

## Der Faltenbau der westgalizischen Karpaten.

Von Ortwin Ganss, dzt. Sanok (Generalgouvernement).

Mit 2 Tafeln und 2 Textfiguren.

### Einleitung.

Ueber das heutige Gesamtbild der West- und Ostkarpaten hat D. Andrusov (1937) in dieser Zeitschrift einen Ueberblick gegeben und eine ähnliche Darstellung — die allerdings nur den westkarpatischen Raum einbezogen hat — wurde von E. Spengler (1937) geliefert.

Ein Blick auf die tektonischen Karten, die beiden Arbeiten beigegeben sind, zeigt eine breite Flyschzone, die sich um einen bereits vorpaläogen gebauten „Kern“ der Westkarpaten girlandenförmig legt. Die äußerste Zone dieses vorpaläogen Gebirges ist die Klippenzone, an die sich in den Westkarpaten die kompliziert gebauten höheren tektonischen Einheiten anreihen. Entgegen dem tektonischen Mosaik, das sich südwärts der Klippenzone erstreckt, erscheint die meist 70 bis 80 km breite Flyschzone als eine gewaltige Einheit, die sich von ihrem südlichen Hinterland durch eine gewisse Einförmigkeit unterscheidet.

Die Flyschzone erreicht das Maximum ihrer Breitenentwicklung bei Rzeszow. Würde man von Rzeszow eine Wanderung gegen SSW (senkrecht zum Schichtstreichen) antreten, so würde man den Flysch erst wieder nach 120 bis 130 km verlassen. Im Profil von Rzeszow ist die südöstliche Fortsetzung der Klippenzone am Südrand des Flysches zum Teil unterbrochen und der Flysch grenzt unmittelbar an das pannonische Becken, das man bei einer weiteren Verfolgung des Profiles erst nach über 600 km in den Dinariden verlassen würde. — Mir selbst war eine Verfolgung des Flyschprofiles nur bis zur ungarisch-slowakischen Grenze möglich. Das entspricht einer Profillänge von etwa 80 km. Ein 40 bis 50 km breiter Flyschstreifen liegt noch auf slowakisch-ungarischem Gebiet.

Durch die westgalizische Flyschzone der Umgebung von Sanok habe ich drei Profile im Maßstab 1:25.000<sup>1)</sup> ausgearbeitet, die beson-

<sup>1)</sup> Die Profile sind auf Tafel 1 um etwa  $\frac{1}{3}$  verkleinert worden.

ders die tektonischen Strukturen sowie die Gesteinsmächtigkeiten — so weit wie möglich — berücksichtigen sollen. In den drei Profilen sind zahlreiche Beobachtungen an Tagesaufschlüssen verarbeitet worden und fast sämtliche Fallwinkel sind der Natur entnommen worden, so daß ein möglichst naturgetreues Bild angestrebt wurde. Es hat sich gezeigt, daß tektonische Kleinformen selten anzutreffen sind. Die meisten Beobachtungen können mit der zugehörigen tektonischen Großform in Beziehung gesetzt werden. Am schönsten aufgeschlossen ist das südlichste Profil durch den tief eingeschnittenen Lauf der Oslawa, die bei Zagorz in den San mündet. Ein Schulbeispiel einer regelmäßigen Antiklinale ist die Falte von Wielopole, die von der Oslawa — gerade gegenüber der Eisenbahnstation „Tarnawa“ — angeschnitten wird. Eine Photographie des schön erschlossenen Faltenscheitels hat bereits Z u b e r (1918) gebracht.

Von Sanok bis Dynow bietet das San-Tal einen aufschlußreichen Einblick in den tektonischen Bau. Leider war das Ufer dieses Grenzflusses nur zum Teil begehbar, da ein Stacheldraht längs der deutsch-russischen Interessengrenze den Fluß begleitete.

Im allgemeinen haben Profile den Nachteil, daß das tektonische Bild sich im Streichen rasch ändert und das Profil nur einen bestimmten Abschnitt eines tektonischen Körpers wiedergibt. Auch in diesem Fall vollziehen sich Veränderungen des Antiklinalbaues außerhalb der Profillinie. Sie sind jedoch nicht so bedeutend, daß eine wesentliche Aenderung der Profile eintritt. — Die geologische Strukturkarte der westgalizischen Karpaten zeigt, daß alle Antiklinalen auf ungeheure Entfernung im Streichen anhalten und daß die Antiklinalachsen sich gegen NW herausheben.

Die beigegebene Karte ist ein Versuch, mit Hilfe geeigneter Signaturen sowohl die Stratigraphie, als auch die Tektonik in ihren Grundzügen hervorzuheben. Diese Art der Darstellung ist nur bei sparsamer Verwendung von Signaturen möglich, um das Verständnis des Gesamtbildes nicht zu erschweren. Der verhältnismäßig einfache stratigraphische Aufbau des westgalizischen Flysches wurde dieser Forderung gerecht. Ich habe auf der Karte nur das Eozän mit den Menilitschiefern vereinigt. Diese Ungenauigkeit ist aber insofern nicht zu groß, da bei den meisten Antiklinalen mit ausstreichenden Menilitschiefern auch die eozänen Schichten mit hervortreten.

Für die Kreide- und die Krosnoschichten wurden auf der Karte Strichsignaturen gewählt, mit deren Hilfe auch der tektonische Bau zum Ausdruck gebracht werden konnte. Die Linien verlaufen immer senkrecht zum Gesteinsstreichen, und zwar deuten die NW oder W ausge-

buchteten Bogen die Antiklinalen an, die gegen SO bis O gerichteten Bogen stellen die Synklinalen dar. Mit dieser verhältnismäßig einfachen Methode ist der Faltenbau der westgalizischen Mittleren Gruppe plastischer hervorgehoben und das Faltenbild hebt sich zwischen dem miozänen Vorland im Norden und den Ueberschiebungen im Süden modellhaft ab. — Karte und Profile sind der Hauptteil dieser Arbeit; für die mühevollte Zeichnung der Karte habe ich meiner Frau zu danken.

Bei der Ausarbeitung der Karte benützte ich zum Teil die noch nicht veröffentlichte Manuskriptkarte von Swidzinski (1:200.000), dann das gleichfalls erst im Manuskript vorliegende Blatt „Brzozow—Sanok“ (1:75.000) der Reichsstelle für Bodenforschung in Krakau. Der Freundlichkeit von Ing. Obtulowicz verdanke ich Einblick in zwei Manuskriptkarten (1:75.000), die nördlich und westlich an Blatt Sanok—Brzozow anschließen. Schließlich seien auch die 1:75.000-Aufnahmen von Ing. Strzetelski in Jaslo genannt, der in jahrzehntelanger Tätigkeit als Oelgeologe das Gebiet bearbeitet hat.

Von publiziertem Kartenmaterial liegt mir nur die Karte von Nowak (Geol. d. poln. Oelfelder, 1929) vor. Der leider nur in polnischer Sprache erschienene „Zarys tektoniki Polski“ (Grundzüge der Tektonik Polens, 1917) des gleichen Autors enthält eine geologisch-tektonische Karte, die in unabgeänderter Form von Kuźniar (Geologische Karte Polens, 1:750.000) übernommen wurde. Besonders möchte ich hervorheben, daß alle diese Karten die gleiche Anzahl der Antiklinalen aufweisen und daß auch ihr Verlauf auf allen Karten im wesentlichen der gleiche ist. Das zeigt, daß neue Antiklinalen kaum mehr entdeckt werden können und daß die weitere geologische Forschung sich nur mehr mit der Detailtektonik der einzelnen Falten zu befassen braucht. Nur in der Zentralen Depression — das ist das Gebiet südlich und südöstlich von Sanok — dürfte sich bei entsprechender Neuaufnahme einiges ändern. Bis in die Gegend von Baligród—Rajskie ist der Verlauf der Antiklinalen sicher und auch ich kenne das Gebiet aus eigener Anschauung. Erst vom Oberlauf des San beginnt ostwärts geologisches Neuland und besonders die Ueberschiebungen am Südrand der Zentralen Depression harren noch des Bearbeiters. Opolski (1930) hat das Gebiet zwar bis zum Uszoker Paß kartiert, doch weiter ostwärts klaffen große Lücken und erst die Umgebung der Marmarosch-Zone ist von Andrusov (1933) in neuerer Zeit begangen worden.

Im Profil der Marmarosch-Zone beginnt am Nordrand der Flyschzone gleichfalls Miozän, das in einem schmalen Streifen mit dem paläogenen Flysch zu der „östlichen Randgruppe“ Nowaks verfaltet ist.

Darauf folgt gegen Süden die aus Kreide-Paläogen aufgebaute Mittlere Gruppe (oder Decke von Skole), die in Westgalizien unmittelbar dem kaum gefalteten Miozänvorland aufliegt.

Die Decke von Skole wird in Ostgalizien in mehrere Deckeneinheiten untergliedert. In Westgalizien wurde von Nowak ein ähnlicher Gliederungsversuch unternommen. Nach meinem Dafürhalten sollte man hier aber durchwegs nur von Falten sprechen. Zweifellos hat die intensive Faltung zu gewaltigen Abscherungen geführt, die oft erhebliche Ausmaße angenommen haben. Nur in einem Fall — nämlich bei Węglówka — ist es zu einem komplizierten lokalen Deckenbau gekommen.

Auf die Mittlere Gruppe ist in den Ostkarpaten die Polonin-Zone aufgeschoben, die Andrusov in der erwähnten Arbeit in die Zone von Volovec—Jasina und jene von Stoh—Pietros—Czarna hora unterteilt. Auch diese Decke wird zum Großteil aus Paläogen aufgebaut, untergeordnet tritt Kreide auf. Es ist interessant, daß auch hier die Stellung und vor allem die kartographische Ausscheidung der Kreide ungemein schwierig ist. Es ist die gleiche Erscheinung, wie ich sie im Bereich jener Deckeneinheit kennengelernt habe, die ich am Südrand der Zentralen Depression ausgeschieden habe. Auch Nowak (1927) ist diese Schwierigkeit aufgefallen, und was Opolski (1930) später als Kreide kartierte, belegte Nowak mit der Bezeichnung „Kreide in Cisna-Fazies“. Gemeinsame Exkursionen mit Dr. O. Kühn in der Umgebung von Cisna hießen uns glauben, daß der größte Teil der Kreidesandsteine wohl Krosnoschichten sind. In diesem Fall würde es sich also nicht um Aufschuppungen unter dem Eozän handeln, sondern um das normale Hangende. Eine endgültige Klärung könnte nur mit Hilfe von Mikrofossilien erreicht werden. Wie wenig Aussicht aber diese Methode hat, beweist, daß fast alle Proben von Krosnoschichten, die ich zur mikropaläontologischen Untersuchung eingeschickt habe, fossilleer waren.

Zwischen die Zone von Polonin und jene der Marmarosch schaltet sich als schmale, tektonisch selbständige Einheit die Zone von Rachow mit den Sinaia-Schichten. Gegen Nordwesten keilt diese Zone bald aus und die Marmarosch-Zone kommt in unmittelbarem Kontakt mit der Zone von Polonin. Neben einem nachtriadisch metamorphosierten Kern nehmen noch paläogene Bildungen am Aufbau der Marmarosch-Zone großen Anteil. Diese, sowie einige Fragmente der Klippenzone werden gegen Süden von Neogensedimenten begrenzt, die den bereits erwähnten nordöstlichen Ausläufern des pannonischen Beckens angehören.

Aus dieser kurzen Zusammenstellung der geologischen Verhältnisse im Grenzgebiet der West- und Ostkarpaten fällt das Fehlen jedweden Hinterlandes in der Flyschzone auf. Gerade der Südrand des Flysches birgt noch eine Reihe von Rätseln, deren Lösung für das Verständnis der Flyschgeosynklinale und der nachfolgenden Orogenese von größter Wichtigkeit wäre.

