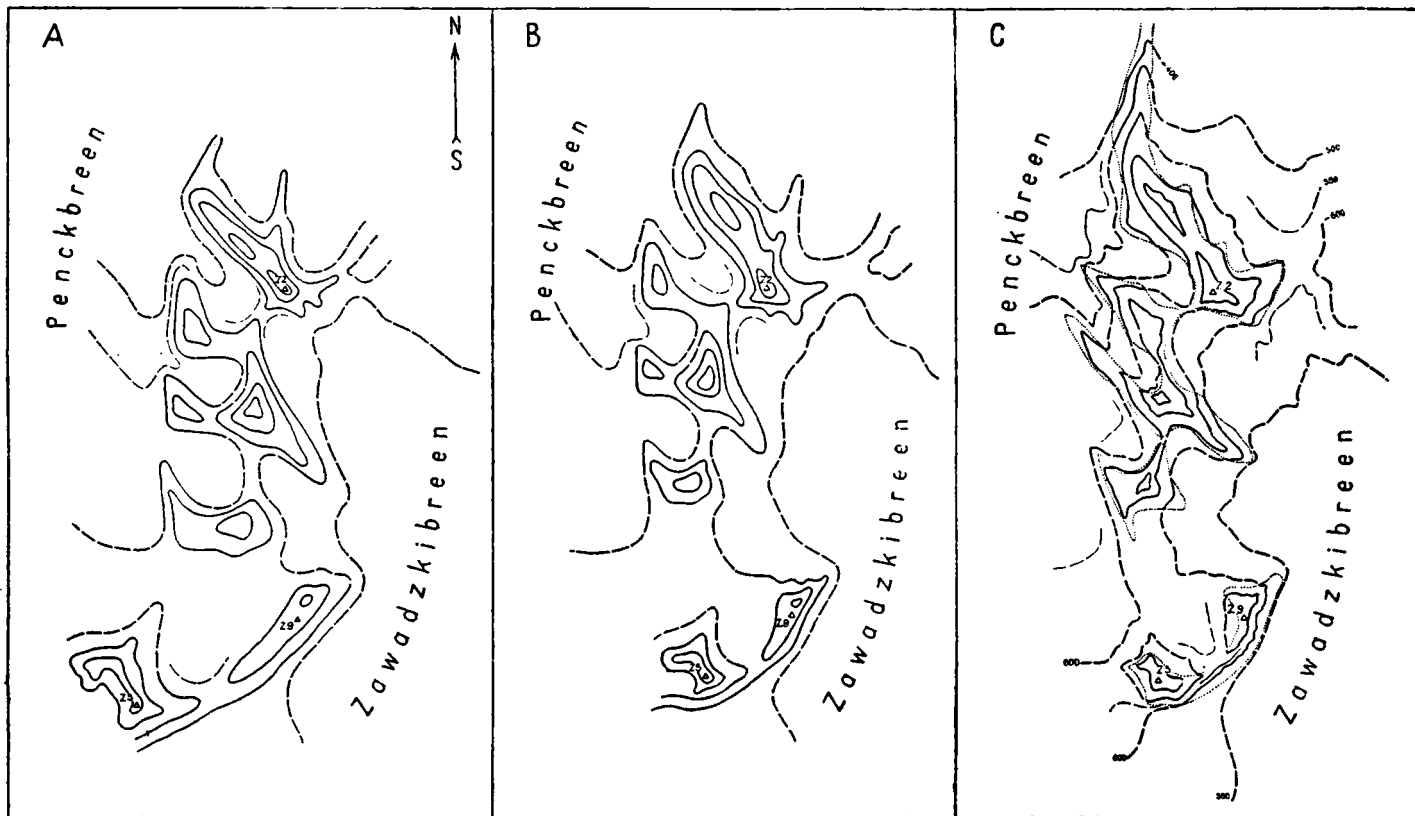


Fig. 8

Trzy fazy opracowania szkicu topograficznego dla celów geologicznych w okolicach Gór Richthofena (Z. 2 — Geografryggen, z. 5—z. 9 — Tviröysegga)

A — szkic odręczny (kompasowy) autora; B — szkic autora nawiązany do punktów triangulacyjnych z położeniem prowizorycznie przeliczonym przez triangulatora w terenie; C — wycinek tej samej części terenu z mapy fotogrametrycznej A. Zawadzkiego (opracowanie kameralne) Skala 1 : 100 000 (oryginał 1 : 50 000) Poziomice co 100 m. Na lodowcach poziomicę przerywane, na powierzchni skał — ciągłe

Course of topographical survey of the author preceding the preparation of geological map in the environs of Richthofen-berget (Z. 2 — Geografryggen, Z. 5—Z. 9 — Tviröysegga)

A — first sketch; B — sketch coordinated with the preliminary triangulation net; C — photogrammetric map of A. Zawadzki. Scale 1 : 100 000 (original map 1 : 50 000) Isohypsies every 100 m., on glaciers marked by dotted lines

skich ze znacznej odległości i dzięki temu praca od razu mogła być skierowana w miejsce, gdzie profil przez daną serię był najpełniejszy i gdzie go można było wykonać w najbardziej dogodnych warunkach.

Przytoczone wyżej cztery dekady w dużym stopniu charakteryzują całość przebiegu prac geologicznych, gdyż przypada na nie łącznie 29 dni obserwacji geologicznych (po 7 dni w pierwszych trzech dekadach i 8 w ostatniej) z ogólnej liczby 36 dni, w ciągu których mogły być one wykonywane w czasie 70-dniowego pobytu na Spitsbergenie. Pozostały czas — 34 dni — przypada na czynności transportowe i organizacyjno-techniczne, jak ciągnięcie sań, przenoszenie rzeczy i pakowanie sprzętu i ekwipunku, zakładanie i zwijanie bazy, inne prace pomocnicze oraz przymusowa bezczynność z powodu panującej mgły.

W sumie dla celów mapy geologicznej wykonane zostało w ciągu tego czasu:

15 panoram geologicznych,  
40 rysunków całych zboczy gór,  
32 rysunki ważniejszych fragmentów struktur geologicznych i szczególnie profilowanych odcinków,  
około 320 obserwacji geologicznych ujętych opisowo,  
280 pomiarów upadów i rozciągłości.

Liczba powyższa nie obejmuje jeszcze obserwacji glaciologicznych i czasu poświęconego na robienie zbiorów botanicznych, co również należało do obowiązków geologa.

Postępy robót i ich wydajność w zależności od zastosowanych metod pracy ilustrują również wymiary terenów objętych obserwacjami geologicznymi w poszczególnych okresach wyprawy:

Okres pierwszy (prace na wybrzeżu 23. VI — 4. VII)	ok. 20 km <sup>2</sup>
Okres drugi (pierwsza wyprawa w głąb lądu 7. VII — 22. VII)	ok. 60 km <sup>2</sup>
Okres trzeci (druga wyprawa w głąb lądu 29. VII — 24. VIII)	ok. 410 km <sup>2</sup>
Końcowe uzupełnienia na wybrzeżu (25. VIII — 28. VIII)	ok. 10 km <sup>2</sup>

Całość skartowanego geologicznie obszaru wynosi około 500 km<sup>2</sup>, z tego około 300 km<sup>2</sup> na terenie objętym pracami kartograficznymi polskiej wyprawy oraz około 200 km<sup>2</sup> na przestrzeni leżącej między tym terenem i Fiordem Van-Keulena.

Dla właściwej jednak oceny warunków pracy trzeba przypomnieć, że odbywała się ona w ciągu dnia polarnego, przy nieustannie świecącym słońcu, co pozwalało przedłużać czas pracy przeciętnie do 15—20 godzin, a w pojedynczych wypadkach nawet do trzydziestu kilku godzin. Takie skomasowanie czasu pracy, pozwalające zaoszczędzić wszystkie straty, które powoduje wielokrotne dojsście do terenu badań, powrót i przygotowanie posiłków (zastąpionych suchym prowiantem równomiernie spożywanym przez cały czas pracy) sprawia, że efekt pracy jednego

„dnia” (jednego okresu nieprzerwanej pracy) odpowiada co najmniej 2—3, a nawet niekiedy 4 dniom pracy terenowej u nas w kraju.

Na podstawie danych otrzymanych od triangulatora pozwalających ustalić wzajemne położenie podstawowych punktów orientacyjnych, komunikowanych przy każdym spotkaniu z grupą geologiczną w terenie,

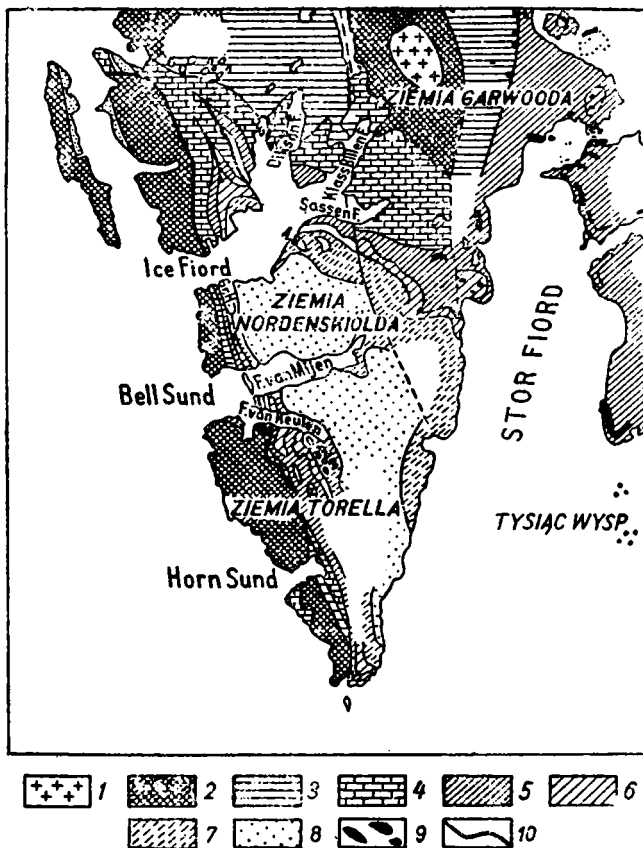


Fig. 9

Wycinek mapy geologicznej Spitsbergenu (Różycki 1936b). Skala 1 : 3 000 000  
 1 — granity, gnejsy itp.; 2 — formacja Hecla Hoek; 3 — dewon; 4 — karbon; 5 — trias; 6 — jura;  
 7 — kreda; 8 — trzeciorzęd; 9 — doleryty; 10 — Linie dyslokacyjne (nasunięcia i uskoki)

A part of geological map of Spitsbergen (Różycki 1936b). Scale 1 : 3 000 000  
 1 — granites and gneisses; 2 — Hecla Hoek Formation; 3 — Devonian; 4 — Carboniferous;  
 5 — Triassic; 6 — Jurassic; 7 — Cretaceous; 8 — Tertiary; 9 — dolerites; 10 — dislocations

można było powiązać ze sobą szereg szkiców topograficznych robionych w sposób zupełnie prowizoryczny przez geologa (fig. 8).

Szkice te sporządzane były jako zdjęcia kompasowe uzupełniane następnie „wcięciami” na boki robionymi z bardzo prymitywnego stolika ustawionego doraźnie na „statywie” zestawianym z kartą i

ków narciarskich związanych razem. Mimo całej ogromnej prowizoryczności tego rodzaju postępowania szkice te, obciążone olbrzymimi błędami, pozwalały na orientacyjne notowanie rozmieszczenia obserwacji geologicznych i stanowiły roboczą namiastkę mapy geologicznej.

Pomagały one również w notowaniu rozmieszczenia obserwacji geologicznych uwidocznionych na szkicach perspektywicznych, przyczyniały się do łatwiejszego przestrzennego opanowania elementów budowy geologicznej terenu oraz ułatwiały w późniejszym okresie opracowań konstrukcję właściwej mapy geologicznej.

Skala, w której wykonywane były te szkice, wahała się między 1 : 75 000 do 1 : 100 000. W sumie wykonano trzy tego rodzaju szkice topograficzne\*), które nie powstawały jednak jako doraźne rysunki, ale były wielokrotnie uzupełniane w ciągu dłuższego okresu czasu.

Lokalizacja podstawowych punktów triangulacyjnych, wstępnie przeliczonych przez geodetę wyprawy już w terenie, dała się również wykorzystać dla uzupełnienia „na bieżąco” mapy otrzymanej z Oslo. Punkty te naniesione na białą przestrzeń mapy norweskiej 1 : 200 000 pozwoliły geologowi zrobić szkicowe prowizoryczne uzupełnienie tej mapy i pokryć ją barwami formacji geologicznych.

Tą drogą jeszcze przed zakończeniem wyprawy powstała przeglądowa mapa geologiczna w skali 1 : 200 000, która dawała ogólny obraz budowy geologicznej Ziemi Torell'a i była dla geologów norweskich w czasie pobytu w Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse w Oslo dowodem wykonanych prac geologicznych. Posłużyła ona również do sporządzenia mapy przeglądowej Spitsbergenu (fig. 9) opublikowanej w 1936 r. (Arktyka, zesz. 2).

## PRACE PO ZAKOŃCZENIU WYPRAWY

Po zakończeniu wyprawy, w drodze powrotnej ze Spitsbergenu fotogrametra i geolog mieli możliwość udać się do Oslo i nawiązać osobiste kontakty w Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse z dyrektorem instytutu dr. Adolfem Hoelem i geologiem dr. Andersem K. Orvinem, kierownikiem prac geologicznych dla Svalbardu.

Przypuszczenie nasze, że dla obszarów objętych wyprawami norweskimi 1918 i 1920 r. istnieją bardziej dokładne mapy, okazało się słuszne. Jednak znajdowały się one w stanie niedokończonych jeszcze

---

\*) Jeden — dla otoczenia plateau lodowego Amundsena i terenów położonych na południe od niego, drugi — który obejmował całość Gór Piłsudskiego (Piłsudskifjella) i ich sąsiedztwo, trzeci — dla grupy górskiej Richthofena (Richthofenberget).

rękopiśmiennych brulionów w skali 1 : 50 000 narysowanych ołówkiem. Oparte były one na zdjęciach stolikowo-fotogrametrycznych opracowanych bardzo żmudną metodą wcięć.

Po ogólnym zapoznaniu się z wynikami polskiej wyprawy i oceniwszy je pozytywnie — dyrekcja instytutu Norges Svalbard- og Ishavs-Under-sökelsekser wyraziła zgodę na udostępnienie tych materiałów członkom wyprawy polskiej i poleciła przyspieszenie dokończenia opracowań kartograficznych interesujących nas terenów. Otrzymaliśmy obietnicę, że przesłana nam zostanie kopia fotograficzna oryginału mapy norweskiej dla rejonów sąsiadujących od północy i zachodu z terenem prac wyprawy polskiej.

Oprócz tego na prośbę geologa otrzymał on zgodę na udostępnienie odbitek zdjęć fotogrametrycznych norweskich z niektórych stanowisk leżących między brzegiem południowym Fiordu Van Keulena i skrajem terenu objętego zdjęciami stereofotogrametrycznymi polskimi.

Ponieważ fotogrametra otrzymał również od Norwegów współrzędne dla podstawowych punktów pomiarowych, które pozwalały na powiązanie triangulacji polskiej z triangulacją przeprowadzoną w czasie wypraw norweskich 1918 i 1920 r. — zapewnione zostało całkowite powiązanie i uzgodnienie prac kartograficznych wyprawy polskiej z odpowiednimi opracowaniami norweskimi.

Dla geologa był to moment niezmiernie korzystny, gdyż dla całego objętego jego zdjęciami geologicznymi terenu zapewniał możliwość użycia jednolitego i uzgodnionego podkładu topograficznego.

Uzyskane norweskie zdjęcia fotogrametryczne pozwalały również, chociaż częściowo, rozszerzyć zastosowanie metody kartowania geologicznego opartej na fotogrametrii .

Drugą dużą korzyścią, którą geolog mógł wynieść z pobytu w Oslo, było zapoznanie się ze zbiorami geologicznymi z poprzednich wypraw norweskich na Spitsbergen częściowo znajdującymi się w Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelsekser, a w większej części przechowywanymi w Narodowym Muzeum Przyrodniczym w Oslo.

Jako materiały porównawcze mógł on również przejrzeć kolekcje jurajskie z wyspy Andöy (Lofoty) i chronione jak relikwie narodowe zbiory Nansena z Ziemi Franciszka Józefa, zebrane w czasie jego słynnej wyprawy biegunowej w r. 1895.

Ogromnie cenny był również kontakt osobisty z geologami norweskimi: dr. A. K. Orvinem — geologiem Norges Svalbard- og Ishavs-Under-sökelsekser, autorem pięknej mapy geologicznej Półwyspu Bröggera w południowej części zatoki Kings Bay na Spitsbergenie, posiadającym wielkie doświadczenie w zakresie kartowania geologicznego w krajach polarnych, oraz dr. A. Heintzem — kustoszem Norweskiego Narodowego



Muzeum Przyrodniczego, który opracował szereg faun kopalnych ze Spitsbergenu i Grenlandii.

Oprócz zapoznania się z materiałami z wypraw norweskich i ich uczestnikami w Oslo, geolog miał również możliwość nawiązać kontakt osobisty z prof. dr. Gerardem de Geerem w Sztokholmie, który w latach 1898—1900 brał udział jako topograf i geolog w wyprawie szwedzkiej Nathorsta i który między innymi pracował wówczas we wschodniej części Fiordu Van Keulena w sąsiedztwie czoła Lodowca Nathorsta i grupy górskiej Bazyliki. Prof. G. de Geer będący już wówczas w podeszłym wieku z przyjemnością wspominał teren swoich prac młodzieńczych i udzielił szeregu cennych wskazówek oraz ofiarował kilka swoich trudnych już do nabycia prac dotyczących Spitsbergenu.

Po powrocie do kraju geolog zabrał się przede wszystkim do opracowania materiałów paleontologicznych zebranych w czasie wyprawy i na ich podstawie do kontroli schematu stratygraficznego przyjętego jako podstawa dla jego zdjęć geologicznych na Ziemi Torella.

Triangulator przystąpił do obliczeń, a fotogrametra do wywołania zdjęć i opracowania mapy na stereokomparatorze.

Mniej więcej po upływie pół roku od powrotu z wyprawy mapa topograficzna terenu wyprawy w skali 1 : 50 000 była już opracowana. W tym też mniej więcej czasie napłynęły również z Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse materiały przyobiecane w Oslo.

Geolog otrzymał więc do dalszych prac nad opracowaniem mapy geologicznej pełny potrzebny mu podkład topograficzny oraz komplet odbitek zdjęć fotogrametrycznych do swojego użytku.

Rozboczał się okres żmudnych i pochłaniających dużo czasu prac nad geologicznym opracowaniem poszczególnych zdjęć fotogrametrycznych w oparciu o notatki i szkice zrobione w czasie wyprawy.

Zastosowany sposób postępowania polegał na ponownym rysunku panoram geologicznych na kalkach przezroczystych, ściśle według zdjęć fotogrametrycznych, użytych jako ich podkład, na których w oparciu o materiały zebrane w terenie ustalony był przebieg granic między poszczególnymi wyróżnionymi seriami geologicznymi.

Na podstawie tych nowo opracowanych i skorygowanych panoram geologicznych dokonany został wybór punktów charakterystycznych koniecznych do wznaczenia przebiegu granic między formacjami na mapie w skali 1 : 50 000.

Następnie punkty te metodą stereoskopową zostały wniesione na mapę i na ich podstawie wrysowany został ostateczny kontur tych granic.

## ABSTRACT

The data presented in this paper have been obtained by the author during the First Polish Spitsbergen Expedition, 1934. A paper based on these data has been written by the present author before the World War II, but the manuscript was destroyed in 1939.

The author has investigated the NW and central parts of Torell Land, and the adjoining part of Wedel-Jarlsberg Land. Along the main mountain range between these lands occurs a zone of intense Tertiary folding. Four recumbent folds overthrust eastward 5 to 8 km., obliquely superimposed, namely the Mitterhuken, the Berzeliustinden, the Saussureberget and the Supanberget tectonic units can be distinguished in this zone. Immediately eastward occurs a zone c. 10 km. wide consisting mainly of Triassic rocks, with four oblique folds which grow less steep eastward and gradually disappear towards SSE. In the cores of two folds the Lower Permian rocks are visible.

Young tectonic movements have also disturbed Caledonian folds in the Hecla Hoek Formation in an area of Wedel-Jarlsberg Land. The strongest deformations occur in the southern parts of the western limbs of the pre-established great synclines. This has been due to the discrepancy between the directions of the older stress which produced folds with axes directed NNW — SSE and of the younger ones which tended to produce folds with axes directed nearer to NW — SE.

In Torell Land the Hecla Hoek Formation is discordantly covered by a late-Paleozoic series. Its oldest member is the Culm, which thins gradually southward from 200 — 250 m. to 0 — 60 m. The Middle Carboniferous is represented by red and dark-green conglomerates (maximum thickness 200 m.), analogous to the Pyramiden Conglomerates followed by the Passage Beds similar to those known on the coasts of Billefjorden. The Middle Carboniferous rocks occur locally near Recherchefjorden and on the western slopes of Zittelberget. The Upper Carboniferous is represented by a series of a littoral character consisting of layers of Cyathophyllum Limestones alternating with coarse-detritic layers. This series is followed by the Lower Permian Brachiopod Cherts, c. 400 m. thick.

The Lower Triassic is represented by shales and hieroglyphic sandstones thinning southward from 400 m. to 140 m. (in Passhatten). The Middle and Upper Triassic is built up of dark shales with intercalations of dark limestones and sandstones thinning southward from 400—500 m. to c. 300 m. (in Kopernikusfjellet). Many ammonites and reptile remains have been observed in the southern part of the studied area.

A conglomerate (Engadinerpasset) or a coarse-grained sandstone layer separates the Rhaetian and the Lower Lias from the Upper Triassic deposits. The Rhaetian is represented by grey and green shales with *Estheria brodieana*, sand-

stones with plants and by bonebeds. The whole complex is horizontally variable. It is followed by the Upper Liassic marine deposits, mainly conglomerates in the west and phosphorites with Toarcian ammonites in the east.

A series of dark shales, rather monotonous in the vertical sense (Ingebrigtsenbukta Series) represents the Callovian, the Oxfordian, and the Lower Kimmeridgian. It is overlain by a conglomerate bed followed by dark shales with siderites (Tirolarpasset Series). Faunas of the Volgian, of the Berriasian and of the Valanginian ages have been found in these rocks. The uppermost Valanginian is represented by the Ullaberget Series, a complex of green shales with concretions of marls and with conglomerates in the highest part.

Follows a complex of continental sandstones and shales with plants. It represents the Hauterivian and the Barremian. No marine ingressions occurred during this time. The Aptian and the Albian are represented by shales with *Ditrupe* (shales with intercalations of sandstones). They are followed by the Tertiary (Paleocene and Eocene) deposits.

Dolerite sills have been observed in the Carboniferous rocks in the west, and in the Jurassic rocks in the east.

From the distribution of the facies in the Mesozoic can be inferred in SW Svalbard the existence of an area subjected to recurrent subsidence. It continued to the coasts of Scandinavia. In some respects this area is analogous to the subsiding area situated south of Scandinavia which extended from Denmark through Scania in the direction of Poland. Similarities between these areas were most conspicuous during the Rhaetian and the Lower Lias, and during the beginning of the Upper Jurassic transgression.

## INTRODUCTION

This paper is a continuation of the paper previously published by the writer describing the geological investigations in Torell Land, carried out during the First Polish Spitsbergen Expedition, 1934.

A preliminary report on these investigations was published in 1936 (Różycki, 1936a). A geographical description of the interior of the newly explored land was included in general reports on the investigations carried out by the Expedition, published by S. Bernadzikiewicz (1936) and by the present author (1936c). A topographical map and other data obtained during the topographical survey were published by A. Zawadzki and S. Zagrajski in the 1935—1936 issues of "Wiadomości Służby Geograficznej".

The full text of the geological report was already in 1938 ready to print, but the outbreak of the 2-nd World War prevented its publication. During the bombardment of Warsaw in 1939 the manuscripts and collections have been destroyed. Only field notes, original drawings of maps and geological sections, and some rough drafts have been saved. On these materials two papers on periglacial phenomena in Torell Land published by the writer (Różycki, 1957a, b), have been based.

In the present paper are discussed the geology of a part of Torell Land and the role of the young Tertiary tectonic movements in this area.

The English text of the present paper is not a translation of the Polish text. Part I, published in Polish, gives a description of the geological investigations and mapping and of the methods used during the Expedition. Part II, in English, contains preliminary remarks on the attached geological map of the north-western part of Torell Land (scale 1 : 50,000), as well as the descriptions of the stratigraphy and tectonics of the investigated area and of its relations with the remaining part of Svalbard.

A detailed geological description will be published in future.

## ACKNOWLEDGMENTS

The author desires to express his gratitude to the following persons and institutions in Poland and abroad for their most generous assistance and interest taken in his work:

The Norsk Polarinstitut (formerly Norges Svalbard- og Ishavs-Under-sökelse), and Dr. A. K. Orvin allowed most kindly the writer to use, in 1934, i. e. long before their publication, the 1 : 50,000 and 1 : 200,000 maps of Torell Land and Wedel-Jarlsberg Land, and also some sheets of photogrammetric map made in 1920 by the Norwegian A. Hoel Expedition in the Van Keulenfjorden region; during the post-war years the Norsk Polarinstitut continued its generous assistance by sending its latest publications and by enabling the writer to use the Institute's library.

Prof. A. Heintz most obligingly made it possible for the writer to investigate the collections of several Norwegian Spitsbergen Expeditions, moreover those of F. Nansen from Franz Josef Land, and of B. Lundgren from Andöya.

Prof. J. M. Wordie and Dr. Ch. W. M. Swithinbank of the Scott Polar Research Institute in Cambridge, England, took a friendly interest in the author's work and had the exquisite courtesy to send him some papers on the last English Expedition to Spitsbergen.

