

Małgorzata LABUS, Krzysztof LABUS

# PODSTAWY GEOLOGII STRUKTURALNEJ I KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ



GLIWICE 2012

O  
W  
A  
C  
J  
A



myls

**Małgorzata LABUS, Krzysztof LABUS**

# **PODSTAWY GEOLOGII STRUKTURALNEJ I KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ**



**WYDAWNICTWO POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ  
GLIWICE 2012**

**Opiniodawcy**

Prof. dr hab. Lesław TEPER

Prof. dr hab. Jacek MATYSZKIEWICZ

**Kolegium redakcyjne**

REDAKTOR NACZELNY – Prof. dr hab. inż. Andrzej BUCHACZ

REDAKTOR DZIAŁU – Prof. dr hab. inż. Franciszek PLEWA

SEKRETARZ REDAKCJI – Mgr Elżbieta LEŚKO

**Projekt okładki**

Tomasz LAMORSKI



S. 109179

Wydano za zgodą

Rektora Politechniki Śląskiej

ISBN 978-83-7335-957-4

© Copyright by

Wydawnictwo Politechniki Śląskiej

Gliwice 2012

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, w tym również nie może być umieszczany ani rozpowszechniany w postaci cyfrowej zarówno w Internecie, jak i w sieciach lokalnych bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

J1310/12

# SPIS TREŚCI

1. Pojęcia podstawowe	5
1.1. Deformacje warstw skalnych	7
1.1.1. Deformacje ciągłe	7
1.1.2. Deformacje nieciągłe	11
1.1.3. Struktury złożone	16
1.2. Inne struktury	17
1.2.1. Niezgodności	17
1.2.2. Intruzje	19
2. Kompas geologiczny	21
3. Niektóre metody graficznego przedstawiania położenia struktur w przestrzeni	32
3.1. Graficzne opracowanie wyników pomiarów przy pomocy siatek	32
3.2. Diagram punktowy i konturowy	40
3.3. Statystyczne opracowanie wyników pomiarów	45
3.3.1. Zbieranie i opracowywanie pomiarów	45
3.3.2. Diagram rozetowy	45
3.4. Przykłady analizy drobnych elementów strukturalnych	47
4. Mapy topograficzne	57
5. Mapy geologiczne	60
6. Konstrukcje na mapach geologicznych	75
7. Obraz podstawowych struktur geologicznych na mapach	110
8. Interpretacja map geologicznych	119
9. Sporządzanie przekroju geologicznego	138
9.1. Na podstawie mapy geologicznej	138
9.2. Na podstawie danych z wierceń	144
10. Wykonywanie blokdiagramów	148
11. Zależność między budową geologiczną a ukształtowaniem powierzchni terenu	154
12. Prace terenowe	164
12.1. Metodyka prowadzenia terenowych prac kartograficznych	169
12.2. Kartowanie w odkrywkach	173
12.3. Dokumentacja sporządzana w odkrywkach	179
12.4. Kartowanie między odkrywkami	184
12.5. Uwagi dotyczące prowadzenia notatnika terenowego	190
13. Uzupełnianie informacji geologicznych na podstawie niepełnego obrazu kartograficznego	192
Literatura	198

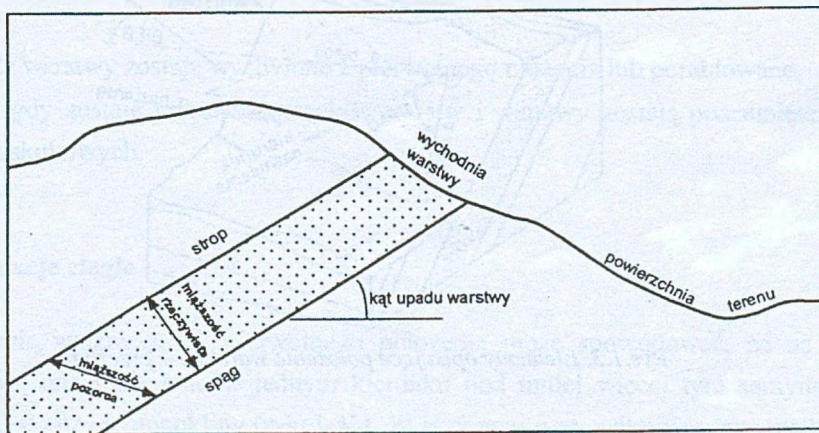


# 1. POJĘCIA PODSTAWOWE

Geologia strukturalna zajmuje się strukturami geologicznymi, będącymi elementami budowy geologicznej. Budowa geologiczna to sposób przestrzennego rozmieszczenia skał w skorupie ziemskiej, uzależniony od procesów powstawania skał, a także procesów późniejszych, prowadzących do odkształceń mechanicznych.

Badania elementów strukturalnych pozwalają odtworzyć charakter procesów, które doprowadziły do ich powstania lub wyznaczyć struktury nadrzędne, niedostępne dla bezpośrednich obserwacji.

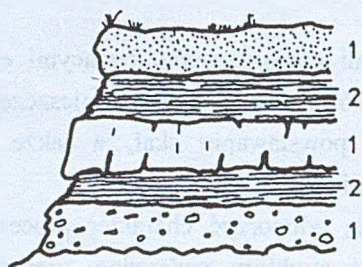
Skały osadowe, a także w niektórych przypadkach skały metamorficzne, występują w postaci warstw. **Warstwa** oddzielona jest od góry i od dołu granicami powstałymi w wyniku procesów sedymentacyjnych. **Spąg** ogranicza warstwę od dołu w sensie stratygraficznym, tzn. od warstw bezpośrednio od niej starszych, **strop** natomiast jest powierzchnią ograniczającą warstwę od warstwy bezpośrednio młodszej (rys. 1.1).



Rys. 1.1. Podstawowe parametry warstwy

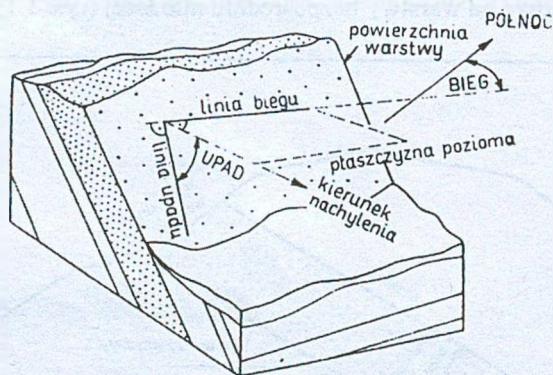
Granice między kolejnymi warstwami wyznaczone są przez zmianę składników osadu, zmianę cech teksturalnych lub strukturalnych. Warstwa może być jednorodna, nie wykazująca zewnętrznego uporządkowania, lub laminowana - składająca się z drobniejszych warstewek, różniących się barwą, twardością, itp. (rys. 1.2).

Miąższość warstwy to jej grubość mierzona w kierunku prostopadłym do stropu i spągu. Znając szerokość wychodni ( $w$ ) i wartość kąta upadu warstwy ( $\alpha$ ), jej miąższość ( $m$ ) można wyznaczyć ze wzoru:  $m = w \sin \alpha$ . Miąższość warstwy zmierzona w każdym innym kierunku, nie prostopadłym do spągu i stropu, jest miąższością pozorną, zawsze większą od miąższości rzeczywistej (rys. 1.1).



Rys.1.2. Warstwowanie i laminacja 1 - warstwy nielaminowane, 2 - warstwy laminowane

Położenie warstw (i innych powierzchni geologicznych) w przestrzeni określane jest za pomocą **biegu** i **upadu** (rys. 1.3). Linia biegu powierzchni geologicznej to krawędź przecięcia się danej powierzchni strukturalnej z płaszczyzną poziomą. Inaczej mówiąc, jest to jakakolwiek linia poziomo leżąca na tej powierzchni. Kierunek biegu powierzchni geologicznej (lub inaczej rozciągłości) wyznaczamy przez pomiar azymutu linii biegu. Określa się go w terenie za pomocą kompasu geologicznego. Jest to kąt między kierunkiem północy a dowolnym zwrotem linii biegu, mierzony zgodnie z ruchem wskazówek zegara.