Das Liegende des Flysches ist innerhalb des westgalizischen Anteils der Karpaten nirgends erreicht worden, aber mit der Annahme einer Gesamtmächtigkeit des Sediments von 2 bis 3 km dürfte man der Wahrheit am nächsten kommen. Wo haben wir aber das gewaltige Abtragungsgebiet zu suchen, das den Schutt zu dieser ungeheuren Gesteinsplatte geliefert hat? In einer mehr übersichtlich gehaltenen Zusammenstellung (Ganss, 1941) habe ich mich mit diesem Problem auseinandergesetzt und bin zu dem Ergebnis gekommen, daß steil aufragende Inselwälle und -züge das Material geliefert haben. Der Zusammenschub der Flyschmassen hat diese Abtragungsgebiete wieder unter dem Sediment verschwinden lassen, aber die Faziesunterschiede im galizischen Flysch lassen noch heute die Stellen deutlich erkennen, an denen einst diese Inselketten aus der Tiefe emporragten. Ihr ehemaliges Vorhandensein ist genau so sicher wie ihr heutiges Nichtvorhandensein. Werden und Vergehen dieser Inselketten gehören wohl mit zum innersten Wesen der Flyschgeosynklinale, in der wir noch die Lösung so vieler Rätsel zu suchen haben.

### Die Faziesgebiete der westgalizischen Karpaten.

#### a) Die Magurafazies.

In den westgalizischen Karpaten lassen sich vier Faziesgebiete unterscheiden, die sich durch die gesamte Sedimentationsgeschichte des Flysches hindurch verfolgen lassen. Ich beginne mit der südwestlichen Fazies — nämlich der Magurafazies. Als tektonische Einheit erstreckt sich die Magura in einem Raum von 400 km vom Südrand des Steinitzer Waldes in Mähren bis ostwärts des Dukla-Passes. Nachdem die Decke westlich Jaslo<sup>2)</sup> ihre nördlichste Kulmination erreicht hat, biegt sie von hier scharf gegen SO um. Ihr Ende verliert sich nach Andrusov (1937) in einer Störungslinie, von der die Klippenzone an der Außenseite begrenzt wird.

Im Bereich der beigefügten Karte ist die Magura äußerst kompliziert gebaut und die Lösung der Detailtektonik ist infolge der einför-

<sup>2)</sup> Die fast auf allen tektonischen Karten eingetragenen „Ueberschiebungszeugen“ der Magura westlich und nordwestlich von Jaslo habe ich nicht übernommen, da für deren Vorhandensein zu wenig Anhaltspunkte vorliegen.

migen Gesteinsentwicklung sehr erschwert. Faziell besonders bekannt ist die Inoceramenausbildung der Oberkreide. Darüber folgen meist bunte eozäne Tone, die schließlich von über 1000 m mächtigen, meist grobkörnigen Magurasandsteinen überlagert werden. Menilitschiefer sind fast nie vorhanden und ihr Ausbleiben ist für die Magura charakteristisch.

#### b) Die Fazies am Südrand der Zentralen Depression.

Die große Deckeneinheit am Südrand der Zentralen Depression (Opolski 1930) ist wohl mit einer der Polonin-Decken zu vergleichen. In diesem Deckensystem kommt die Fazies der Magura in ihrer typischen Ausbildung nicht mehr vor. Abgesehen von der fraglichen Kreide (Kreide in Cisna Fazies, Nowak, 1927), ist das Paläogen sehr ähnlich jenem der Mittleren Gruppe. Die eozänen bunten Tone sind in dieser Deckeneinheit sehr mächtig ausgebildet. Im Profil südlich von Turzansk sind ihnen mächtige dickgebankte Sandsteine übergelagert.<sup>3)</sup> Auf diesen Sandsteinen liegen sehr mächtige Menilitschiefer. Entgegen der Mittleren Gruppe, wo die Hornsteineinschaltungen immer im unteren Drittel der Menilitschiefer liegen, finden wir die Hornsteine hier unregelmäßig in den schwarzen Schiefen eingeschaltet und die einzelnen Lagen haben meist nur Dezimeterdicke. Ueber den Menilitschiefern folgen Krosnoschichten, die sich von denen der Mittleren Gruppe nicht unterscheiden. Dagegen habe ich vor der Stirn dieser Ueberschiebung im Czarne-Tal südlich von Baligrod eine lokale Fazies der Krosnoschichten gefunden, die den Magurasandsteinen sehr ähnlich ist. In sandig entwickelten Menilitschiefern schalten sich gegen das Hangende zu immer zahlreicher werdende Sandsteinbänke ein, die, besonders in ihrem tiefsten Teil, konglomeratisch entwickelt sind. Die einzelnen dicht gelagerten Quarzgerölle erreichen etwa Haselnußgröße.<sup>4)</sup> Kleine Glimmerschiefergeröllchen sind hie und da auch noch

<sup>3)</sup> Aus der Gegend südlich des Dukla-Passes (bereits östlich des Magurandes) geben Kettner, Hynie und Kodym (Sbornik st. geol. ustavu C. S. R., 1921) eine ähnliche Zweigliederung des Eozäns mit bunten Tönen und Hieroglyphensandstein an.

<sup>4)</sup> Infolge ihrer Grobbankigkeit und konglomeratischen Entwicklung sind die Krosnoschichten im Czarnetal einer intensiven Zerklüftung ausgesetzt worden. An den aufgelockerten Schichtflächen und den O—W verlaufenden Klüften wurde Arsenlösungen der Weg gewiesen. Offenbar wirkte sich hier in geringem Maß der Vulkanismus des pannonischen Beckens aus. Seine Tätigkeit beschränkte sich allerdings nur auf mineralogisch interessante Anflüge von Realgar und Auripigment. Stellenweise wurden kleine wasserhelle Bergkristalle neugebildet, die mit den bekannten „Marmaroscher Diamanten“ die größte Ähnlichkeit haben.

vorhanden. Die Erhaltung so überaus leichtzerstörbarer Gesteine beweist ihren kurzen Transportweg. Häufiger als Glimmerschiefergeröllchen und daher viel auffallender sind bis  $\frac{1}{2}$  cm<sup>2</sup> Muskovitblättchen. Alles in allem sind diese Krosnoschichten eine küstennahe Ausbildung und die Annahme eines wenigstens zum Teil aus kristallinen Schiefnern bestehenden Inselrückens zwischen dem Südrand der Mittleren Gruppe (Zentralen Depression) und dem Nordrand der Ueberschiebung wird sehr wahrscheinlich.

Eine ähnliche Inselreihe wie am Südrand der Zentralen Depression wird man auch zwischen der Maguradecke und der Mittleren Gruppe annehmen müssen. Die Inselbarre hat aber nicht nur zwei faziell verschiedene Meeresräume voneinander getrennt, sondern das Schuttmaterial der Steilküsten wurde zum Sedimentlieferant nach Norden und nach Süden. Die „exotischen“ Blöcke in der Magura und am gegenüberliegenden Südrand der Mittleren Gruppe sind noch petrographisch deutbare Fragmente dieses Hochgebietes — der größte Teil ist zerstört und das ehemalige Grundgebirge liegt heute tief unter den Flyschsedimenten verfalltet. Ist vielleicht der morphologische Nordrand der Magura und das Höheransteigen des Gebirges gegen Süden ein Beweis dafür, daß hier das Grundgebirge des alten Inselgebietes noch immer relativ höher emporsteigt? Während die Mittlere Gruppe in Westgalizien eine durchschnittliche Höhe von 350 m erreicht, steigt in der Magura das Relief auf 1000 m empor. Zieht man in Betracht, daß infolge des stärkeren Reliefs die Abtragung entsprechend intensiver war, so kommt man zwischen der Mittleren Gruppe und der Magura auf einen Reliefunterschied von 1000 m. Es ist klar, daß dieser Gedankengang nicht unmittelbar durch Beobachtung bestätigt werden wird. Viel eher könnten geophysikalische Untersuchungen von Erfolg begleitet sein.

### c) Die Faziesgebiete der Mittleren Gruppe.

Der größte Teil der westgalizischen Karpaten wird, wie bereits erwähnt, von der Mittleren Gruppe (Nowak, 1927; Krosnozone, Andrusov, 1937) eingenommen. Obwohl sie tektonisch (zumindest innerhalb des auf der Karte dargestellten Raumes) eine Einheit bildet, wird sie in ihrer Längsachse von einer bedeutenden Faziesgrenze zweigeteilt. Die Bedeutung dieser Linie wurde schon von Uhlig erkannt und später von Nowak oft betont. Es ist dies der bekannte Chelm—Czarnorzeki-Zug, der auf der Karte am Nordwestrand beginnt, dann südlich von Tarnow und Pilzno über Frysztak in das Gebiet von Węglówka streicht. Hier gabelt sich diese Zone in zwei Antiklinalen.

Die nördliche zieht über Stara Wies—Humniska—Grabownica und zwischen Sanok—Mrzyglod gegen Ostgalizien. Die südliche Antiklinale verläuft über Turzpole Strachocina—Sanok parallel der erstgenannten Antiklinale weiter gegen OSO.

Der markante und im Streichen lang anhaltende Chelm—Czarnorzeki-Zug war nicht nur während des gesamten Sedimentationsverlaufes der Mittleren Gruppe eine Faziesseide, sondern es ändert sich auch beiderseits dieser Gruppe das stratigraphische Bild. Während nördlich des Chelm—Czarnorzeki-Zuges im Kern der Antiklinalen fast überall Kreide hervortritt, wird das Gebiet südlich von ihm nur aus Krosnoschichten aufgebaut. Dieser südliche Teil der Mittleren Gruppe wird in der Literatur als *Zentrale Depression* bezeichnet. Sie beginnt im äußersten Ostgalizien und ist auf einige hundert Kilometer ein wesentlicher Bestandteil der Mittleren Gruppe. Trotz der bedeutenden Längserstreckung beträgt die Breite der Zentralen Depression nur 25 bis 30 km. Die Antiklinalachsen heben sich in der Gegend um Jaslo heraus und unter den Krosnoschichten erscheinen Menilitschiefer, Eozän und schließlich Kreide. Der größte Faziesgegensatz beiderseits des Chelm—Czarnorzeki-Zuges wurde seit langem in der Kreide beobachtet. Nowak (1927) setzte hier die Grenze zwischen der schlesischen Fazies im Süden und der Inoceramenkreide im Norden. Während die schlesische Fazies im Südraum der Mittleren Gruppe sowohl die untere als auch die obere Kreide vertreten soll, beschränkt sich diese Fazies im Norden (nach Nowak) nur auf die Unterkreide.

Die Bezeichnung „Schlesische Fazies“ wurde aus den stratigraphisch gut gegliederten Westbeskiden übernommen. Man hat es nicht an Versuchen fehlen lassen, die dort durch gute Fossilfunde belegten Horizonte über Westgalizien bis nach Ostgalizien zu verfolgen. Ich habe mich mit den stratigraphischen Schwierigkeiten dieses Problems kurz auseinandergesetzt (Ganss, 1941), möchte mich daher auf dieses Thema nicht mehr einlassen. — Das Gebiet des Chelm—Czarnorzeki-Zuges wird trotz genauester Kartierung nie ein Einheitsprofil durch die Kreide ergeben. Diese Zone war während der Kreide bis weit ins Paläogen ein Hochgebiet, dessen Schuttmaterial besonders gegen Süden transportiert wurde. Dauernde Oszillationen dieses Hochgebietes wurden die Ursache einer rasch sich ändernden Fazies, der besonders die umliegenden Seichtwasserbildungen ausgesetzt wurden.

Eine ausgesprochene Seichtwasserfazies ist die Kreide der Grabownica-Antiklinale. Das Gestein sind dünngebankte feinkörnige graue Sandsteinbänke, denen unregelmäßige Schieferpakete zwischengeschaltet sind. Die einzelnen Sandsteinbänke sind meist un-

regelmäßig geschichtet. Durch genaue Verfolgung dieser Schrägschichtung könnte man zu aufschlußreichen Lokalergebnissen über den Verlauf der Brandungsrichtung und mithin der Küste kommen. Die Schiefer sind immer von Sandsteinlagen durchzogen. Auffallend ist eine Fazies, bei der millimeterdünne und nur wenige zentimeterlange Sandlinsen die Schiefer durchsetzen. Die Mächtigkeit dieser Sandstein—Schiefer-Serie ist recht bedeutend und eine Aenderung in vertikaler Richtung konnte in diesen einförmigen Bildungen nicht beobachtet werden. Nur eine Sonde (Wladylaw in Humniska) hat nach Durchteufung des Eozäns bei 893.2 m Schichten der Grabownickkreide angetroffen, aus denen sie bei 1183.8 m wiederum in rote und grüne Tone gelangte, die bis zur Endteufe von 1196.6 m angehalten haben. Bei der steilen Stellung der Schichten würde die wirkliche Mächtigkeit der zwischen 893.2 bis 1183.8 m durchteuften Kreidesandsteine und Schiefer höchstens 120 m betragen. In keinem anderen Profil der nach Hunderten von Metern durchteuften Kreide wurden bunte Tone angetroffen und ich würde dieses eine Vorkommen als tektonische Wiederholung der Hangendtone ansehen. Die Annahme, wonach hier rote Godulaschiefer der Unterkreide vorliegen sollen, scheint mir durch nichts bewiesen.