Prof. Dr. R. Kozłowski and the late Prof. J. Lewiński, had the extreme kindness to take an interest in the author's work during many years, and made it possible to acquire numerous geological works on the Arctic, between others nearly all the polar items from the library of the late Prof. J. F. Pompeckj.

The story of the preparation and publication of the present work is a long and complicated one. As decided by Prof. K. Bohdanowicz it was to appear as a publication of the Polish Geological Institute. The outbreak of the 2-nd World War put a stop to the printing. There have been many obstacles in post-war years. The co-operation of Dr. A. Halicka, Director of the Museum of the Earth ("Muzeum Ziemi") was of great help at that time. The re-adjustment for the printing of the topographical material drawn by S. Walenta and the new interpretation of geological sections drawn by T. Garlej were financed by the Museum. The late W. Mizeria plotted the dips and the symbols of geological formations on the map.

Dr. K. Birkenmajer and Mr. S. M. Gąsiorowski most kindly made corrections in the English text of this paper.

Mr. H. Mogilnicki, and Prof. W. Biernawski and S. Bernadzikiewicz, both now deceased, were the writer's companions in his 1934 trips over the glaciers in Torell Land, and generously co-operated in his research

work. The beautiful photos taken by Mr. A. Zawadzki proved to be of great value as they constituted the base for the panoramic views and geological map accompanying the present paper.

## BOUNDARIES OF TORELL LAND AND WEDEL-JARLSBERG LAND

The southern, triangular part of Vestspitsbergen, divided from the bulk of the island by the long Van Mijenfjorden, falls into three subdivisions: the southern, lying south of Hornsund, Sörkapp Land; the northern, bounded by Van Keulenfjorden, Nathorst Land; and the central, which is also the largest. The western part of the latter is called Wedel-Jarlsberg Land, while the eastern is known as Torell Land.

Since the writer's field work was centred in the area on the border of the two last named regions, their delimitation was one of the first problems that called for consideration. In the writer's opinion this presents no difficulties, since the two regions are separated by a high mountain range, hereafter referred to as the Chief Range. All the major mountains of the investigated area are situated along this mountain range. These are: Berzeliustinden 1204 m., Hermelinberget 1064 m., Erdmannberget 1009 m., Pukkelen 993 m., Zittelberget 1192 m., Supanberget 1100 m., Staszicfjellet 991 m., Stanislawskikammen 970 m., Kopernikusfjellet 1055 m., Curie-Sklodowskafjellet 822 m., and Fonnyryggen 720 m.

This mountain range separates two units of quite different geological structure. The western one is built up of the Hecla Hoek Formation, the eastern one is built up of the younger Paleozoic, Mesozoic and Tertiary rocks. Moreover, this range separates two main glacier systems, one of which flows directly into the ocean and into the broad Bellsund and Hornsund fjords, the other one into Van Keulenfjorden, which is the innermost part of Bellsund. These two glacier systems communicate by numerous ice plateaux and transfluencies with glaciers flowing eastward into Storfjorden.

The Chief Range also divides two distinctly different climatic areas, i. e. the westerly Wedel-Jarlsberg Land, where the influence of the ocean prevails, and the eastern, more continental, Torell Land. These two climatic areas differ by cloudiness and the amount of precipitation. They are also easily observable within the central area of the Chief Range on the surface of glaciers, which on the western side ranges 200 m. higher than on the eastern one.

The arrangement of glaciers occurring on either side of the Range varies widely too. Those in the west radiate from an elevated centre

(Amundsenisen) situated at the foot of the Chief Range, while those in the east occur in large cirques; much further, nearer Storfjorden, they join and form complicated systems.

Still another portion of the southern Vestspitsbergen, situated in the west, could reasonably be differentiated and given an individual name. This is a large peninsula lying west of a line connecting Isfjellbukta with Recherchefjorden. It is situated beyond the western peripheries of Tollbreen and Recherchebreen; it is characterized by poor glaciation and dissected by three large valleys: Dunderdalen, Chamberlindalen and Orvindalen, which finally become united.

The only papers on the geology of the interior of this region have been published by A. K. Orvin. The present writer, therefore, proposes to call it *Orvin Land* (Fig. 2), in honour of that indefatigable explorer, who devoted his life to the study of Spitsbergen.

### COURSE OF FIELD WORK

The area explored by the Polish 1934 Expedition is bordered on the north by Van Keulenfjorden, and on the west by a line running from Malbukta, along the Chief Range, across Berzeliustinden to Zittelberget, to the environs of Amundsenisen and the upper part of Nornebreen.

In the south this area reaches Halenuten and, across Curie-Skłodowskafjellet, stretches to Polakkfjellet where it extends northwards, embracing Piłsudskifjella (their eastern periphery excepted); further on it runs across Langryggen and Basilika to reach the shore of Van Keulenfjorden close to the front of Penckbreen. A few excursions were also made outside the mentioned area i. e. to Reinodden, to the front of Nathorstbreen, to Raudfjellet, to Midterhuken, and to Axelöya in Van Mijenfjorden. The writer did not take part in the three last excursions, but specimens of rocks collected there and photos of geological interest were kindly made available to him by Mr. H. Mogilnicki and by Mr. A. Zawadzki.

The field work was carried out in three stages:

During the first stage, from June 25th to July 7th, the writer explored the shore of Van Keulenfjorden as far as Reinodden,

During the second stage, from 8th to 22nd of July, together with the photogrammetric group (A. Zawadzki and W. Biernawski) the writer investigated the surroundings of Penckbreen,

During the third stage, from July 30th to August 24th together with H. Mogilnicki, the writer reached the Piłsudskifjella, and explored the southern part of the Amundsenisen, Polakkbreen and Nornebreen areas, and also the area of Finsterwalderbreen and Hessbreen.

Moreover, during his sojourn at the Base of the Expedition on the terminal moraine of Finsterwalderbreen from 20th to 24th of June, from 23rd to 29th of July and from 25th to 28th of August, the writer made some excursions in the neighbourhood of Tilasberget, in Heimfjella and the front of Nathorstbreen.

During every excursion field work has been carried on for 15 to 20 and, sometimes, to 32 hours without interruption, in order to make the best of the short periods of fine weather. This saved a great deal of time which would have otherwise been wasted in walking to and from the camp, and enabled the writer to extend his investigations.

During his work beyond the coastal zone the writer had no detailed maps of the investigated area. He, therefore, had to use in his work another method. It consisted in carrying out of accurate panoramic drawings and rough sketch maps, and in correlating them with the photographs taken at the same time. After returning to Poland, the data acquired during the field work, such as the course of geological boundaries, sites of measured dips, localities with fauna, etc., were plotted on photographs and subsequently transferred into the topographic map worked out by photogrammetric surveyors on the same photographs. The course of the geological boundaries in the resulting 1 : 50,000 geologic map is marked with the accuracy required for the 1 : 100,000 maps.

Methods generally adopted in mountain regions have been used to obtain the profiles of slopes. The neighbourhood of Humpvarden (the eastern part of Heimfjella), the eastern part of Friherrefjella (from the line between Neumayrberget and Basilika), and the boundary between the Jurassic and the Neocomian near Tilasberget are the only parts of the mapped area which have not been thoroughly investigated. The corresponding parts of the map are based exclusively on sketch drawings made from distance, and not verified on the spot.

In spite of possible errors data thus obtained have been plotted in order to make the map continuous. Geological boundaries are shown by broken lines.

As to the stratigraphy, the writer has been most interested in the uppermost Triassic, in the Jurassic and in the Lower Neocomian. He devoted most of his time to the study of these formations, and made some detailed sections. Other formations have been dealt with less accurately. Their investigation has been limited to that necessary for the preparation of the geologic map and to the understanding of tectonics, which were the main objects of the work undertaken.

The geologic map, as now published, was completed in 1938. The geologic sections, destroyed during the war had to be drawn again.



The topographic data for this map were compiled from two sources. The southern sector (S and E from the line running across Halenuten, Böygen, Snökletten, Zittelberget, Suessberget), is based on the 1 : 50,000 map worked out by A. Zawadzki of the Military Geographic Institute in Warsaw. Zawadzki's map was based on his own stereophotogrammetric pictures taken during the Polish Expedition in 1934, and on the triangulation carried out by S. Zagrajski and referred to the Norwegian triangulation net established in 1918—1920 (Zawadzki 1935, 1936; Zagrajski 1935).

The northern and western sectors of the map are based on the topographic map which was made available to the writer by the exceptional courtesy of the Norges Svalbard- og Ishavs-Undersökelse, the present Norsk Polarinstitut. This was a copy of the 1 : 50,000 map (then unpublished) prepared on triangulation measurements and photogrammetric pictures carried out by A. Köller and W. Solheim during the Norwegian Expeditions of 1918, 1920 and 1921.

The above mentioned topographic map has been used even after the publication in 1952 and 1953 of new Norwegian maps (Topografisk kart over Svalbard 1 : 100,000, Blad B<sub>11</sub>, Van Keulenfjorden, and B<sub>12</sub>, Torellbreen) by the Norsk Polarinstitut. The new Norwegian maps give a more complete picture of the investigated area, as they cover also the „blank patches” of the earlier maps. Nevertheless the earlier map constituted the original base of the geological mapping and the transference of its contents into the new topographic map might have involved errors. However, the topographic names used in the present paper and in the accompanying map are those included in the Norwegian maps from 1952 and 1953.

## STRATIGRAPHY

### HECLA HOEK FORMATION

The Cambrian and Ordovician faunas discovered by H. Major and T. S. Winsnes (1955) in Sörkapp Land made it possible to obtain a clearer view of the stratigraphy of the Hecla Hoek Formation in the southern part of Vestspitsbergen. The Polish IIIrd International Geophysical Year Spitsbergen Expedition (1957—1958) has studied this problem in the southern part of Wedel-Jarlsberg Land and in the northern part of Sörkapp Land. The subdivision of the Hecla Hoek Formation adopted in the present paper is partly based on the stratigraphic data obtained by K. Birkenmajer (1958 a, b) during that Expedition.

During the First Polish Spitsbergen Expedition, the writer had only

the opportunity to study the eastern peripheries of the area of the Hecla Hoek Formation.

Within the Amundsenisen region he has ascertained the presence of a large syncline filled with dark limestones of the Gråkallen (Ordovician) Series. This syncline extends south to Perlebandet and Luciakammen. Shales of the Gášhamma (Eocambrian) Series occur on both sides of the syncline.

East of the syncline, on the slopes of Kopernikusfjellet, grey and red limestones with phyllites of undetermined age occur. These are also present in the western part of Stanisławskikammen, Staszicfjellet and on the western slopes of Supanberget.

It seems that the Slyngfjellet Conglomerates occur on Stanisławskikammen and Flinthornet, among strongly disturbed frontal elements of the overthrust.

The younger Paleozoic rocks discordantly overlie the folded deposits of the Hecla Hoek Formation. The discordance is easily visible on the western slope of Berzeliustinden where the Culm deposits lie on green phyllites with limestone intercalations, probably belonging to the Gášhamma Series (Eocambrian).

#### DEVONIAN

While in the northern Vestspitsbergen the Devonian is widespread, its only occurrence in the south is that reported from the Hornsund region by Th. Tschernyschew and G. de Geer (1899) during the Russo-Swedish Arc-of-Meridian Survey between 1899 and 1902.

Later investigations by A. Hoel in 1919, A. K. Orvin in 1936, A. Heintz in 1949, and by H. Major and T. S. Winsnes in 1952, ascertained a fairly wide distribution of the Devonian in central Sörkapp Land. It is indicated on the map summarizing the results of all these investigations and annexed to the paper by H. Major and T. S. Winsnes (1955).

The northern boundary of the Devonian rocks has not yet been established.

During the Polish 1934 Expedition, the position of the Devonian in relation to the northern tectonic units keenly interested the writer. He carefully investigated all the accessible outcrops revealing a direct contact of the Hecla Hoek Formation with the younger Paleozoic. However between the shores of Van Keulenfjorden and Kopernikusfjellet, he ascertained the lack of sediments which could be referred to the Devonian. Neither have they been noted further south, as far as Curie-Skłodowskafjellet, but their absence there is less certain since the contact of the strongly folded Triassic rocks exposed in this mountain with those

of the Hecla Hoek Formation observable on Aulrabben is concealed by the glacier.

Judging from observations not verified on the spot, the Devonian occurs as far as Braemfjellet and extends further south in the direction of Hornsund, towards Marietoppen on the shores of Adriabukta.

## CARBONIFEROUS AND PERMIAN

### Culm

The Culm commencing the younger Paleozoic of Torell Land, rests unconformably on the folded Hecla Hoek Formation. It is represented by a thick complex of sandstones and light-coloured conglomerates with well rounded quartz gravel of continental or littoral origin. On Reinodd- en it contains a thick intercalation of plant-bearing shales. Such intercalations have not been observed by the writer further south.

Outcrops of the Culm sandstones and conglomerates occur from Ahlstrandodden to Aldegondaberget and higher up just below the peak of Berzeliustinden, where they disappear owing to reduction by the overthrust. South of Hessbreen the Culm deposits are exposed a few kilometres westward of the above mentioned outcrops. They continue on the western slopes of Hermelinberget, west of the Revtanna peak and south of Saussureberget, where they disappear again. South of Sveisarfonna the Culm complex grows thinner and even in some places is absent. It has not been discovered by the writer between Supanberget and Kopernikusfjellet. In Kopernikusfjellet it occurs on the western slope of the mountain as a rather thin layer between the Hecla Hoek Formation and the Middle Carboniferous.

The absence of the Culm sediments in this belt may be due to tectonic movements. In the writer's opinion, however, the lack of the Culm sediments in this region is due to sedimentary conditions.

A. K. Orvin (1940) thinks it probable that the Culm deposits occurred throughout Svalbard until they were to a large extent destroyed by the erosion during the Middle and the Upper Carboniferous. At present only remnants of the Culm cover are preserved along the western shores and in the central part of Vestspitsbergen in the region of Billefjorden, and, probably, in the upper part of Lomfjorden.

The writer is of another opinion. He supposes that the original range of the Culm deposits has been more restricted, though, naturally, wider than now, and he thinks that the present distribution of the Culm deposits is due not only to tectonic causes but also to certain morphological features of the pre-Carboniferous relief.

E. g. it is significant that the older Culm members, intercalated with

dark shales with plants and coal seams, occur only in the region of Billefjorden, and in western Bellsund, apparently indicating a course of a valley, directed NNE to SSW.

East and south of Bellsund, thicker shale intercalations are absent in the lower part of the Culm. They have not been observed either in the southern slopes of Berzeliustinden, on Aldegondaberget and Ahlstrandodden, or in any of the more southern sections of Hermelinberget and Saussureberget. Neither do they occur in Zittelberget and Kopernikusfjellet or, as far as the writer's knowledge goes, south of Hornsund. They have, however, been observed in western Hornsund where the Culm beds attain again great thickness.

Along the western shores of Vestspitsbergen existed in the Lower Carboniferous a zone of more intense subsidence or, maybe, a major depression; there the sediments, which are mainly clastic, are ten to twelve hundred metres thick (western Isfjorden area — 1200 m.; northern Bellsund shore — 980 m.; Hohenlohefjellet in western Hornsund — about 1000 m.).

East of this zone the thickness of the Culm beds diminishes abruptly to 550 m. on Reinodden and to 200 m. at Ahlstrandodden. It varies from 150 to 200 m. in Berzeliustinden and between Hermelinberget and Saussureberget. Further south — east, the thickness of the Culm diminishes gradually; in Kopernikusfjellet it is less than 100 m., and in some places the Culm deposits are absent.

Everywhere the Upper Carboniferous rests nearly conformably on the Culm. The writer has never noted a discordance between the Upper Carboniferous and the Culm. This suggests that the tectonic movements of the Sudetic phase were negligible or absent.

The Hecla Hoek Formation has been intensely eroded during the Middle Carboniferous in the vicinity of Supanberget, i. e. where the Culm deposits thin abruptly or even disappear completely. This is implied by the composition of red conglomerates underlying the Cyathophyllum Limestone. It seems therefore probable that the thickness of the Culm deposits in this area has always been smaller than further west, and they became still thinner or even did not exist quite near to, and east of, the line joining the interior parts of Van Keulenfjorden and Hornsund.

### Middle Carboniferous

Within the central part of the Chief Range, between Zittelberget and Stanisławskikammen, the present author has observed in many places a complex of red and green conglomerates underlying the Cyathophyll-

um Limestone. Their relation to the Culm — from which they differ very distinctly — is not clear, since in all the cases where they contact with the Hecla Hoek Formation, both are tectonically disturbed.

The position of these conglomerates had been unknown till A. K. Orvin (1940) published a description of a Lower Carboniferous section from Reinodden. This section shows a rock complex, 200 m. thick, above the Culm and below the Cyathophyllum Limestone. At the bottom of this complex red and green conglomerates several metres thick occur, and pass higher up into sandstones and arenaceous shales. It has been stressed by Orvin that these conglomerates are quite similar to the sediments which in Björnöya (Bear Island) undoubtedly represent the lower part of the Middle Carboniferous (Horn & Orvin 1928), and also to the rocks of the same age in Bröggerhalvöya (Holtedahl 1911; Orvin 1934) which have yielded *Spirifer (Choristites) mosquensis* Fischer.

On these data A. K. Orvin (1940) determined the age of the clastic complex at Reinodden as the Moscovian (= Middle Carboniferous).

No similar complex situated between the Culm and the Upper Carboniferous has been observed at Ahlstrandodden either by the present author in 1934 or by Orvin in 1936. It is also absent on the northern slopes of Aldegondaberget and on the southern slopes of Berzeliustinden. The absence of red conglomerates in the sections mentioned seems to be primary.

The present author did not find red and green Middle Carboniferous conglomerates between the Culm and the Cyathophyllum Limestone in Hermelinberget, Revtanna and Saussureberget, though all the Carboniferous deposits are very well exposed.

They are also lacking at Nuppasset, where Cyathophyllum Limestone overlies the light-yellow Culm conglomerates. They suddenly appear, however, as a well developed complex over 200 m. thick, in the western slope of Zittelberget, and in the northern slope of Supanberget, where they have been subjected to strong tectonic deformations. South of Supanberget they disappear again. In this region, however, including Helhornet and Staszicfjellet the absence of conglomerates may be due to tectonic causes.

Red conglomerates, resembling those described above and perhaps of the same age, appear on Flinthornet. Together with the Hecla Hoek Formation they belong to the strongly deformed frontal part of the rock masses thrust over the Triassic of Stanislawskikammen.

No Middle Carboniferous conglomerates are observable on the whole Lysefjellet, where the phyllite shales (Hecla Hoek Formation) are thrust over the Triassic. The conglomerates in question, however, together with

the overthrust part of the younger Paleozoic occur in the western slope of Kopernikusfjellet. They are overlain directly by the *Cyathophyllum* Limestone, commencing the Upper Carboniferous sequence. The Middle Carboniferous deposits are here relatively thin — only a few score metres — they consist of dark-green, well cemented conglomerates, intercalated in the upper part in a similar way as on Reinodden, with red sandstones and arenaceous shales.

Still further south, as far as Curie-Skłodowskafjellet, there are no Carboniferous outcrops. Neither does the Carboniferous seem to crop out in Fonnryggen. Both these areas, judging from observations made from distance, are built up of Triassic rocks. On the eastern coast of Burgerbukta, above the Culm, Orvin (1940, p. 23, 25—26) noted a 300 m. thick rock complex consisting of grey, well bedded sandstones with layers of conglomerates and numerous fine intercalations of red sandstones and arenaceous shales, overlain by a 60 m. thick complex of grey conglomerates. Still higher up there occur arenaceous and coral-bearing limestones, and dolomitic sandstones (98 m.) covered by limestones containing an abundant fauna, probably of a Lower Permian age.

This complex is referred by Orvin to the Middle Carboniferous, and correlated with deposits of the same age from Björnöya.

The above described thick complex of red conglomerates from the western slopes of Zittelberget, underlying the *Cyathophyllum* Limestone strikingly resembles the Pyramiden Conglomerates of E. M. Lyutkevich (1937) from north-western Billefjorden. E. R. Gee, W. B. Harland and J. R. H. McWhae (1952) who have been working on the material of the Cambridge Spitsbergen Expedition of 1949, correlate these conglomerates with the Passage Beds distinguished by J. M. Wordie in 1919 on the eastern coast of that fjord. These are of the same age, but the facies is different.

The above mentioned authors refer the Pyramiden Conglomerates to the upper part of the complex which they have named the Campbellryggen Group. The lower part of this group consists of the Lower Gypsiferous Series occurring in the eastern part of Isfjorden only. This series is usually considered as of the Middle Carboniferous age (Lyutkevich 1937; Orvin 1940). Gee, Harland and McWhae (*l. c.*, p. 312) consider the Passage Beds and the Pyramiden Conglomerates as most probably representing the Middle Carboniferous, though they do not exclude an early Upper Carboniferous age. The fauna occurring in these rocks is poor and not well enough preserved. Brachiopods have been recorded only from the lowermost limestone layer of the Passage Beds. C. L. Forbes tentatively determined some specimens as *Choristites mosquensis* Fischer.

The present writer thinks that, as the paleontological evidence is obviously inadequate, the existence of transitions between the *Cyathophyllum* Limestone and the underlying conglomerates in the area between Zittelberget and Supanberget should be emphasized when determining the age of the Pyramiden Conglomerates.

### Upper Carboniferous

The *Cyathophyllum* Limestone is well developed throughout the northern part of the Chief Range. It has been observed between Aldegondaberget and Berzeliustinden and, on the other side of the dislocation south of the latter mountain, in Hermelinberget, Revtanna, Saussureberget, Nupen, Zittelberget and Supanberget. Further south the Carboniferous is covered by the Hecla Hoek Formation, overthrust from the west, and may be observed only in the eastern periphery of Stanisławskikammen, where it occurs as small blocks of tectonic origin.

A larger part of the Upper Carboniferous complex has been preserved in the western part of Kopernikusfjellet within the front of the rock masses overthrust from the west. The green and red conglomerates and shales of the Middle Carboniferous, or of the lowest Upper Carboniferous age, are overlain by a complex of arenaceous limestones and dolomites, intercalated with conglomerates and red shales in the lower part, containing fairly frequent corals („*Cyathophyllum*”) in the upper part.

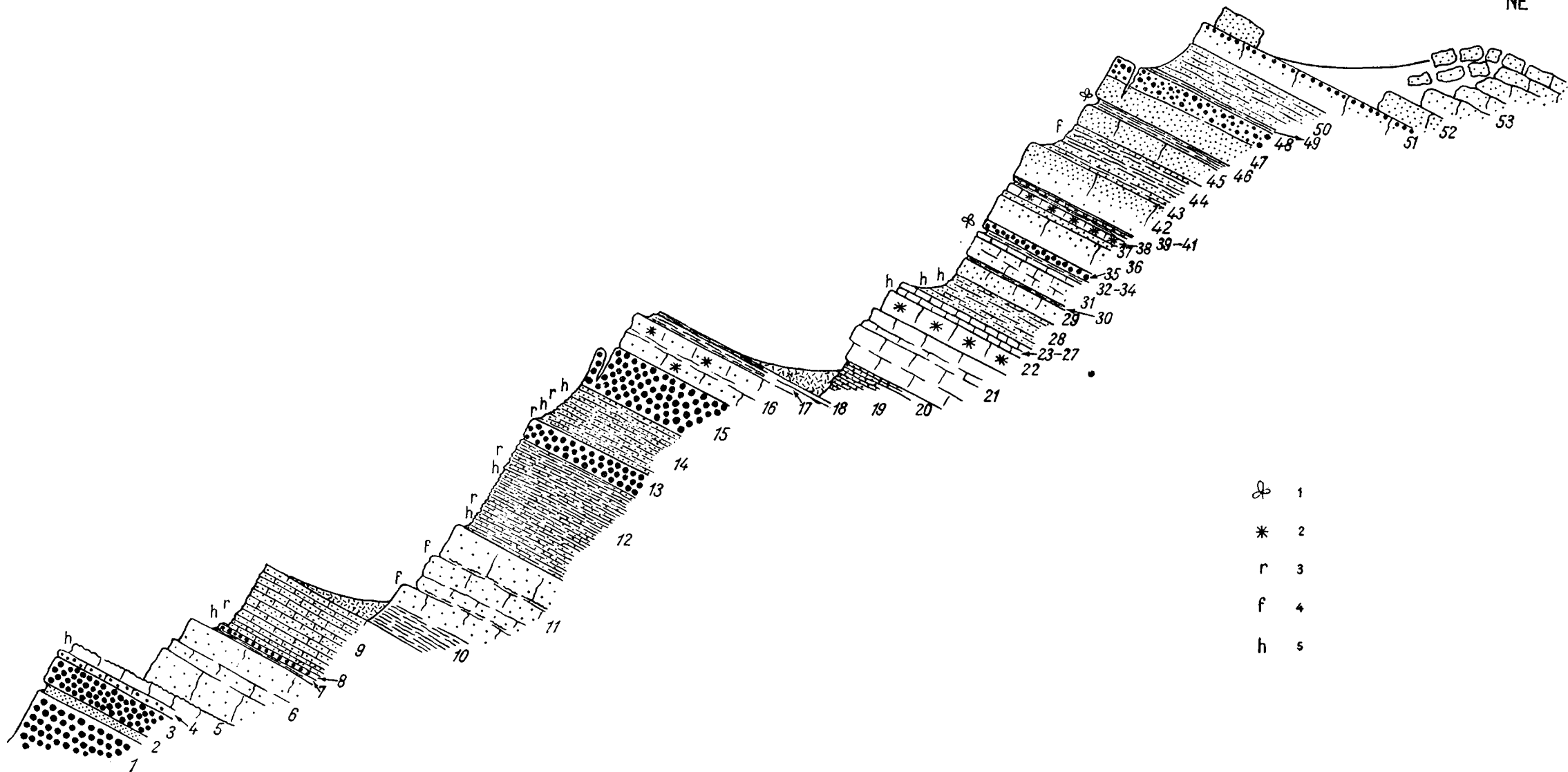
An interesting sequence has been observed by the writer on a rocky ledge separating the glacier cirques situated on the eastern side of the Chief Range at the foot of Zittelberget and Supanberget (Fig. 10). The writer draws attention to the lower part of this sequence, which may be considered as a transition to the underlying red conglomerates.