Rys.1.3. Elementy opisujące położenie warstwy w przestrzeni

Linia **upadu** warstwy (powierzchni geologicznej) leży na spągowej lub stropowej powierzchni warstwy i jest prostopadła do linii biegu. Jest to linia wyznaczająca kierunek największego spadku (nachylenia) powierzchni warstwy. Wartość kąta między linią upadu a płaszczyzną poziomą nosi nazwę **upadu warstwy** (lub powierzchni geologicznej). Mierzony jest on w płaszczyźnie pionowej, w kierunku prostopadłym do linii biegu. Nachylenie warstwy mierzone w innych płaszczyznach nosi nazwę **upadu pozornego** i jest zawsze mniejsze niż upad rzeczywisty. Może mieć więc wartość mieszczącą się w przedziale od  $0^\circ$  (w przekrojach równoległych do biegu) do wartości upadu rzeczywistego. Sposoby wyznaczania upadu pozornego na podstawie rzeczywistego kąta upadu zostały przedstawione w rozdziale 6 pt. *Konstrukcje na mapach geologicznych.*

W praktyce terenowej, poza parametrami położenia warstwy w przestrzeni, prowadzi się również w odkrywkach obserwacje drobnych struktur tektonicznych. Są one często bardzo



pomocne przy określaniu budowy większych struktur oraz w rekonstrukcji procesów tektonicznych. Powierzchnie spękań, np. spękań ciosowych<sup>1</sup> lub powierzchnie niewielkich uskoku traktowane są w sensie geometrycznym jak powierzchnie stropu czy spagu warstwy, tj. opisywane wcześniej "powierzchnie geologiczne". Przykłady spękań ciosowych, obserwowanych w wychodniach skał przedstawiają fotografie 1, 2 i 3.

## 1.1. Deformacje warstw skalnych

Ponieważ sedymentacja zachodzi najczęściej na dnie zbiorników wodnych osady układają się poziomo lub prawie poziomo, takie jest więc pierwotne ułożenie wszystkich warstw, niezaburzonych ruchami tektonicznymi. Takie poziome ułożenie warstw, o maksymalnym nachyleniu do  $5^\circ$ , nosi nazwę płyty (rys. 1.4a). Budową płytową charakteryzują się obszary, gdzie w podłożu znajduje się sztywna masa skał krystalicznych, nie podlegających deformacjom. Pod wpływem sił działających w skorupie ziemskiej ułożenie warstw może ulegać różnym deformacjom. Umownie wyróżnia się dwie grupy deformacji:

- ciągłe, gdy warstwy zostają wychylone z pierwotnego ułożenia lub pofałdowane,
- nieciągłe, gdy zostaje przerwana ciągłość warstw i warstwy zostają przesunięte wzdłuż powierzchni uskoku.

### 1.1.1. Deformacje ciągłe

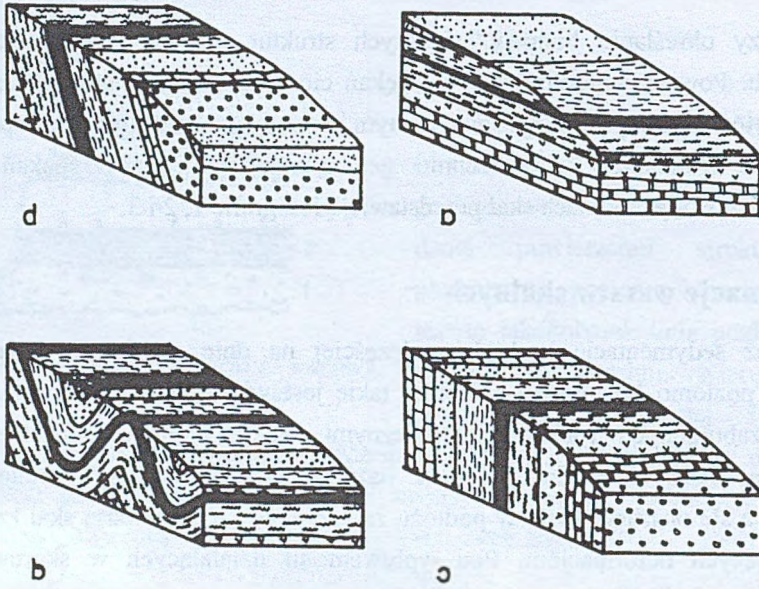
Wychylenie warstw z ich pierwotnego położenia może spowodować, że na dużych obszarach będą one nachylone w jednym kierunku pod mniej więcej tym samym kątem. Obszar taki nosi nazwę monokliny (rys. 1.4b). W skrajnym przypadku warstwy mogą zostać nachylone do  $90^\circ$  (warstwy pionowe - rys. 1.4c).

Fałdy stanowią najczęstszą formę zaburzeń ciągłych, powstających pod wpływem ruchów górotwórczych. Najprostszy fałd składa się z dwu sąsiadujących form fałdowych: synkliny i antykliny (rys. 1.4d, 1.5). Antyklina (zwana też siodłem) to wypukła część fałdu; w normalnym położeniu warstwy są wygięte ku górze. Synklina (inaczej łęk) w normalnym położeniu to część fałdu, w której warstwy są wygięte ku dołowi.

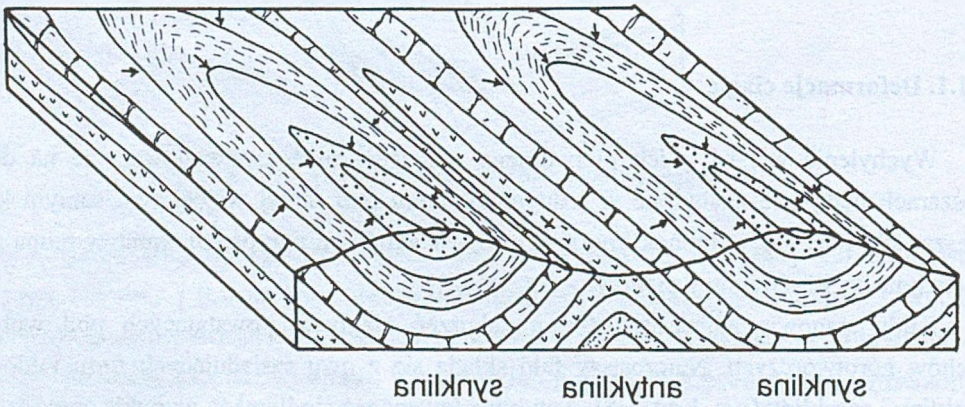
Podstawowe elementy fałdów, służące do ich opisu, zostały przedstawione na rys. 1.6. Przegub antykliny (lub synkliny) jest to miejsce przegięcia warstw na szczycie antykliny (lub na dnie synkliny). Skrzydło jest częścią fałdu między przegubem synkliny a przegubem

---

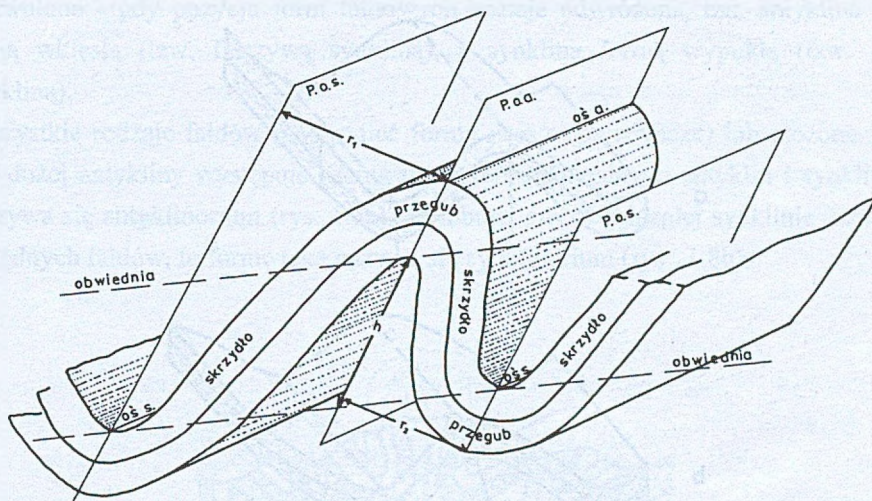
<sup>1</sup> Cios - zespoły geometrycznie uporządkowanych spękań występujących w skałach na danym obszarze.