Im Hangenden der Grabownickkreide liegen überall rote und grau-grüne bis grüne Tone, die dem Eozän angehören. Inwieweit die petrographische Grenze auch einer paläontologischen Grenze entspricht, kann weder hier, noch in einem anderen Flyschprofil sicher entschieden werden; noch viel schwieriger und wahrscheinlich gänzlich unklarbar ist die Frage des Paläozäns.

Innerhalb der eozänen bunten Tone des Grabownica-Profiles ist am Südschenkel Ciężkowicer-Sandstein in einem Horizont entwickelt, während dieses Sandpaket dem Nordschenkel dieser Antiklinale fehlt. Diese Ungleichmäßigkeit kommt daher, daß die ehemals aufragende Grundgebirgsinsel auf der Südseite stärker abgetragen wurde als auf der Nordseite. Die ungleichmäßige linsenartige Ausbildung des Ciężkowicer Sandsteins und seine schwankende Korngröße weisen auf eine rasche, ziemlich plötzliche Sedimentzufuhr. Die unregelmäßige Verteilung der Geröllkomponenten erinnert oft an Moränenbilder. In Grabownica besteht der Ciężkowicer Sandstein meist aus weißen Quarzgeröllen, unter denen schwarze, lyditische Gerölle auffallen, die wohl einem altpaläozoischen Sediment entstammen.

Das Beispiel von Grabownica zeigt, daß auch während der so einförmigen eozänen Tonsedimentation der Chelm—Czarnorzeki-Zug seine in der Kreide innegehabte Rolle weiter fortgesetzt hat. Nördlich

dieses Zuges fehlen überall die Ciężkowicer Sandsteine; ihre Verbreitung ist an das Gebiet der Zentralen Depression gebunden.

Oestlich von Grabownica keilt der Ciężkowicer Sandstein bald aus und nur die eozänen Tone allein treten auf. Desgleichen ändert sich auch die Fazies gegen Nordwesten sehr rasch. Westlich von Humniska verliert sich der hier so mächtige Ciężkowicer Sandstein und statt seiner findet sich an der Basis der eozänen Tone ein fast weißer, feinkörniger, nur selten grobkörniger Sandstein (der petrographisch mit dem Ciężkowicer Sandstein völlig übereinstimmt). Seine Mächtigkeit beträgt 10 m. Im Liegenden kommen jedoch keine bunten Tone mehr vor, sondern grauschwarze Schiefer, die schon der Grabowniakreide entsprechen dürften. Es ist Ansichtssache, ob man nun diese Sandsteine bereits als Kreide betrachtet oder als eozänen Ciężkowicer Sandstein. Man muß sich nur vorstellen, daß hier die Ausbildung der bunten Tone im Liegenden der Ciężkowicer Sandsteine unterblieben ist und statt dessen dunkle Schiefer sedimentiert wurden, wie man den Profilen entnehmen sollte. Von hier einige 100 m weiter nordwestlich findet sich bei Stara Wies wiederum Ciężkowicer Sandstein in zum Teil grobkonglomeratischer Entwicklung, der von der petrographischen Folge der Grabownica-Kreide nur durch eine wenige Meter mächtige rote Tonschichte getrennt ist. — Diese rasche Profiländerung innerhalb eines Antiklinalabschnittes von kaum 15 km vermittelt einen Einblick in das komplizierte Faziesgebilde dieses Flysches. Westlich von Stara Wies vereinigt sich die beschriebene Antiklinale mit jener von Turzepole—Strachocina im Gebiet von Węglówka, wo die mannigfache Entwicklung der Kreide zur Gliederung Anlaß gegeben hat. Besonders bedeutungsvoll ist der Fund von *Scaphites constrictus*, der Nowak (1927) gelungen ist.

Innerhalb der Strachocina—Turzepole-Antiklinale ist die Verbreitung der Ciężkowicer Sandsteinlinse gleichfalls sehr willkürlich und auch der Beginn der Kreide ist petrographisch überaus mannigfaltig entwickelt. In Strachocina zum Beispiel fehlt der Ciężkowicer Sandstein völlig und die sehr mächtigen, hier fast ausschließlich graugrünen eozänen Tone werden von einem gleichförmigen grauen Sandstein unterlagert, der als Kreide angesehen wird. In Turzepole wiederum ist Ciężkowicer Sandstein vorhanden. Im Liegenden der eozänen roten und grünen Tone treten graue Sandsteine mit Konglomeratlagen auf. Noch weiter westlich, im Gebiet von Węglówka, liegen unter den Ciężkowicer Sandstein führenden eozänen Tönen schwarze Schiefer und darunter weißgraue Sandsteinlagen. Beide Horizonte sind hier sehr mächtig und sind als Czarnorzeki-Schiefer und

Czarnorzeki-Sandsteine in der Literatur beschrieben. Ihre Stellung schwankte und schwankt noch heute zwischen Eozän und Kreide und nicht selten werden sie als Paläozän betrachtet. Trotz ihrer Mächtigkeit fehlen die Czarnorzeki-Schichten aber auf der Grabownica-Antiklinale völlig und auch die südliche Parallelfalte weist östlich von Turzepole diese Schichten nicht mehr auf. Faziell sehen die oft konglomeratischen Czarnorzeki-Sandsteine dem Ciężkowicer Sandstein sehr ähnlich und die Bildungsgeschichte beider Sedimente wird sehr verwandt sein. Interessant sind die vielen exotischen Gerölle, die in der Umgegend von Węglówka in diesen Schichten gefunden wurden. Nowak (1927) nennt von hier Granite, Granitgneis, Serizitschiefer, Diabas, Grünstein (Diabastuff), Quarzite, dunkle Kalke (Karbon), Kohle, hellgraue Kalke und Granitporphyr. Unter den Czarnorzeki-Schichten wurden im Gebiet von Węglówka folgende, bereits sicher kretazische Bildungen vom Hangenden zum Liegenden ausgeschieden: Fukoidenmergel, Suchagora-sandsteine (entsprechen etwa den Istebner Schichten), rote Godulaschiefer, Domarader (= Ellgothor) Schichten des Apt und Liwocz (= Wernsdorfer<sup>5)</sup> Schichten des Barrem.

Wie wenig aber das genannte Profil regional verwendbar ist, zeigen bereits die geologischen Verhältnisse der Grube „Las“ (3 bis 4 km westlich der auch auf der Karte eingetragenen Ortschaft Brzozow). Auch hier wurden noch die gleichförmigen schwarzen Czarnorzekischiefer durchbohrt. Dann folgt ein Sandsteinkomplex, der aus einer Wechsellagerung der genannten Schiefer mit fast weißen Sandsteinen besteht, die sehr an die Sandsteine im Liegenden des Eozäns zwischen Humniska und Stara Wies erinnern. Unter diesem Komplex, den man mit dem Namen Czarnorzekisandstein belegen kann, folgen ohne jeden Uebergang rote Tone, die mit den roten Godulaschiefern verglichen wurden. Unter diesen nur etwa 20 bis 30 m mächtigen roten Tonen liegen wiederum dieselben schwarzen Schiefer wie die Czarnorzeki-

<sup>5)</sup> Im Zarys tektoniki Polski schreibt Nowak: „Grzybowski (Kosmos, 1901) beschrieb aus Domaradz aus Schichten, die sich petrographisch nicht von den Wernsdorfer Schichten unterscheiden, eine Fauna, die mit jener der Wernsdorfer Schichten vergleichbar ist. Uhlig (Jahrb. d. geol. R.-A., 1888) hält die Fauna für Apt, obwohl ihre Zugehörigkeit zum Barrem nicht ausgeschlossen ist. Auf einer zusammen mit Zuber und Rogala unternommenen Exkursion im Jahre 1913 fanden wir in der Umgebung von Węglówka Bruchstücke von *Pachydiscus* und *Scaphiten*. Zuber (1915) entschloß sich, die obere schiefrige Partie dieser Schichten als Czarnorzekischichten auszuscheiden. Die unter ihnen liegenden Sandsteine hat er als Aequivalent der Istebner Schichten angesehen und sie wiederum mit dem Jamna-Sandstein der Ostkarpaten verglichen.“

schiefer im Hangenden! — Die roten Tone sind petrographisch von den eozänen Tönen durch nichts unterschieden und auch deren Liegendbildungen (schwarze Schiefer) sind ganz identisch mit jenen, die das Eozän unterlagern. Es wäre wohl als ganz großer Zufall anzusehen, wenn sich tatsächlich die Folge schwarze Schiefer—rote Tone in zwei stratigraphischen Niveaus so vollkommen gleich entwickelt hätte — und die Frage einer tektonischen Wiederholung muß bei der Deutung mitberücksichtigt werden. Sollte die Tektonik (die hier lokal sehr kompliziert ist) nicht zu einem eindeutigen Resultat führen, so bleibt nur die Hoffnung auf die Mikropaläontologie. — Diese kurze Zusammenstellung zeigt die ungemein wechselnden stratigraphisch-faziellen Verhältnisse von der Kreide zum Eozän des Chelm—Czarnorzeki-Zuges im Abschnitt Węglówka—Sanok.

Während, besonders für den genannten Abschnitt der Chelm—Czarnorzeki-Zone, in der Regel ein Ciężkowicer Horizont charakteristisch ist, finden wir Antiklinalen mit zwei, drei, ja sogar vier solcher Einschaltungen in den eozänen bunten Tönen. Vier Ciężkowicer Horizonte treffen wir zum Beispiel in der liegenden Falte von Iwonicz—Rudawka. Neben exotischen Geröllen ist stellenweise in der grobkörnigen bis konglomeratischen Ausbildung Feldspatgrus charakteristisch. Die Bildung dieser vier Horizonte setzte offenbar eine viermalige ruckartige Hebung des Abtragungsgebietes voraus. Als dieses betrachte ich die zwischen der Magura und der Mittleren Gruppe gelegene Schwelle. Die Erhaltung der beim Transport chemisch und physikalisch so leicht zerstörbaren Feldspate spricht für eine rasche und eng-räumige Sedimentation.

Die Fukoidenmergel im Profil von Węglówka werden von Nowak als Fazieseinfluß des nördlichen Inoceramenmeeres gedeutet.<sup>6)</sup> Nördlich von Sanok tritt die Inoceramenkreide in der breiten Antiklinale von Wara hervor. Hier sind es hellgefärbte, zur Bruchtektonik neigende dickbankige Sandsteine, die mich an die Weißenberger Schichten bei Prag erinnert haben. Mergelige Zwischenlagen vom Typus der Fukoidenmergel sind hier selten, dagegen treten sie in den Antiklinalen um Dynow in größerer Verbreitung auf. Es scheint, als ob diese hellgrauen Mergel — vergleichbar etwa mit den Perutzer Tönen der

<sup>6)</sup> Tolwinski (Geograf., VI., 1933) nennt auch von Liwocz, nördlich Krosno, Einlagerungen von Inoceramenkreide in der schlesischen Fazies. Nach Nowak (1927) sollen von hier auch Unterkreidefossilien bekannt geworden sein. Trotz der Wichtigkeit dieser Funde werden sie von Nowak jedoch weiter nicht genannt.

böhmischen Kreide — schon einen Uebergang zur podolischen Kreide andeuten würden.

Westlich von Przemysl, aus der Gegend von Węgiełka nennt O. Kühn (1942) einen Kreideaufbruch in podolischer Fazies. Das faunenreiche Gestein gehört dem Obersenon an. Das Vorkommen liegt am Außenrand der Mittleren Gruppe, doch ist die diluviale Bedeckung so mächtig, daß die tektonische Stellung des lokalen Aufschlusses nicht zu deuten war.