A description of this sequence is given below beginning with a small platform situated about 100 m. above Penckbreen and covered by scree from the arenaceous *Cyathophyllum* Limestone, and proceeding downwards in the stratigraphic sense:

Rocky Ledge between Zittelberget and Supanberget, Section		Thickness in metres
53 — Arenaceous limestone with quartz grains and pebbles (white quartz, black lydites, quartzites) up to 1 cm. in diameter . . . . .		4.00—5.00
52 — Sandstone, coarse-grained, calcareous. Quartz grains 2 to 3 mm. in diameter . . . . .		c. 1.20
51 — Limestone, arenaceous, with top surface covered by gravel . . . . .		c. 1.30
50 — Sandstone, grey-yellowish, partly silicified, thin-bedded . . . . .		c. 2.00
49 — Shale, argillaceous . . . . .		c. 0.20

SW

NE



- ⊕ 1
- \* 2
- r 3
- f 4
- h 5

Fig. 10

Profil warstw granicznych środkowego i górnego karbonu (Pyramiden Conglomerates-Cyathophyllum Limestone) na występie skalnym między cyrkami lodowcowymi u podnóża Zittelberget i Supanberget. Opis szczegółowy profilu w tekście. Skala 1 : 200

1 — szczątki roślin; 2 — korale; 3 — ripplemarki; 4 — fukoidy; 5 — hieroglify

Passage Beds from the boundary of the Middle and the Upper Carboniferous (Pyramiden Conglomerate-Cyathophyllum Limestone) in the ledge between the glacier cirques below Zittelberget and Supanberget. Detailed description in the text. Scale 1 : 200

1 — plant detritus; 2 — corals; 3 — ripple marks; 4 — fucoids; 5 — hieroglyphs



	Thickness in metres
48 — Conglomerate, light-grey, coarse-grained at the top, at the bottom calcareous and more fine-grained (the grain diameter 2 to 3 mm.).	c. 1.15
47 — Sandstone, calcareous	c. 1.25
46 — Shales, arenaceous and argillaceous, with plant remains	c. 0.40
45 — Sandstone, grey-yellowish	c. 1.15
44 — Sandstones, grey, Flysch-like, alternating with, and imperceptibly passing into shales with fucoidal impressions	1.90
43 — Sandstones, calcareous, grey with one thin layer of gravel	0.10
42 — Sandstones, grey, with arenaceous limestones at the bottom of layer	2.00
41 — Shale, grey	0.15
40 — Limestone, with solitary corals („ <i>Cyathophyllum</i> ”)	0.25
39 — Limestone, with gravel	0.05
38 — Limestone, slightly arenaceous, with fairly numerous corals („ <i>Cyathophyllum</i> ”)	0.25
37 — Limestone containing a large amount of quartz gravel	0.10
36 — Limestone, arenaceous, passing downward into compact, crystalline limestone	1.50
35 — Conglomerate, coarse-grained towards the bottom	0.45
34 — Shale, grey, with plant remains	c. 0.20
33 — Limestone, arenaceous, with fine-grained quartz gravel	0.19
32 — Shale, grey	0.01
31 — Limestone, arenaceous (with fine quartz grains), light-yellow, thick-bedded, tending to form sub-layers some centimetres thick with smooth surfaces covered by minute flakes of mica	1.30
30 — Shale, arenaceous, Flysch-like, pink	0.10
29 — Limestone, arenaceous, as above	1.00
28 — Sandstones, argillaceous, thin-bedded, with hieroglyphs, pink	1.40
27 — Limestone, arenaceous, yellow, with uneven upper surfaces of layers, containing pelecypods ( <i>Conocardium?</i> )	0.30
26 — Quartz gravel	0.08
25 — Sandstone, yellow	0.30
24 — Shale, with hieroglyphs (one thin layer)	0.02
23 — Sandstone, pink	0.30
22 — Limestone, light-yellow, with abundant corals (numerous specimens of „ <i>Cyathophyllum</i> ”)	1.10
21 — Limestone, crystalline, thick-bedded. No organic remains visible	c. 3.00
20 — Sandstone, quartzitic, thin-bedded	c. 0.50
19 — Sandstones, grey, shaly	c. 2.00
18 — Shales, light-grey	0.20
17 — Shales, red	0.30
16 — Limestones, light-grey, with corals („ <i>Cyathophyllum</i> ”) and with an admixture of fine-grained quartz gravel (2 to 4 mm.), showing uneven, as if corroded surfaces	c. 2.00
15 — Conglomerates, coarse-grained, brown-red, with fragments of various rocks from the Hecla Hoek Formation in the central part (quartzites, phyllites, crystalline limestones), up to 20—30 cm. in diameter	2.60
14 — Sandstones argillaceous, red, platy, with ripple marks and hieroglyphs	2.70
13 — Conglomerates, brownish-red, as above	1.20
12 — Sandstones, argillaceous, red, platy, with ripple marks and hieroglyphs	5.50

	Thickness in metres
11 — Sandstones, grey-yellow, thick-bedded, intercalated with shales (5 to 10 cm.), with hieroglyphs . . . . .	5.90
10 — Shales, argillaceous, greenish-grey . . . . .	1.50
9 — Sandstones, medium-grained, intercalated with coarse-grained sandstones, arranged in beds 15 to 40 cm. thick, alternating with thin layers of shale with mica flakes. Surfaces of sandstone beds wavy, with hieroglyphs . . . . .	3.80
8 — Conglomerate, brown-red . . . . .	0.20
7 — Shale, red . . . . .	0.20
6 — Limestones, arenaceous, compact, crystalline . . . . .	4.00
5 — Limestone, greyish-yellow, with hieroglyphs on upper surfaces . . . . .	0.70
4 — Limestone, yellow-grey partly conglomeratic . . . . .	0.35
3 — Conglomerate, coarse, brownish-red, with angular fragments of various rocks from the Hecla Hoek Formation (quartzites, mica-schists, phyllites, dolomites etc.) and of red sandstones (Devonian?) . . . . .	1.60
2 — Sandstones, shaly, with lenticular intercalations of coarse-grained gravel . . . . .	0.40
1 — Conglomerates, coarse, red, with fragments from the Hecla Hoek Formation, some tens of centimetres in diameter. Exposed . . . . .	3.00
Lower down — snow and glacier.	

---

Total thickness c. 68.00

The above described sequence is quite instructive. A marine transgression advanced gradually over a land covered with thick red weathering products. The beginning of its advance is marked by an accumulation of secondarily deposited red weathering products and of large, poorly rounded rock fragments, of various resistance (from shales to quartzites), from the Hecla Hoek Formation, which probably formed cliffs. When shore became more distant, light-coloured, arenaceous-calcareous sediments appeared. The sea becoming shallower owing to accumulation, these sediments pass into a distinctly shallow-water complex of sandstones and shales with numerous organogenic hieroglyphs and ripple marks, light coloured when deposited on the seaward side of the lagoon, red or pink on the landward side.

After the deposition of the last thick bed of red conglomerates (Bed No. 15) the transgression must have advanced considerably. Only well rounded fine gravel and quartz sand have been introduced into the calcareous, mostly light-coloured marine deposits. Corals appear, sometimes in great abundance, suggesting a shallow, warm and perfectly transparent sea.

Periods of the shallowing of the sea are marked by layers of sandstones or shales (lagoonal deposits?) with traces of creeping animals and also with plant remains. Of considerable interest is the comparison of the above described section with those studied in the vicinity of Billefjorden by the Cambridge Spitsbergen Expeditions 1938, 1949, and

by the Scottish Spitsbergen Syndicate Expeditions 1919, 1920, 1948, described by E. R. Gee, W. B. Harland and J. R. H. McWhae (1952). It seems that the lower part of the above described section may correspond to the upper part of the Passage Beds (Campbellryggen Group), and its lower part to the lower part of the Wordiekammen Limestones (Cyathophyllum Limestones), in spite of certain differences.

The Carboniferous sediments in the vicinity of Zittelberget evidently must have been formed quite near to an intensely eroded cliff.

In Billefjorden the sediments are also shallow-water, but the distance from the abraded shore must have been greater. Hence the supply of terrigenous material has been smaller. In both places, however, there were occasional considerable shallowings of the sea, and even regressions. In Billefjorden „grit beds which may represent short subaerial stages with erosion” (*l. c.*, p. 344) and in the vicinity of Zittelberget shales with flora, are the results of these phenomena.

### Lower Permian

On analogies with East Greenland, the so-called „Productus führende Kieselgesteine” have been referred by H. Frebold (1935, 1936, 1942) to the Lower Permian (Artinskian), and the age of the underlying „Spiriferenkalk” has been considered as the uppermost Carboniferous.

D. L. Stefanov (1937) supposes that the higher part of the Cyathophyllum Limestone still belongs to the Permian (Artinskian), and thinks that the Brachiopod Cherts already contain some elements of the Kungurian fauna.

On the whole, the majority of geologists (Orvin 1940; Gee, Harland & McWhae 1952) are inclined to accept Frebold's boundary between the Carboniferous and the Permian in Spitsbergen.

In Berzeliustinden, the Spirifer Limestone rests conformably on the Cyathophyllum Limestone, and is overlain by typical Brachiopod Cherts and Cherty Limestones with productids. The total thickness of this complex is c. 400 m.

This complex is quite uniform in the horizontal sense. It is present in Hermelinberget, Revtanna, Saussureberget, and also in Zittelberget and Supanberget. Further south it occurs on the eastern slope of Stanislawskikammen as small blocks of tectonic origin within the lower part of the overthrust rocks of the Supanberget fold. A larger block occurs in Kopernikusfjellet, also just above the plane of the overthrust. Still further south, the Lower Permian occurs as far as Hornsund, and also some kilometres north of this fjord. According to Orvin (1940) it rests there discordantly on Carboniferous members.

The upper part of the „Cherty Limestone with *Productus*” occurs in cores of two anticlines in Pilsudskifjella. They can be observed in the northern part of Warszawaryggen, in a steep wall on the western slope of Waweltoppen, and in a picturesque gate in the pass between Armstolen and Ostra Bramatoppen.

Remnants of this series have also been encountered by the writer in nunatakk west of Amundsenisen (Löveungane 811 m.).

### TRIASSIC

In the western part of Torell Land the Triassic rocks are more common than other Mesozoic rocks. This phenomenon, discovered during the Polish 1934 Spitsbergen Expedition, was quite unexpected. In all earlier geological maps of Spitsbergen, from those made by A. E. Nordenskiöld in 1866, and by A. G. Nathorst in 1910, to the most recent one published in 1940, in which A. K. Orvin summarizes all the geological maps and unpublished data on Spitsbergen geology, the occurrence of the Triassic has always been indicated over an extremely narrow belt. Actually, it extends over an area up to 8 km. wide in the central part of Torell Land, gradually narrowing south of Polakkfjellet and Somovfjella till it is only a few hundred metres wide near Brepollen in the inner part of Hornsund (Orvin, 1940). Still farther south, near Tsjernafjellet the Triassic beds disappear (cf. Major & Winsnes 1955, map p. 6).

Between the interior of Torell Land and Van Keulenfjorden the Triassic rocks occur in two zones. The eastern zone, which is wider, terminates on Heimfjella without attaining the shores of Van Keulenfjorden. The western zone is separated from the eastern one by a syncline filled with Jurassic deposits. It reaches the shore of Van Keulenfjorden in the vicinity of Bourbonhamna and Ahlstrandodden and continues on the northern shore of that fjord on the slopes of Bravaisberget and in the eastern part of Midterhukfjellet.

This unexpectedly wide occurrence of the Triassic beds in Torell Land is due to the existence of folds in the rocks below and in front of the plane of the overthrust. Three anticlinal belts more or less distinct are responsible for repeatedly occurring exposures of the various parts of the Triassic. This together with the excellent outcrops in the interior, provides exceptionally favourable conditions for detailed stratigraphic investigation, particularly in the Upper Triassic. The writer had not enough time to study these beds thoroughly. Very few sections only have been investigated in detail.

Detailed studies of the Triassic of Torell Land would be very strenuous, but interesting results should be expected.

The Triassic deposits of Svalbard are pelagic and similar to those of the Tethys and of the northern Pacific. They differ completely from the German facies of the Triassic. Correlations with the Alpine stratigraphic sequence can be established on ammonite faunas of the Middle and of the Upper Triassic. These faunas are most abundant in the eastern part of Svalbard. The faunas of the Carnian, of the Anisian, and partly of the Scythian age are present, those of the Ladinian and of the Norian age are missing.

It could be supposed that regression took place in the Ladinian and in the Norian, but this hypothesis is not based on reliable evidence, whereas transgression in the Carnian is doubtless. In Sörkapp Land rocks of this age in many places rest directly on a substratum built of the Hecla Hoek or of the Culm deposits.

A complete Triassic sequence is encountered throughout the investigated area. Exposures of the Lower-Triassic (Eotriassic) in Van Keulen-fjorden between Ahlstrandodden and Kapp Toscana have been repeatedly described. From there, across the crest between Aldegondaberget and Foldaksla the Lower Triassic deposits extend to a dislocation on the eastern slope of Berzeliustinden and re-appear east of Hermelinberget, north of Saussureberget, and in the southern part of Passhatten. They disappear again beyond Passhatten under the Paleozoic rock masses of the Chief Range overthrust and outcrop again on Kopernikusfjellet as blocks of tectonic origin.

The other zone of the Lower Triassic exposures occurs within the marginal area of the flat Carboniferous anticline in Pilsudskifjella. Exposures are observable in Waweltoppen, Ostra Bramatoppen, Armstolen and Warszawaryggen.

The zone of Middle- and Upper Triassic exposures stretches parallel to that of the Lower Triassic ones from Kapp Toscana to Foldaksla. It plunges below the overthrust Berzeliustinden fold and reaches Passhatten across Röysfjellet and the mountains between Subbhögda and Saussureberget. Further south it is observable directly beneath the overthrust masses of the Hecla Hoek Formation on Stanislawskikammen, and on the eastern slopes of Lysefjellet. Within the upper part of Penckbreen the Triassic of the first zone joins that occurring discontinuously in cores of anticlines in the southern part of Heimfjella. Starting from Bernerberget the Triassic beds form a large, continuous, gently folded zone including Wallisberget and Engadinerberget, as well as the whole of the mountain group of Richthofenberget-Geografryggen, Tvirøysegga and Hetta. On the other side of Zawadzki breen this zone includes Warszawaryggen and Belvederetoppen, and a part of Kopernikusfjellet. Southward

this zone becomes more intensely folded and extends across Nornekampen, Breveggen and Curie-Skłodowskafjellet.

In the monocline east of Pilsudskifjella, the Upper and Middle Triassic beds dip NE, rest on the Lower Triassic and crop out in Waweltoppen, Ostra Bramatoppen and in the western part of Polakkfjellet.

It follows from the above that a complete series of Triassic deposits occurs throughout the investigated area. The distribution of outcrops depends on the tectonics only. Some differences of facies have been noted.

The Eotriassic is well developed in the Bellsund area where it attains the maximum recorded thickness of c. 500 m. The existence of several faunal zones has been ascertained by de Geer and Nathorst („Myalina Schiefer”, „Pseudomonotis Schichten”, „Hustedia Kalk”). According to B. Lundgren (1883), G. de Geer (1909), A. G. Nathorst (1910a) and W. Werenskiöld (1920), the Eotriassic is present on Reinodden (about 400 m. in thickness), on Ahlstrandhalvöya and east of Aldegondaberget. It should be noted that the thickness of the remaining part of the Triassic has been estimated as much smaller: less than 100 m. on Reinodden (J. Böhm 1912) and between 60 and 70 m. on Midterhuken (A. G. Nathorst 1910 a).

The writer's studies do not confirm this opinion. Although in sections on the shores of Van Mijenfjorden and Recherchefjorden the observable thickness of the younger Triassic beds is actually rather small, this is due to strong tectonic deformations. Quite nearby, south of Van Keulenfjorden, between Foldaksla and Berzeliustinden the Eotriassic series, here about 400 m. thick, is overlain by a complex of the Middle and Upper Triassic deposits, 450 to 500 m. in thickness, consisting mainly of dark-grey and black shales. Intercalations of calcareous sandstones are most frequent in the middle of this complex and also in the part of this complex, c. 20 m. thick, situated 120 to 150 m. from the top of the series, which is indicated by the lowest layer of the Rhaetian sandstones. The thickness of the Rhaetian is fairly considerable too, being from 80 to 100 m. Thus, the total thickness of the whole complex, from the bottom of the Triassic to the top of the Rhaetian amounts to nearly 1000 m. Both the thickness and the facies of the Triassic in this area resemble those in the Festningen section, where the Eotriassic is 245 m. thick, while the remaining part of the Triassic (together with the Rhaetian) is from 600 to 800 m. thick. The Triassic beds there also consist mainly of dark shales with occasional intercalations of other rocks. The fauna is scarce.

The above description, though cursory, shows that the Triassic studied in the complete series of deposits within the Bellsund region differs but slightly from the Triassic recorded on Grönfjorden.

Southwards, beyond the Berzeliustinden dislocation, the differences are greater. In the first place, the thickness of the Eotriassic is considerably smaller. On Röysfjellet it does not exceed 250 m., while on Passhatten it is only 140 m. The upper part of the Triassic (without the Rhaetian) is still more than 500 to 550 m. thick in the former section, while in the latter it is only 350 to 400 m. thick.

The generalized sequence of the Triassic on Passhatten (from the top — downwards) is as follows:

#### Passhatten Section

	Thickness in metres
Above the profile there occur the Rhaetian basal conglomerates.	
Upper Triassic:	
10 — Shales, dark-grey and light-grey, interbedded with limestones and sideritic rocks a few score centimetres thick . . . . .	60
9 — Shales, black, with <i>Lingula polaris</i> Ldgr., with four layers of light-grey and dark-grey glauconitic (?) sandstones . . . . .	c. 100
Middle Triassic:	
8 — Sandstones, calcareous and siliceous, and limestones intercalated in the middle part with shales . . . . .	over 20
7 — Shales, black . . . . .	over 200
Lower Triassic:	
6 — Shales, arenaceous, with thin intercalations of dark-grey argillaceous shales . . . . .	c. 15
5 — Sandstones, ferruginous, grey-brown, splitting into large, thin plates . . . . .	8
4 — Shales, steel-grey, splitting into small thin plates, intercalated with thin shaly hieroglyphic sandstones . . . . .	c. 50
3 — Sandstones, well bedded, without hieroglyphs . . . . .	c. 15
2 — Sandstones, hieroglyphic, interbedded with thin shale layers . . . . .	c. 20
1 — Shales . . . . .	c. 30
<hr/> Total thickness	
	c. 520

The contact with the Lower Permian is covered with snow.

Throughout this complex the fauna is extremely rare. Besides relatively numerous specimens of *Lingula polaris* Ldgr. it consists only of indeterminable fragments of pelecypods.

It should, however, be noted, that in Passhatten the writer has investigated in detail the upper part (230 m. only) of the above described sequence without finding an ammonite fauna. The lower part of that profile has not been sufficiently examined to exclude the presence of ammonoids. In any case fossils must be rare, as they have not been noted on the slopes of Engadinerberget also, where the Upper Triassic

deposits occur too. Triassic fossils have been found, occasionally even in abundance, in the median moraine of Penckbreen. These fossils came from Wallisberget. They have not, however, been adequately studied by the writer.

Further east in the Armstolen and Ostra Bramatoppen area, the thickness of the Lower Triassic is still smaller, while that of the Middle and of the Upper Triassic, according to observations on Waweltoppen, is approximately the same, as in the above mentioned sections. On Armstolen and in Kopernikusfjellet a Lower Triassic fauna occurs. In the eastern part of this mountain the writer found also layers of shales with remains of reptiles. One outcrop has yielded numerous (20 or 30) vertebra of *Ichthyosaurus* belonging, with a high probability, to single individual.

The horizon with reptile bones, accompanied by phosphorite beds and by an abundant ammonite fauna consisting mainly of *Nathorstites*, corresponds to the Upper „Saurierhorizont” of the Upper Triassic in the inner part of Isfjorden. This indicates that in the southern part of the studied area the facies of the Triassic resembles that on eastern Svalbard.

## LOWER JURASSIC

### Rhaetian — Lower Lias

An interesting series of sandstones and grey and green argillaceous shales, lying between the Triassic and the marine Jurassic deposits is distinctly variable in the horizontal sense. So far, this series has not been clearly distinguished, and has been usually referred to the Upper Triassic. The flora yielded by sandstones in the highest part of this series was classified as being of the Rhaetian age. Hence it might be supposed that the Spitsbergen Rhaetian and Triassic belong to the same complex, and that the Rhaetian does not represent the initial member of the Jurassic series, but the terminal one of the Triassic, otherwise than in the continent of Europe. It will be seen, however, that the complex of plant-bearing beds, mentioned above, is independent of the Upper Triassic and separated from it by a distinct discordance.

This series contains some very characteristic rocks: green shales, plant-bearing sandstones, bonebeds, siderite ores — violet when weathered —, beds of a „cone-in-cone” structure etc., and is, therefore, clearly distinguishable from both the underlying Triassic beds and the overlying so-called Aucella Shales.

All these rocks were deposited in large continental lakes or in extensive estuaries. Even over small distances they display abrupt facial chan-



ges and suggest strong local differentiation of the surface, on which they were deposited.

Generally speaking these rocks do not resemble the German type of the Keuper, as is suggested by H. Frebold (1935), but remind rather of some Rhaetian and Lower Liassic series (Hettangian) in the vast Polish-Danish depression. A certain resemblance to the German Triassic may be traced, however, in the immediately older members occurring in eastern Svalbard only.

The occurrence of the Rhaetian in Spitsbergen has been ascertained by A. G. Nathorst (1910a, 1913) who has described the flora he collected together with J. G. Andersson, in 1898, on the shore of Ingebrigtsenbukta on the southern coast of Van Keulenfjorden. According to Nathorst this flora contains: *Pterophyllum* cf. *aequale* Brongn., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Equisetites* cf. *scanicus* Sternb., *Nilssonia?* sp., *Taeniopteris* sp., also remains of ferns and of conifers.

According to Nathorst all these plants have been found in a sandstone bed at the bottom of the dark Jurassic shales with „*Amaltheus*” (*Cardioceras*, *Amoeboceras*).

Similar sandstones with indeterminable plant remains have also been noted by J. G. Andersson on Reinodden. In 1912, J. Böhm collected from these sandstones a flora containing the same species as those occurring near Ingebrigtsenbukta (after Frebold 1935, p. 62).

In 1909, O. Olofsson and P. Högborn collected a similar flora from the uppermost part of the Triassic on Bertilberget in Ekmanfjorden. Thus, Ingebrigtsenbukta and Reinodden, two most important localities with the Rhaetian flora in Spitsbergen both lie within the area studied by the writer. The writer found these outcrops and ascertained that in both cases the Upper Liassic conglomerates lie immediately above the sandstones with flora. The Rhaetian at Reinodden is represented by a fairly uniform complex of sandstones some tens of metres thick. Plant remains here are poorly preserved and rather scanty. The Rhaetian sequence in Ingebrigtsenbukta is more complicated. At the top there is a sandstone layer, 3.5 m. thick, conglomeratic in its higher and lower parts, while its central part contains well preserved plant imprints. Beautiful specimens of leaves of *Podozamites lanceolatus* L. et H., numerous *Equisetites*, cones of conifers, and many other plant remains have been collected here by the writer.

Lower down occur: grey argillaceous shales (2.7 m.), a sandstone layer (c. 2 to 3 m.), shales resembling those mentioned above (c. 12 m.), another sandstone layer, some metres in thickness, with shale fragments and with imprints of *Equisetites* sp., underlain by Upper Triassic dark shales.

South of Ingebrigtsenbukta, the shales between the plant bearing sandstones gradually increase in thickness till they attain 80 m. on the eastern slopes of Foldaksla. Grey shales alternate here with green ones, and both are intercalated by sandstones and siderites, dark-violet when weathered. A similar complex occurs on Røysfjellet and in the vicinity of the left marginal tributary ice-stream of Finsterwalderbreen to the north-east of Tilasberget, also in many outcrops in the western part of Heimfjellhumpane, on Leinryggen and Subbhögda, as well as on Bernerberget, where its thickness is still greater. The upper sandstone with flora is fairly thick throughout this area, while the lower one becomes thinner towards the south-east. On the northern shore of Van Keulen-fjorden a similar complex of grey and green shales, with ores and sandstones at the top and at the bottom, occurs on the eastern slope of Bravaisberget. From there it stretches northward through Forkastningsdalen near the juncture with Berrklettaldalen, and crops out on the southern shore of Van Mijenfjorden in the intensely folded frontal part of the Upper Triassic complex above the shear plane, in the eastern part of Midterhukun, photographed and figured by Nathorst (1910a, pp. 393—395, figs. 81—83) and by de Geer (1919). The same complex reappears in a small anticline on Låggollane (called by Nathorst and de Geer: Låga Kullarne). Layers of cone-in-cone marls occur there between Rhaetian shales with sideritic concretions, previously reported by Nathorst. That author, however, placed the cone-in-cone beds in the Oxfordian series of black shales with „*Amaltheus*” (*Amoeboceras*).

In the interior of Torell Land, south of Bernerberget, the zone of grey and green shales is distinctly narrower than in Heimfjella. On the eastern slopes of Engadinerberget it is still relatively wide, but east of Geografryggen in Pilsudskifjella and in the central part of Polakkfjellet it is only some hundreds of metres wide. This, however, is not due to a less intense sedimentation, but to tectonics.

The writer investigated some sections of the Rhaetian near Engadinerpasset, on Passhatten, Engadinerberget and Lågryggen. Distinct differences of facies have been noted over small distances.

On the eastern slope of Passhatten, above Engadinerpasset, the Rhaetian is 44.5 m. thick. Instead of the sandstones, only a few metres in thickness, which occurred in the scree on the slopes of Subbhögda, the Rhaetian here begins with a yellow conglomerate, about 50 cm. thick, overlying the black shales of the Upper Triassic.