Rys. 1.4. Blokdiagramy obrzeżące różne ułożenie warstw: a - brzdawa płytowa, b - brzdawa  
 monoklinajna, c - warstwa stojące pionowo, d - brzdawa fałdowa



Rys. 1.2. Obraz fałdu złożonego z synklin i antyklina - na powierzchni terenu i w przekroju.  
 Strzałkami oznaczono kierunek nachylenia warstw

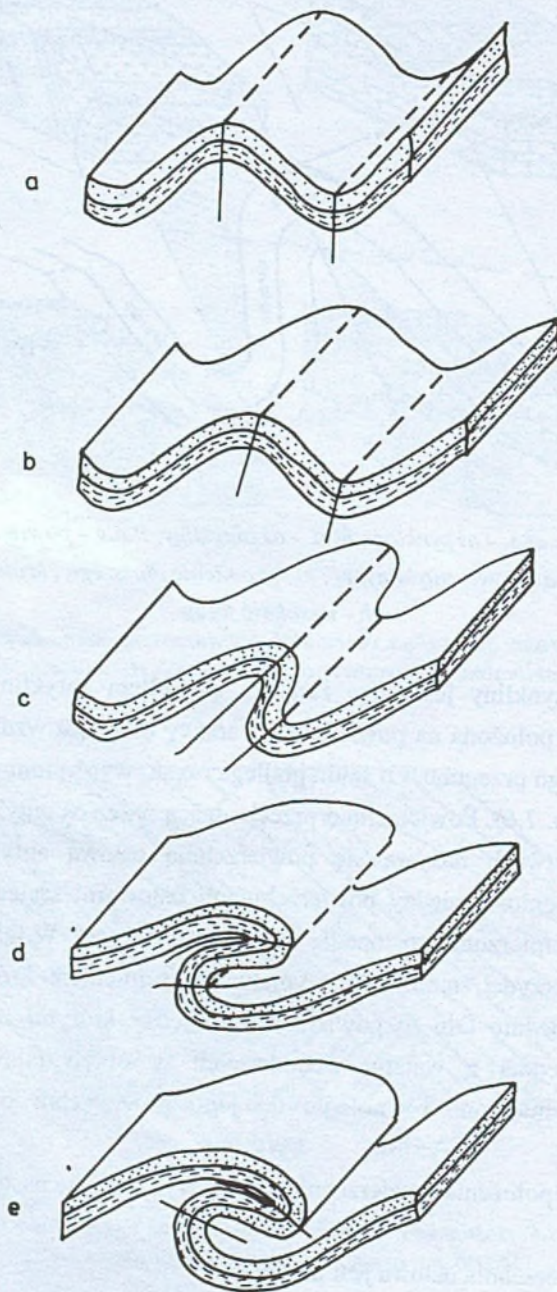


Rys.1.6. Elementy fałdu: oś s. - oś synkliny, oś a. - oś antykliny, P.o.s. - powierzchnia osiowa synkliny, P.o.a. - powierzchnia osiowa antykliny,  $r_1$ ,  $r_2$  - promienie dłuższego i krótszego skrzydła fałdu,  $h$  - wysokość fałdu

antykliny; skrzydło synkliny jest więc zarazem skrzydłem antykliny. Oś antykliny (lub synkliny) jest to linia położona na powierzchni warstwy biegnąca wzdłuż przegubu fałdu, w połowie szerokości tego przegubu. Oś fałdu podlega często wygięciom w górę lub w dół, tzw. undulacjom (patrz rys. 7.6). Powierzchnię przechodzącą przez oś antykliny (lub synkliny) w poszczególnych warstwach nazywa się powierzchnią osiową antykliny (lub synkliny). Promień fałdu to odległość między powierzchniami osiowymi sąsiednich form fałdowych (antykliny i synkliny) mierzona prostopadłe do tych powierzchni. W fałdach asymetrycznych, o różnej długości skrzydeł, mamy do czynienia z promieniem krótszego lub dłuższego skrzydła fałdu. Obwiednie fału to powierzchnie, między którymi zawierają się wygięcia spagu lub stropu jednej z warstw wchodzących w obręb fałdu. Odległość między obwiedniami fałdu, mierzona równoległe do jego powierzchni osiowych, nosi nazwę wysokości fałdu.

W zależności od położenia powierzchni osiowej wyróżnia się następujące rodzaje fałdów (rys. 1.7):

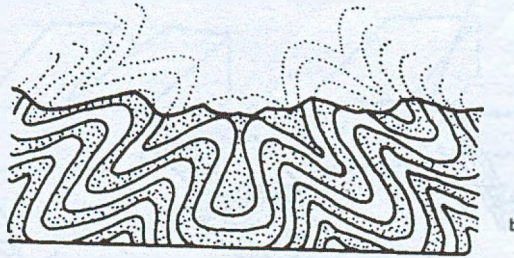
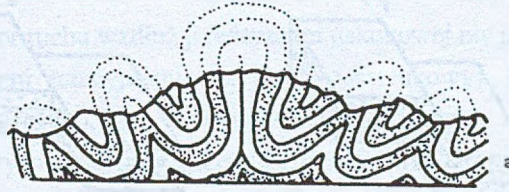
- stojące, gdy powierzchnia osiowa jest pionowa,
- pochylone - gdy powierzchnia osiowa jest wychylona od pionu, natomiast oba skrzydła nachylone są w przeciwnym kierunku, lub jedno z nich jest pionowe, a drugie nachylone,
- obalone - gdy powierzchnia osiowa jest nachylona, a oba skrzydła nachylone są w tym samym kierunku,
- leżące - gdy powierzchnia osiowa jest pozioma,



Rys. 1.7. Rodzaje fałdów w zależności od położenia powierzchni osiowej:  
 a - stojący, b - pochylony, c - obalony, d - leżący, e - przewalony

- przewalone - gdy pozycja form fałdowych zostaje odwrócona, tzn. antyklina staje się formą wklęsłą (tzw. fałszywą synkliną), a synklina formą wypukłą (tzw. fałszywą antyklina).