Die fazielle Zweigliederung der Mittleren Gruppe ist während der Kreide am ausgeprägtesten. Im Eozän herrscht im gesamten Raum eine im allgemeinen gleichförmige Sedimentation von graugrünen und roten Tonen (deren sandige Fazies als Hieroglyphensandstein in der Mittleren Gruppe bezeichnet wird) und nur das „orogenetische“ Sediment der Ciężkowicer Sandsteine weist auf mobile Geosynklinalzonen, deren Bewegungstendenz bis zum Eintritt der Orogenese zu verfolgen ist.

Eine faunistische Gliederung des Eozäns hat H. Hiltermann (1940) begonnen. Die im Eozän häufig vorhandene Mikrofauna kann manche stratigraphische Fragen lösen. Eine oft zitierte Arbeit über das Eozän der Gegend von Rzeszów—Dynów ist jene von Kropaczek (1917). — Nowak (1927) bringt von dieser Arbeit ein ausführliches Zitat, das ich wiedergeben möchte, da mir die Originalarbeit nicht erreichbar war:

5. Konglomerate von Siedlisk mit unteroligozäner Fauna.
4. Mergel und schwarze Tone mit Fauna.
3. Nummulitensandsteine.
2. Rote und grüne Tone (Schiefer) mit Hieroglyphensandsteinen.
1. Schichten mit grauen Tonen mit „exotischen“ Geröll.

Aus den unteren Schichten gibt Kropaczek von Babica eine endemische Fauna an. Es sind Formen, die mit solchen des älteren Pariser Eozäns verwandt sind, dann solche, die als älteste Faunen des Tertiärs angesehen werden, und schließlich sind Formen häufig, die mit oberkretazischen Formen verwandt sind. Aus diesem Grunde sieht Kropaczek die Fauna von Babica als die älteste des Untereozäns an, ohne das Paläozän abzutrennen.“

Aus Jasienica und Blizne (unweit Stara Wies) machte Fleszar (Kosmos 1912) eine eozäne Fauna — ohne nähere Gliederung — bekannt.

\*

Die einheitlichste Formation in Westgalizien ist das Oligozän. Die Zweiteilung dieser Schichtengruppe in Menilitschiefer und Krosno-

schichten ist überall durchführbar. Beide Sedimente verhalten sich zueinander wie zwei Gegenpole. Während die Krosnoschichten ein Sediment der beginnenden Orogenese sind, sind die Menilitschiefer der Ausdruck eines gleichförmigen, ziemlich tiefen Geosynklinalmeeres, wie wir es in den Flyschkarpaten sonst nie gekannt haben.

Die schwarzen, braun-hellgelb verwitternden, dünnblättrigen Schiefer sind immer ein guter Leithorizont. Ihre Mächtigkeit ist — genau wie die des Eozäns — am Südrand der Mittleren Gruppe am größten und nimmt von hier gegen Norden allmählich ab. Dünn gebankte und sehr fein geschichtete Hornsteine<sup>7)</sup> kann man immer im unteren Drittel der Menilitschiefer beobachten. Häufig sind, gleichfalls im unteren Teil der Menilitschiefer, weiße, äußerst feinkörnige quarzitische Sandsteinbänke, die als Klivasandstein bezeichnet werden. Ihm entspricht auch der bekannte ölfreiche Boryslawer Sandstein.

Als einziges, stellenweise sehr häufiges, dann auf große Strecken völlig fehlendes Fossil haben die Fische der Menilitschiefer die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. B. Böhm (1930) kam nach einer Durcharbeitung der Fischfauna zu dem Ergebnis, daß die Bildung der Menilitschiefer zwischen dem Barton—Lattorf erfolgte. Andrusov (1936—1937) stellt die Menilitschiefer der Beskiden, entgegen der bisherig geltenden Anschauung, gänzlich in das Eozän.

In Mähren haben Rzechaks (1922) eingehende Tertiärstudien bezüglich der stratigraphischen Stellung der Menilitschiefer Klarheit geschaffen. Die reiche Fauna der „Niemtschitzer Schichten“ gehört im wesentlichen dem Obereozän an. Rzechak schreibt (S. 14): „Was die Menilitschiefer anbelangt, so habe ich dieselben wegen ihrer Lagerung im unmittelbaren Hangenden der „bartonisch-ligurischen“ Niemtschitzer Schichten schon vor vielen Jahren als Unteroligozän aufgefaßt. R. Michael hat die in neuerer Zeit in einigen Bohrlöchern Oberschlesiens angefahrenen Melettamergel ebenfalls dem Unteroligozän zugewiesen und die Beobachtungen in den Südkarpaten scheinen diese Zuweisung zu rechtfertigen, da nach L. Mrazec (1906) die „Fischschiefer“ im Gebiete von Prahova konkordant über dem bartonischen Nummulitenkalk liegen.“

Während die Menilitschiefer infolge ihrer geringen Mächtigkeit nur als Leithorizont von Bedeutung<sup>8)</sup> sind, nehmen die Krosnoschichten am tektonischen Aufbau der Karpaten größten Anteil. Besonders die Zentrale Depression war während der Krosnozeit ein gewaltiger Sedi-

<sup>7)</sup> Die Bildungsursachen dieser Hornsteine sind eigentlich noch ungeklärt.

<sup>8)</sup> Den Menilitschiefern als Oelmuttergestein der galizischen Oelfelder eine Bedeutung beizumessen, erscheint mir völlig unrichtig.

mentationstänger, in dem sich Mächtigkeiten von 2000 m in den nachmaligen Synklinalen ansammelten. Denn, während die Antiklinalen zur Zeit der Sedimentation der Krosnoschichten Hebungstendenzen zeigten, sanken die Synklinalen in die Tiefe und hier wurde das meiste Sediment aufgefangen.

Das Zusammenwirken von Sedimentation und Tektonik läßt sich in den Krosnoschichten der Zentralen Depression auf jeder Antiklinale zeigen und die damit im Zusammenhang stehenden submarinen Gleitungen (G a n s s, 1941) sind eine häufige Erscheinung.

Die Zone des Chelm—Czarnorzeki-Zuges tritt während der Krosnozeit nochmals in Erscheinung. In Profilen nördlich von Sanok konnte ich oft die Beobachtung machen, daß die Krosnosandsteine den Habitus von Molassesandstein annehmen. Die submarinen Gleiterscheinungen treten zurück und es scheint, als ob in diesem Raum die Orogenese nicht so heftig eingesetzt hätte wie in der Zentralen Depression.

Stratigraphisch bilden die Krosnoschichten durchaus eine Einheit und alle Gliederungsversuche blieben erfolglos, oder hatten nur lokalen Charakter. Bei sämtlichen Unterteilungsversuchen wurde das wechselnde Schiefer—Sandstein-Verhältnis zur Gliederung benutzt.

In der ostgalizischen Literatur begegnen wir häufig Namen wie Dobrotower Schichten und Polanicaschichten, die nach N o w a k (Zarys, 1927) von den übrigen Krosnoschichten nicht zu trennen sind. Aus jenen bestimmte R o g a l a (1925) eine unteroligozäne Fauna. Die einförmige Sedimentation der Krosnoschichten wurde nur in Słoboda unterbrochen. Es kam zu konglomeratischen Sedimenten, die teils auf Menilitschiefern, teils auf Dobrotower Schichten liegen. Ein Äquivalent der Słoboda-Konglomerate sind um Boryslaw die Truskawicer Konglomerate (N o w a k, 1927).

### **Die Faltung der westgalizischen Karpaten.**

Die Sedimentation der Krosnoschichten ist mit dem oberen Oligozän beendet und es setzt die Faltung ein, deren Beginn mit der Sedimentation der Krosnoschichten untrennbar verknüpft ist und deren Ausklänge noch postmiozän nachweisbar sind. — Das Oligozänmeer zieht sich aus Galizien völlig zurück. Erst im oberen Miozän kommt es erneut zu einer ausgedehnten Transgression. Sie beschränkt sich jedoch nur mehr auf das Vorland und nur der äußerste Flyschrand wird von der Transgression erreicht. In unserem Gebiet wird das miozäne Vorland von der Faltung des Flyschtroges nur schwach erfaßt. Die schlechten Aufschlüsse lassen nur zum Teil die Tektonik des miozänen

Vorlandes erkennen. Halbwegs mit Sicherheit ist das Gebiet östlich von Przemysl bekannt. Hier ist die weitspannige Falte von Jaksmanice (5 km SO von Przemysl) und Horyslawice (10 km SO von Przemysl) mit der nördlich anschließenden Synklinale von Pleszowice studiert worden. — Erwähnen möchte ich auch in diesem Zusammenhang das Gasvorkommen von Kruhel bei Jaroslau, wo offenbar gleichfalls der Scheitel einer flachen Antiklinale durchzieht. Weiter westlich ist besonders die tektonische Beanspruchung des obermiozänen Tegels von Wieliczka seit langem bekannt.

Es kann angenommen werden, daß das Miozänvorland vom Flysch überschoben ist. Die schlechten Aufschlüsse des reliefarmen und mit nordischem und karpatischem Diluvium verschütteten Vorlandes werden jedoch diese Frage nie genau beantworten. Sicher ist, daß das Äquivalent der Oestlichen Randgruppe Nowaks im westgalizischen Flysch nicht vorhanden ist. Diese Zone ist charakterisiert durch eine überaus intensive Tektonik zwischen den Flyschgesteinen und dem Miozän des Vorlandes. Ihre besondere Tektonik hatte die Entwicklung und vor allem die Erhaltung der bedeutendsten galizischen Oellagerstätten bewirkt.

Die Oestliche Randgruppe beginnt östlich von Przemysl, etwa am Ostrand der beigegebenen Karte, in jenem Meridian, in dem die zwischen Rzeszow—Przemysl—Dynow fast 25 km breiten Kreidefalten auf eine nur 11—16 km breite Zone zusammengedrückt werden. Das Kartenbild zeigt östlich von Przemysl nicht etwa weniger Falten als gegen Rzeszow zu, sondern die gleichen Falten sind zwischen Dynow—Przemysl flexurartig nach Süden gebogen, um dann in schmaler Zone im Karpatenstreichen weiter zu verlaufen.

Wichtig ist, daß der Chelm—Czarnorzeki-Zug und auch die ihm nördlich vorgelagerte Falte von Wara von dieser Flexur nicht mehr betroffen wurden. — Zweifellos hat die Verengung der Mittleren Gruppe östlich von Przemysl eine großtektonische Ursache und es dürften zwei Erklärungen dafür in Betracht kommen:

Wollte man diese Erscheinung mit dem allgemein angenommenen von Süden gegen Norden gerichteten Bewegungssinn der Karpaten in Einklang bringen, so müßte man einen bedeutenden Nordschub der gesamten Flyschzone annehmen. Während bei dieser Bewegung die westlich von Przemysl gelegene Flyschzone am weitesten gegen Norden vorgedrungen ist, ist der östlich von Przemysl gelegene Raum zurückgeblieben und hat sich in entsprechend engere Falten gelegt. — Gegen diese Erklärung ist vor allem einzuwenden, daß innerhalb der Mittleren Gruppe zwischen Tarnow—Rzeszow—Przemysl keinerlei

Anhaltspunkte (z. B. tektonische Fenster) für einen so bedeutenden Nordschub vorhanden sind. Außerdem zeigt das Kartenbild, daß die gegen Westen, also gegen das Vorland austreichenden Falten sich fächerförmig verbreiten. Das heißt, die Faltungsintensität läßt in dieser Richtung nach und die einzelnen Falten dürften mit dem Vorland mehr oder weniger im Zusammenhang stehen.

Viel wahrscheinlicher scheint mir die zweite Erklärungsmöglichkeit, wonach eine Unterschiebung von Norden gegen Süden stattgefunden hat. Dabei denke ich an eine Südbewegung des podolischen Blockes, für dessen Größendimension eine Südbewegung von 15—20 km, die die tektonischen Verhältnisse erklären würde, sehr gering ist. Die Westbegrenzung dieses nach Süden bewegten Blockes würde etwa im Meridian von Przemysl liegen. Während der westliche Flyschabschnitt von dieser Massenbewegung nicht oder kaum erfaßt wurde, kam es östlich zu großartigen Verfaltungen und Verschüppungen, in die auch die Bildung der östlichen Randgruppe hinein gehört.