The conglomerate is overlain by dark-grey and green argillaceous shales (20.7 m. thick), intercalated with reddish-brown laminated ores. These are accompanied by thin layers of reddish clay and grey arena-

aceous shales (14.3 to 15.7 m. and 20.7 to 21.15 m. from the bottom). A thin layer of a ferruginous cone-in-cone marl occurs also.

Higher up there are argillaceous shales, 15.85 m. thick, green and grey-yellow, alternating with grey ones, and with several seams of ores (clay-siderites) violet when weathered and also with another cone-in-cone layer in the upper part. These shales are overlain by c. 7.5 m. of sandstones, conglomeratic at the base, intercalated in the middle with grey shales 1.3 m. thick. In the conglomerate numerous rounded bone fragments occur.

Locally, fragments of phosphoritized bones occur in such abundance that the rock resembles a true bone-bed. Plant remains occur in the upper part of the sandstone.

Also a few hundreds metres further east, on Engadinerpasset, upper sandstones and bone-beds occur. They are cemented by a ferruginous substance, red when weathered, in a similar way as in the above described outcrop. In the top and bottom portions of sandstones, pebbles of various rocks occur here in greater abundance than on Passhatten.

Within the underlying upper part of the shales, instead of thin ore layers, ferruginous sandstones appear. On Lågryggen, 5 km, eastward, they form thick beds and the arenaceous layers occurring between the upper and lower parts of green shales are replaced by a 7 m. thick complex of thick-bedded sandstones and tabular sandstones with hieroglyphs and intercalations of arenaceous light-grey shales.

On Lågryggen the top sandstones are only 3 m. thick. They form thin layers intercalated by shales and become Flysch-like. Only the lower part of these sandstones contains plants.

Within the lower shale complex on Engadinerberget and on Lågryggen, sandstone intercalations occur, as well as ore intercalations which are more frequent than on Passhatten, and yield abundant, well preserved *Estheria brodieana* Jones (= *Estheria minuta* var. *brodieana*) recorded from Rhaetian beds of Scotland, England and Germany (Kobayashi 1954), and from the Lower Liassic in Poland (Różycki 1930, 1958). Specimens of *Estheria* have been found by the writer within the same complex on the western slope of Engadinerpasset and in Bernerberget.

Further south, on Geografryggen, the Rhaetian deposits resemble essentially those on Lågryggen, but the top sandstones again increase in thickness.

On Waweltoppen and north of Ostra Bramatoppen both the top and the bottom sandstones are thick. The central part of the complex consists of argillaceous light-grey and green shales with violet ores, similarly as on Heimfjella and Bernerberget.

No data concerning the Rhaetian between Polakkfjellet and Keilhau-fjellet and Kistefjellet are known. On Keilhau-fjellet (Werenskiold's section from 1919), there is a layer of a red conglomerate, 2—3 m. thick, underlain by sandstones and overlain by the marine Jurassic. On Kistefjellet (Werenskiold's section from 1919 and 1929), beneath the Callovian beds with *Kepplerites (Seymourites) tychonis* Rav., there are 20 m. of sandstones overlying a 2—3 m. layer of conglomerate with pebbles of Carboniferous cherts, of quartz and of quartzites, 10 to 15 mm. in diameter, separated from the Upper Triassic by a discordance.

On analogies with Torell Land the writer thinks that sandstones underlying the marine Jurassic in the both above mentioned sections, represent the Rhaetian, developed in a facies similar to that of Reinodden. The conglomerates underlying the sandstones also belong to the same series. The upper conglomerate from Keilhau-fjellet is either of an Upper Liassic age or an equivalent of the red bone-beds from Engadinerpasset.

Red weathering bone-beds (Engadinerpasset) locally occur in the lower part of the upper sandstones. Within the shale complex, local facial changes are distinct, even over small distances, suggesting the presence of shallow water reservoirs with abundant *Estheria*. The plant-bearing rocks form three layers: in the lower sandstones, in the lower, and in the upper parts of the upper sandstones. The flora has been preserved best within the latter layer which has yielded species determined by Nathorst. The distribution of plant remains, however, is not uniform. Several layers with flora immediately succeeding one another in the same section have been noted only in a few places.

The Rhaetian sediments must have been deposited in large lakes, of varying range and of varying conditions of sedimentation and aeration. Flat islets emerged and disappeared. The coastal zone of that vast swampy basin with lakes lay in the west, slightly westward of the present eastern limit of the Hecla Hoek Formation which is covered by the Rhaetian deposits on its eastern peripheries only. The course of this coastal zone is indicated by the sandstone facies occurring on Reinodden, in Kistefjellet and in Keilhau-fjellet. No information is available as to the occurrence of deposits referable to the Rhaetian west of the line uniting these points. There is no mention in literature of a series in western Sörkapp Land placed between the Jurassic beds which commence there with the Callovian (*Stormbukta*) and the Upper Triassic (Carnian with *Nathorstites lindströmi* J. Böhm).

North of Bellsund, Rhaetian beds of an entirely sandstone facies are absent. In Grönfjorden, which lies outside the anticlinal zone of

the Hecla Hoek Formation, the facies of the Rhaetian is argillaceous. Further east, in the interior of Isfjorden, in Bertilberget occur the upper plant-bearing sandstones (Nathorst 1910a), bone-beds (Stensiö's „upper bone-bed" with remains of stegocephalians) and also coal seams and fairly frequent intercalations of red shales.

It was among similar deposits in the Sassenfjorden region that A. K. Orvin (1940, p. 30) discovered a coal seam, and K. Gripp (1927) traced it among sandstones terminating the Triassic sequence on the shore of Agardhbukta and in Halmeberget between Mohnbukta and Wichebukta.

Further north on the shores of Hinlopenstretet, at Thumb Point in Wilhelmöya (G. de Geer's, 1923, section), the Rhaetian is about 82 m. thick. It commences with a plant-bearing arenaceous layer, 22 m., higher up occurs a sandstone bed (2 m. thick) with reptile remains, and, 58 m. higher, an Upper Liassic bed consisting of concretions with *Coeloceras polare* Freb. (Frebold 1929a).

The sandstones complex with coal seams which Orvin (1940) correlates with a similar complex recorded from Sassenfjorden and from the eastern shore of Spitsbergen in Agardhbukta, has also been reported from Edgeöya. Falcon in 1928 in his description of the neighbourhood of Tjuvfjorden in the southern part of Edgeöya, mentions sandstones and arenaceous shales interbedded with coal seams of the uppermost Triassic age. According to that author this complex is underlain by blue and red shales (80 m. thick), containing layers and concretions of siderite. Still lower down there occurs a complex of bituminous shales with limestone intercalations. Falcon also mentions a discordance between sandstones and shales, which he observed at Kvalpynten. This discordance resembles that noted by W. Werenskiöld beneath similar sandstones overlying the Upper Triassic on Kistefjellet in Sörkapp Land\*).

The Rhaetian age of the sandstone series from Edgeöya is, moreover, suggested by the character of the flora collected by G. de Geer (1900) and Th. Tschernyschew from Kapp Lee in the north-western part of the island. Nathorst (1910a) compared this flora with that found on the western shores of Vestspitsbergen, above all in Bellsund and Van Keulenfjorden.

---

\*) It cannot be compared with the discordance at the bottom of the Upper Triassic in Kistefjellet, since in Edgeöya beneath the discordance the Upper Triassic occurs.

The sandstones from Edgeöya are, therefore, undoubtedly of the Rhaetian age. The underlying blue and red shales, lying below the discordance reported by Falcon, though also variegated, apparently constitute an independent member. Perhaps it represents the higher part of the Upper Triassic (Norian) which is absent in the western part of Vestspitsbergen. The blue and red colours of these shales may suggest some analogies with the Keuper beds of Central Europe.

The discordance often observed between the Upper Triassic deposits and the overlying light-coloured sandstones and grey-yellow-greenish argillaceous shales, the existence of a conglomeratic layer at the base of these shales, and their completely different facial character, imply the independence of these deposits from the Upper Triassic complex. On the other hand, these deposits are everywhere distinctly separated from the overlying Jurassic by a conglomerate with phosphorites and with an Upper Liassic ammonite fauna.

On the evidence of flora, determined some 50 years ago by Nathorst, it was generally recognized that these deposits belonged to the Rhaetian. However attention should be drawn to the stratigraphic misinterpretation of the comparisons of this flora with those from the Rhaetian and the Lias in Scania in the fundamental work by Nathorst (1910c), and which was elucidated by T. M. Harris (1935) and G. Troedsson (1951). The determination of the age of the flora from Ingebrigtsenbukta is also based on the comparison with the Scanian flora. The difficulties of the stratigraphic interpretation of comparisons suggest that the correlation can be only most general.

Taking this into account the writer is inclined to suppose, on analogies with the conditions in the region of Scoresby Sound in Greenland (Harris 1935) that the floras from Spitsbergen represent not only the Rhaetian but also a part of the Lower Lias (Hettangian). The character of the Spitsbergen flora described by Nathorst is not inconsistent with this supposition since this flora does not contain reliable index forms characteristic of the Rhaetian only.

It might be mentioned here that the bluish-red series from Tjuvfjorden described by Falcon in 1928 from Edgeöya and considered by the writer as older than the Rhaetian, has its equivalent in the „Upper Klitdal Formation” of Scoresby Sound. This formation consists of red marls interbedded with limestones, and is also tentatively considered as an equivalent of the Keuper. The general character of sediments and their flora and fauna (containing *Estheria*) in Spitsbergen, described above, are similar to those of the Continental Series of the Rhaetian and of the Lower Lias (Hettangian) age, not only in Greenland, but also in Scania and in central and north-western Poland.

In central Europe this series, nearly 1000 m. in thickness (S. Z. Różycki 1958) fills the vast depression stretching from the Scandinavian Shield to the foreland of the Hercynian massifs of the Holy Cross Mts. and of the Sudeten Mts. The series described from Spitsbergen lies on the opposite, i. e. on the northern side of the Scandinavian Shield. It is obvious that the Jurassic sea transgressed both these areas nearly simultaneously.

This analogy will seem less surprising if we consider that, at the close of the Triassic, the palaeogeographic conditions radically changed. The Triassic and the Lower Lias faunas in Spitsbergen suggest connections with the Pacific Province. They are followed by the Upper Lias and the higher Jurassic faunas which indicate direct communication with the seas then occupying the territory of England and central Europe and, later, also northern Europe and central Russia.

The pattern of transgressions in the Upper Lias and in the Upper Jurassic distinctly differs from that in the Triassic. All the Jurassic transgressions are due to the Cimmerian movements, which though not responsible for any major tectonic disturbances within the studied areas, formed great flat deformations.

The Upper Liassic transgression south of the Scandinavian Shield floods the Polish-Danish depression and, nearly simultaneously, invades an analogous depression between Scandinavia and Spitsbergen.

Towards the end of the Kimeridgian a regression occurs in both these areas, followed by a new transgression in the uppermost Jurassic. The latter brought the Volgian fauna which migrated N and W from the Moscow basin.

### Upper Lias

The Upper Lias deposits with a fauna of ammonites of the lower part of the Upper Toarcian, was first reported by H. Frebold (1929a) in Botneheia, south of Sassendalen, on the base of A. K. Orvin's collections. A little later a fauna of the same age was discovered in several places in the neighbourhood of Agardhbukta (Frebold 1929d). All these places are situated within the north-eastern margin of the extensive central Spitsbergen depression filled with Tertiary deposits.

The first mention of the Liassic fauna on the western coast of Vestspitsbergen, was made in the preliminary report of the Polish 1934 Expedition (Różycki 1936a). In his monograph on the geological structure of Spitsbergen Orvin (1940 p. 32) quotes this information when mentioning the occurrence of the Lias within the Bellsund area.

The writer found the Upper Liassic deposits in many places in Torell Land. As a rule the Upper Lias rests conformably on the highest sand-

stone layer of the Rhetian-Lower Liassic series, though there was no sedimentation for a long time.

The outcrops of the Upper Liassic have been found in Ingebrigtsenbukta, north of Röysfjellet, in the western part of Heimfjellhumpane, Leinryggen, in the north of Subbhögda, Bernerberget, Engadinerpasset, Engadinerberget, Lågryggen, in the central and southern parts of Geografryggen, and in Jurakammen, north-east of Waweltoppen, on the western slopes of Foldaksla, north-east of Tilasberget, in several sites in the south-eastern part of Heimfjella, in a small syncline on the eastern slope of Kopernikusfjellet, and in the eastern part of Polakkfjellet.

In Torell Land and in the north-eastern limb of the central syncline the marine Upper Lias is represented by one bed only, not more than some tens of centimetres thick, consisting of quartzite pebbles and phosphorite concretions. Within the investigated area the Upper Liassic phosphorite layer contains a rich and fairly well preserved fauna mainly of ammonites (NE Heimfjella, Subbhögda, Bernerberget, Lågryggen, Geografryggen), with the predominance of representatives of *Pseudolioceras* (e. g. *Pseudolioceras compactile* Simps.). „*Coeloceras*” polare Freb. occurs less abundantly but it may be found in nearly every outcrop, while *Grammoceras seemanni* Dumort. and „*Harpoceras*” eseri Oppel are much rarer. Several other ammonites have been collected in Torell Land.

Pelecypods are much less numerous than in the neighbourhood of Agardhbukta. Gastropods are still rarer.

These fossils occur in the inner and more phosphoritic parts of calcareo-phosphoritic concretions, 4 to 10 cm. in diameter, round or ovoidal, rounded after the diagenesis.

In the environs of Recherchefjorden the Upper Liassic deposits have been found at Reinodden. They consist of a one metre thick layer of quartzite pebbles and dark limestones with rare phosphorites containing some pelecypods. On the shores of Ingebrigtsenbukta the phosphorites are somewhat more abundant and ammonites appear (e. g. *Pseudoliceras compactile* Simps.).

In the Upper Liassic layer west of the line Ingebrigtsenbukta-Engadinerpasset pebbles, several centimetres in diameter, predominate. These pebbles derived from the west i. e. from the Hecla Hoek Formation and from the younger Paleozoic rocks. Abundance of pebbles and their size imply the proximity of the shore. Eastward from the mentioned line, the amount of phosphorites gradually increases, and fossils, especially ammonites, become more abundant. This suggests that the sea gradually deepened eastward.

The occurrence of the marine Upper Lias in Agardhbukta and



Dunérbukta and at Thumb Point on the shores of Hinlopenstretet implies that the sea extended far eastward and northward.

In southern Vestspitsbergen (Sörkapp Land) no Upper Liassic fauna has been found. It is possible that the Upper Liassic is represented there by conglomerates — red when weathered — found by W. Werenskiöld and A. Hoel in 1919 in Keilhaufjellet and Kistefjellet. The Upper Liassic age of these 2—3 m. thick conglomerates, however, is rather doubtful, since in Kistefjellet, according to Werenskiöld's section mentioned by H. Frebold (1935), they lie not only below a layer with the Callovian fauna but also below a 20 m. thick sandstone series, most probably belonging to the Rhaetian — Lower Liassic sequence. It is more probable that the Keilhaufjellet conglomerates represent the Upper Lias, although the relatively small size of pebbles, and the red colour resemble rather those of the rocks occurring within the sandstones of the Upper Rhaetian — Lower Lias series at Engadinerpasset.

The fauna of the phosphorite layer in Torell Land consists mainly of ammonites of the Middle and Upper Toarcian (Arkell, 1956). This agrees with Frebold's (1929b) opinion concerning the Upper Lias on the eastern shores of Vestspitsbergen. Faunas of the Aalenian or of the Dogger have not been found. It seems, however, that some ammonites collected by the author in Lågryggen in 1934 resemble certain ammonites characteristic of the Lower Vesulian (= Upper Bajocian) *parkinsoni* zone (Rózycki, 1936a). These specimens were destroyed during the 2-nd World War. The writer, therefore, could not revise his determinations from 1935.

As to the origin of the Upper Liassic phosphorite layer, the writer thinks that its uniformity in the horizontal sense over a wide area is due to the selective action of bottom currents. This would account for the general character of the layer and for the simultaneous occurrence of fossils characteristic of different horizons. It is difficult to decide when this phenomenon took place: during the Upper Lias, during the Dogger, or during the period immediately preceding the Callovian transgression. The writer is inclined to accept the first possibility.

#### UPPER JURASSIC AND CRETACEOUS

The zone of dark shales of the Jurassic and of the Lower Neocomian (Valanginian) age is 1 to 2 km. wide between Festningen on Isfjorden and Flathaugdalen on Bellsund, and between Bellsund and the southern shore of Van Mijenfjorden (de Geer 1919; Orvin 1940). It is 5 km.

wide on the northern shore of Van Keulenfjorden and 10 km. wide on the southern shore of this fjord. This widening is due to folding.

More inland, south of Van Keulenfjorden, the zone of the Jurassic-Lower Neocomian becomes narrower. Still further inland there are two zones of the Jurassic-Lower Neocomian. The western one stretches south of Tilasberget, over Leinbreen region and the western margin of Bernerberget to Engadinerpasset. The other belt, distinctly wider, stretches from Heimfjella across the eastern part of Bernerberget, Lågryggen, the northern part of Geografryggen and below Zillerberget, Neumayrberget and Langryggsåta to Tirolarpasset. Further on, the zone of the Jurassic and of the Lower Neocomian distinctly narrows and stretches across Knulten, Jurakammen east of Waweltoppen, Ostra Bramatoppen and the eastern part of Polakkfjellet into the Isskiltoppene region. Further south the Jurassic-Lower Neocomian beds are visible on the northern coasts of the inner Hornsund. South of Hornsund the beds in question are indicated on the map accompanying H. Major's and T. S. Winsnes's paper (1955) on the western slopes of Starostinfjellet, Smalegga and Bjørnskarde.

Farther south, over an area of more than 30 km. the Jurassic-Lower Neocomian beds are completely concealed by glaciers. They appear again in the southern part of Sörkapp Land where they were discovered by A. Hoel and W. Werenskiöld in 1919, while their fauna was described by H. Frebold (1928 a, b).

Besides the above described main Jurassic-Lower Neocomian zone, several isolated occurrences of the Jurassic deposits are reported from the region of the Hecla Hoek Formation. Within the investigated area an isolated occurrence has been observed at Reinodden, 7 km. west of Ingebrigtsenbukta. There, overturned and strongly tectonically disturbed dark Jurassic shales are visible in a cliff.

In Sörkapp Land, north of Stormbukta, the Jurassic occurs in a similar position, while in Kistefjellet and Lidfjellet it forms two flat sheets, resting on the Triassic which discordantly overlies the older formations (Frebold 1928a, b). On the southern coast of Van Keulenfjorden in spite of the considerable width of the Jurassic-Lower Neocomian zone the writer could not find complete sections. This is to be regretted as in many places beds with characteristic fauna occur. The writer described, however, a complete section of the so-called Aucella Shales from the top of the Rhaetian-Lower Lias to the bottom of the continental Hauterivian and Barremian sandstones in the interior of the land, on Jurakammen north of Waweltoppen (indicated on the Norwegian map of 1953 — Sheet 1 : 100,000 Torellbreen — as 564 m. point). In this section the thickness of the Aucella Shales is 586.1 m.

Another Jurassic and Lower Neocomian section, unfortunately uncompletely observable owing to the snow-cover, was found by the writer at Tirolarpasset on a crest between Geografryggen and Langryggsåta, separating the glaciers of Tirolarbreen and Rózyckibreen. In the former section fossils were collected from 20 beds, in the latter from 17 beds.

Also in the other sections, i. e. those in Ingebrigtsenbukta, at Reinodden, Bernertoppen and Engadinerpasset, fossils have been found. In all twenty nine layers with fauna have been found, i. e. not less than in the classic Festningen section.

Three distinctly different parts of the Aucella Shales may be distinguished on their general lithological character. The lower part consists of dark-grey argillaceous shales. With the exception of its lowermost part, intercalations of arenaceous or ferruginous rocks are absent or very rare. The middle part consists of grey and light-grey shales with intercalations of ores. It contains over thirty siderite layers from a few centimetres to some decimetres thick, and 10—20 layers with spherosiderite concretions of various size. In the upper part grey shales gradually pass into greenish ones. They are interbedded with conglomeratic sandstones and locally contain accumulations of characteristic round, marly-calcareous concretions.

The writer thinks that regional stratigraphical names are very convenient as they are independent of conflicting opinions concerning the age. The writer feels therefore justified in calling the lower part of the Aucella Shales the Ingebrigtsenbukta Series, the middle part — the Tirolarpasset Series, the upper part — the Ullaberget Series. This subdivision is based on the observations of the complete section of the Maim and of the Valanginian on Jurakammen, north of Waweltoppen.

Detailed investigation of the Jurassic and Lower Neocomian sections permitted to establish the presence of more than 130 layers which can be classified in several groups according to their lithology and fauna.

A detailed description of the Jurakammen section and of other outcrops of the Aucella Shales will be given in future.

### Ingebrigtsenbukta Series (Lower and Middle Malm)

#### Callovian

In Torell Land and also in south and east Spitsbergen, the Aucella Shales begin with the Callovian. The writer did not find there the Lower Callovian ammonite faunas with *Kepplerites* (*Seymourites*) *tychonis* Ravn,

recorded from Botpneheia, Wimanfjellet and Kapp Delta in the neighbourhood of Sassenfjorden, and in Kistefjellet in Sörkapp Land. Nevertheless it seems that the Lower Callovian occurs near Belisund (Reinodden) and Van Keulenfjorden (Ingebrigtsenbukta), as well as in the interior\*). In the first two places it is represented by a siderite bed, 10—15 cm. thick, with badly preserved pelecypods (*Lima? Oxytoma?, Pseudomonotis?*), resting directly on a Liassic phosphorite bed or separated from it by a thin layer of dark shale. Farther south and inland on Lågryggen, the Lower Callovian is represented by ferruginous sandstones with belemnites and poorly preserved pelecypods, and higher up, by a few layers of argillaceous siderite (red if weathered) and interbedded with dark shales.

On Bernertoppen, Engadinerpasset, Geografryggen and Jurakammen, the lower part of the Aucella Shales consists mainly of dark shales with *Belemnites* cf. *canaliculatus* Schl.

The oldest ammonite zone found is that with *Quenstedtoceras* aff. *lamberti* (Sow.). This ammonite was found in Geografryggen within a bed of grey and red spotted marl, a few metres above the dark shales.

Throughout the investigated area the upper part of the Callovian shales is uniform in the horizontal sense, while the lower part shows distinct facial changes whose origin is not clear.

### Oxfordian

Dark-grey Callovian shales pass upwards into almost black argillaceous shales. They form an uniform member, some tens of metres in thickness, almost devoid of intercalations of other rocks. The fauna consists of relatively frequent *Amoeboceras nathorsti* (Lundgr.) and of much less frequent *Amoeboceras alternans* (v. Buch). Pelecypods are fairly abundant, with the predominance of *Scurria oblonga* Desh., *Astarte pumilla* Sow., and *Nucula* sp. This fauna, characteristic of the Upper Oxfordian has been recorded from Ingebrigtsenbukta and Reinodden. Some great specimens of *Belemnites* sp. have been found in the interior (Tirolarpasset).

In Van Keulenfjorden the thickness of the Oxfordian including the Callovian is 100—110 m. (Reinodden, Ingebrigtsenbukta) while on Engadinerpasset it exceeds 90 m. Within the eastern zone of the Jurassic, however, the thickness is smaller (60 m. in Jurakammen and c. 65 m. on Tirolarpasset). Further south it decreases and does not exceed 40 m. in Keilhaufjellet (cf. Werenskiöld's section).

---

\*) The present author found in 1958 in Ingebrigtsenbukta a Lower Callovian ammonitic fauna in a layer of ferruginous oolite overlying the Upper Liassic conglomerates.

## Lower Kimeridgian — lower part

Beds of this age are completely different from the underlying dark argillaceous shales of Oxfordian age, as well as from similar overlying paper-shales belonging to the upper part of the Lower Kimeridgian. They consist of layers of grey, sometimes even light-grey or ashy, compact, platy marls ("Tonstein") of the cream colour if weathered, alternated with dark-grey paper-shales. They form as a rule steeper parts of slopes and sometimes even small peaks. These differences of lithological character are not consistent with the prevalent opinion that the Jurassic deposits of Spitsbergen are monotonous.

The most characteristic feature of the fauna of this member is the frequent occurrence of *Amoeboceras kitchini* (Salf.), found in Geografryggen, above Tirolarpasset, in Bernerberget and at Reinodden and also in four successive marl layers at Engadinerpasset and in Jurakammen.

In Torell Land the thickness of this member is fairly constant and averages 35 m. In the Festningen section it is nearly the same. In Keilhaufjellet, however, it does not exceed 20 m. ("Tonstein" intercalations, 37 to 57 m. from the bottom of the Jurassic, in the Werenskiold's section — *vide* Frebold 1930b).

## Lower Kimeridgian — upper part

The platy marls are overlain by other dark-grey, paper shales, usually less argillaceous than the underlying Oxfordian shales. Also this member is either almost devoid of intercalations of other rocks or contains rare layers slightly more ferruginous than the enclosing rock, of the cream-yellow colour (or light-brown when weathered). Fossils are extremely rare. The writer has been able to collect only a few specimens of *Buchia bronni* (Lah.) and some other badly preserved pelecypods.

The writer determines the age of this member as the Kimeridgian mainly on analogies with other sections in Svalbard, particularly with the Festningen section, where a similar member considered by W. J. Arkell (1956, p. 505) as Lower Kimeridgian occurs. According to Arkell „*Virgatites cf. scythicus*” of Sokolov and Bodylewsky (1931, pl. VIII, fig. 6), from horizon No. 18 is an ataxioceratid allied to *Ataxioceras aff. discobolum* (Font.) and to *A. saxicolum* (Schneid.) from the *tenuilobatus* zone.

The thickness of this member is fairly constant (95 to 100 m.). Its equivalent in the Festningen section are beds Nos. 10—16, 112 m. thick, while in Keilhaufjellet the thickness is about 103 m.