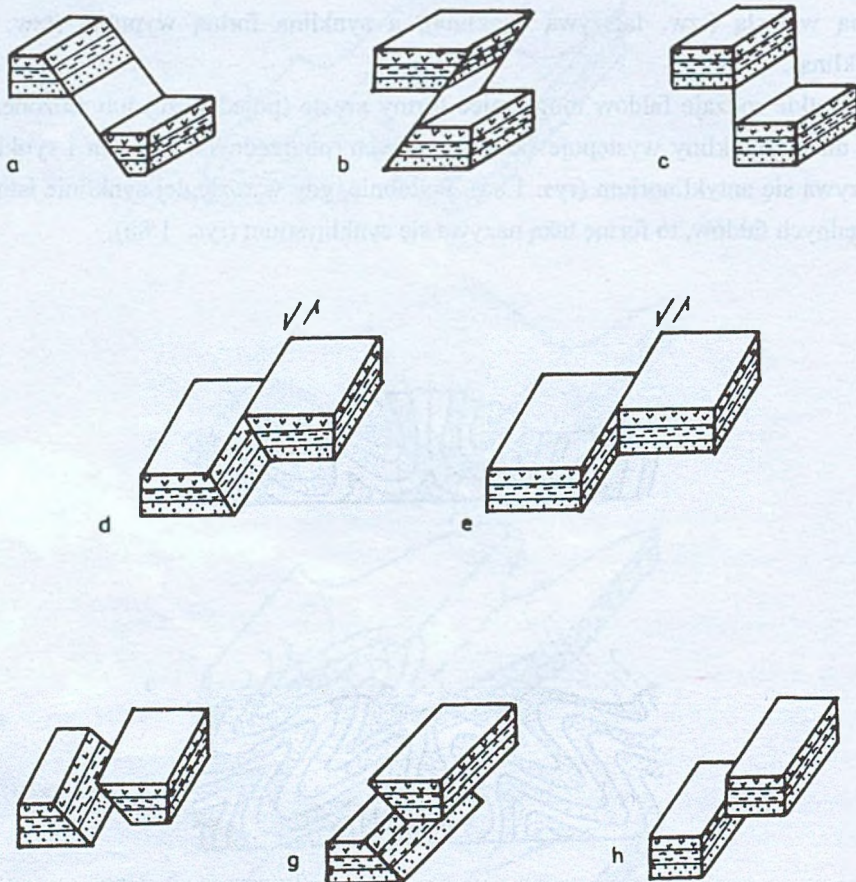
Wszystkie rodzaje fałdów mogą mieć formy proste (pojedyncze) lub złożone. Jeżeli w obrębie dużej antykliny występuje szereg drobnych, podrzędnych antyklin i synklin, formę taką nazywa się antyklinorium (rys. 1.8a). Podobnie, gdy w rozległej synklinie istnieje kilka drugorzędnych fałdów, to formę taką nazywa się synklinorium (rys. 1.8b).



Rys. 1.8. Fałdowe struktury złożone: a - antyklinorium, b - synklinorium

### 1.1.2. Deformacje nieciągłe

Deformacje polegające na przerwaniu ciągłości warstw noszą nazwę deformacji nieciągłych. O uskoku mówi się, gdy wzdłuż pęknięcia czy szczeliny nastąpi przesunięcie rozdzielonych części masywu skalnego, czyli skrzydeł uskoku. Powierzchnia nieciągłości i zarazem przemieszczenia nosi nazwę powierzchni uskokowej. Często jest to strefa zdruzgotania o szerokości kilku, a nawet kilkunastu metrów. Gdy skrzydła uskoku nie przylegają do siebie, tworzy się otwarta szczelina uskokowa, którą wypełniają okruchy skał.

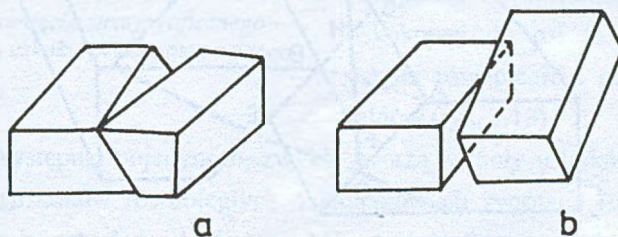


Rys. 1.9. Odmiany kinematyczne uskoku: a - normalny, b - odwrócony (inwersyjny), c - progowy (pionowy), przesuwcze lewoskrętne: d - nachylony, e - progowy, zrzutowo- przesuwcze lewoskrętne: f - normalno-przesuwczy, g - inwersyjno-przesuwczy, h - progowo-przesuwczy

Powierzchnia uskoku może być pionowa lub pochylona pod dowolnym kątem. W zależności od jej położenia oraz od kierunku ruchu uskoku względem tej powierzchni wyróżnia się różne odmiany kinematyczne (rys. 1.9). Jeśli kierunek przemieszczenia uskoku zbliżony jest do linii upadu powierzchni uskoku, jest to uskok zrzutowy, jeśli do linii biegu powierzchni uskoku - uskok przesuwczy, jeśli natomiast leży między linią upadu a linią biegu - jest to uskok zrzutowo-przesuwczy. W przypadku uskoku zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych jedno ze skrzydeł jest obniżone w stosunku do drugiego; nosi ono nazwę skrzydła zruconego. Skrzydło względnie wyniesione to skrzydło wiszące. Wśród uskoku zrzutowych wyróżnia się uskoki normalne (rys. 1.9a), gdy powierzchnia uskoku jest nachylona w stronę skrzydła zruconego, uskoki odwrócone (inwersyjne), gdy

powierzchnia uskokowa jest nachylona w stronę skrzydła wiszącego (rys. 1.9b) i uskoki progowe (pionowe), których powierzchnia uskokowa jest pionowa (rys. 1.9c). Uskoki przesuwcze dzieli się na lewoskrętne (lewoprzesuwcze) i prawoskrętne (prawoprzesuwcze). Lewoskrętne uskoki przesuwcze o nachylonej powierzchni uskokowej pokazano na rys. 1.9d, a o pionowej powierzchni uskokowej na rys. 1.9e. Uskoki zrzutowo-przesuwcze opisywane są przez łączenie terminów obu poprzednich grup. Przykład pokazuje rysunek: uskok normalno-przesuwczy, lub normalno-lewoskrętny (rys. 1.9f), uskok inwersyjno-przesuwczy (inwersyjno-lewoskrętny - rys. 1.9g) i uskok progowo-przesuwczy (progowo-lewoskrętny - rys. 1.9h).

W przypadku gdy tor ruchu wzdłuż powierzchni uskokowej nie jest prostoliniowy, mamy do czynienia z uskoki rotacyjnymi (tor ruchu jest łukowy). Rysunek 1.10 pokazuje przykład uskoku zawiasowego, gdy przemieszczenie stopniowo zwiększa się w jednym kierunku, i uskoku nożycowego, gdy przemieszczenie zwiększa się w dwu kierunkach o przeciwnych zwrotach.



Rys. 1.10. Uskoki rotacyjne: a - zawiasowy (tu nachylony), b - nożycowy (tu pionowy)

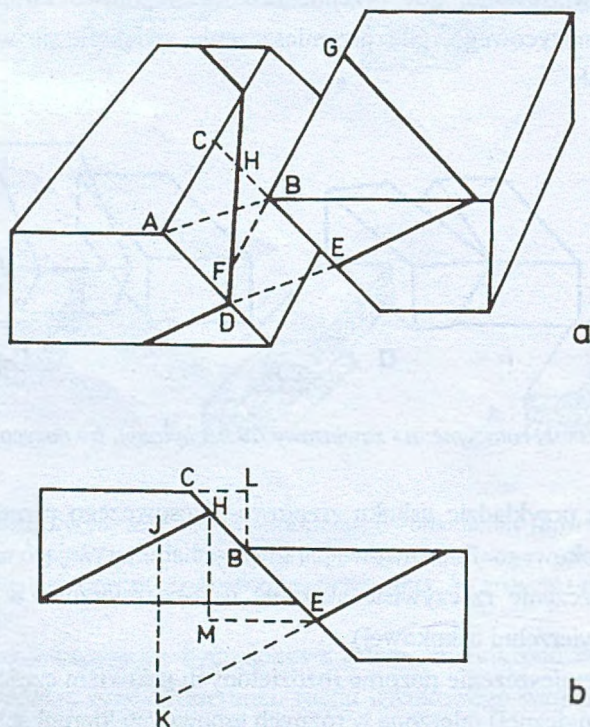
Na rys. 1.11 na przykładzie uskoku zrzutowo-przesuwczego przedstawiono parametry przemieszczenia uskokowego. Podstawowe parametry charakteryzujące uskoki to:

- ślizg - przemieszczenie rzeczywiste skrzydeł uskoku mierzone w płaszczyźnie ruchu (czyli wzdłuż powierzchni uskokowej),
- rozsunięcie - przemieszczenie pozorne rozdzielonych uskokiem części warstwy (lub innej powierzchni geologicznej) mierzone w różnych umownych kierunkach,
- zrzut - składowa pionowa przemieszczenia skrzydeł uskoku lub części warstwy,
- rozstęp - składowa pozioma przemieszczenia skrzydeł uskoku lub części warstwy.