Eine Südwanderung des podolischen Blockes würde auch mit der Anwendung der Unterströmungstheorie für den Karpatenflysch gut in Einklang stehen. Danach wäre eine Massenabwanderung unter der Zentralen Depression anzunehmen, die bereits im Oligozän eingesetzt hat. Daraus würde sich die Rolle dieser Zone als Sedimentationsbecken während der Krosnozeit und die nachfolgenden Ueberschiebungen am Südrand leicht erklären. Umgekehrt war es dem podolischen Block ein leichtes, dieser Massenabwanderung in der Tiefe mit einer Südbewegung zu antworten. Auf diese Weise ergibt sich eine Deutung, die den Zusammenstau der Flyschkarpaten erklärt, ohne für die einzelnen Zonen zu gewaltige Horizontalbewegungen zu verlangen, deren Raumproblem sich in allen seinen Konsequenzen menschlicher Vorstellung entzieht.

Mit der Zeichnung der Profile (Tafel 1) habe ich im Norden der Mittleren Gruppe erst bei Dynow begonnen. Nördlich dieser Kleinstadt sind die Reliefunterschiede des Gebirges bis zum morphologischen Nordrand sehr gering und daher die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Aus diesem Grunde sind auch die genaueren tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes nur lückenhaft bekannt. In der Literatur ist nur die oberjurassische Kalkklippe des Kruhel bei Przemysl oft genannt. Diese Klippe aus Stramberger Kalk ist offenbar während der Abscherung der Flyschgesteine als tektonischer Scherling in den Flysch eingefaltet worden.

Zu den Schwierigkeiten der geologischen Beobachtungen kommt, daß der Karpatennordrand mit nordischen und karpatischen diluvialen

Bildungen verschmiert ist. Es sind hauptsächlich Schottermassen, die noch von einer mächtigen Lößdecke überkleidet sind. Die Lößverbreitung beginnt nördlich von Sanok etwa zwischen Mrzyglod und Hlomecza und nimmt von hier nordwärts an Mächtigkeit zu.

Das nördlichste der drei Profile schneidet die Antiklinalen des Chelm—Czarnorzeki-Zuges im Süden und die breite Wara-Antiklinale im Norden, die ich als den tektonischen Typus der Flyschfalten gegen Rzeszow zu ansehe. Die auffällige Tieffaltung, wie wir sie in den Profilen innerhalb der Zentralen Depression beobachten, fehlt hier und die überwiegend schwebende Lagerung wird von einer ausgeprägten Bruchtektonik begleitet. An diesen Brüchen kam es naturgemäß nicht selten zu Blockverschiebungen, die zu dem Trugschluß geführt haben, daß die Neigung zu Ueberschiebungen einer stärkeren tektonischen Beanspruchung entspricht, als die Faltenbildung der Zentralen Depression, und daß die Raumverkürzung bei jener größer sein müsse als bei dieser. Das folgende Schema zeigt, daß dies durchaus nicht der Fall sein muß:

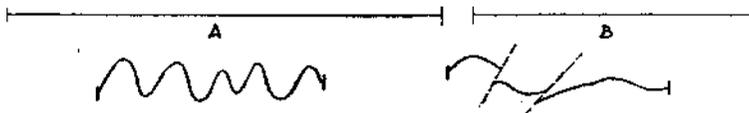


Abb. 1.

Während die Strecke A durch die Faltung fast um die Hälfte der ursprünglichen Länge verkürzt ist, ist die Strecke B nur um  $\frac{1}{3}$  kürzer geworden. A entspricht dabei ganz schematisch den Verhältnissen der Zentralen Depression; B ist der tektonische Typus nördlich des Chelm—Czarnorzeki-Zuges zwischen Tarnow und Przemysl. Oestlich der letzteren Stadt ist auch die Mittlere Gruppe nördlich des Chelm—Czarnorzeki-Zuges, ähnlich wie die Zentrale Depression, zu steilen und tiefen Falten gepreßt und in Schubschollen (= Skiben) zerlegt worden.

Die Falte von Wara hat einen breiten Kern von Inoceramensandstein. Sie ist die nördlichste Falte des linksseitigen San-Gebietes, in der noch Oel nachgewiesen wurde. — Ein aufschlußreiches Profil durch die Wara-Falte und die südwärts anschließende kleine Hlomecza-Antiklinale ist entlang des San-Tales zu sehen. Besonders gut aufgeschlossen sind die hellgelben, dick gebankten Krosnosandsteine, die sehr an Molassegesteine erinnern. Submarine Gleiterscheinungen, wie sie in der Zentralen Depression so häufig sind, fehlen hier völlig. Trotzdem muß auch hier die Orogenese schon während der Sedi-

mentation stattgefunden haben, denn in etwa 20° südfallenden Krosnoschichten, die dem Südschenkel der Wara-Antiklinale angehören, fand ich 2 vereinzelt, kopfgroße, eckige und völlig ungerollte Hornsteinblöcke der Menilitschieferserie. Irgendwo in unmittelbarer Nähe der heutigen Blockfundstelle müssen also die schwer verwitterbaren Hornsteine der Menilitschiefer als Klippen über den Meeresspiegel emporgeragt haben. Starke Stürme oder Erdbebenkatastrophen zerstörten die Klippen, deren Material in tiefe Meeresräume hinabrollte. In diesem Gebiet liegt also, trotz der kontinuierlichen Meeresbedeckung, eine Diskordanz zwischen Menilitschiefern und Krosnoschichten vor, deren Vorhandensein nur durch die aufgearbeiteten Blöcke dokumentiert ist.

An die Hlomcza-Antiklinale reiht sich südwärts im Profil der Chelm—Czarnorzeki-Zug, der im westlichsten Profil aus 5 Teilantiklinalen zusammengesetzt ist. Die Falte von Strachocina und Grabownica sind die markantesten Antiklinalen, während die drei nördlichsten von untergeordneter Bedeutung sind. Wie rasch sich die faziellen Verhältnisse des Chelm—Czarnorzeki-Zuges ändern, habe ich im vorigen Teil der Arbeit kurz erwähnt. Ein Vergleich des westlichen Profiles mit dem mittleren Profil zeigt auch die rasche Veränderung der tektonischen Verhältnisse. Die Doppelfalte von Strachocina geht in die einfache Falte von Sanok<sup>9)</sup> über und die schmale Antiklinale von Grabownica streicht in der Biala gora in einem breiten Kreidegürtel aus, dessen dargestellte Bruchtektonik in guten Aufschlüssen beiderseits des San-Tales zu sehen ist.

Wie im Profil angedeutet, ist die Falte von Grabownica etwas nach Süden überkippt und eine kleine Kreidescholle ist sogar in den Cieżkowicer Sandstein eingefaltet, der als unregelmäßiges Linsenpaket den eoänen Tonen auf der Südseite der Antiklinale zwischengeschaltet ist. Bei der Deutung der faziellen Verhältnisse bin ich zu dem Schluß gekommen, daß das Material des Cieżkowicer Sandsteins einem kristallinen Hochgebiet entstammen muß, das heute unter der Kreide der Grabownica-Antiklinale liegt. Im Profil habe ich die Kreide mit einer Mächtigkeit von 500—1000 m gezeichnet. Es ist durchaus möglich, daß darunter schon das Grundgebirge folgt. Die Kreide, die heute den Antiklinalscheitel bildet, ist ursprünglich südlich und nördlich dieses Hochgebietes gelegen, das erst während der Faltung des Flysches von den sich abscherenden Gesteinspaketen überfahren wurde. Dabei erfolgte nicht nur eine Bewegung von Süden gegen Norden, sondern es kam auch zu Bewegungen von Norden gegen Süden.

<sup>9)</sup> NW Sanok finden sich in den eoänen Tonen des „Olimica“-Hügels sedimentäre Manganspuren.

Diese Bewegung möchte ich mit dem bereits erwähnten, nach Süden gerichteten Stoß des podolischen Blockes in Zusammenhang bringen. Diese Kraft ist wohl auch die Ursache der häufigen südüberkippten Antiklinalscheitel. Besonders stark rückgekippt ist die Antiklinale von Grabownica im Abschnitt von Stara Wies und die Sanok—Strachocina-Falte im Gebiet von Turzepole. Sämtliche Aufschlüsse bei Stara Wies und Turzepole zeigen steiles bis mittelsteiles Nordfallen, das erst nach etwa 100—200 m in der Tiefe in das normale Südfallen allmählich umbiegt. Nowak (1929, S. 41—42) nimmt für diese Erscheinung folgende Erklärung: „Die Bildung des Synklinorium, umgeben von 2 Antiklinorien, ist auf einen Faltungsprozeß zurückzuführen... Als in der Entwicklung des Vorganges die Höhendifferenz zwischen dem Antiklinorium und dem Synklinorium genügend groß geworden war, mußten bei dem weiteren Zusammendrücken die oberen, emporragenden Schichtenkomplexe gegen den im Süden freien Raum ausbauchen.“ Dieser freie Raum ist nach Nowak das Gebiet der Zentralen Depression, in welche die aufstrebenden Antiklinalscheitel gekippt sind. Seine Grundvorstellung beruht darauf, daß er in der Zentralen Depression eine Zone der geringsten tektonischen Beanspruchung innerhalb des Flyschraumes sieht. Nach dem einförmigen stratigraphischen Bild, in dem nur Krosnoschichten auftreten, kann man leicht auf diesen Gedanken kommen. Es spricht jedoch nicht gegen die Faltungsintensität dieser Zone, wenn ältere Gesteine nicht emporgefaltet sind. — Ueberall sieht man in der Zentralen Depression Steilstellung der Schichten, wie man sie in dieser Häufigkeit nördlich und südlich davon nicht antrifft. Nach dem Schema auf S. 56 wird es viel wahrscheinlicher, daß gerade hier die Faltung sich am gleichmäßigsten und stärksten ausgewirkt hat. Dabei ist aber nicht eine Herausfaltung des Sedimentes erfolgt, sondern eine Tieffaltung, die auch mit der Saugwirkung abwandernder Massen gut vereinbar wäre, wie ich sie S. 55 für die Zentrale Depression angenommen habe.

Kehren wir zu den Beobachtungen an der Grabownica-Antiklinale zurück, so müssen wir eingestehen, daß die Gesamttektonik jede Andeutung einer ehemals aufragenden Grundgebirgsschwelle verwischt hat. Untersucht man jedoch den scheinbar so einförmigen Antiklinalbau genauer, so kommt man zu Beobachtungen, die mit einem einfachen Antiklinalbau nicht vereinbar sind und die vielleicht mit einer Ueberfaltung der ehemaligen Grundgebirgsschwelle in Zusammenhang gebracht werden könnten.

Bei ölgelologischen Untersuchungen des Grubengebietes „Graby“ und „Gaten“ beobachtete ich neben der dort überall verbreiteten

intensiven Faltung im Gebirgsstreichen eine senkrecht dazu verlaufende Querfaltung, die sehr schwer zu erkennen ist. Während nämlich das hier dünnbankige Kreidegestein von der Längsfaltung zu regelmäßigen Sätteln und Mulden verfaultet wurde, ist dies bei der Querfaltung nicht der Fall. Die letztgenannten Falten sind immer sehr spitzwinkelig, ja meist so spitz, daß man bei nicht sehr guten Aufschlüssen an eine völlig normale und ungestörte Lagerung denken könnte. In der Abb. 2 habe ich einen kleinen Steinbruch bei der Sonde Graby 22 aufgenommen, der sowohl in den Längsfaltenbau als auch in die Querfaltung Einblick gibt. Ein zeitlicher Unterschied dieser überaus komplizierten Faltung hat sich nicht ermitteln lassen und ich glaube, daß beide Faltungen gleichaltrig sind. Ich sehe sie als den Ausdruck überaus komplizierter Raumverhältnisse während der Faltung an. Die dabei auftretenden unregelmäßigen Spannungen führten zu Kräfteauslösungen, die das verwickelte Faltenbild geschaffen haben.

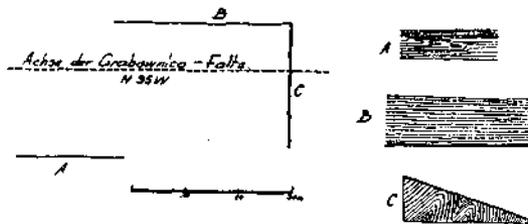


Abb. 2.