Tirolarpasset Series  
(Upper Malm and Lower Neocomian)

### Volgian

Many authors have stressed the absence from Spitsbergen of a fauna of a distinctly Upper Kimeridgian character (ex. Arkell 1956, p. 505). The results of the present writer's investigations agree with this opinion and suggest that this lack is most likely caused by a regression followed by another transgression in the Portlandian.

The Lower and Middle Malm deposits, rather monotonous, are composed of dark argillaceous shales containing sometimes intercalations of ferruginous rocks. They are followed by shales also dark, but more distinctly laminated (paper-shales) and containing numerous intercalations of argillaceous ironstones and of sphaeroidites.

In the Jurakammen section (metres: 192.65 to 238.99) occurs between the Kimeridgian and the Lower Volgian a rock consisting of great fragments of cream-yellow ferruginous sandstones with quartz gravel. It should be considered as a basal conglomerate of the Portlandian transgression.

Almost immediately above the conglomerate *Buchia pallasi* (Keyserl.) appears indicating the Volgian.

The overlying shales with several layers of grey siderite yellowish-brown when weathered, and with small sphaeroidites, attaining a total thickness of 45 m., contain five beds with fauna. The lowest one, 8.5 m. above the sandstone yields *Dorsoplanites* sp. mixt. (i. a. *Dorsoplanites* cf. *panderi* [d'Orb.]) and *Buchia pallasi* (Keyserl.). The siderite beds in the middle of the complex contain *Zaraiskites* (*Provirgatites*) *scythicus* Vischn., *Perisphinctes* cf. *polygyratus* Pavl. and numerous *Buchia*.

Near the top of the complex appear typical representatives of *Craspedites* (*Craspedites* cf. *subtidus* Trautschold, etc.) and various *Buchia* (*Buchia volgensis* (Lah.), *B. trigonoides* (Lah.), *B. lahuseni* (Pavl.), etc.).

Thus, we are dealing here with ammonites and *Buchia* typical of the Lower Volgian and Ryazan stages. The sequence of faunas is similar to that in the upper Volga region.

### Berriasian

The transition from the Portlandian to the Berriasian is gradual. The Portlandian (Volgian) is overlain by dark-grey shales 57 m. in thickness (in the Jurakammen section metres from 238.99 to 296.65) with irregular, rare and thin siderite intercalations. In the upper portion (in the Jurakammen section metres from 279.0 to 290.0) occur large sphaeroidites

with *Subcraspedites subpressulus* Bogosl. Two layers with *Buchia* occur in the lower portion.

#### Lower Valanginian

A few metres above the layer of sphaerosiderites with *Subcraspedites subpressulus* Bogosl. appear light-grey shales. They contain layers of clay-ironstones and sphaerosiderites, more frequent than in any other part of the Jurassic-Lower Neocomian complex. In the Jurakammen section (metres from 296.65 to 344.56) and in a 45—48 m. thick part of the Tirolarpasset section, 16 siderite layers have been counted. The lower ones are dark-brown and brown if weathered. Somewhat below the middle of this member, however, up to the top, weathered sphaerosiderites are reddish or even red.

The fauna is particularly abundant in the upper part. It has been collected there by the writer from four horizons (metres: 323.24; 326.81; c. 334 and c. 339 of the Jurakammen section) at Tirolarpasset and in Jurakammen. Have been found numerous well preserved specimens of *Polyptychites perovalis* Koenen and of other species of this genus, also of *Buchia okensis* (Pavl.), *B. subokensis* (Pavl.), *B. obliqua* (Tullb.), *B. te-rebratuloides* var. *regularis* (Pavl.), *B. keyserlingi* (Lah.), and many others, indicating the Lower Valanginian age.

#### Upper Valanginian

Still higher up occur light-grey shales with irregularly distributed sphaerosiderites, about 58—60 m. thick (in the Jurakammen section metres: 344.56 to 402.93 from the base of the Jurassic). Three clay-ironstone layers appear just below the middle of the member quite close to each other.

Fossils are less abundant than in the preceding member. They are almost exclusively specimens of *Buchia*, most numerous within the uppermost sphaerosiderite bed. This is a very characteristic feature, observable in many outcrops. Many species of *Buchia* occur, among them *Buchia sublaevis* (Keyserl.) and *B. contorta* (Pavl.), indicating the Upper Valanginian age. No ammonites have been found.

The above described shales are overlain by light-grey and grey shales, 15 m. thick (in the Jurakammen section metres from 402.93 to 418.24), containing some thin siderite layers, red when weathered.

Above this member occur alternating dark-grey and light-grey shales (in the Jurakammen section metres from 418.24 to 466.47). In their upper part they contain boulders, and higher up layers of argillaceous sandstones, slightly ferruginous (in the Jurakammen section at 452.34,

453.32, about 454.50 and 461.77 metres), also thin intercalations of arenaceous siderite and layers with sphaeroiderite concretions.

*Buchiae*, among them *Buchia sublaevis* (Keyserl.) occur in the upper part of the member in question (in the Jurakammen section from 452.34 to 452.52 metres).

The thickness of the upper part of the Upper Valanginian is 60 to 65 metres.

### Ullaberget Series (Uppermost Valanginian)

The name of this series is derived from Ullaberget (520 m.) on the northern coast of Van Keulenfjorden (Nathorst Land), the profile of which has been described in 1898 by J. G. Andersson (fide Nathorst 1910a, fig. 59).

The arenaceous intercalations in the upper part of the preceding member are the first symptoms of the approaching radical change of sedimentation. This change can be observed in sections on the northern shore of Van Keulenfjorden, on Tirolarpasset and in many other places. The writer has investigated it in greatest detail in Jurakammen. Beginning from 466.47 m. of this section appear light-grey shales intercalated with greenish ones. There are also thin intercalations of dark-grey or even black shales. Small sphaeroideritic concretions, always associated with dark shales, occur in the upper part only.

Grey and dark-grey shales predominate again between 508.77 and 521.65 m. Among them, at 512.85 m. there occurs a layer of arenaceous ferruginous concretions, a few centimetres in diameter.

Between 521.65 and 526.65 m. there are three layers of sandstones with fine-grained quartz gravel. They are separated by grey and greenish shales. The lower and upper sandstone beds are 10 and 20 cm. thick, respectively, the middle one attains a thickness of 1.2 m. This is another symptom of the beginning of regression.

The upper conglomeratic sandstones are overlain by shaly argillaceous sandstones 35 cm. thick. Higher up there occur grey shales, 13 m. in thickness with siderite concretions. Greenish argillaceous shales begin at 540 m. They contain several thin intercalations of grey shales which, in the upper portion, occur in three layers (from 0.9 to 2.2 thick) with numerous sphaeroideritic concretions consisting of a calcareo-marly substance with a low phosphate content, usually under 10 cm. and exceptionally 50 to 70 cm. in diameter. They are a very characteristic element of the uppermost part of the shale member underlying the Continental Series of the Hauterivian-Barre-



mian age. Their presence in Ullaberget has been noted already in 1898 by J. G. Andersson. They also occur in Festningen (Sokolov & Bodylewsky 1931) in horizon No. 23. There they lie 626.3 m. above the layer which yielded *Quenstedtoceras* sp. from the *Qu. lamberti* (Sow.) or the *Qu. keyserlingi* Sok. groups (Sokolov & Bodylewsky 1931), i. e. at least 70 m. higher than on Jurakammen.

In Festningen, the upper shale member (65.9 m. thick) and the shale intercalations in the overlying coarse-grained sandstones (horizon No. 25) till 28.5 m. from the bottom, contain a marine fauna. In Torell Land, however, the writer did not find marine fauna in any of the investigated sections between the bottom of greenish shales (at 466.47 m. in the Jurakammen section) and the bottom of the sandstones.

The author thinks that this is due to differences of facies since, according to other authors, greenish shales do not occur in this complex in the Grönfjorden area.

It seems that in the investigated area this complex has a more distinctly littoral character. The existence of lagoons is possible.

In the Jurakammen section this member terminates with light-grey shales, 17.5 m. thick, with intercalations of, and cavities filled with, arenaceous-ferruginous deposits. The top of these shales lies 586.1 m. above the upper surface of the phosphorite-bearing Upper Liassic bed.

The determination of the age of this complex is based solely on analogies with the Festningen section, where according to H. Frebold and E. Stoll (1937) the highest part of the shale complex is of an uppermost Valanginian age. Sokolov and Bodylewsky (1931), however, were inclined to place it at the beginning of the Hauterivian.

### Continental Series

#### (Hauterivian and Barremian)

The Continental Series of the Middle Neocomian age, containing a characteristic horizon of the so-called „Festningen Sandstone” (the „Festungssandstein” of A. Hoel, A. K. Orvin and H. Frebold) is the most conspicuous element of the Spitsbergen Mesozoic, both as regards its lithological composition and its morphological features. Light colours and occurrence in steep slopes clearly distinguish this complex from the dark Jurassic and Neocomian shales. It can be recognizable from a considerable distance. Detailed sections of these sandstones have been described: one on the western slope of Langryggsåta facing Rózycki-breen, another on an unnamed mountain (summit 564 m. a. s. l.) situated about 2.5 km. north-east from Waweltoppen. The latter is a continuation of the Jurakammen section.

There are no essential differences between these sections.

The lowermost member of this series, situated below the true Festningen Sandstone, consists of grey, laminated sandstones, about 3 m. in thickness, with small lenses of dark shales and with plant remains. One quartzite bed some tens of centimetres thick usually occurs among the sandstones. These sandstones are overlain by 6.5 m. of dark-grey-greenish sandstones, well bedded and cemented so strongly that they superficially resemble quartzites. The only fossils found derive from Jurakammen, where the writer collected some specimens of pelecypods, probably *Inoceramus* (*I. spitzbergensis* Stolley?). They may indicate the beginning of the Hauterivian.

Both the above described sandstones and the Ullaberget Series should be considered as terminating the sedimentation of the Jurassic-Lower Neocomian shales, and not as beginning the continental beds of the Middle Neocomian.

Faunas similar to those mentioned from horizons Nos. 24—28 of the Festningen section have not been discovered in Torell Land.

At the top of the above described sandstones, separating them distinctly from the overlying white sandstones, occurs a well developed white conglomerate, from 80 cm. to 1 m. in thickness, with pebbles of quartz (and of quartzites?), from 5 to 15 mm. in diameter. It has been found in several sections.

This conglomerate begins the sedimentation of the „Continental Series”.

The conglomerate is overlain by 16 to 20 m. thick white, strongly cemented platy sandstones, corresponding to the Festningen Sandstone („Festungssandstein”). Higher up lie dark bituminous shales, 5 to 6 m. thick, with two beds of light-coloured compact sandstones and with thin coal-seams. Marine fossils have not been found by the writer. Within the upper part of shales plant remains appear abundantly.

The stratigraphic position of the shales with plant remains is similar to that of the „*Elatides*-Schichten” of A. G. Nathorst (1913) and of A. Hoel (1918—1929).

The shales with plant remains may be probably correlated with the deposits found by Nathorst (1910a) in Svedenborgstupet on the southern shore of Van Mijenfjorden which contain *Baiera* cf. *longifolia* Panel. and other plant remains. A similar deposit with a coal seam some tens of centimetres in thickness, has been reported by J. G. Andersson in 1898 (fide Nathorst 1910a) from Ullaberget. It contains a red-brown siderite layer. Such a layer has not been observed by the present writer in central Torell Land.

The shales with plant remains are overlain by white sandstones (about 23.5 m. thick) intercalated with grey shales, and by similar sandstones without argillaceous intercalations (about 12 m. in thickness). Higher up occur dark bituminous shales 25 m. thick, with abundant plant-detritus, imprints of complete plant leaves and fragments of carbonized wood. Still higher up occur tabular shaly sandstones interbedded with grey shales containing plant-remains. This is already the fourth plant-bearing zone in this section, among deposits whose lithological features and stratigraphic position are similar to those of the „Ginkgo-Schichten” of A. G. Nathorst (1910a, 1913).

The total thickness of the Continental Series in Spitsbergen, which has been assigned to the Hauterivian-Barremian, or even to the uppermost Valanginian (Sokolov & Bодylewsky 1931; Frebold 1928a, b, 1929b) is about 116—120 m., excluding the 9.5 m. of dark sandstones underlying the conglomerate bed with quartz pebbles.

In the Festningen section the total thickness of the Continental Series is similar to that in Torell Land, though the thickness of particular beds is distinctly different (cf. T. Hagerman 1925; H. Frebold 1929). In the vicinity of Braganzavågen and Agardhbukta both the lithological sequence and the thickness are distinctly different from those in Torell Land. In Torell Land and Grönfjorden, there are no equivalents of Hagerman's cross-bedded „Shore Sandstone” and the Continental Series is more diversified.

In the Festningen section the intercalations with marine fauna occur as far as the *Elatides* zone situated at the top of the „Festungssandstein”, while in Torell Land the intercalations terminate under the conglomerate layer at the bottom of this sandstone. This is a very important difference.

The „Shore Sandstone” which occurs on the eastern shores of Vestspitsbergen, is probably a deltaic deposit (T. Hagerman 1925; A. K. Orvin 1940, p. 34). In Torell Land marine intercalations are absent in the lower part of the sandstone series. In the Festningen section the „Shore Sandstone” is partly younger than in other places. This distribution of facies suggests that in the Middle Neocomian the land was in the east, and that the sea gradually retreated westwards, towards the area now under the Atlantic Ocean.

#### Ditrupa Shale Series (Aptian and Albian)

The area of the Continental Series of the Hauterivian-Barremian age has been again transgressed by the sea in the Upper Neocomian. Deposits similar to those of the Valanginian have been formed. Dark-

grey and light-grey shales with siderite seams and sphaeroidite concretions occur again. Sandstone intercalations, however, predominate distinctly. They indicate the proximity of an intensely eroded land.

In Torell Land (Langryggsåta and Fotografryggen) this series commences with thick-bedded, laminated, steel-grey, greenish (yellow when weathered) sandstones more than 40 m. thick, Flysch-like in some respects. Large poorly preserved marine pelecypods, e. g. *Inoceramus* sp. (similar to *I. labiatiformis* Stolley and *I. spitzbergensis* Stolley) occur. These sandstones are overlain by 26 m. of grey shales intercalated with fine-grained sandstones with numerous traces of worms. On these shales rest sandstones 6 m. thick. They are followed by a thick complex of grey and dark-grey argillaceous shales with intercalations of fine-grained sandstones, layers and concretions of sphaeroidites, and layers of cone-in-cone marls. The maximum thickness of the whole series is c. 300 m.

*Ditrupa decorata* Stolley is fairly abundant from the very beginning of the series which was called „Dentalien-Schichten” by A. G. Nathorst (1910a) and, later, „Ditrupen-Schichten” by E. Stolley (1912). This series can be easily observed on the slopes of Firkanten, on the northern shore of Van Keulenfjorden, where it was investigated by J. G. Andersson in 1898 (fide Nathorst 1910a). According to the present author it continues on the western slopes of Dalmöya in Nathorst Land. South of Van Keulenfjorden it occupies the major part of the area between Penckbreen and Nathorstbreen, stretches across the slopes of Waly Hetmańskiefjellet and Bernadzikiewiczjellet and is present in a small area in the north-eastern part of Polakkjellet.

The series in question is developed also to the north and to the south of Hornbreen. Further south it spreads over nearly the whole Sörkapp Land where only on Hedgehogfjellet and between Isbukta and Bettybukta it is covered by Tertiary rocks (map by Major & Winsnes 1955).

The writer did not study in detail the stratigraphy of this series as it occurred only in the peripheral parts of the area described in the present paper. Its Aptian age is established on *Crioceras (Trapeum) arcticum* Stolley found in the lower part of the series. The presence of *Hoplites* cf. *jachromensis* Nikitin found in Barryneset and Kolfjellet on Van Mijenfjorden and also in Firkanten on the northern shore of Van Keulenfjorden (according to Hoel, 1920) suggests that the Albian, not found elsewhere in Spitsbergen is represented in the *Ditrupa* Shales.

## General Remarks on the Upper Jurassic and Cretaceous

In Torell Land no important facial changes have been observed by the writer in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous shale complex, excepting the Callovian and the uppermost part of the Valanginian. The thickness of the whole complex, however, is not constant. Fauna is monotonous in the horizontal sense.

The total thickness of the Malm and Lower Neocomian complex on Keilhaufjellet, in the extreme south of Vestspitsbergen, is estimated by Werenskiold (1919; Frebold 1929d) as 550 m. According to H. Frebold (1929d), on Agardhbukta on the eastern shore of Vestspitsbergen, there are about 575 m. from the bottom of the marine Jurassic to the middle part of the Cretaceous Continental Series. The writer's detailed measurements show that in Jurakammen in central Torell Land the thickness of the marine Jurassic and Lower Neocomian attains 586.1 m., i. e. 25—36 m. more than on the eastern coast of Vestspitsbergen.

At Festningen, according to A. Hoel and A. K. Orvin (1937), the thickness of an analogous complex is about 700 m. The writer supposes that this figure is about 50—60 m. too high owing to the tectonic disturbances in the horizon No. 22 not being taken into account by the authors mentioned. The thickness of the Malm and Valanginian beds would be, therefore, at least 640—650 m., which is more than in Torell Land.

Comparisons of thickness of particular members elucidate the mode of the change of the total thickness of the shale series, and confirm the supposed gradual increase of thickness north-eastwards or even westward. This increase is greatest in the lower part of the shale complex called above the Ingebrigtsenbukta Series and containing beds of the Callovian, Oxfordian and Lower Kimeridgian age. In Keilhaufjellet, 75 km. south from Polakkfjellet, its thickness does not exceed 160 m. A similar figure should be expected above Storfjorden, but no accurate data are available.

In the eastern zone of the Jurassic-Lower Neocomian in Torell Land (from Heimfjella to Polakkfjellet) the total thickness of this series is 190—200 m. In the western zone (Ingebrigtsenbukta — Engadinerpasset) the total thickness is 230—240 m., and farther north, at Reinodden, it attains 250 m. and thus comes very near to the thickness noted in the Festningen section, 65 km. to the north.

On the other hand, the thickness of the Tiolarpasset and Ullaberget Series, representing the Portlandian (Volgian), Berriasian and the Valanginian is nearly constant in Torell Land (Jurakammen: 393.45 m.) and in

Sörkapp Land (Keilhaufjellet — c. 390 m.). In Festningen, however, it is probably greater (about 445 m.?), but this may be due to faults observed by Hoel and Orvin within the Valangian rocks.

The upper part of the Ullaberget Series is about 120 m. thick in Torell Land (Jurakammen section). On the northern shore of Van Keulen-fjorden in Nathorst Land it is supposed to be somewhat thinner. Detailed measurements, however, are lacking.

#### TERTIARY (PALEOCENE — EOCENE)

On the northern shore of Van Keulen-fjorden the Tertiary deposits form an imposing wall 20 km. long, which stretches from Firkanten, across Kolthoffberget, Pallfjellet and Brongniartfjella towards Otto Pettersenfjellet.

South of this fjord the Tertiary occurs in rather small isolated areas in the highest parts of Basilika, Sukkertoppen, Suessberget, and Neumayrberget, as well as in those of some less important hills lying further east. It is also present in some areas in Langryggen, Wały-Hetmańskiefjellet and Bernadzikiewiczfjellet. East of the latter, the Tertiary occurs in an area on Arrheniusfjellet. From there it stretches along the extension of the central Vestspitsbergen depression beginning from Isfjorden. Faunas of the Paleocene and Eocene age have been found in Basilika and Brongniartfjella (J. P. J. Ravn 1922).

The subdivision of the Tertiary beds established by Nathorst (1910a) can be used in the studied area. Two series occur here: the Lower Light Sandstone Series and the Lower Dark Shale Series. They form the culminations of the above mentioned mountains south-west of Nathorstbreen. The younger series occur north of this glacier, being probably absent to the east of Polakkfjellet.

All the exposures of the Tertiary rocks are situated on the peripheries of the area described in the present paper. No detailed investigations have been made by the writer. However, the data ascertained confirm A. K. Orvin's (1940, p. 40) suggestion that the thickness of the Lower Dark Shale Series increases southward.

#### DOLERITE INTRUSIONS

Basic magmatic rocks do not play an important rôle in the studied areas of Torell Land and Wedel Jarlsberg Land. They form sills, 1—3 m. thick, fairly abundant in various Carboniferous rocks (Fig. 11, 12). Frequently they follow the same stratigraphic horizon for a distance

of many kilometres. Sometimes they form short apophyses or make their way upwards through layers, regaining their former horizon some metres further on. Such phenomena have been observed by the writer on the northern slope of Zittelberget and in Aldegondaberget.

However, the stratigraphical position of sills over a larger area may vary. It is noteworthy that these differences are closely related to particular tectonic units and even constitute their characteristic features.

One dolerite sill occurs slightly below the middle part of the Culm Series within the overthrust Berzeliustinden fold, on the slopes of Aldegondaberget and on the ridge dividing Blümckebreane in two glaciers. In the upper part of Hessbreen, however, where the next fold appears from below the overthrust, the dolerite sills occur always in the lower and

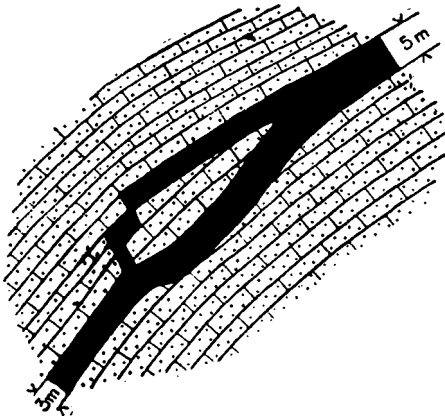


Fig. 11

Rozszczepienie żyły warstwowej (sillu) dolerytu wśród piaskowców kulmu, na północnym zboczu Aldegondaberget.

Skala 1 : 1 000

Culm sandstone with a dolerite sill dividing in two. Northern slope of

Aldegondaberget. Scale 1 : 1 000



Fig. 12

Przebieg żyły (sillu) dolerytu wśród wapieni górnego karbonu na Nupen (na północ Zittelberget). Skala 1 : 500  
Upper Carboniferous limestones with a dolerite sill. Nupen (north of Zittelberget). Scale 1 : 500

higher parts of the *Cyathophyllum* Limestones. They are found again in the same position in Hermelinberget, Revtanna and Saussureberget. One only dolerite sill is noted between Nuppasset and Zittelberget; it occurs in the lower part of the *Cyathophyllum* Limestone.

No dolerite sills in the Carboniferous rocks have been observed by the writer south of the latter mountain, in Supanberget, and in Kopernikusfjellet.

No intrusive rocks have been found within the Mesozoic beds near Van Keulenfjorden and in the southern part of the studied area. In the interior of the land, their presence has been ascertained only in Jurakammen, to the north-east of Waweltoppen, where the dolerite forms a dike in the Jurassic shales (Fig. 13). Its direction changes from 65°

ENE 50° to 70° ENE 12°, still farther west it dips in the opposite direction (to WSW) at an angle of 35 to 40 degrees, and cuts the Malm shales and the Rhaetian deposits almost perpendicularly to the bedding, and disappears downwards in the Triassic. Contact metamorphism has not been observed.

This is the only dolerite intrusion in the Jurassic shales known in the western part of Svalbard.

North of Van Keulenfjorden, on Midterhuken, there is an excellent outcrop of a dolerite sill folded together with the Upper Culm rocks in two small recumbent folds. Another sill, in the upper part of the Cyatho-

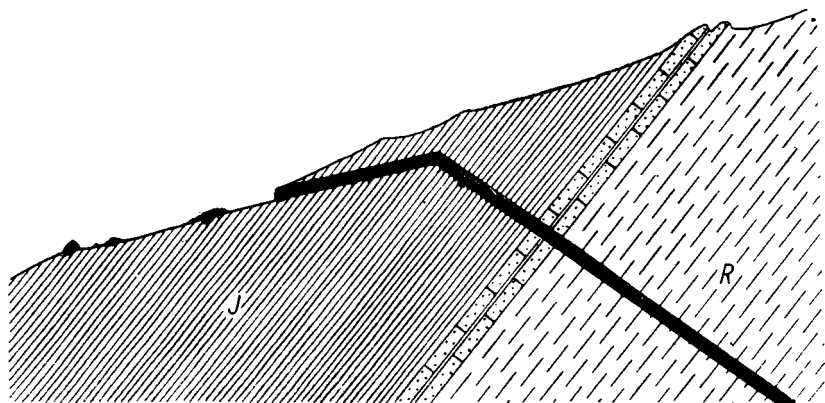


Fig. 13

Przebieg żyły (dajki) dolerytu wśród skał retyku (R) i jury górnej (J) na Jurakammen, na północny wschód od Waweltoppen. Skala 1 : 1000

Rhaetian (R) and Upper Jurassic (J) traversed by a dolerite dike. Jurakammen, NE of Waweltoppen Scale 1 : 1000

phyllum Limestone is not folded. This indicates that the dolerite intrusions are pre-orogenic to the Alpine Tertiary folding.

On the other side of Van Mijenfjorden dolerite sills occur in the Culm deposits over a large area. They are also present in the Upper Carboniferous rocks. In the interior of Isfjorden and in the north-eastern part of Vesuspitsbergen, intrusions occur frequently in the Triassic rocks. On the eastern coast on the shores of Mohnbukta, Heleysundet and Wilhelmöya they are present in the Jurassic rocks and still further east, on Kong Karls Land even in the Valanginian and in the Continental Series of the Hauterivian and Barremian age. They have not been as yet found in the Tertiary rocks.

It should be stressed that throughout Svalbard these intrusions become more frequent within the younger deposits eastward.

Many different opinions have been advanced as to the age of the dolerite intrusions. Tyrrell and Sandford (1933) think that they are of



the late Jurassic and Lower Cretaceous age. A. K. Orvin (1940) supposes that they occurred in the late Cretaceous or in Paleocene and that they are connected with the Laramide folding in North America. E. R. Gee, W. B. Harland and J. R. H. McWhae (1952) think that they are contemporaneous with the extrusions of basic lavas in Greenland which rest on the Lower Cretaceous and beneath the Middle Eocene.