Poprzez rozwinięcie ww. terminów uzyskuje się parametry szczegółowe, np.:

- ślizg całkowity (amplituda uskoku) - na rys. 1.11a. oznaczenie AB lub DE - jest to przemieszczenie całkowite skrzydeł uskoku, tj. odległość dwu punktów przyskokowych, przed ruchem uskoku przylegających do siebie,
- ślizg biegowy (AC) - składowa pozioma przemieszczenia skrzydeł uskoku,

- ślizg upadowy (CB) - składowa przemieszczenia skrzydeł uskoku równoległa do linii upadu powierzchni uskokowej,
- rozsunięcie biegowe (FG) - przemieszczenie poziome śladów warstwy na powierzchni uskokowej,
- rozsunięcie upadowe (HE) - przemieszczenie śladów warstwy na powierzchni uskokowej mierzone równoległe do linii upad tej powierzchni,
- rozsunięcie pionowe (JK) - przemieszczenie części warstwy mierzone w linii pionowej,
- zrzut uskoku (LB) - składowa pionowa ślizgu upadowego (i całkowitego),
- zrzut warstwy (HM) - składowa pionowa rozsunięcia upadowego,
- rozstęp uskoku (CL) - składowa pozioma ślizgu upadowego,
- rozstęp warstwy (ME) - składowa pozioma rozsunięcia upadowego.

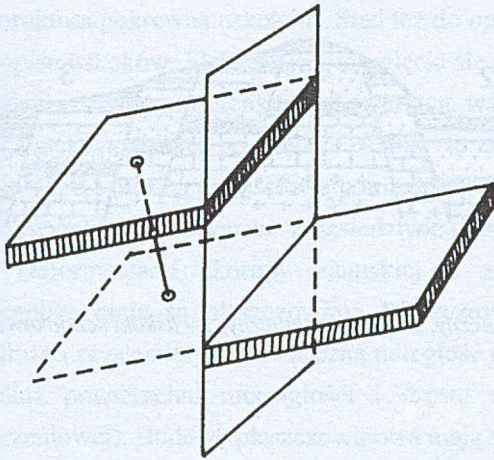


Rys. 1.11. Parametry przemieszczenia uskokowego na przykładzie uskoku normalno-przesuwczego (wg Jaroszewskiego, 1980, zmieniony, objaśnienia w tekście)

Rysunek 1.12 przedstawia sposób pomiaru rozsunięcia stratygraficznego, definiowanego jako rozsunięcie w kierunku prostopadłym do warstw, czyli - inaczej mówiąc - miąższość warstw zawartych w niezaburzonym profilu stratygraficznym między warstwami, które



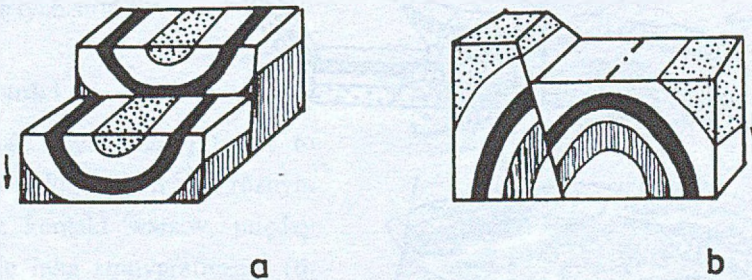
wskutek przemieszczenia uskokuwego kontaktują się po obu stronach powierzchni uskokuwej.



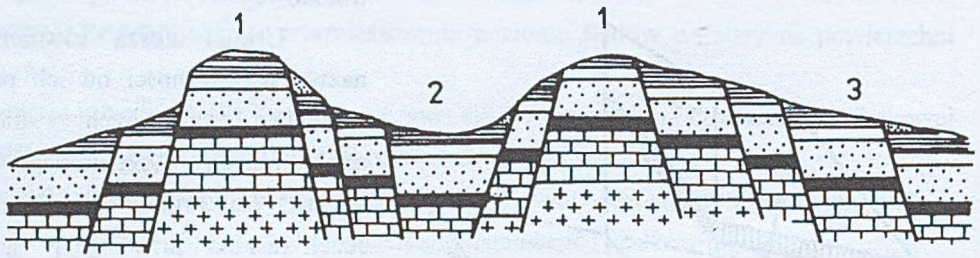
Rys. 1.12. Pomiar rozsunięcia stratygraficznego - na przykładzie innego uskoku (wg Jaroszewskiego, 1980)

Uskoki noszą również różne nazwy w zależności od ich położenia względem głównych kierunków strukturalnych (generalnego biegu warstw, osi struktur fałdowych, itp.). Jeżeli uskoki przebiegają zgodnie z kierunkiem upadu warstw, nazywa się je poprzecznymi, jeżeli są równoległe do biegu warstw, nazywane są podłużnymi. Powierzchnie uskokuwe mogą też tworzyć dowolny kąt z biegiem warstw - są to uskoki ukośne. Podobnie w przypadku stosunku powierzchni uskokuwej do osi fałdu, wyróżnia się uskoki równoległe i prostopadłe do osi fałdów (rys. 1.13).

Uskoki rzadko występują pojedynczo, zwykle tworzą zespoły uskokuw. W przypadku, gdy występuje kilka uskokuw równoległych o jednakowych zwrotach ruchu względnego, mówi się o uskokuw schodowych (rys. 1.14). Wypiętrzona struktura, ograniczona równoległymi uskokuwami, nosi nazwę zrębu tektonicznego lub horstu, natomiast struktura obniżona - rowu tektonicznego (rys. 1.14).



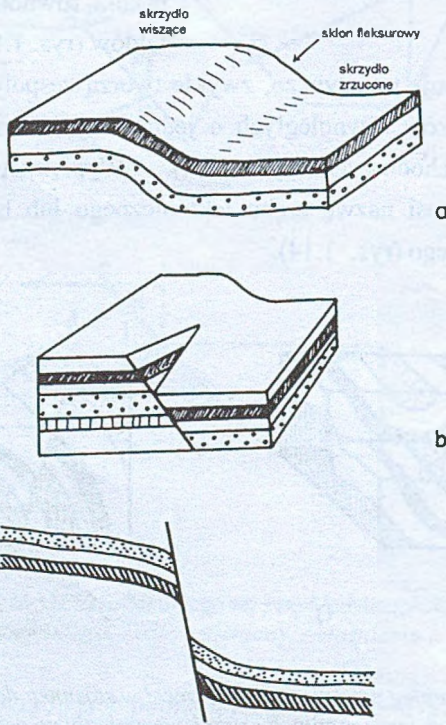
Rys. 1.13. Przebieg powierzchni uskokuwej w stosunku do osi fałdów:  
a - uskok prostopadły, b - uskok równoległy do osi fałdu



Rys.1.14. Zespoły uskokuw: 1 - zrąb tektoniczny, 2 - rów tektoniczny, 3 - uskoki schodkowe

### 1.1.3. Struktury złożone

W przyrodzie rzadko występują typowe odkształcenia ciągłe lub nieciągłe. Najczęściej mamy do czynienia ze strukturami znacznie bardziej złożonymi lub mającymi formy przejściowe.