#### Längs- und Querfaltung der Grabownica-Antiklinale bei Sonde Graby 22.

Der linke Teil der Zeichnung stellt den Aufschluß mit den Wänden A, B und C im Grundriß dar. Daneben sind die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Steinbruchwände gezeichnet. Die Wand C gibt einen Einblick in den meist gut ausgebildeten Längsfaltenbau des Grabownica-Gebietes. Die A- und B-Wände verlaufen in der Streichrichtung der Längsfaltung. Sie schneiden die horizontal verlaufenden Schichtköpfe an, die bei A zu flachliegenden Antiklinalen quer gefaltet sind.

Ich habe bereits erwähnt, daß die Antiklinale von Turzepole—Sanok sich mit jener von Grabownica—Humniska im Gebiet von Węglówka vereinigt. Aus dieser Gegend liegt eine ungemein interessante Arbeit von Goblot (1928) vor. Leider umfaßt diese Studie nicht die ganze Breite des hier so mannigfaltig gebauten Chelm—Czarnorzeki-Zuges, sondern nur den südlichen und mittleren Raum. Goblot unterscheidet eine südliche Falte — die Falte von Czarnorzeki — und die nördlich davon gelegene Deckscholle von Bonarowka (auf der Karte nimmt sie etwa die erste Hälfte des Wortes Węglówka ein), welche auf der Fortsetzung der Grabownica—Stara Wies—Blizne-

Serie aufliegt. Leider ist die Goblotsche Arbeit auf einen zu kleinen Raum beschränkt. Das Gebiet von Węglówka ist jedoch in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht so interessant, daß eine weitere Bearbeitung der ganzen (!) Zone unbedingt begonnen werden sollte. Der Deckenbau dieses Gebietes war Nowak auch bekannt. Zwischen ihm und Goblót ergeben sich Unstimmigkeiten bezüglich der Ableitung der Bonarowka-Deckscholle. Ich glaube, auch hier wäre die Annahme einer von Süden gegen Norden und Norden gegen Süden gerichteten Bewegung am besten verständlich. Danach wäre die Bonarowka-Decke ungefähr in ihrem derzeitigen Raum in einer Depression des ehemaligen Chelm-Czarnorzeki-Hochgebietes abgelagert worden. Während der Faltung schob sich von Süden die Serie der Czarnorzeki-Falte heran und von Norden die Gesteine der Stara Wies—Blizne—Domaradz-Zone. Letztere unterschob die Gesteine der Bonarowka-„Decke“ und verschweißte sich an ihrem Südrand mit der Czarnorzeki-Falte. Zwischen beiden Serien schwimmt nun wurzellos die Bonarowka-„Decke“.

Von Węglówka setzt sich die Chelm—Czarnorzeki-Zone in west-nordwestlicher Richtung gegen Tarnow fort, wo sie in das Vorland ausstreicht. Wie aus der Karte ersichtlich ist, splittert sich südlich von Węglówka eine Antiklinale gegen Westen ab, in deren Kern zuerst Menilitschiefer und Eozän, später auch Kreide, hervortritt. Die Antiklinale ist von Uhlig, Nowak u. a. als Liwocz-Zug bezeichnet worden. Nach Nowak (1927, 1929) findet dieser Zug weiter westlich in der Decke von Wieliczka und schließlich in der unteren Teschener Decke seine Fortsetzung. Die Decke von Wieliczka wurde bei Rzeszotary<sup>10)</sup> schon in einer Tiefe von 200 m durchbohrt. Es folgen darunter offenbar Krosnoschichten, die dem Krakauer Jura und anderen Bildungen des Autochthons aufgelagert sind (Petrascheck, Verhdlg. d. Geol. R.-A., 1909). Der Liwocz-Zug hat auch eine komplizierte Tektonik (Abscherungen), die in manchem den Verhältnissen von Węglówka entsprechen dürfte.

Oestlich von Sanok taucht die Achse des Chelm—Czarnorzeki-Zuges in die Tiefe und nur Krosnoschichten bauen seine Oberfläche auf. Dadurch wird dieser Zug in seiner südöstlichen Fortsetzung scheinbar schon ein Glied der Zentralen Depression, die im Profil von Sanok erst in der nächst südlichen Falte beginnt. Diese Falte habe ich im Profil als Falte von Płowce—Zagorz bezeichnet. Zwischen dieser Falte und jener von Strachocina—Sanok findet sich noch eine kleine

<sup>10)</sup> Bei 830 m wurde das Grundgebirge mit Kalklagen führendem Chlorit-schiefer und rotem Muskovitgneis erreicht!

Falte, deren Längserstreckung sehr unbedeutend ist. Diese Falte habe ich im mittleren Profil eingetragen.

Die Falte von Plowce—Zagorz ist ziemlich regelmäßig gebaut. Die Mächtigkeit der Krosnoschichten beträgt im Scheitel über 1000 m und die tiefste Bohrung (im Profil angedeutet) hat die Krosnoschichten noch nicht durchsenkt. Die Falte von Plowce streicht in nordwestlicher Richtung über Krosno nach Potok, wo sie als Potok-Antiklinale sehr bekannt ist. Vor Jaslo tauchen die Menilitschiefer und das Eozän der Potok-Antiklinale in die Tiefe und die Falte scheint rasch zu enden. Die nächste südliche Falte ist jene von Wielopole, deren klassisch regelmäßigen Scheitelaufschluß (gegenüber der Eisenbahnstation Tarnawa) ich schon erwähnt habe. Auch hier sind Krosnoschichten nach fast 1000 m noch nicht durchteuft worden.

— Am rechtsseitigen San-Ufer wurde die Fortsetzung dieser Zone bei Jankowce von Wyszynski (Przemysl Naft, 1937, S. 158—162) untersucht. Zahlreiche Analysen von je zwei 200 m tiefen Bohrungen ergaben einen Bitumengehalt der Krosnoschichten von durchschnittlich 0.01—0.02%. Einzelne Extreme erreichen 0.7—1.1%. Die petrographischen Ergebnisse dieser zwei Kernbohrungen zeigen folgendes Sandstein—Schiefer-Verhältnis: 93—95.2% Sandstein und 4.8—7% Schiefer.

Geht man von Wielopole die Straße gegen Süden, so gelangt man bald zu einer Brücke, die über die Oslawa führt. Etwa 20 m vor der Brücke quert die Bahnlinie Zagorz—Lupkow die Straße. Folgt man von dieser Kreuzung der Bahnlinie etwa 150 m westwärts, so gelangt man zu einem etwa 20 m hohen und 120 m langen Bahnaufschluß. In diesem Profil ist gerade der Scheitel der kleinen Tarnawa-Antiklinale getroffen, deren Schenkel mit 50 bis 60° nach Norden und Süden einfallen. Dadurch, daß ihr Scheitel nicht aus so mächtigen und auffallenden Sandsteinbänken aufgebaut ist, wie jener der Wielopole-Antiklinale, ist diese Falte der Aufmerksamkeit der Geologen entgangen. Gerade diese Antiklinale zeigt aber in einzigartiger Vollkommenheit alle Erscheinungen, die zum Werden der Zentralen Depression gehören.

Der Südschenkel der Tarnawa-Antiklinale ist in dem Bahnanschnitt nur mit 25 m erschlossen, während der Nordschenkel mit fast 100 m aufgeschlossen ist. Das Gestein ist zum größten Teil ein sandiger Schiefer, dessen Zuordnung zum Schiefer oder zum Sandstein Schwierigkeiten bereiten kann. An zweiter Stelle ist Sandstein recht häufig, während reine Schieferpartien selten sind. Bei einer Betrachtung dieses Aufschlusses fällt zuerst auf, daß die meisten Sandsteinbänke gegen den Scheitel der Antiklinale zu auskeilen oder sich in einzelne

fast elliptische Körper auflösen. Näheres Zusehen läßt Rotationskörper erkennen, die zwiebelschalenförmig aus einzelnen Sandsteinlagen aufgebaut sind. Alles spricht dafür, daß diese Sandsteinbänke einst im Scheitel der Antiklinale gelegen waren und von dort noch vor der Diagenese und noch während der Sedimentation abgeglitten sind.<sup>11)</sup> Bei dieser Bewegung zerrissen sie im Scheitel, spitzten sich aus und die dünnen Lagen rollten zu den kleinen elliptischen Körpern zusammen. Beliebte „Rutschhorizonte“ sind oft nur wenige Dezimeter mächtige Sandsteinlagen mit dünnen Tonhäuten auf den Schichtflächen. Scheinbar ist das eine Mischung, die als Schmiermittel besonders geeignet war. Auf solchen „Rutschbahnen“ gerieten oft große Sedimentmassen in die Tiefe. Während die bewegte Masse intakt bleiben kann, sind die geringmächtigen „Rutschbahnhorizonte“ völlig verfältelt und verknetet. Oft beobachtet man im Liegenden von abgerutschten Sandsteinbänken bis  $\frac{1}{2}$  m lange Rutschwülste, deren Achsen im Streichen der Antiklinale liegen — ein eindeutiger Beweis, daß die damalige Bewegung bereits ein Baustein zur späteren Antiklinale war.

Südwärts folgt auf die Antiklinale von Tarnawa die Antiklinale von Niebieszczany—Olchowa, deren unregelmäßiger Bau eine Verfolgung im Gelände recht erschwert.

Eine der größten Antiklinalen der Zentralen Depression ist die Falte von Mokre. Diese Falte dürfte sich auch weit nach Nordwesten, bis gegen Jaslo zu, fortsetzen. Bei Jaslo treten sogar (am rechten Wislok-Ufer) Menilitschiefer zutage. Südlich von Mokre beobachtete ich am linken Ufer der Oslawa in den Krosnoschichten vereinzelte Konglomeratlagen mit erbsengroßen Quarzgeröllen und eckigen Aufarbeitungsprodukten von eozänen grünen und roten Tonen. Es kam also auch im Gebiet dieser Antiklinale zu einer lokalen Hebung und es erfolgte eine Abtragung bis zum Eozän. Aus diesem Grunde habe ich im Profil die Menilitschiefer im Abschnitt der Mokre-Antiklinale nicht eingetragen, da sie hier während dieser Abtragungsphase entfernt wurden.

Zwischen der Antiklinale von Niebieszczany—Olchowa und der Falte von Mokre liegt ein breiter Synklinalraum — die Depression von Czaszyn. Nur zum Teil wurde sie, nahe dem Nordschenkel der Mokre-Antiklinale, gefaltet. Auf dieser Kleinfalte wurde auch — wie

<sup>11)</sup> Eine eingehendere Beschreibung dieser Antiklinale in: O. Ganss, Submarine Orogenese in der karpatischen Flyschzone. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 87, Abt. B, 1942.

aus dem Profil ersichtlich ist, — eine seichte (ergebnislose) Bohrung niedergebracht.

Eine große, im Profil Mokre—Szczawne wenig in sich gefaltete Synklinale ist die Depression von Wysoczany. Im rechten Talaußschluß der Oslawa sind die steilstehenden und in sich gefalteten Krosnoschichten des Südschenkels der Szczawne-Antiklinale dem flacher gelagerten Nordschenkel aufgeschoben (s. Profil). Offenbar bildet sich hier bereits jene Ueberschiebung heraus, die zwischen Iwonicz und Rudawka beachtliche Dimensionen annimmt. In dieser, sowie der südlich von Rudawka und Tokarnia gelegenen kleinen Ueberschiebung sehe ich einen Uebergang der Faltenstruktur der Zentralen Depression in die an ihrem Südrand so ausgeprägten Ueberschiebungsstrukturen.

In der nordwestlichen Fortsetzung der Falte von Mokre und der Tokarnia-Falte schalten sich noch zwei Falten ein, die nördlich von Rowne und Zmigrod der Nordkulmination der Magura zustreben. Eine dieser Falten dürfte sich westlich Harklowa in die Falte von Biecz fortsetzen, in der bei Ciężkowice die Kreide in breiter Zone hervortritt. Auch diese Zone wird gegen Westen komplizierter; nach Nowak (1929) geht sie in die Decke von Wisnicz und diese wiederum in die Godula-Decke über.