The writer thinks that the intrusions are younger than the Lower Cretaceous and probably older than the Middle Eocene. Most probably they occurred on the boundary between the Cretaceous and the Paleocene, as it was supposed by A. K. Orvin.

## TECTONICS

The structure of the western coast of Vestspitsbergen and the rôle of the Tertiary tectonic movements has been discussed for many years. G. de Geer (1896, 1909, 1919) emphasized for the first time the rôle of the Tertiary folding in Svalbard. His views, however, were refuted by A. G. Nathorst (1910 a, p. 396). For many years there prevailed the view that the younger Spitsbergen tectonic movements were of saxonic character. This was undoubtedly due to the more active exploration of northeastern Svalbard where such movements predominated.

Along the western coast of Vestspitsbergen the structure is essentially different. In the Tertiary the folded Caledonian rocks and the overlying younger deposits have been subjected to strong stresses from the SW. The resulting structure is rather of alpine than of saxonic character. These movements occurred after the Eocene. It is still impossible to determine their age more exactly. The writer thinks that the Chief Range between Wedel Jarlsberg Land and Torell Land is very suitable for theoretical studies of recumbent folds, of small overthrusts, and of their influence on the substratum.

Great faults are absent in the studied area. There are some small faults. The only important structures are folds.

It has been thought that along the limit of the area of the Hæcla Hoek Formation (along the western coast) with the Central Depression, a flexure was formed. This opinion seemed justified on the then known data (e. g. A. G. Nathorst 1910a, fig. 82, 81).

The writer studied the exposures figured by Nathorst (*l. c.*) and arrived to the following conclusions. Taken separately this structure should be rather considered as a gravitational fold, built of Triassic

elements detached from the underlying Eotriassic, than as a flexure caused by compression. However, it is not a gravitational fold, connected with faulting, but a digitation of a frontal part of a great recumbent fold. Analogous folds have been found by the writer on the southern coasts of Van Keulenfjorden on Bravaisberget, on Midterhuken and on the slopes of Berzeliustinden.

After the 1934 Expedition the present writer had the opportunity to discuss with Dr. A. K. Orvin the geology of Spitsbergen. Dr. Orvin was of the opinion that in the Tertiary a strong folding occurred in the western part of Spitsbergen. Older rocks thrust over the Tertiary have been found by A. K. Orvin (1934) in Ny Ålesund mines which, though situated 160—200 km. to the north of the area studied by the present writer, lie in the same tectonic zone. Dr. Orvin's views concerning these foldings have been published in his monograph on the geology of Spitsbergen (1940).

In the investigated area, which is situated between Wedel Jarlsberg Land (mainly built of rocks of the Hecla Hoek Formation) and Torell Land (where Mesozoic and Tertiary rocks occur) the Tertiary foldings are conspicuous. They may be observed in numerous excellent outcrops. Preliminary reports on the tectonics of this area have been already published by the writer (Różycki 1936a, pp. 126—127, 135—136; 1936b, p. 67). In his preliminary report (Różycki 1936a) the present author maintained that the Tertiary movements were very strong. The same opinion has been expressed by A. K. Orvin (1940).

A section of the southern slopes of Berzeliustinden and Foldaksla (see Fig. 14), based wholly on the visible outcrops was included in the preliminary report of the author (1936a, p. 120—121) as an illustration of the structure of the main dislocation zone. On this section we see the Hecla Hoek Formation, unconformably covered by the Culm, thrust over the Upper Carboniferous (Cyathophyllum Limestones) and the Triassic; several complicated structures are visible within the frontal part of the overthrust Berzeliustinden fold which is built of Triassic, Jurassic and Neocomian rocks.

In the report mentioned the writer has pointed out that below the overthrust occur two folds gradually vanishing eastward. The folded Mesozoic zone is about 10 km. wide and consists mainly of Upper Triassic, Jurassic and Neocomian rocks. In Pilsudskifjella, within the core of these folds, below the Lower Triassic occurs the Lower Permian. This means that the Paleozoic substratum has also been disturbed. These folds resemble those in the Jura Mountains in the foreland of the Alps.

A general geological map of Spitsbergen in 1:3,000,000 scale (see Fig. 9) compiled from older maps and from the author's map of Torell

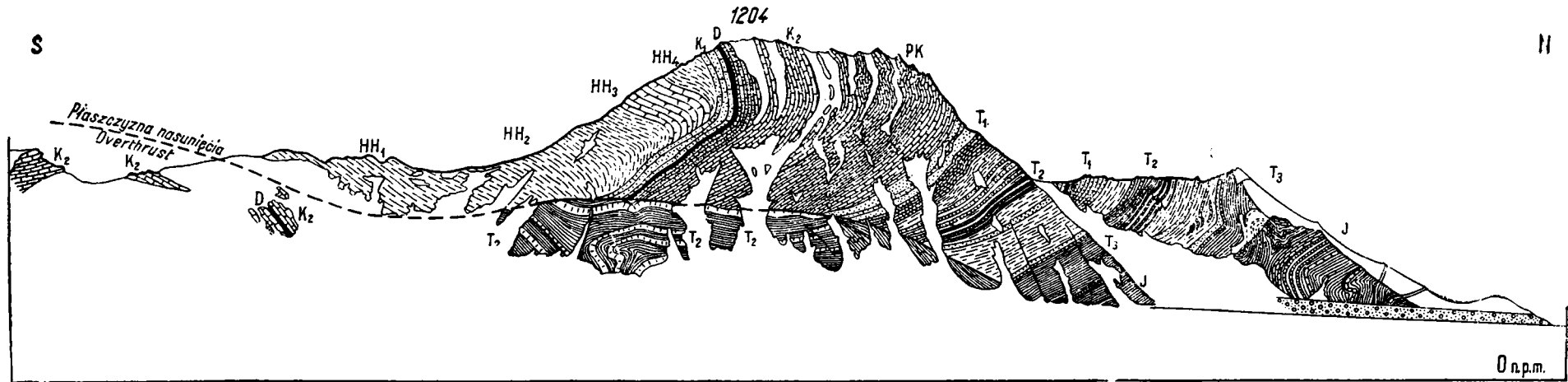


Fig. 14

Profil geologiczny wschodniego zbocza Berzeliustinden (1204 m n. p. m.), rysowany na podstawie szkicu perspektywicznego z przełęczy znajdującej się na południe od Tilasberget, częściowo uproszczony. Skala około 1 : 20 000 (wg Różyckiego, 1936a, fig. 1)

HH<sub>1-4</sub> — zmetamorfizowany starszy paleozoik (formacja Hecla Hoek); K<sub>1-2</sub> — karbon; PK — permo-karbon; T<sub>1-3</sub> — trias; J — jura; D — sill dolerytu; białe — śnieg i lód; kropka i kółka — moreny Lodowca Hessa

Geological profile of the eastern slope of Berzeliustinden (1204 m.), based on a sketch drawn from the pass S of Tilasberget (simplified). Scale c. 1 : 20 000 (cf. Różycki 1936a, Fig. 1)

HH<sub>1-4</sub> — Hecla Hoek Formation; K<sub>1-2</sub> — Carboniferous; PK — Permo-Carboniferous; T<sub>1-3</sub> — Triassic; J — Jurassic; D — dolerite sill; blank — snow and ice; dots and circles — moraines of Hessbreen

Land was published in a paper on the Arctic (Rózycki 1936b, p. 67). It shows the most important features of the folded zone in Torell Land, which is far more complicated than the corresponding zone in Norden-skiöld Land, between Bellsund and Isfjorden.

The Tertiary orogeny of Svalbard can hardly be regarded as a local phenomenon, since the folded zone is 300 km. long and several tens of kilometres wide. Recumbent folds and overthrusts are numerous. The presence of these foldings on Spitsbergen is completely unexpected. They do not fit in the established pattern of the distribution of the Alpides. The folded zone may have continued in the present shelf of the surrounding seas. We may interpret some young dislocations such as on Andöya, an island off the northern Norway (dislocated Jurassic and Neocomian similar to the Spitsbergen type) as connected with these foldings. The strong volcanic activity in the North Atlantic region should also, as it was supposed by G. de Geer (1919) and maintained by A. K. Orvin (1940), be connected with these movements. The type of this connection and also the relation of the Tertiary foldings to the submarine ridges is as yet unknown.

However, the Tertiary orogeny in Vestspitsbergen has been less intense than the Caledonian orogeny. This is conspicuous though the Caledonides have been partly destroyed by the younger movements.

The Caledonides played an important rôle in the geological structures of the western part of Vestspitsbergen. They influenced the distribution of facies in the initial phases of transgressions, from the Carboniferous to the Tertiary. The younger Paleozoic and Mesozoic deposits overlying the Caledonides and the area lying further east are distinctly different.

Within the central depression and east of it breaks in sedimentation and continental series are always associated with important regressions. Near the eastern limit of the Caledonides the same series continue. Frequently, however, particularly at the beginning of transgression the character of facies is more littoral. Within the area of the Caledonides the differences consist not only in changes of facies, but also in the complete lack of some deposits which would be synchronous with intense sedimentation in the area of the Central Depression. The Carnian overlies directly the older Paleozoic and Eocambrian rocks. The Dogger overlies the Carnian. The Tertiary is represented only by its highest members (Upper Plant-bearing Sandstone Series). The total thickness of the post-Caledonian deposits is a few hundred metres only.

West of this zone near the west shores of Vestspitsbergen deposits gradually become more complete. The Culm here is well developed (c. 1000 m. thick) and the Upper Carboniferous and the Lower Permian occur. The younger Paleozoic and Mesozoic deposits are c. 1500 m. thick.

It is impossible to distinguish in this area between the lack of deposits due to the absence of sedimentation and the lack caused by erosion. Whatever their character was, these lacks imply the existence of a persistent tendency to positive epeirogenic movements in the area of the Caledonides.

In the Central Depression subsidence was nearly continuous, resulting in the accumulation of well over ten thousand metres of post-Caledonian deposits (Devonian — a few thousand metres, Culm — up to 1,200 m., Middle and Upper Carboniferous — 400 to 500 m., Lower Permian — 200 to 250 m., Triassic — 600 to 1,100 m., Jurassic — 250 m., Lower Cretaceous — 700 to 800 m., Tertiary — 1,200—2,000 m.).

Four or five tectonic zones may be distinguished in the investigated area (Fig. 15). The first zone covers Wedel-Jarlsberg Land. It consists of great Caledonian folds rebuilt by younger movements. These movements also formed many small folds, often asymmetric, with the eastern limb steeper or even reduced.

Two directions of stresses may be reconstructed in the older Paleozoic rocks of the Hecla Hoek Formation, one NW-SE, the other NNW-SSE. Usually it is not easy to separate them, but if one compares the intersections in the area east of Torellbreen and in Dunderbukta region, one can see them quite distinctly.

In the younger members of the Hecla Hoek Formation between Halenuten-Bleikskallen-Björnbrepasset the author found a syncline which, according to investigations of K. Birkenmajer (1958 a, b) continues southward. This syncline can be traced also north of Amundsenisen, according to the data published by A. Hoel (1918) and A. K. Orvin (1940).

The second zone, situated to the east of the first stretches along the Chief Range from Berzeliustinden across Hermelinberget, Saussureberget, Zittelberget, Supanberget, Stanisławskikammen, Lysefjellet, Kopernikusfjellet, Curie-Skłodowskafjellet, and then in the direction of Marietoppen and Hyrnefjellet on the shores of Hornsund. Tectonic disturbances are very strong. Several recumbent folds occur. In the northern part of the zone there are folds thrust 5—7 km. eastward over the younger formations. In the northern and central parts of the Chief Range the folds consist mainly of the younger members of the Hecla Hoek Formation, of the Carboniferous, of the Lower Permian, of the Triassic and of the Jurassic. Further south, outside the studied area, the Devonian and the older members of the Hecla Hoek Formation also occur in the folds.

Four folds, obliquely thrust eastward one over another can be distinguished. Thus the Saussureberget fold is thrust over the Supanberget fold which has been traced by the writer on Kopernikusfjellet and still

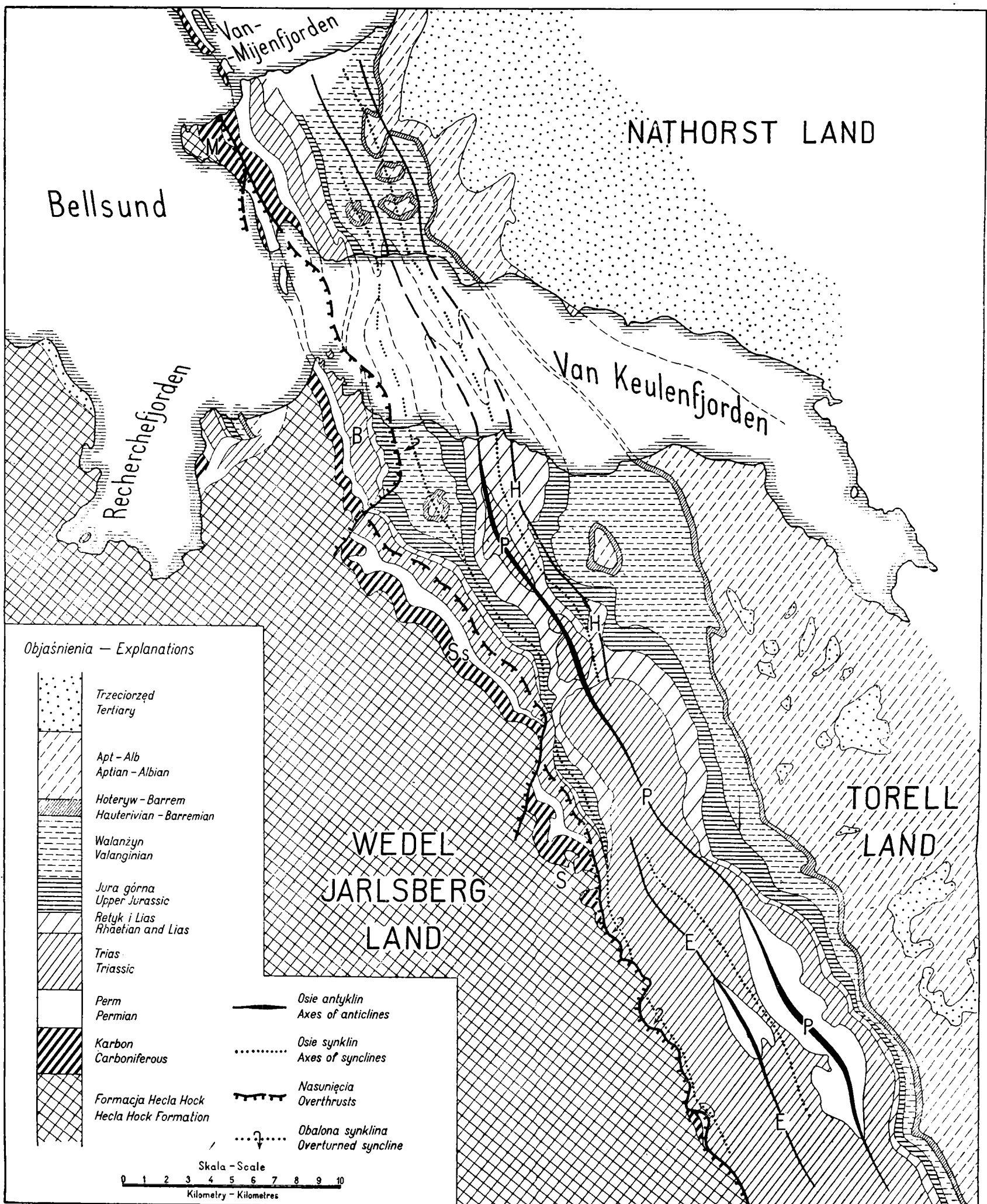


Fig. 15

Szkic tektoniczny północno-zachodniej części Ziemi Torella oraz przyległych części Ziemi Wedel-Jarlsberga i Ziemi Nathorsta  
 M — fałd Midthruken; B — fałd Berzelustinden; Ss — fałd Supanberget; E — antyklina Engadinerberget; P — antyklina Piłsudskifjella; H — antyklina Heimfjella  
 Tectonic sketch of the NW part of Torell Land and the adjoining parts of Wedel-Jarlsberg Land and Nathorst Land  
 M — Midthruken fold; B — Berzelustinden fold; Ss — Saussureberget fold; S — Supanberget fold; E — Engadinerberget anticline; P — Piłsudskifjella anticline;  
 H — Heimfjella anticline

SW

NE

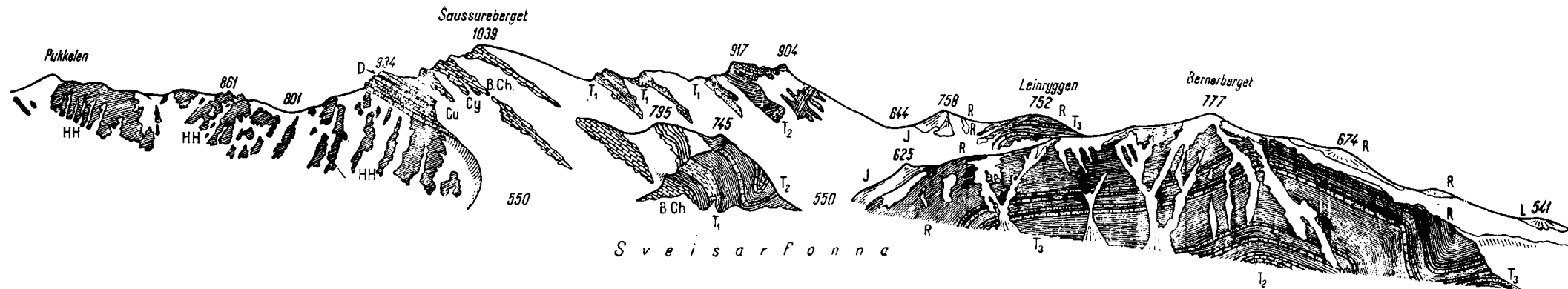


Fig. 16

Szkic perspektywiczny z rysunkiem budowy geologicznej Saussureberget (1039 m) i Bernerberget (777 m). Skala około 1 : 20 000. Rysunek autora 11. VII. 1934

Po lewej jednostka tektoniczna Saussureberget z formacją Hecla Hoek (HH) w jądrze fałdu, przykrytą przez kulkę (Cu), karbon górny (Cy) i dolny perm (B. Ch.), które w dolnej części (na poziomie Sveisarfonna) zaczynają zawiijać się ku zachodowi („wstecz”). W środkowej części szkicu strefa zluźnień i silnego zdyslokowania triasu dolnego ( $T_1$ ) i środkowego ( $T_2$ ), obalonych na strefę synklinalną z jurą górną (J).

Po prawej (Bernerberget) jednostka ze sfaldowanym triasem środkowym ( $T_2$ ), górnym ( $T_3$ ), retykiem (R), górnym liasem (L) i wyższą jurą (J). D — sill dolerytu

Geological sketch of Saussureberget (1039 m.) and Bernerberget (777 a). Scale c. 1 : 20 000. Drawn 11. 7. 1934

From left to right: Tectonic unit of Saussureberget built up of the Hecla Hoek Formation (HH) and Carboniferous (Cu, Cy) and Permian (B. Ch.), overturned in the lower part of the slope; strongly disturbed recumbent anticline built up of the Lower Triassic ( $T_1$ ) and Middle Triassic ( $T_2$ ) rocks overlying the synclinal zone built of the Upper Jurassic (J) rocks; folded Middle Triassic ( $T_2$ ). Upper Triassic ( $T_3$ ), Rhaetian (R), Upper Liassic (L) and Upper Jurassic (J) rocks. D — Dolerite sill

further south where it consists of the limestones of the Hecla Hoek Formation and overlies the overturned Devonian, Carboniferous and Triassic belonging to the next fold, which reaches Hornsund near Adriabukta (Orvin 1940, p. 17).

A typical feature of this tectonic zone is the NW-SE direction of particular units, while the general direction of the whole zone is NNW-SSE. This is most conspicuous in the northern portion of the Chief Range where the Saussureberget and Supanberget folds occur.

North of Van Keulenfjorden this discrepancy of directions is probably absent. However, on the northern coast of Van Mijenfjorden, in the region of Fridtjovhamna, the intersections of the Culm on Ingeborgfjellet, of the Upper Carboniferous, of the Permian and of the Triassic on Sundhögda and of the Mesozoic on Flathaugen are directed NW-SE. Further northward, the directions are again NNW-SSE (cf. A. K. Orvin 1940, fig. 8 — aerial photographs).

Attention should be drawn to the relation between the structures on the two shores of Isfjorden. On the northern coast, the Hecla Hoek Formation extends some 8—9 km. further east than on the southern coast. G. de Geer (1909) suggested a fault. The writer thinks that it is significant that the strikes of the Culm beds on the west coast of Trygghamna are directed NW-SE. This probably implies dislocations similar to those near Berzeliustinden and south of Saussureberget.

This discrepancy between the general tectonic trend of the zone (NNW-SSE) and the trends of particular units within the zone (NW-SE) implies two different successive stresses. The NNW-SSE directions are, doubtlessly, Caledonian, the NW-SE directions are younger. A similar discrepancy may be observed in the first zone (vide supra).

In the frontal parts of the recumbent folds of Berzeliustinden, Saussureberget (Fig. 16) and Supanberget, complicated disharmonic folding took place owing to the difference in competence of the Jurassic and Triassic rocks, and of the Lower Permian and Upper Carboniferous beds, which together with the Hecla Hoek Formation form the cores of the folds.

The frontal parts of the overthrusts are squeezed into the underlying Jurassic beds of the synclinal zone. Very complicated small structures resulted: slickensides, cleavage, squeezing, folds and faults. These structures are most distinct on the slopes of Foldaksla and in the Jurassic and Triassic rocks in the Ingebrigtsenbukta cliffs. They have also been noted on the slopes of Bravaisberget and in the eastern part of Midterhuken. In the interior of the land they are most distinctly visible on the southern slope of Passhatten. They may be observed also in the eastern part of Saussureberget and between Röysfjellet and Tilasberget. Nearer



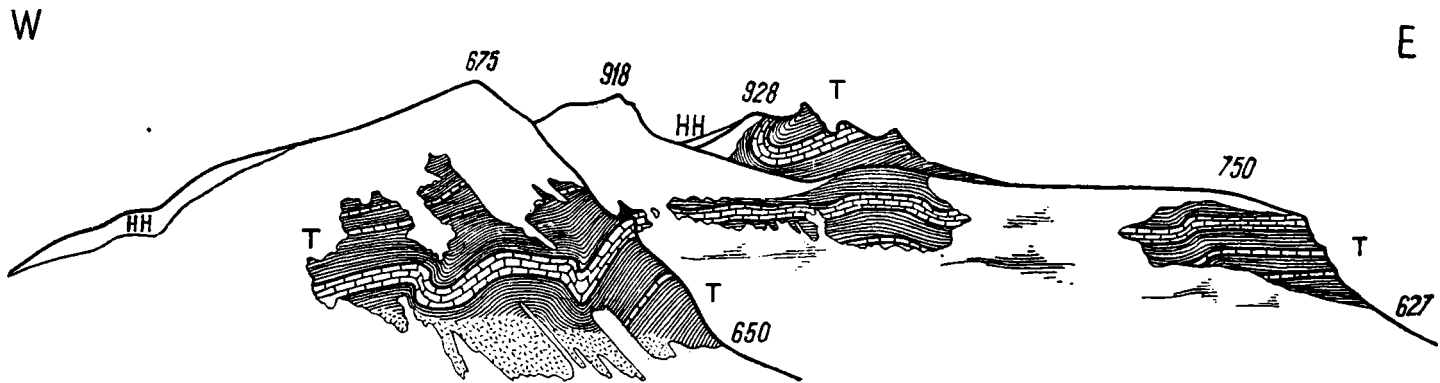


Fig. 17

Trias tworzący leżącą synklinę wchodzącą pod nasunięcie formacji Hecla Hoek (HH) na Lysefjellet. Widok od południa. Rysowane z podnóża Kopernikusfjellet (1055 m) z punktu leżącego na wysokości ok. 700 m n.p.m. Skala ok. 1 : 5 000. 12. VIII. 1934

Triassic rocks in the recumbent syncline under the Hecla Hoek (HH) overthrust on Lysefjellet, seen from the south. Drawn from a point c. m. a. s. l. on the slope of Kopernikusfjellet (1055 m.) 12. 8. 1934. Scale c. 1 : 5 000.

to the roots of the folds the Triassic is overthrust by the much more competent younger Paleozoic rocks and by the Hecla Hoek Formation and planes of overthrusts are distinct. They are well exposed in several outcrops, e. g. on the south-eastern slope of Berzeliustinden, in Stanislawskikammen, Lysefjellet (Fig. 17) Kopernikusfjellet etc.

The Triassic shales underlying the overthrusts are very strongly disturbed. Numerous small folds, complicated and irregular, occur. The best exposures of these structures are in the lower part of the SE slopes of Berzeliustinden, just above Hessbreen, and on the southern slope of Kopernikusfjellet, and on Curie-Skłodowskafjellet (Fig. 18).