Rys.1.15. Formy przejściowe między zaburzeniami ciągłymi a nieciągłymi: a - fleksura, b - fleksura przechodząca w uskok, c - uskok z ugięciem warstw (w przekroju)

Formą przejściową między zaburzeniami ciągłymi i nieciągłymi jest np. **fleksura** (rys. 1.15a.). Ze względu na genezę (powstaje wskutek pionowych ruchów skorupy ziemskiej) jest to struktura pokrewna uskokom. Stąd też do opisu fleksur używa się podobnych terminów jak do opisu uskoków. Fleksura jest to ugięcie się warstw bez przerwania ich ciągłości. W strefie wygięcia warstw, zwanej strefą fleksurową, warstwy są rozciągnięte i ścienione. W strefie tej mogą występować też podrzędnie uskoki i to zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym (rys. 1.15b.). Formą przejściową pomiędzy fleksurą a zwykłym uskokiem jest uskoki z prawie pionowym ugięciem warstw w sąsiedztwie płaszczyzny uskokowej (rys. 1.15c.).

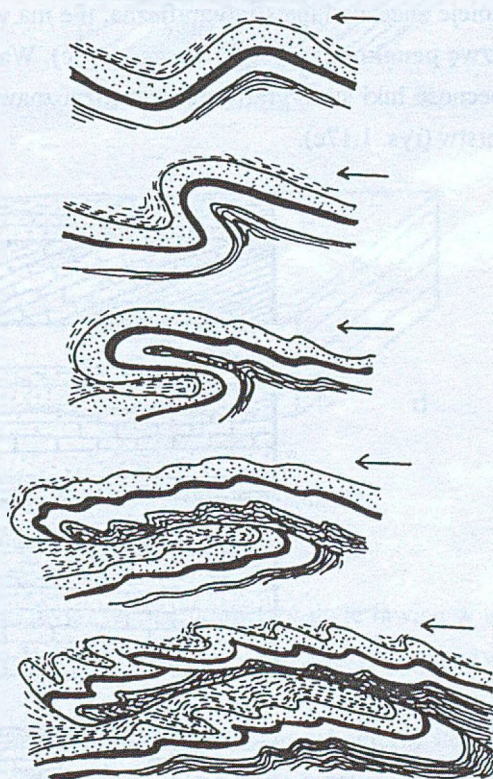
Deformacjami skorupy ziemskiej o znacznych rozmiarach i znacznym stopniu skomplikowania są **płaszczowiny**. **Płaszczowiną** nazywamy zespół skał oderwanych od podłoża i przesuniętych na znaczną odległość (rys. 1.16). Stykają się one ze swym podłożem wzdłuż powierzchni nieciągłości i często są oderwane od swojej strefy macierzystej (korzeniowej). Budowę płaszczowinową mają w Polsce np. Karpaty Zewnętrzne.

## 1.2. Inne struktury

W kolejnych rozdziałach, dotyczących zarówno czytania map geologicznych, jak i ich sporządzania, czytelnik zetknie się z terminami związanymi z sedymentacją, np. różnego rodzaju niezgodnościami, lub też z określeniami dotyczącymi form występowania ciał magmowych. Dlatego też poniżej przedstawiono uproszczoną charakterystykę tych struktur.

### 1.2.1. Niezgodności

Niezgodność (dyskordancja) jest to kontakt warstw zalegających pod różnym kątem lub też kontakt warstw, między którymi istnieje luka stratygraficzna<sup>1</sup> (tj. warstwa leżąca wyżej nie jest bezpośrednio młodsza od warstwy leżącej



Rys. 1.16. Etapy powstawania płaszczowiny

<sup>1</sup> Luka stratygraficzna jest to brak osadów w profilu stratygraficznym, spowodowany okresową przerwą w sedymentacji lub erozją.

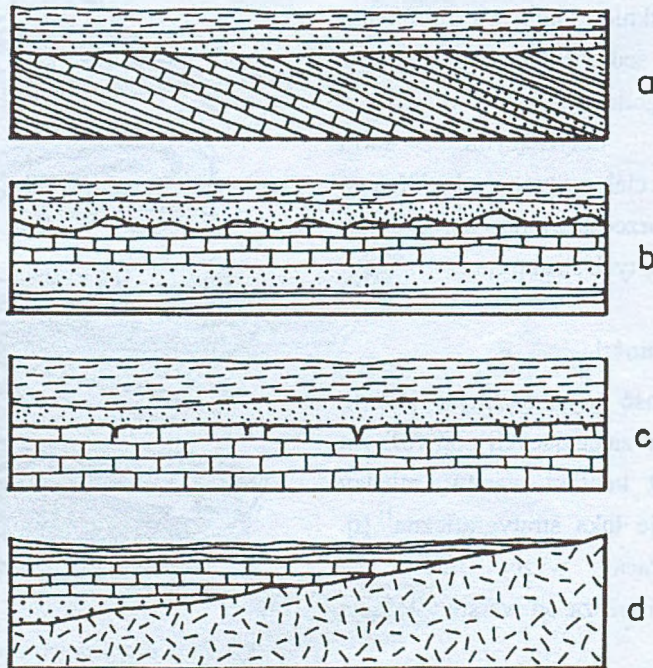


nizej). Powierzchnia styku nazywa się powierzchnią niezgodności.

**Niezgodność kątowa** występuje wtedy, gdy warstwy leżą na sobie nierównolegle, tj. występuje różnica upadów lub biegów (rys. 1.17a). Niezgodność rzędu kilku lub kilkunastu stopni może wynikać z nierównego ułożenia warstw podczas sedymentacji. Najczęściej jednak niezgodność kątowa, szczególnie o znaczeniu regionalnym, spowodowana jest ruchami tektonicznymi, np. gdy warstwy zostały wydźwignięte i nachylone, a następnie pokryte przez osady wkraczającego morza.

**Niezgodność erozyjna** powstaje wskutek przerwy w sedymentacji, związanej z wynurzeniem danego obszaru ze zbiornika sedymentacyjnego. Następująca erozja powoduje utworzenie płaskiej lub urozmaiconej powierzchni, na której, w wyniku powtórnego zanurzenia w zbiorniku lub sedymentacji lądowej, powstaje nowy zespół osadów zalegających poziomo (rys. 1.17b). Powierzchnia erozyjna rozdzielająca kompleksy osadów (odrębne piętra strukturalne) nosi nazwę powierzchni niezgodności.

W przypadku gdy na styku dwu warstw lub kompleksów warstw, między którymi istnieje znaczna luka stratygraficzna, nie ma wyraźnych śladów erozji, taka niezgodność nosi nazwę **penakordancji** (prawie zgodność). Warstwy leżą równolegle lub prawie równolegle, a obecność luki stratygraficznej jest rozpoznawalna jedynie po przeprowadzeniu badań wieku warstw (rys. 1.17c).

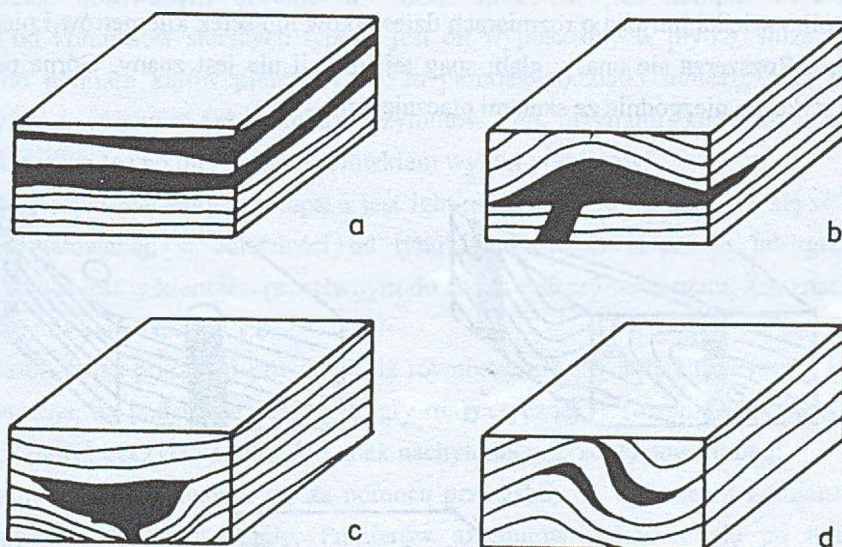


Rys. 1.17. Niezgodności: a - kątowa, b - erozyjna, c - penakordancja, d - przekraczająca

**Niezgodność przekraczająca** występuje wtedy, gdy morze stopniowo zalewa obszar i powstające w nim młodsze osady kontaktują się skośnie (niezgodnie) z nachyloną powierzchnią starszego podłoża (rys. 1.17d).