Die Mächtigkeit des Eozäns und die den Tonen eingeschalteten vier Ciężkowicer-Horizonte der Szczawne-Falte habe ich den Aufschlüssen und Bohrprofilen zwischen Iwonicz und Rudawka entnommen. Bereits früher habe ich den hohen Feldspatgehalt dieser Sandsteine erwähnt, deren Ursprungsgebiet im Süden zu suchen ist. Von der Szczawne-Falte gegen Norden dürfte sich die Mächtigkeit des Eozäns rasch verringern. Auch die Menilitschiefer haben am Südrand der Mittleren Gruppe eine größere Mächtigkeit als im Norden.

Die flach südfallenden Krosnoschichten der Antiklinale von Szczawne sind von einer Decke überschoben, die bereits erwähnt wurde. Das Profil ist besonders schön im Oslawica-Tal erschlossen, von wo ich die unter die Ueberschiebung flach einfallenden Krosnoschichten mit den überaus deutlich ausgebildeten submarinen Gleiterscheinungen beschrieben habe (Ganss, 1941). — Die Ueberschiebung beginnt mit roten und grünen Eozäntonen, über denen eine mächtige Folge von dickbankigen Sandsteinen liegt. Auch diese Sandsteine fallen nur mit etwa 20° gegen Süden ein — liegen also auch in fast schwebender Lagerung. Schiefer sind diesen Sandsteinpaketen nur ganz selten zwischengelagert und dann nur in geringer Mächtigkeit. Eine solche Zwischenlage von etwa 2 dm Mächtigkeit beobachtete ich in

dem Steinbruch am linken Oslawicaufer. Das Hangende und Liegende dieser Schieferlage bilden einige Meter mächtige Sandsteinlagen, an denen ich keinerlei Erscheinungen einer untermeerischen Gleitung feststellen konnte. Dafür fielen mir aber in der Schieferlage 1 bis 2 dm lange, spindelförmige, konzentrisch gebaute Sandsteinkörper auf, die während einer Gleitbewegung der Schiefermasse resp. der darüberliegenden mächtigen, jedoch noch nicht völlig verfestigten Sandsteinbank, nach Art der tektonischen Drehlinge, gebildet wurden. Die verbogenen und gerollten Schichtflächen dieser „Drehlinge“ waren stellenweise noch durch einen dichten Häckselbelag besonders hervorgehoben.

Im weiteren Profil, gegen Komancza zu, kommt man aus den Sandsteinen in eine mächtige Folge von Menilitschiefern. Darüber liegen Krosnoschichten, die sich von denen der Mittleren Gruppe nicht unterscheiden. Tektonisch erwähnenswert ist in dem Profil die steile antiklinale Aufpressung von Eozän bei Komancza. Auf weitere Einzelheiten dieser flachen Ueberschiebung kann ich leider nicht eingehen, da die stratigraphische Klärung zwischen den Krosnoschichten und der Kreide noch aussteht.

Die Ueberschiebung am Südrand der Zentralen Depression nimmt gegen Nordwesten an Schubweite ab und südlich der Ortschaft Dukla geht sie in einen normalen Faltenbau über. In dem Maße, in dem diese Ueberschiebung an Bedeutung abnimmt, tritt die Maguradecke in Erscheinung. Westlich von Jaslo dürfte sie das Maximum ihrer Schubweite erreichen. Bekannt sind die auf fast allen tektonischen Karten eingetragenen „Ueberschiebungszeugen“ westlich und nordwestlich von Jaslo. Nachdem ihre tektonische und stratigraphische Stellung aber nie in eindeutiger Form bestimmt wurde, habe ich die „Deckschollen“ auf der Karte nicht übernommen. Möglicherweise handelt es sich auch nur um eine Magura-ähnliche Fazies der Krosnoschichten, die morphologisch hervortritt. — Im Deckenbau der Magura beanspruchen die beiden vorspringenden Lappen westlich und östlich von Gorlice einiges Interesse. Auffallend ist, daß dort, wo die beiden Lappen gegen die Mittlere Gruppe vorspringen, eine lokale Beeinflussung der überschobenen Falten zu beobachten ist, indem die Falten gegen Norden ausgebuchtet sind. Wäre die Maguradecke in breiter Front gegen Norden vorgedrungen, so hätte sie nicht diese lokalen Deformationen hervorgerufen. Die beiden Lappenbildungen um Gorlice sind nicht ein ausschließliches Werk der Erosion. Wahrscheinlich hat die Magura die beiden Ausbuchtungen schon in ihrer ursprünglichen Form entwickelt gehabt.

Für eine genaue zeitliche Einstufung der Deckenbewegungen am Südrand der Mittleren Gruppe ergeben sich keine näheren Anhaltspunkte. Sicher erfolgten die Ueberschiebungen nach der Faltung der Mittleren Gruppe und die überschobenen Falten waren bereits von der Erosion angegriffen worden. Wir sehen, daß die Magura über Falten hinwegbewegt wurde, in deren Kern das Eozän und die Kreide hervortritt. Inwieweit diese Abtragung aber bereits während der Faltung an den aufstrebenden Scheiteln gearbeitet hat, oder welchen Anteil die nach der Faltung einsetzende Erosion hat, wird nie abzugrenzen sein. Das sind Fragen, die sich für immer der geologischen Beantwortung entziehen werden.

Zum Schluß seien noch einige Angaben über die Raumverkürzung der Mittleren Gruppe gebracht. Bei dieser Berechnung wurden — und das sei ausdrücklich betont — nur die Minimalbeträge verwendet, die sich aus der Ausglättung der Falten der Mittleren Gruppe ergeben. Als Leithorizont wurden dabei die Menilitschiefer genommen. — Die heutige Entfernung von 25.5 km vom Südrand der Zentralen Depression zwischen Komancza und Szczawne bis zum Scheitel der Grabownica-Antiklinale vergrößert sich nach Ausglättung der Falten auf 40 km. Von der Grabownica-Antiklinale bis zum nördlichen Flyschrand beträgt die Entfernung 37 km; vor der Faltung waren es 53 km. — Daraus ergibt sich für die heute 62.5 km breite Flyschzone der Mittleren Gruppe nach Ausglättung der Falten eine Breite von 93 km. In diesen 93 km breiten Raum muß nun noch im Gebiet der Grabownica-Antiklinale eine Zone von mindestens 10 km eingeschaltet werden, die als Abtragungsgebiet und Faziesscheide während der ganzen Karpatengeschichte eine bedeutende Rolle gespielt hat. Damit vergrößert sich die ursprüngliche Breite der Mittleren Gruppe auf mindestens 103 km, während die Breite des heutigen Raumes nur 62.5 km beträgt. Unbeachtet — weil in Zahlen derzeit noch nicht faßbar — blieb der Betrag der Ueberschiebung am Südrand der Zentralen Depression und die Ueberschiebung der Mittleren Gruppe auf das miozäne Vorland. Das südlichste Profil zeigt, daß die Ueberschiebung am Südrand der Zentralen Depression nicht unbedeutend ist. Nicht zu vergessen ist auch bei diesem Profil der ehemals vorhandene Grundgebirgsrücken am Südrand der Mittleren Gruppe, der erst von der Ueberschiebung überwunden werden mußte.

### Zusammenfassung:

In dieser Arbeit wurde ein Ueberblick über die vororogenetische und orogenetische Entwicklung der westgalizischen Karpaten gegeben. Zu den westgalizischen Karpaten gehört im wesentlichen das Gebiet der Mittleren Gruppe, die im Norden von dem tektonisch wenig beeinflussten Miozän des Vorlandes und im Süden von der Magura und der am Südrand der Zentralen Depression gelegenen Decke umschlossen wird. Diese tektonische Gliederung ist schon in den merkwürdigen Sedimentationsverhältnissen des Flyschtroges begründet.

Die Bildung der Flyschgeosynklinale erfolgte wahrscheinlich erst während der Unterkreide. Sichere stratigraphische Horizonte sind von ihr nur an wenigen Stellen der Kreideaufbrüche mit Sicherheit bekannt. Das Liegende der Kreide ist nirgends aufgeschlossen, doch läßt sich aus den „exotischen“ Geröllen, die meist aus in der Nähe aufragenden Untiefen stammen, der Schluß ziehen, daß granitische Gesteine, kristalline Schiefer und zum Teil Altpaläozoikum den Untergrund des Flysches bilden. Trias dürfte im Untergrund völlig fehlen und nur stellenweise wird es zu Riffbildungen während des Jura gekommen sein (Kruhelfelsen bei Przemysl).

Der Sedimentationsraum der Mittleren Gruppe war von jenem der Magura und von der am Südrand der Zentralen Depression gelegener Decke durch eine Inselreihe getrennt, deren Schuttmassen das Material in beide Teiltröge der Flyschgeosynklinale geliefert haben. Diese Differentiation der Flyschgeosynklinale in kleinere Teiltröge ist zuerst von Nowak (1929) beobachtet worden; er verwendet den Ausdruck episynklinale und epiantiklinale Fazies.

Auch die Mittlere Gruppe war während der kretazisch-tertiären Sedimentation keine Einheit. In ihrer Längsachse wurde sie von einem Grundgebirgswall unterbrochen, der heute unter der markantesten tektonischen Linie — dem Chelm—Czarnorzski-Zug — verfalltet ist. Nördlich und südlich dieses Zuges bemerkt man eine Faziesänderung innerhalb der Mittleren Gruppe und auch der tektonische Charakter nördlich und südlich dieser Zone wechselt. Während nördlich die Krosnoschichten geringmächtig sind, sind sie südlich in der Zentralen Depression in einer Mächtigkeit von über 2 km in den Synklinalen angehäuft.

Es ist möglich, daß unter der einige hundert Kilometer langen Zone der Zentralen Depression eine Massenabwanderung im Sinne der Unterströmungstheorie erfolgt ist, der zufolge es nicht zu einer Emporfaltung des Sedimentes kam, sondern zu einer Tieffaltung.

Die Zone der Zentralen Depression wurde bereits während der Bildung der Krosnoschichten in die Tiefe gesaugt und so die Mächtigkeitsanhäufung der Krosnoschichten begünstigt, die noch während der Sedimentation von der Faltung ergriffen wurden.

Entgegen der Tieffaltung in der Zentralen Depression kam es nördlich des Chelm—Czarnorzski-Zuges zu breiten Auffaltungen der Kreide, die von einer intensiven Bruchtektonik begleitet wurden. An einzelnen Brüchen erfolgten kleine Schollenüberschiebungen.

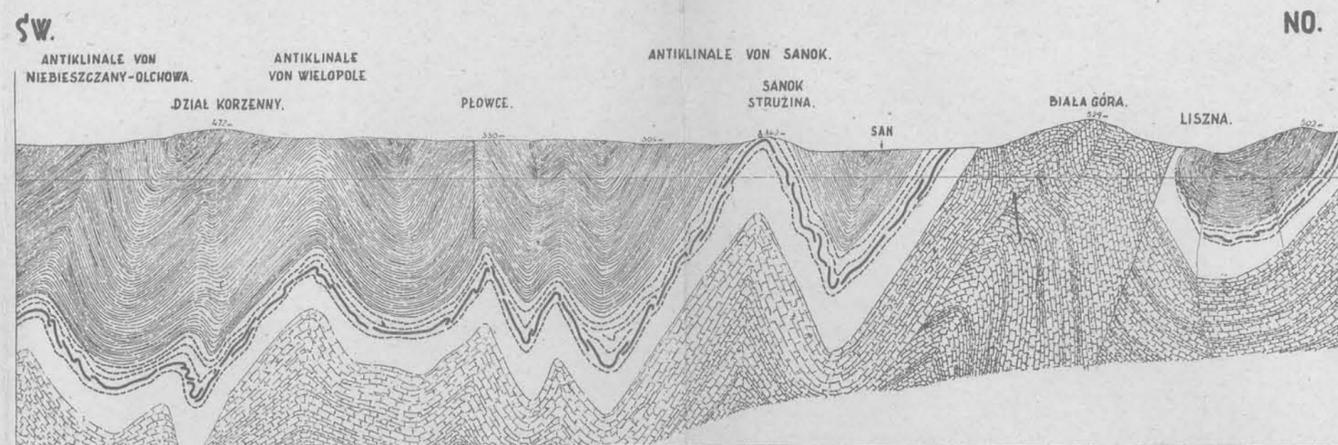
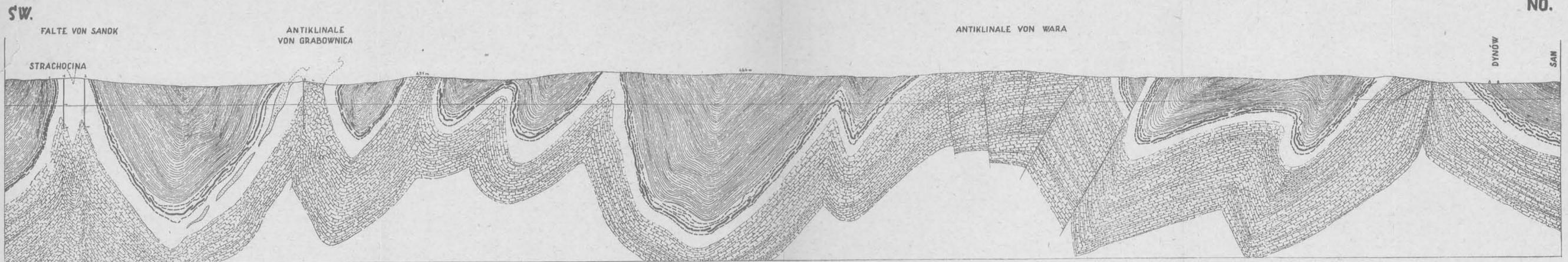
Neben einer von Süden gegen Norden gerichteten Faltung wird auch eine Südbewegung des podolischen Blockes angenommen, die sich besonders östlich des Meridians von Przemysl ausgewirkt hat. Dadurch wurde der zwischen Dynow—Rzeszow—Przemysl gelegene, fast 25 km breite Flyschstreifen südlich von Przemysl flexurartig abgebogen und die Falten wurden auf eine Breite von 16 bis 11 km zusammengedrückt.