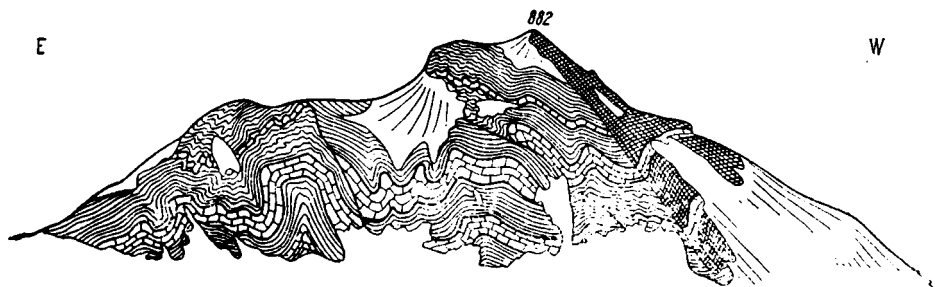


Fig. 18

Szkic perspektywiczny z rysunkiem budowy geologicznej północno-zachodniego zbocza Curie-Skłodowskafjellet (882 m). Widoczny silnie zdyslokowany trias  
Geological sketch of the NW slope of Curie-Skłodowskafjellet (882 m). Strongly disturbed Triassic rocks are visible

It is difficult to establish the tectonic position of the Mesozoic and younger Paleozoic rocks at Reinodden and on Reinsletta, near the mountains built of the Hecla Hoek Formation. In cliffs on the peninsula running to Reinodden occur various rocks, from the Cretaceous to the Culm, dislocated and overturned. Overlying them are Carboniferous and Triassic rocks flatly dipping to the east, 50—100 m. above sea level, reported by A. K. Orvin (1940) from the western part of Reinsletta. Higher up rises the lofty Maria Theresiatoppen (655 m.) built of the Hecla Hoek Formation.

In the writer's opinion these exposures are not separated by faults but by planes of overthrust. The lower plane, separating the beds cropping out at Reinodden and on Reinsletta, is connected with the Berzeliustinden overthrust. Thus rocks at Reinodden would form the overturned limb of the syncline separating the Berzeliustinden fold from the underlying tectonic unit of Saussureberget.

The Eotriassic, Lower Permian and Upper Carboniferous of the Berzeliustinden fold occur continuously northward, across Aldegondaberget to Ahlstrandodden and Richardodden.

From there, across Bardiholmen, Parmaholmen and Eholmen in the mouths of Van Keulenfjorden the Lower Permian and Upper Carboniferous of the Berzeliustinden fold join the deposits occurring on Strandvollsletta in Nathorst Land, between the tectonic units of Bravaisberget and of the western part of Midterhuken. This can be seen in an aerial photograph, with geological explanations by A. K. Orvin (1940, Fig. 9).

At the mouth of Forkastningsdalen in Nathorst Land, the Upper Carboniferous rocks underlie the overthrust and folded in small recumbent folds, Culm (with dolerites in the upper part) and Cyathophyllum Limestone. In the writer's opinion both the Culm and Cyathophyllum Limestone are thrust over the Berzeliustinden-Strandvollsletta fold.

Hecla Hoek rocks building up the Maria Theresiatoppen on Recherche-fjorden belong to the next overthrust which is the continuation of the Midterhuken overthrust at the foot of Gåsberget, in the westernmost part of Midterhuken in Nathorst Land. In the remaining part of Midterhukfjellet there are several folds built of Carboniferous and Eotriassic rocks, disharmonic in relation to the folds in Upper Triassic and Jurassic rocks. The latter are exposed on the northern slopes of Midterhukfjellet (A. G. Nathorst, 1910a; G. de Geer 1919). All these rocks stretch to Bravaisberget where they belong to a digitation of the Berzeliustinden fold, which has been thrust eastward over the Triassic beds of the frontal portion of the Berzeliustinden fold and over the overturned Ingebrigtsenbukta syncline built of Triassic and Jurassic rocks.

The structure of this rather complicated zone is shown in Fig. 19, which consists of somewhat schematized neighbouring geological sections on both shores of Van Keulenfjorden, between Berzeliustinden and Midterhukfjellet.

The synclinal zone lying in the front of all the above described overthrusts is strongly disturbed also. Its western limb is thrust eastwards over the eastern one; the latter flathy dips westward. Numerous subordinate tectonic complications occur in the overthrust western limb. The eastern limb has been less disturbed. The amplitude of subordinate folds gradually diminishes eastward, and they become less complicated. This may be seen most distinctly in Engadinerberget and Wallisberget. The core of one of the subordinate anticlines consisting of strongly disturbed Lower Triassic rocks is particularly well visible in Engadinerberget (see Pl. II).

Eastwards, the above described folds become still more gentle and regular. This may be seen in Pilsudskifjella where two flat anticlines occur. The presence of the Lower Permian rocks along their axes means that not only the Mesozoic, but also the younger Paleozoic rocks were involved in the folding of the foreland (see Pl. III, IV).

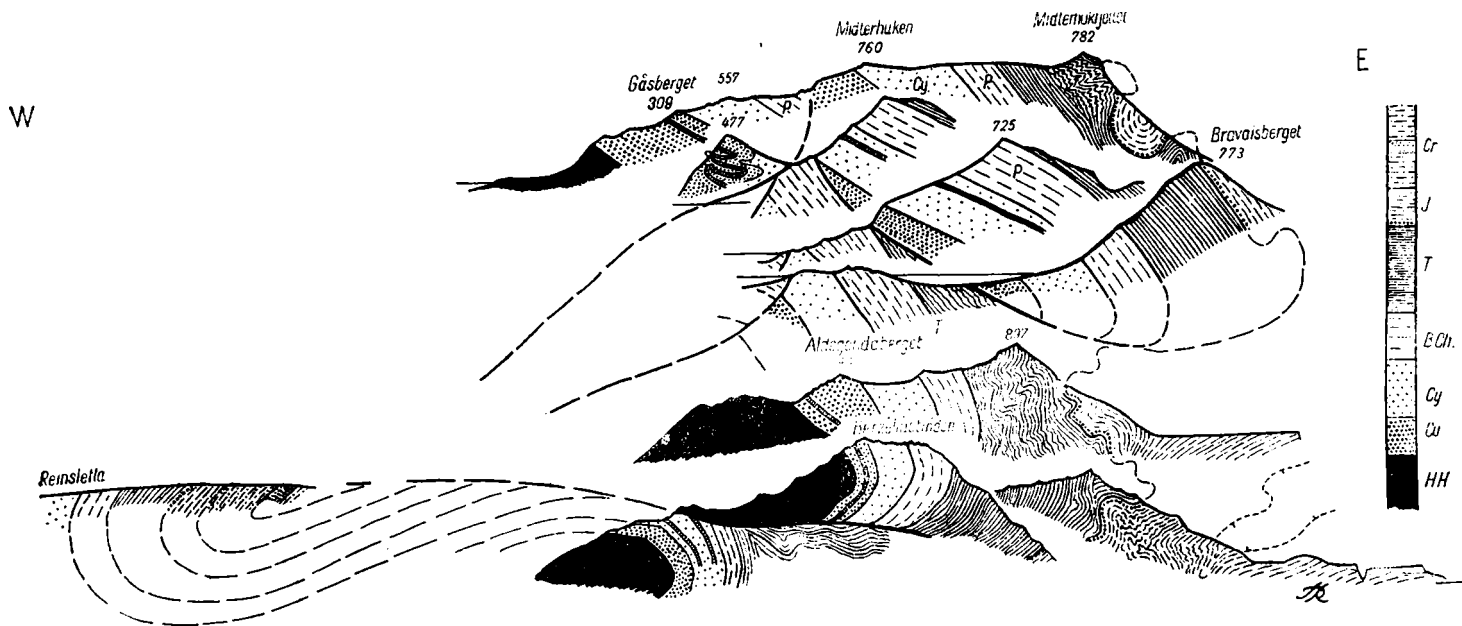


Fig. 19

Zestawienie przekrojów geologicznych między Berzeliustinden i Midterhuken. Skala 1 : 50 000

HH — formacja Hecla Hoek; Cu — Kulm; Cy — karbon górny; B. Ch. — perm dolny; T — trias; J — jura; Cr — kreda z serią kontynentalną w środku

Geological cross-sections between Berzeliustinden and Midterhuken. Scale 1 : 50 000

HH — Hecla Hoek Formation; Cu — Culm; Cy — Upper Carboniferous (Cyathophyllum Limestone); B. Ch. — Lower Permian (Brachiopod Cherts)  
T — Triassic; J — Jurassic; Cr — Cretaceous with the Continental Series in the middle part

Three anticlines may be traced within the foreland. The first, westernmost (Engadinerberget) anticline stretches from Drevpasset across Warszawaryggen to Engadinerberget. North of Engadinerberget it joins the synclinal zone lying in front of the overthrusts of the Chief Range and disappears.

The second (Pilsudskifjella) anticline begins in Polakkfjellet, reaches its maximum elevation west of Ostra Bramatoppen and Waweltoppen and, sinking gradually, continues across Wallisberget, Bernerberget, to the vicinity of Heimbreen, then to the lower part of Finsterwalderbreen and Systerodden on the northern coast of Van Keulenfjorden, being still visible on Lågkollane on the southern coast of Van Mijenfjorden.

The third (Heimfjella) anticline begins as a small fold in the eastern part of Bernerberget. It stretches across Märjelbreen, the central part of Heimfjella, and the western part of Heimfjellhumpane. It may still be observed on the northern shore of Van Keulenfjorden in a valley between Luiseberget and Ullaberget, and then gradually disappears in the direction of Kolkdalen and Van Mijenfjorden.

The Engadinerberget and Pilsudskifjella anticlines are separated by the flat Richthofenberget syncline. It commences in Drevfjellet, stretches west of Armstolen across Richthofenberget and the eastern part of Engadinerberget, beyond which it passes into a small fold in the synclinal zone in front of the overthrusts, in the same way as the Engadinerberget syncline, and disappears. The Pilsudskifjella and Heimfjella anticlines are separated by a small syncline which starts east of Bernerberget, crosses Märjelbreen and Dvergfonna, and enters the small valley of the upper Aurbekken stream. Then it extends northwards, to the other shore of Van Keulenfjorden. It is visible in Luiseberget where it consists of the Continental Series of the Middle Neocomian, and continues as far as Svedenborgstupet on Van Mijenfjorden.

A typical feature of the above described folds is the zigzag NW-SE and N-S course of their axes, adjusted to the course of the front of the Chief Range overthrust. Another conspicuous feature is that their axes, generally speaking, are oblique in relation to the axis of the synclinorium lying in front of the Chief Range overthrust. They begin in the south-east as small folds (each fold begins and disappears north of the fold lying immediately westward). After attaining the maximum elevation, they join the synclinorium lying in front of the Chief Range overthrust, and disappear among subordinate folds. The eastern limbs of these parts of anticlines which lie to the east of all the other anticlines dip gently ENE, in the direction of the Central Depression.

## L I T E R A T U R A — R E F E R E N C E S

- ARKELL W. J., 1956. Jurassic geology of the world. — Oliver & Boyd. London.
- BERNADZIKIEWICZ S., 1936. Polska wyprawa polarna na Spitsbergen, 1934. Cel i organizacja, prace i wyniki (Polish Spitsbergen Expedition, 1934). — *Taternik*, vol. XX, No. 5, Kraków.
- BIRKENMAJER K., 1958a. Preliminary report on the stratigraphy of the Hecla Hoek Formation in Wedel-Jarlsberg Land, Vestspitsbergen. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr.*, vol. VI, No. 2. Varsovie.
- 1958b. Z badań nad stratygrafią i tektoniką formacji Hecla Hoek w Ziemi Wedel-Jarlsberg. Sprawozdanie wstępne (On the stratigraphy and tectonics of the Hecla Hoek Formation in Wedel-Jarlsberg Land. Preliminary report). — *Przegl. Geofiz.*, vol. III (XI), f. 2, Warszawa.
- BÖHM J., 1912. Über Triasversteinerungen von Bellsund auf Spitzbergen. — *Arkiv för Zoologi*, Bd. 8, No. 2, Uppsala.
- FALCON H., 1928. Geology. Appendix III in Watkins : The Cambridge Expedition to Edge Island. — *Geogr. Jour.*, Vol. 72. London.
- FREBOLD H., 1928a. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. Jura und Kreide. II. Stratigraphie. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 19. Oslo.
- 1928b. Stratigraphie und Paläogeographie des Jura und der Kreide Spitzbergens. — *Ztrbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B*, No. 12.
- 1929a. Oberer Lias und unteres Callovien in Spitzbergen. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 20. Oslo.
- 1929b. Ammoniten aus dem Valanginien von Spitzbergen, — *Ibidem*, No. 21.
- 1929c. Untersuchungen über die Fauna, die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias Spitzbergens. — *Ibidem*, No. 26.
- 1929d. Die Schichtenfolge des Jura und der Unterkreide an der Ostküste Südwest-Spitzbergens. — *Abh. Naturw., B*. 22. Hamburg.
- 1929e. Faunistisch-stratigraphische Untersuchungen über die Trias Spitzbergens und der Edge Insel. — *Ibidem*.
- 1930a. Die mesozoische Entwicklung des Barentsseeeschelfes. — *Geol. Rdsch.*, Bd. 21.
- 1930b. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen nebst einer Revision der Stratigraphie des Jura und der Unterkreide in Nowaja Semlja und einem Entwurf der mesozoischen Entwicklungsgeschichte des Barentsseeeschelfes. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 31. Oslo.
- 1935. Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl-und Franz-Joseph-Landes. — *Geologie der Erde*.
- 1936. Zur Stratigraphie der oberen Jungpaläozoikums und der älteren Eotrias Spitzbergens. — *Stille Festschrift*. Stuttgart.

- 1939. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. V. Stratigraphie und Invertebrate-fauna der älteren Eotrias. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 77. Oslo.
- 1942. Über die Produktiden des Brachiopodenkalkes und der Malemuk-Formation des nördlichen Ostgrönland und die Altersfrage einiger jungpaläozoischer Bildungen der Arktis. — *Ibidem*, No. 84.
- FREBOLD H. & STOLL E., 1937. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. III. Stratigraphie und Fauna des Jura und der Unterkreide. — *Ibidem*, No. 68.
- GEE E. R., HARLAND W. B. & Mc WHAE J. R. H., 1952. Geology of central Vest-spitsbergen. Part I Review of the geology of Spitsbergen, with special reference to central Vestspitsbergen. Part II. Carboniferous and Lower Permian of Billefjorden. — *Trans. Roy. Soc. Edimb.*, Vol. LXII, Pt. II, No. 9. Edinburgh.
- GEER de G. 1896. Rapport om den svenska geologiska expeditionen till Isfjorden på Spetsbergen sommaren 1896. — *Ymer*, H. 4
- 1899. Nya bidrag till Spetsbergens geologi. — *Förh. skand. naturf. Möte* 15.
- 1900. Om östra Spetsbergens glaciation under istiden (The glaciation of East Spitsbergen during the glacial period). — *Geol. Fören. Förh.*, Bd. 22, H. 5. Stockholm.
- 1908. Den svenska Spetsbergenexpeditionen år 1908. — *Ymer*, Årg. 28.
- 1909. Some leading lines of dislocation in Spitsbergen. — *Geol. Fören. Förh.*, Bd. 31, H. 4. Stockholm.
- 1910. Guide de l'excursion au Spitsberg. — XI-e Congrès géologique int.
- 1919. On the physiographical evolution of Spitsbergen. — *Geogr. Annaler*, Bd. 1, H. 2. Stockholm.
- 1923. Description topographique de la région explorée. Géologie. — *Mission scientifique pour la mesure d'un arc de méridien au Spitsberg entreprises en 1899—1902 sous les auspices des gouvernements suédois et russe. Mission suédois*, T. 2, Sec. 9.
- GRIPP K., 1927a. Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. — *Abh. Naturw. Ver.*, Bd. 21. Hamburg.
- 1927b. Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927. — *Forsch. Fortschr. deutsch. Wiss. Exp.*, Bd. 3, No. 32.
- HAGERMAN T. H., 1925. Stratigraphic and structural investigations within south-western Spitzbergen. II. Res. Swed. Exp. to Spitzbergen. 1924. — *Geogr. Annaler*, Bd. 7. Stockholm.
- HAMBERG A., 1905. Astronomische, photogrammetrische und erdmagnetische Arbeiten der von A. G. Nathorst geleiteten schwedischen Polarexpedition 1898. — *Kg. svenske Vetensk. Akad. Handl.*, Bd. 39, No. 6. Stockholm.
- HARRIS T. M., 1935. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Stratigraphic relations of the plant-bearing beds. — *Medd. om Grönl.*, Bd. 112, No. 1—2. København.
- HOEL A., 1918. Rapport préliminaire de l'expédition norvégienne de 1918 au Spitsberg. — *Géographie*, T. 32. Paris.
- 1922. Des rapports sur les récentes expéditions norvégiennes au Spitsberg (1919—1921). — *Rev. Géogr.*, t. 9. Paris.
- 1929. The Norwegian Svalbard Expeditions. 1906—1926. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 1. Oslo.
- HOEL A. & ORVIN K., 1937. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. Karbon-Kreide. I. Vermessungsergebnisse. — *Ibidem*, No. 18.

- HOLTEDAHL O., 1911. Zur Kenntnis der Karbonablagerungen des westlichen Spitzbergens. I. Eine Fauna der Moskauer Stufe. — *Skrifter Mat. Nat. Kl.*, Nr. 10. Kristiania.
- HORN G. & ORVIN A. K., 1928. Geology of Bear Island. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 15. Oslo.
- KOBAYASHI T., 1954. Fossil Estherias and allied fossils. — *Jour. Faculty Sci. Univ. Tokyo*, Sect. II, Vol. IX, Pt. I. Tokyo.
- LUNDGREN B., 1883. Bemerkungen über die von Schwedischer Expedition nach Spitzbergen 1882 gesammelten Jura- und Trias-Fossilien. — *Bih. Kg. svenska Vetensk. Akad. Handl.*, Bd. 8, No. 12. Stockholm.
- LYUTKEVICH E. M., 1937. Geological survey and the problems of the coal fields of Mount Pyramid, Spitsbergen Island. — *Trans. Arctic. Inst.*, No. 76, Leningrad.
- MAJOR H. & WINSNES T. S., 1955. Cambrian and Ordovician fossils from Sörkapp Land, Spitsbergen. — *Norsk Polarinstitut. Skrifter* No. 106. Oslo.
- NATHORST A. G., 1899. The Swedish Arctic Expedition of 1898. — *Geogr. Jour.*, Vol. 14, No. 1—2. London.
- 1910a. Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und König-Karl-Landes. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, Vol. 10. Uppsala.
  - 1910b. Eine vorläufige Mitteilung von Prof. J. F. Pompeckj über die Altersfrage der Juraablagerungen Spitzbergens. — *Geol. Fören. Föhr.*, Bd. 32. Stockholm.
  - 1910c. Les dépôts mésozoïques précétoques de la Scanie. — *Ibidem*, Bd. 32, H. 3.
  - 1913. Die pflanzenführenden Horizonte innerhalb der Grenzschichten des Jura und der Kreide Spitzbergens. — *Ibidem*, Bd. 35, H. 4.
- NORDENSKIÖLD A. E., 1866. Utkast till Spetsbergens geologi (Sketch of the Geology of Spitsbergen). — *Kg. svenska Vetensk. Akad. Handl.*, Bd. 6, No. 7. Stockholm.
- 1875. Utkast till Isfjordens och Bellsounds geologi. — *Geol. Fören. Föhr.*, Bd. 2. Stockholm.
- ORVIN A. K., 1934. Geology of the Kings Bay region, Spitsbergen. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, No. 57. Oslo.
- 1940. Outline of the geological history of Spitsbergen. — *Ibidem*, No. 78.
- RAVN J. P. J., 1922. On the Mollusca of the Tertiary of Spitsbergen. — *Ibidem*, No. 2.
- RÓŻYCKI S. Z., 1930. Sprawozdanie z badań nad utworami górnego kajoru, retyku. liasu i doggeru ... na arkuszu Żarki (Notes on the Keuper, Rhaetian, Lias and Dogger of the neighbourhood of Żarki — in Polish). — *Państw. Inst. Geol., Posiedz. Nauk.*, No. 28. Warszawa.
- 1936a. Wyprawa na Spitsbergen w roku 1934 (Expedition polonaise à Spitsberg 1934). — *Przegl. Geograf.*, Vol. XV, 1935. Warszawa.
  - 1936b. Arktyka, Zeszyt II (Spitsbergen). — *Wielka Geogr. Powsz. Ogóln. Zbioru zesz.* 78. Warszawa.
  - 1936c. Ziemia Torella. Teren działania Polskiej Wyprawy Polarnej 1934 r. (Description géographique de la Terre de Torell, Spitsberg). — *Taternik*, Vol. XX., f. 5. Kraków.
  - 1957a. Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacialne na Ziemi Torella Spitsbergen (Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell, Spitsberg). — *Biul. Perygl.*, No. 5. Łódź.
  - 1957b. Peryglacialne defomacje kości długich niedźwiedzia (Déformation périglaciaire des os). — *Ibidem*.
  - 1958. Dolna jura południowych Kujaw (Lower Jurassic of the southern Kujawy). — *Inst. Geol., Biul.* No. 113. Warszawa.



- SOKOLOV D. (†) & BODYLEWSKY W., 1931. Jura- und Kreidefaunen von Spitzbergen. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, No. 35. Oslo.
- STEFANOV D. L., 1937. Permskie brachiopody Špicbergena (Permian Brachiopoda of Spitsbergen). — Trudy Arkt. Inst. (Trans. Arct. Inst.), Vol. 76. Leningrad.
- STOLLEY E., 1912. Über die Kreideformation und ihre Fossilien auf Spitzbergen. — Kg. svenska Vetensk. Akad. Handl., Bd. 47, No. 11. Stockholm.
- TROEDSSON G., 1951. On the Höganäs Series of Sweden. — Lunds Univ. Årsskrift, N. F., Avd. 2, Bd. 47, No. 1. Lund.
- TYRRELL G. W. & SANDFORD K. S., 1933. Geology and petrology of the dolerites of Spitsbergen. — Proc Roy. Soc. Edinb., Vol. 53, Pt. 3, No. 21, Edinburgh.
- WERENSKIOLD W., 1919. Forekomster av erster og nyttige mineraler paa Spitsbergen. — Tidsskr. Bergr., Aarg. 7, No. 12.
- 1920. Landet mellem Hornsund og Bellsund, Spitsbergen. Jakktagelser i 1917 og 1918. — Naturen, Aarg. 44.
- ZAGRAJSKI S., 1935. Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934 r. — Prace triangulacyjne (Expedition Polonaise à Spitsberg. Triangulation). — Wiad. Służby Geogr. Vol. IX. Warszawa.
- ZAWADZKI A., 1935. Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934 r. — Prace fotogrametryczne (Expedition Polonaise à Spitsberg 1934. Travaux photogrammétriques). — Ibidem, vol. IX.
- 1936. Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934 r. — Opracowanie mapy na podstawie fotogrametrycznych zdjęć stereoskopowych (Expedition Polonaise à Spitsberg 1934. Construction de la carte). — Ibidem, Vol. X.

S. Z. Różycki

# MAPA GEOLOGICZNA PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI ZIEMI TORELLA NA SPITSBERGENIE

[wykonana w 1934 r.]

Geological map of the north-western part of Torell Land, Vestspitsbergen

(prepared in 1934)

Topography based on: 1. Photogrammetric map made by A. Zawadzki during the Polish Spitsbergen Expedition, 1934, 2. Unpublished maps of the Norges Svalbard-og Ishavs-Undersøkelser sporredte ved Wyprawy norweskie w r. 1916, 1920 i 1921.