### 1.2.2. Intruzje

**Intruzjami** nazywamy ciała skalne powstające przez wciśnięcie się magmy pomiędzy skały już istniejące. W zależności od kształtu ciał intruzywnych i ich stosunku do otaczających skał wyróżnia się intruzje zgodne i niezgodne. Intruzje zgodne charakteryzuje zgodny kontakt ze strukturą osłony, tj. są np. zgodne z ułożeniem warstw. Zalicza się do nich m.in.: sille (żyły pokładowe), lakkolity, lopolity, fakolity (rys. 1.18).



Rys. 1.18. Przykłady intruzji zgodnych: a - żyły pokładowe (sille),  
b - lakkolit, c - lopolit, d - fakolity

Sill (żyła pokładowa) to intruzja w kształcie płyty, wciśnięta między dwie ławice w ten sposób, że strop ławicy dolnej stanowi podstawę żyły, a spąg ławicy górnej jest stropem żyły pokładowej.

Lakkolit - intruzja w kształcie bochenka lub grzyba, w planie mniej więcej kolistą. Powstaje wtedy, gdy magma dochodzi blisko powierzchni Ziemi i nie przebijając warstw nadległych powoduje ich uniesienie ku górze.

Lopolit - to duża intruzja zgodna o soczewkowatym kształcie. Odwrotnie jednak w stosunku do lakkolitu - wypukła ku dołowi; powierzchnia stropowa jest płaska lub wklęsła. Kształt taki wynika prawdopodobnie z zapadnięcia się ogniska magmowego.

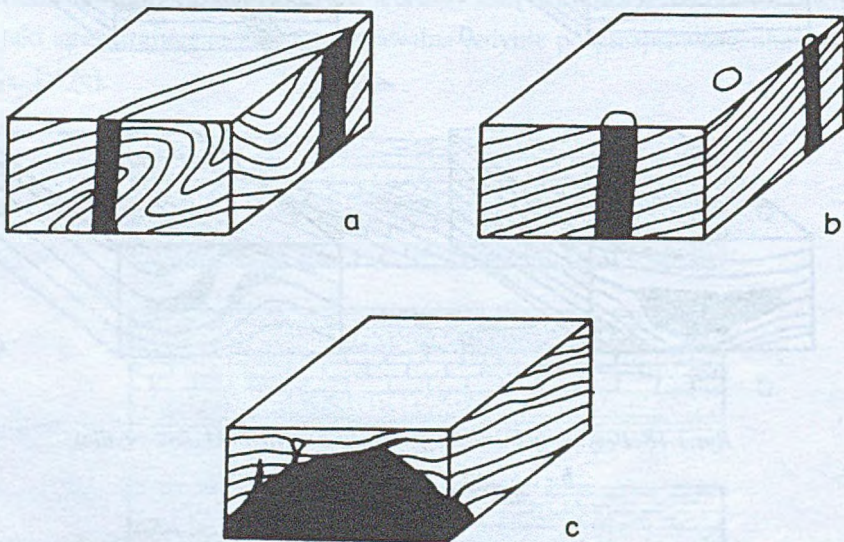
Fakolit - intruzja o niewielkich stosunkowo rozmiarach, w kształcie soczewki. Występuje zwykle między warstwami w przegubach fałdów (antyklin). Intruzje te nie wykazują widocznego powiązania z ogniskiem magmowym.

Intruzje niezgodne przecinają płaszczyzny strukturalne nie wykazując żadnego do nich dostosowania. Zaliczamy do nich m.in. dajki, żyły kominowe, batolity (rys. 1.19).

Dajka - to intruzja żyłowa w kształcie płyty, przecinająca niezgodnie warstwy.

Żyła kominowa - intruzja w kształcie walca, tworząca się zwykle wzdłuż linii przecięcia szczelin.

Batolit - wielka intruzja o rozmiarach dziesiątków lub setek kilometrów i nieregularnych kształtach. Rozszerza się ona w głąb; spąg tej intruzji nie jest znany. Górna powierzchnia batolitu styka się niezgodnie ze skałami otaczającymi.



Rys. 1.19. Przykłady intruzji niezgodnych: a - dajka, b - żyła kominowa, c - batolit

## 2. KOMPAS GEOLOGICZNY

Podstawowym przyrządem geologa w terenie jest kompas geologiczny (zwany też busolą geologiczną) służący do pomiarów azymutów magnetycznych i kątów pionowych. Najczęściej stosowany jest do pomiarów tektonicznych, takich jak określenie orientacji przestrzennej warstw, ławic, spękań, lineacji, powierzchni uskokowych, kierunków spękań, osi niewielkich fałdów itp. Może służyć również do wyznaczania kierunku marszruty w terenie, pomiarów rozciągłości czy wysokości ściany odsłonięcia, nachylenia i wysokości stoku. Kompas geologiczny różni się od kompasu topograficznego obecnością dodatkowego urządzenia, służącego do mierzenia kątów w płaszczyźnie pionowej, tzw. klinometru.

Najczęściej stosowanym obecnie w Polsce modelem jest kompas Freiberg. W odróżnieniu od kompasów starszych typów, jest on wyposażony w płytkę, służącą przede wszystkim do pomiaru kątów pionowych – za pomocą podziałki umieszczonej przy osi obrotu. Płytką ta ułatwia też pomiary azymutów, np. azymutu kierunku nachylenia powierzchni; można też na niej notować ołówkiem wyniki pomiarów.

Najważniejszym elementem kompasu jest igła magnetyczna, poruszająca się w obrębie podziałki wyskalowanej, w zależności od typu kompasu, w stopniach lub gradusach. Podziałka opisana jest w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, z zaznaczonymi symbolami stron świata N, S, W i E.

Ten sposób opisu podziałki powoduje, iż równocześnie z pomiarem azymutu kierunku nachylenia można, na podstawie położenia igły magnetycznej w stosunku do symboli stron świata na podziałce, odczytać ogólny kierunek nachylenia mierzonej powierzchni.

Iglę magnetyczną uruchamia się za pomocą przycisku; po wykonaniu pomiaru można zwolnić przycisk, zatrzymując igłę. Pomiarów azymutów dokonuje się po uprzednim wypoziomowaniu kompasu. Do tego celu służą dwie libelle (poziomice) – pudełkowa i rurkowa umieszczona na bocznej ścianie kompasu. Na wspólnej osi z igłą kompasu porusza się wahadełko klinometru (spadkomierza). Klinometr służy do pomiaru kątów pionowych, np. kąta upadu warstwy.