Nach der Faltung der Mittleren Gruppe kam es zur Überschiebung der Magura und der Überschiebung am Südrand der Zentralen Depression. Beide Schubmassen sind als Reliefüberschiebungen aufzufassen.

#### Schrifttum:

- Andrusov D.: O vztahu východních Karpat ke Karpatům západním. Věstník Stát. Geol. ústav. C. S. R., Jg. IX, 1933.
- Přehled geologie moravskoslezských Beskyd a jejich předhoří. Casopis vlast. spol. mus. v Olomouci, Jg. 49, 1936, S. 1—8; Jg. 50, 1937, S. 3—24.
- Die neuen Auffassungen des Baues der Karpaten. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Band XXX (1937), Wien 1939.
- Bóhm Bol.: Stratygrafia trzeciorzędu karpacciego na podstawie fauny rybnej. I Zjazd Geol. Naftowa, 1929, Pamiętnik, S. 67—79, Warschau 1930.
- Fleszar A.: Ueber die Tektonik der Karpaten nördlich von Krosno. Komisja Fizyograficzna. Sprawozdanie 48, Krakau 1914.
- Ganss O.: Zur Sedimentationsgeschichte der westgalizischen Karpaten. Lotos, Prag 1941.
- Gawel A.: Ueber die chemisch-mineralogische Zusammensetzung roter und grüner eozäner Schiefertone der Ostkarpaten. Acad. d. Sc. Bulletin Intern. A. S. 523—537, Krakau 1928.
- Granite aus den Krosnoschichten der Umgebung von Sanok. Acad. Sc. Bulletin Intern. A. S. 653—664, Taf. I, Krakau 1931.
- Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten in der Umgebung von Sanok. Acad. Sc. Bulletin Intern. A. S. 145—158, Taf. I, Krakau 1931.
- Góblot H.: O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Spraw. Polsk. Inst. geol. Warschau 1928.
- Grzybowski J.: Dolna kreda w okolicy Domaradza. Kosmos 26, S. 199—244, Lemberg 1901.
- Piaskowiec Cieżkowicki. Kosmos, 46, 1921, S. 222—226. Lemberg 1922.
- Hempej J.: Szkic geologiczny okolic Sanoka. Spraw. Polsk. Inst. geol. Warschau 1930.
- Hiltermann H.: Stand und Aussichten der angewandten Mikropaläontologie in den Oelfeldern Westgaliziens. „Oel und Kohle“, Nr. 31, 1940.
- Horwitz L.: W sprawie wieku łupkow menilitowych. Panst. Inst. Geol. Sprawozdanie VIII, Warschau 1937.

- Jaskolski St.: Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. Państw. Inst. Geol. Sprawozdanie VI, S. 697—741, Warszawa 1931.
- Kropaczek B.: Bericht über geologische Ausflüge in der Gegend von Rzeszów. Komisja Fizyograficzna, Sprawozdanie, S. 100—105, Krakau 1917.
- Kühn O. und Andrusov D.: Stratigraphie und Paläographie der Rudisten, III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpaten. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Bd. 86 B, S. 450—480, Stuttgart 1942.
- Niedzwiecki J.: O wapniencu jurajskim koto Przemysła. Kosmos 33, Lemberg 1908.
- Nowak J.: Tektonika Polski. Sborník I Sjezdu slov. geogr. a etnogr. 1924, S. 131—133, Prag 1926.
- Zarys tektoniki Polski, 160 S., Krakau 1927.
- Sur la Géologie du terrain entre Krosno et Węglówka. Annales (Rocznik) de la Soc. géolog. de Pologne, 1927.
- Die Geologie der polnischen Oelfelder, 94 S., Stuttgart 1929.
- Opolski Z.: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą-Lupkowem a Uzokiem-Siankami. Państw. Inst. Geol. Sprawozdanie V, S. 617—665, Warszawa 1930.
- Rabowski F.: Skalka Kruhela Wielkiego pod Przemysłem. Zabytki przyrody nieożywionej, S. 53—61, Warszawa 1918.
- Rogala W.: W sprawie wieku łupków menilitowych. Sprawozdanie VIII, S. 30—31, Lemberg 1923.
- Rogala W. und Kokoszynska B.: Dolna kreda antykliny Sanok—Brzozów. Sprawozdanie XII, 1932, S. 212—213, Warszawa 1933.
- Rzehak A.: Das mährische Tertiär. Knihovna stát. geol. ústav. C. S. R., Prag 1922.
- Spengler E.: Der geologische Aufbau der Westkarpaten. Sammlg. gemeinnütziger Vortr., Prag 1937.
- Strzetelski J.: Das Erdölbecken Jasło—Krosno. Ztschr. f. Bohrtechnik 38, S. 159—162, 133—136, 1930.
- Tolwinski K.: Centralna depresja karpacka. Geol. i statystyka naft, VII, 1932, S. 363—366, Boryslaw 1933.
- Uhlig V.: Reisebericht aus Westgalizien. I. Die Vorkarpaten südlich von den Städten Pilzno und Tarnow. K. k. geol. R.-A. Verhandlg., S. 216—218; II. Die Karpaten zwischen Grybow, Gorlice und Bartfeld, S. 235—239, Wien 1883.
- Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpaten. K. k. geol. R.-A., Jahrb. 33, S. 443—562, Wien 1883.
- Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten. K. k. geol. R.-A., Jahrb. 38, Wien 1888.
- Zuber R.: Flisz i nafta. 381 S., Lemberg 1918.

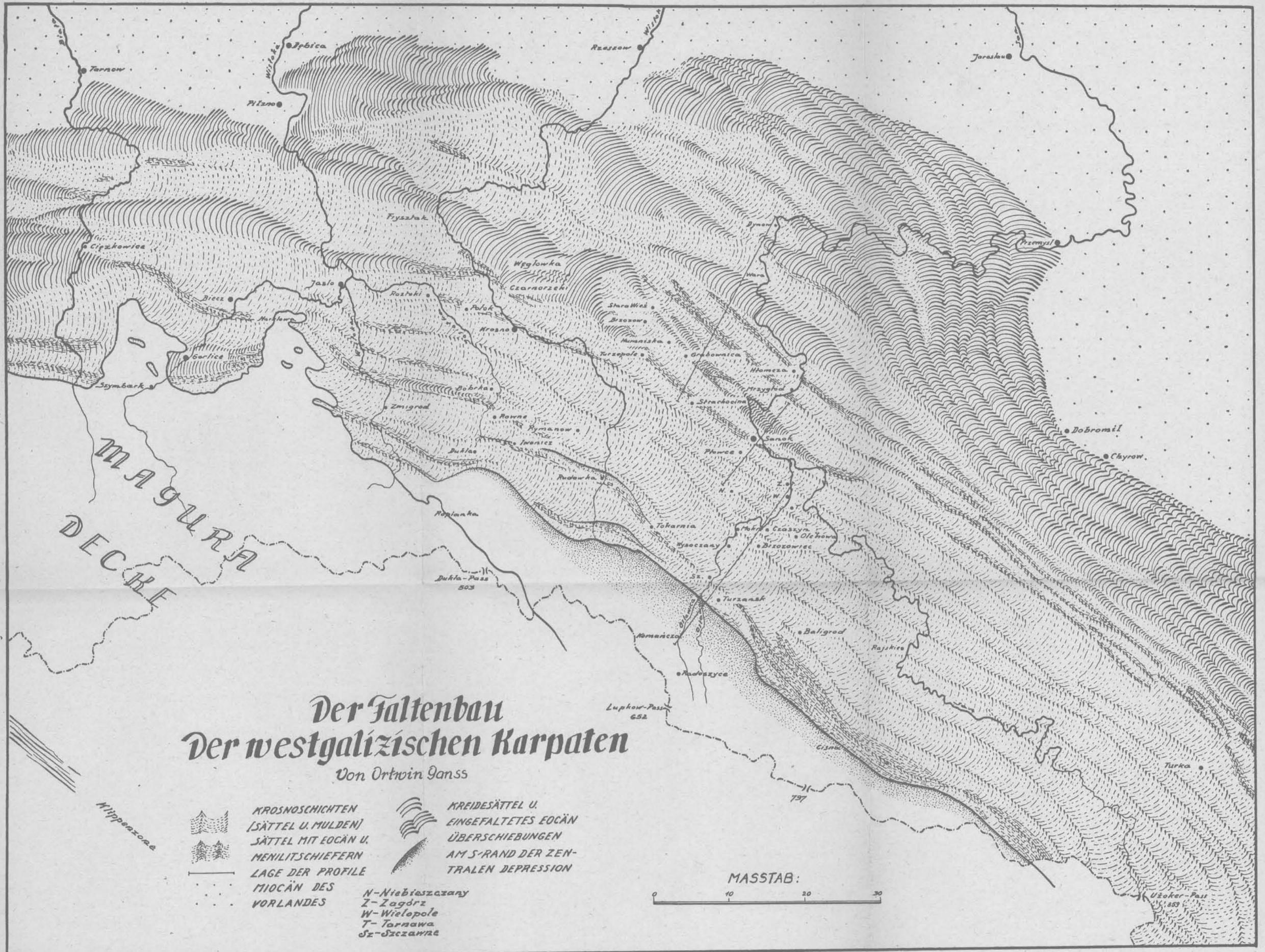


Der Faltenbau der westgalizischen Karpaten.

Die Lage der Profile ist aus der reliefartigen Kartendarstellung ersichtlich. Die etwa 1 cm unter den Profiliberkanten verlaufende Horizontallinie deutet das Om-Niveau an. Die vertikalen Linien bei Strachocina, Grabownica, Mokra und Wielopole veranschaulichen ganz schematisch die tiefsten Ölbohrungen.



Gesamtprofil durch die westgalizischen Karpaten.



**Der Faltenbau  
Der westgalizischen Karpaten**  
Von Ortwin Ganss

- |   |  |
|---|--|
| <p><i>Hippozona</i></p>  <p>KROSNO SCHICHTEN<br/>[SÄTTEL U. MULDEN]<br/>SÄTTEL MIT EOCÄN U.<br/>MENILITSCHIEFERN<br/>LAGE DER PROFILE<br/>MIOCÄN DES<br/>VORLANDES</p> |  <p>KREIDESÄTTEL U.<br/>EINGEFALTETES EOCÄN<br/>ÜBERSCHIEBUNGEN<br/>AM S-RAND DER ZEN-<br/>TRALEN DEPRESSION</p> <p>N-Niebieszany<br/>Z-Zagórz<br/>W-Wielopole<br/>T-Tarnawa<br/>Sz-Szczawne</p> |
|---|--|

MASSTAB:  
0 10 20 30