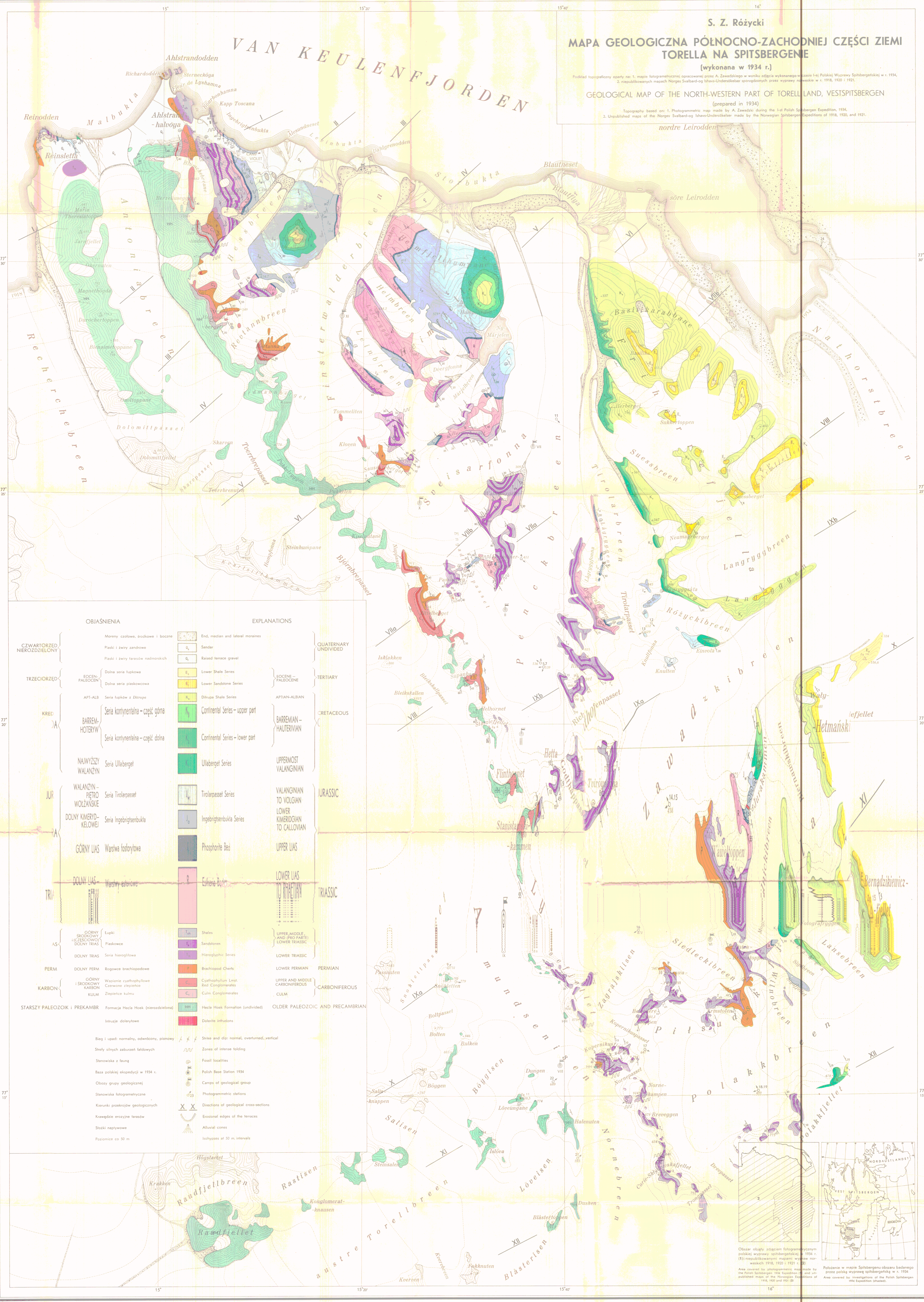
GEOLOGICAL MAP OF THE NORTH-WESTERN PART OF TORELL LAND, VESTSPITSBERGEN

(prepared in 1934)

Topography based on: 1. Photogrammetric map made by A. Zawadzki during the 1st Polish Spitsbergen Expedition, 1934, 2. Unpublished maps of the Norges Svalbard-og Ishavs-Undersøkelser made by the Norwegian Spitsbergen Expeditions of 1916, 1920 and 1921.

nordre Leirodden

søre Leirodden

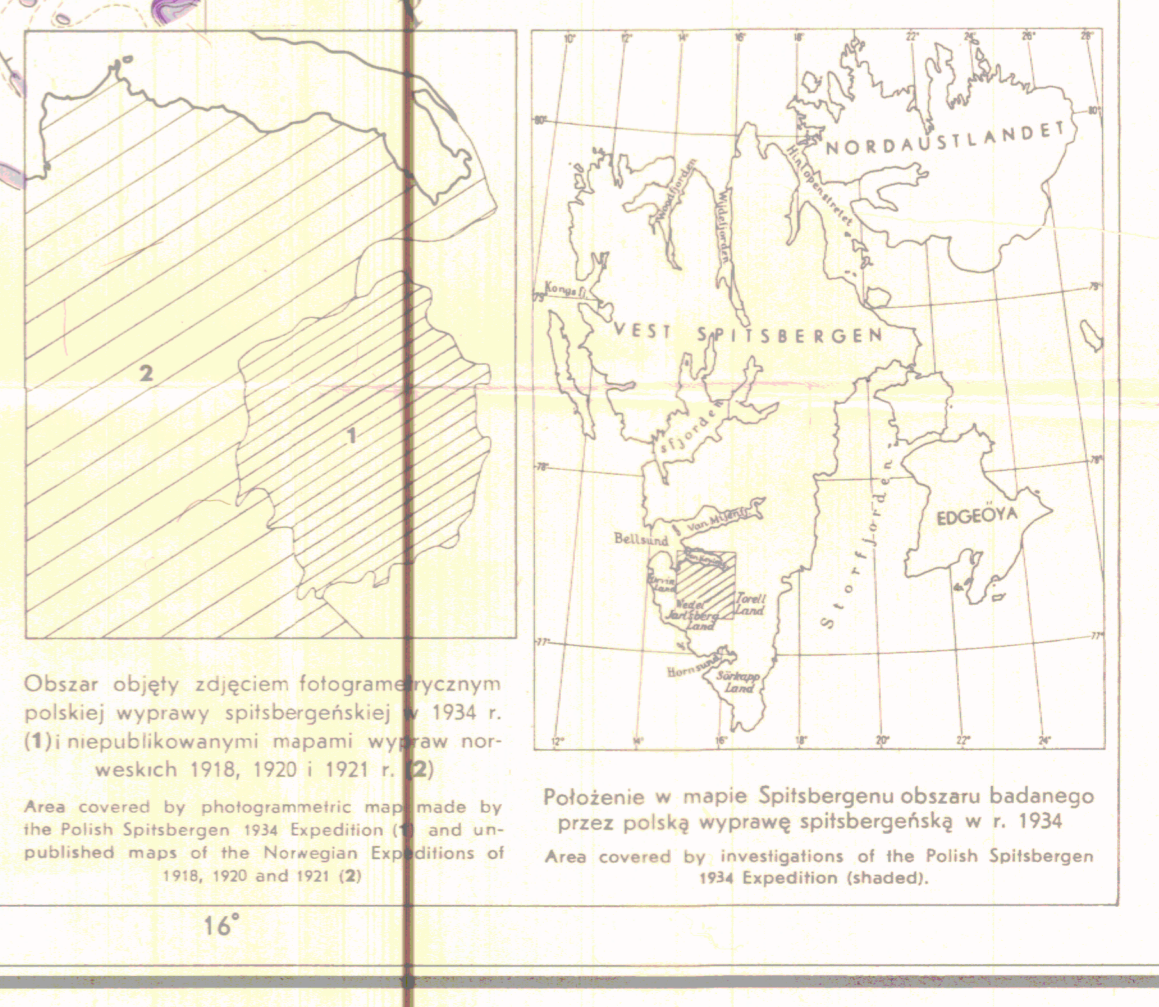


### OBSJAŚNIENIA

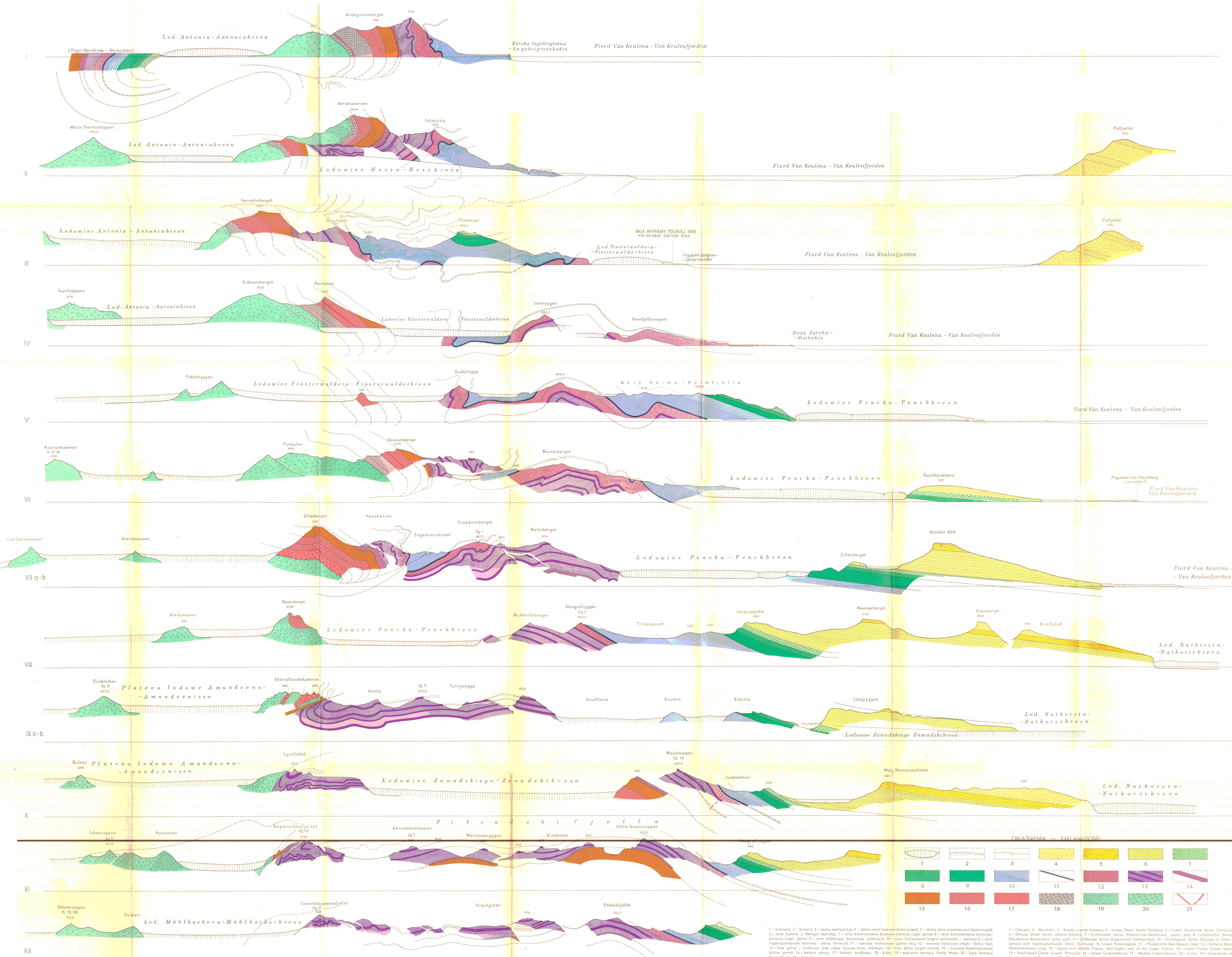
### EXPLANATIONS

CZWARTORZĘD NIEROZDZIELONY	Moreny człowe, środkowe i boczne	End, median and lateral moraines	QUATERNARY UNDIVIDED
	Piaski i żwir zandrowy	Sandar	
TRZECIORZĘD	Piaski i żwir terasowy nadmorskich	Raised terrace gravel	TERTIARY
	Dolna seria łupkowa	Lower Shale Series	
KRED	Dolna seria piaskowca	Lower Sandstone Series	CRETACEOUS
	Seria łupków z Ditrupa	Ditrupa Shale Series	
JUR	Seria kontynentalna - część górną	Continental Series - upper part	JURASSIC
	Seria kontynentalna - część dolną	Continental Series - lower part	
TRIAS	Seria Ullabergel	Ullabergel Series	TRIASSIC
	Seria Tirolpasset	Tirolpasset Series	
PERM	Seria Ingebrigtsenbukta	Ingebrigtsenbukta Series	PERMIAN
	Warstwa fosforowa	Phosphorite bed	
KARBON	Warstwy eolifowe	Eolifite bed	CARBONIFEROUS
STARZY PALEOZOIK I PREKAMBRY			OLDER PALEOZOIC AND PRECAMBRIAN

Bieg i upadki: normalny, odwrócony, pionowy	Strike and dip: normal, overturned, vertical
Strefy silnych zaburzeń fałdowych	Zones of intense folding
Stanowiska z fauną	Fossil localities
Stacja polskiej ekspedycji w 1934 r.	Polish Base Station 1934
Obóz grupy geologicznej	Camps of geological group
Stanowiska fotograficzne	Photogrammetric stations
Kierunki przekrojów geologicznych	Directions of geological cross-sections
Krawędzie erozyjne terasów	Erosional edges of the terraces
Stożki napywowe	Alluvial cones
Pozoomie co 50 m	Isolythes at 50 m intervals



PRZEKROJE GEOLOGICZNE PRZEZ PÓLNO-CNO-ZACHODNIĄ CZĘŚĆ ZIEMI TORELLA NA SPITSBERGENIE  
GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS OF THE NORTH-WESTERN PART OF TORELL LAND, VESTSPITSBERGEN

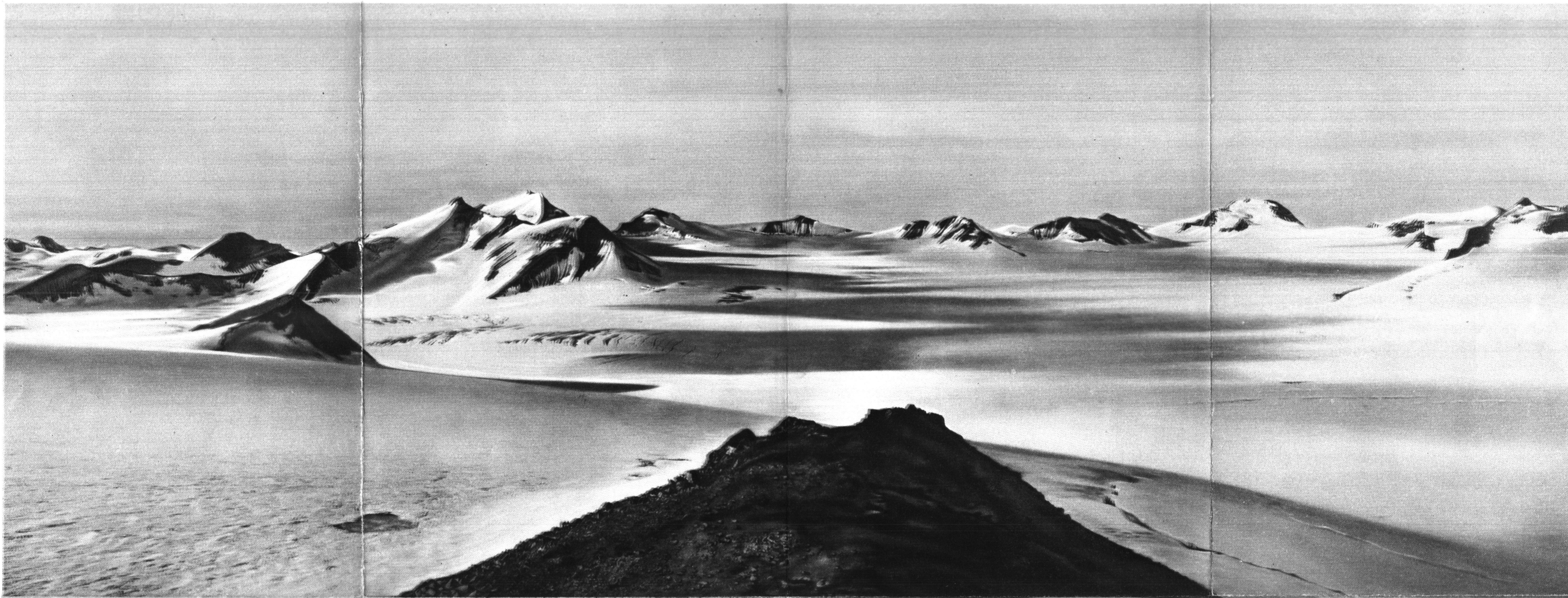


OBIASNIENIA — EXPLANATIONS

1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21

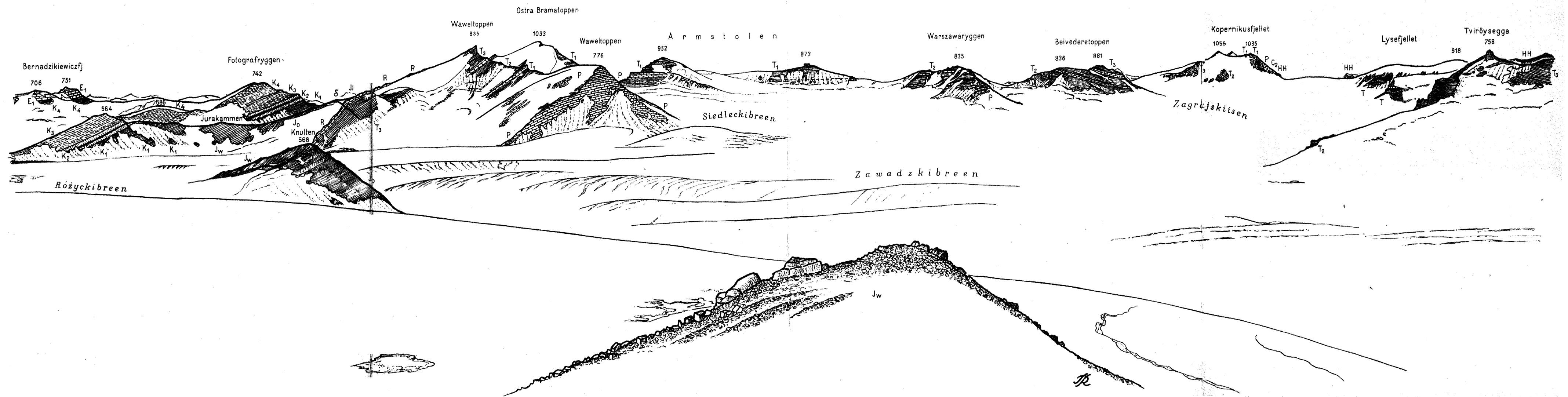
1 — lodowce; 2 — moreny; 3 — lasy nadmorskie; 4 — dolna seria łupkowa (fractozędzi); 5 — dolna seria piaskowca (fractozędzi); 6 — seria łupków z *Ditrypa* (spiral); 7 — seria konywentalna (holery-barren); część górna; 8 — seria konywentalna (holery-barren); część dolna; 9 — seria Ullaberg (holery-barren); 10 — seria Trindass (głęboko wulkaniczne — wulkaniz); 11 — seria logbrigtensbukt (dolny kimeryd); 11 — warstwa fosforowa (głęboko); 12 — warstwa esteriowa (głęboko); 13 — nieś głęboko; 14 — nieś dolny (część miasa); 15 — rogowiec brachipodowe (dolny zmię); 16 — karbon głęboko; 17 — karbon środkowy; 18 — kum; 19 — wapienie formacji Hecle Hook; 20 — łupki formacji Hecle Hook; 21 — doleryty.

1 — Glaciers; 2 — Moraines; 3 — Raised marine forests; 4 — Lower Shale Series (Tertiary); 5 — Lower Sandstone Series (Tertiary); 6 — Dittupa Shale Series (Aptian-Albian); 7 — Continental Series (Bauterian-Barrenian), upper part; 8 — Continental Series (Bauterian-Barrenian), lower part; 9 — Ullaberg Series (Uppermost Valanginian); 10 — Intrapass Series (Voljan to Valanginian) and Ingebrigtensbukt Series (Culivian to Lower Kimeridgian); 11 — Phosphoric Red (Upper Liak); 12 — Estere Beds (Rhenian-Lower Liak); 13 — Upper and Middle Triassic, and higher part of the Lower Triassic; 14 — Lower Triassic (lower part); 15 — Brachiopod Cherts (Lower Permian); 16 — Upper Carboniferous; 17 — Middle Carboniferous; 18 — Cum; 19 — Limestones of the Hecle Hook Formation; 20 — Shales of the Hecle Hook Formation; 21 — Dolerite intrusions.



Panorama środkowej i zachodniej części Pilsudskifjella z Tirolarpasset

Panoramic view on the western and middle part of Pilsudskifjella from Tirolarpasset



Panorama geologiczna środkowej i zachodniej części pasma górskiego Piłsudskifjella, opracowana na podstawie geologicznych szkiców perspektywicznych i profili terenowych, w nawiązaniu do zdjęć fotografometrycznych ze stanowiska nr 12 (patrz tabl. III), na podstawie której został skonstruowany przekrój X i XI tabl. VI.

Na pierwszym planie wychodnie kimerydu po południowej stronie Tirolarpasset, na dziale między Knultfonna (po prawej) i Różyckibreen (po lewej). Na lewo od nich nieco w głębi (ca 1 km) Knulten (568 m) z wychodniami kimerydu, portlandu i dolnego neokomu.

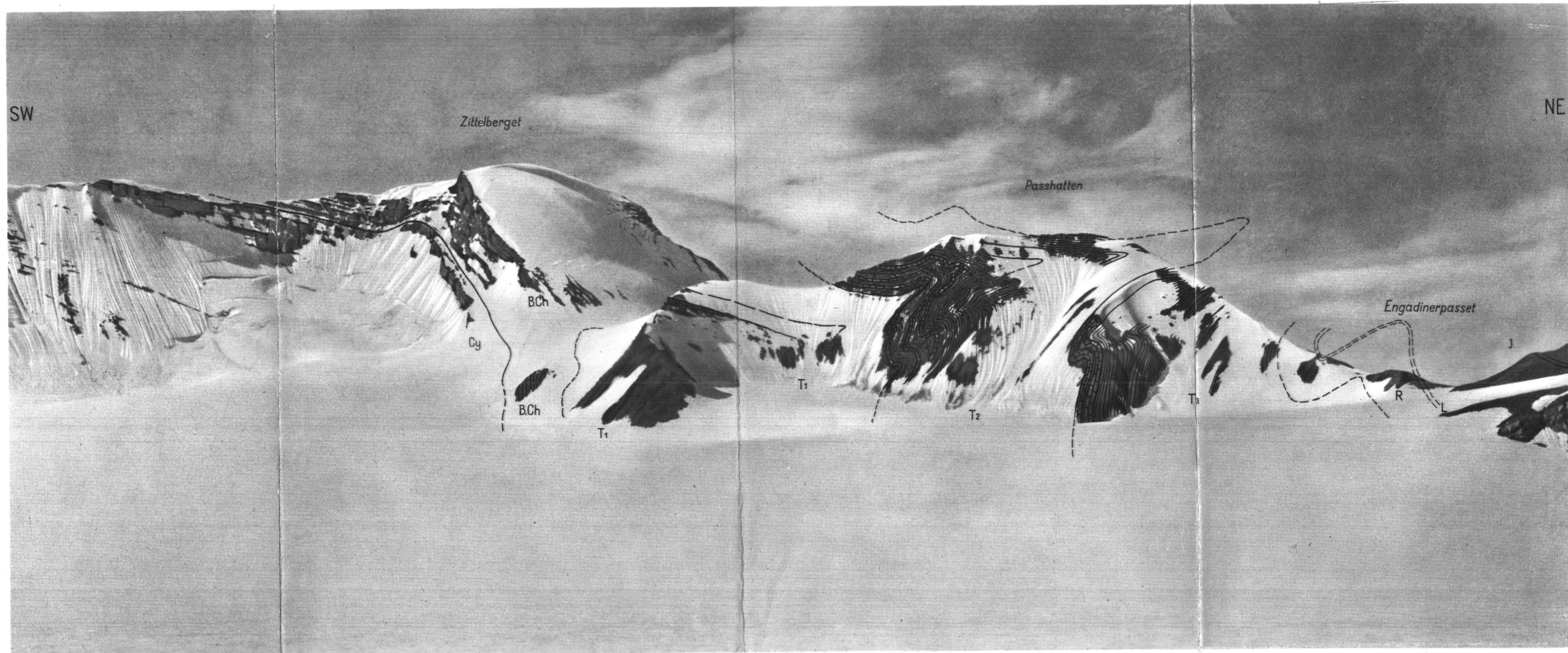
W głębi, na drugim planie za Lodowcem Zawadzkiego (Zawadzkiibreen) pasmo górskie Piłsudskifjella. Na wschodzie (po lewej) do Bernadzikiewiczfjellet (751 m) – 11 km; do Fotografryggen (742 m) – 7,5 km. W środkowej części panoramy do Waweltoppen (776 m) – 5,5 km; do Ostra Bramatoppen (1033 m) – 8 km; do Armstolen (952 m) – 9,5 km; do Warszawaryggen (835 m) – 8,5 km; do Belvederetoppen (881 m) – 9,5 km. Po prawej stronie część Pasma Głównego (Chief Range) z górami Kopernikusfjellet (1035 m) i Lysefjellet (918 m), leżącymi w odległości 11,5 km i 10 km. Dalej północne zakończenie Tvirøysegga ze szczytem 758 m, znajdującym się w odległości 4,5 km od stanowiska fotografometrycznego.

Oznaczenia geologiczne jak na tabl. V. Del. S. Z. Różycki

Geological panorama of the central and western part of Piłsudskifjella, based on geological perspective sketches and profiles drawn in the field, and on the photogrammetric data obtained from Point No. 12 (see Pl. III). See cross sections No. X and XI, Pl. VI.

In the foreground: Kimeridgian rocks on the southern side of Tirolarpasset between Knultfonna (to the right) and Różyckibreen (to the left). To the left, slightly farther: Knulten (568 m.), with outcrops of Kimeridgian, Portlandian and Lower Neocomian rocks. In the background: mountains of Piłsudskifjella. Distance from Point No. 12 to: (from left to right, i. e. from east to west) Bernadzikiewiczfjellet (751 m.) – 11 km.; Fotografryggen (742 m.) – 7.5 km.; Waweltoppen (776 m.) – 5.5 km.; Ostra Bramatoppen (1033 m.) – 8 km.; Armstolen (952 m.) – 9.5 km.; Warszawaryggen (835 m.) – 8.5 km.; Belvederetoppen (881 m.) – 9.5 km.; Kopernikusfjellet (1035 m.) – 11.5 km.; Lysefjellet (918 m.) – 10 km.; the latter two mountains belong to the Chief Range; peak 758 m. a. s. l. on the northern end of Tvirøysegga – 4.5 km.

Geological symbols as in Pl. V. Drawn by S. Z. Różycki



Budowa górnej części nasuniętej jednostki tektonicznej Supanberget na linii przekroju Zittelberget (1192 m), Passhatten (919 m) i Engadinerpasset (ca 657 m) widziana od południa, z górnej części Lodowca Pencka (Penckbreen) z poziomu 470 m n. p. m. Po prawej stronie zdjęcia (Engadinerpasset) strefa synklinalna z jurą górną (J), liasem górnym (L) oraz retykiem — dolnym liasem (R), na które obalony jest silnie zmięty trias ( $T_{1-3}$ ) zluźnionej partii czołowej (Passhatten) górnej części nasuniętego fałdu, zbudowanego z dolnego permu (B. Ch.) i górnego karbonu (Cy) stromo zapadających ku wschodowi (na wschodnim zboczu Zittelberget). Wzdłuż pasma głównego (na lewo od wierzchołka Zittelberget) oś fałdu stopniowo się podnosi i na Supanberget (na lewo, już poza granicami zdjęcia) widoczny jest karbon i utwory formacji Hecla Hoek, nasunięte na trias podścielający tę jednostkę tektoniczną

Geology of the area between Zittelberget (1192 m.), Passhatten (919 m.) and Engadinerpasset (ca 657 m.). Upper part of the Supanberget tectonic unit seen from the S, from the upper part of Penckbreen, 470 m. a. s. l. Synclinal zone built up of the Upper Jurassic (J), Upper Lias (L), and Rhaetian-Lower Lias (R) underlies the disharmonically folded Triassic ( $T_{1-3}$ ) of the frontal part of the anticline consisting also of the Lower Permian Brachiopod Cherts (B. Ch.) and Upper Carboniferous Cyathophyllum Limestone (Cy), which dip eastward on the eastern slope of Zittelberget. The axis of the fold rises gradually along the Chief Range and on Supanberget (to the left of the photograph) the Carboniferous and the Hecla Hoek Formation are thrust over the Triassic which underlies the Supanberget tectonic unit