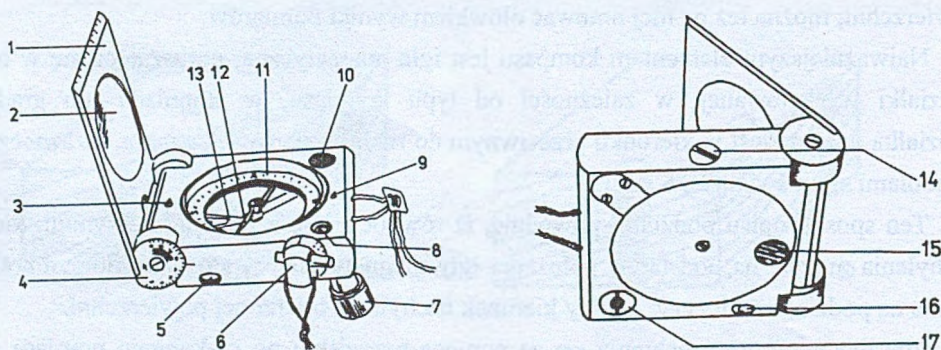
Południowy koniec igły jest obciążony; ciężarek równoważy siły inklinacji, przeciwdziałając pochyleniu igły magnetycznej w płaszczyźnie pionowej, wynikającemu z działania linii sił pola magnetycznego.

Na bocznej ścianie kompasu znajduje się śruba służąca do regulacji poprawki na deklinację. Igła magnetyczna wskazuje w rzeczywistości kierunek południka magnetycznego, a nie geograficznego. Rozbieżność (kąt) między tymi kierunkami nazywamy deklinacją. Wielkość deklinacji zależy od położenia punktu na powierzchni Ziemi i lokalnych anomalii magnetycznych. W naszych rejonach geograficznych deklinacja jest mała i dlatego w

większości zagadnień praktycznych nie jest uwzględniana. W przypadku gdy zachodzi potrzeba dużej dokładności pomiaru, poprawkę deklinacji można wprowadzić od razu na podziałce kompasu. Nowsze kompasy typu Freiberg (np. Freiberg 65) są w tym celu wyposażone w ruchomą podziałkę. Linie  $0^{\circ}$ - $180^{\circ}$  takiej podziałki skręcamy względem osi N-S kompasu (dłuższej krawędzi podstawy) o odpowiedni kąt w prawo lub w lewo, w zależności od znaku poprawki.

Nowsze kompasy typu Freiberg wyposażone są ponadto w przyrząd celowniczy (muszkę i szczyrbinkę), a na wewnętrznej stronie płytki obrotowej umieszczono lusterko. Pomocne jest ono przy odczytywaniu wskazań igły magnetycznej lub poziomowaniu kompasu, gdy dokonujemy pomiaru trzymając kompas na wysokości wzroku. Kompas te wyposażone są ponadto w osobno przyłączaną lunetkę z wyskalowanym kręgiem pionowym, umożliwiającą dokładne wycelowanie kompasu przy pomiarach azymutów oraz, dzięki możliwości obrotu w płaszczyźnie pionowej, ułatwiającą pomiar kątów pionowych przez celowanie.

Budowę kompasu typu Freiberg 65 przedstawia rys. 2.1.



Rys.2.1. Budowa kompasu typu Freiberg 65 widok z góry i z dołu; 1 - płytki obrotowa, 2 - lusterko, 3 - muszka, 4 - klinometr płytkowy, 5 - libella rurkowa, 6 - lunetka z kręgiem pionowym, 7 - śruba do przyłączenia statywu, 8 - libella pudełkowa, 9 - szczyrbinka, 10 - przycisk uruchamiający igłę magnetyczną, 11 - podziałka kompasu, 12 - igła magnetyczna, 13 - klinometr wahadłowy, 14 - śruba do obracania podziałki kątów poziomych (dla korekty deklinacji), 15 - przycisk uruchamiający klinometr, 16 - dolne okienko libelli rurkowej, 17 - gniazdo śruby statywowej

## Podstawowe pomiary

### Pomiar orientacji płaszczyzn

W praktyce terenowej pomiar położenia płaszczyzn może dotyczyć powierzchni warstw, ławic, foliacji<sup>1</sup>, laminacji<sup>2</sup>, spękań, luster tektonicznych<sup>3</sup> itp. Istnieją dwa sposoby

<sup>1</sup> Foliacja - ułożenie minerałów płaskich i wydłużonych w równoległych płaszczyznach.

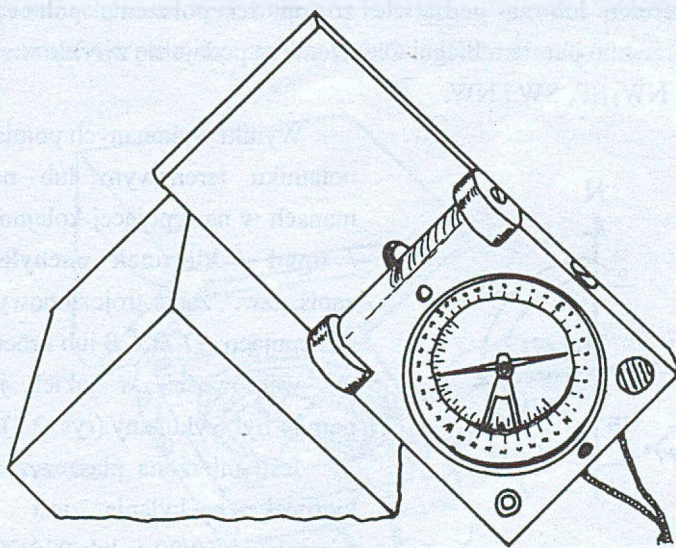
<sup>2</sup> Laminacja - wewnętrzna struktura osadu polegająca na występowaniu lamin, tj. najcieńszych warstw, jakie można wyróżnić makroskopowo.



bezpośredniego pomiaru położenia płaszczyzny, przy czym w każdym przypadku dokonujemy pomiaru, gdy mierzona powierzchnia jest wystarczająco równa i twarda. Gdy powierzchnia warstwy jest nierówna, stosujemy sztywną podkładkę, którą może być notatnik terenowy. Jest to szczególnie ważne w przypadku powierzchni o niewielkich, kilkustopniowych upadach.

Pierwszy, tradycyjny sposób bezpośredniego pomiaru położenia płaszczyzny polega na pomiarze biegu i upadu płaszczyzny. W celu zmierzenia biegu przykładamy kompas do mierzonej powierzchni dłuższą krawędzią (równoległą do osi N-S) i nie odrywając krawędzi od mierzonej powierzchni doprowadzamy kompas do położenia poziomego za pomocą libelli pudełkowej. Po odaretowaniu igły kompasu (czyli jej zwolnieniu) i ustabilizowaniu można dokonać odczytu. Odczytać możemy wskazania któregośkolwiek z końców igły magnetycznej, gdyż oba końce wskazują to samo położenie linii biegu w przestrzeni. Odczyty te różnią się o  $180^\circ$  lub  $200^\circ$  w zależności od typu kompasu. Najczęściej stosuje się odczytywanie pomiaru biegu według tego końca igły, który wskazuje wartość niższą (mniejszą od  $180^\circ$  lub  $200^\circ$ ).

Przy pomiarze położenia powierzchni przewieszonych (dostępnych od dołu) trudno jest wypoziomować kompas za pomocą libelli pudełkowej. Trzeba się wówczas posłużyć libelką rurkową, umieszczoną na bocznej ścianie kompasu. Po dokonaniu pomiaru należy igłę zaaretować i po odsunięciu od skały odczytać jego wynik.



Rys.2.2. Pomiar kąta upadu warstwy za pomocą klinometru wahadłowego

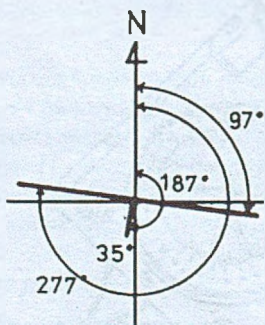
<sup>3</sup> Lustro tektoniczne - powierzchnia z widocznymi rysami tektonicznymi, powstała w wyniku ruchu uskokowego (ślizgu) lub nasunięcia.

Aby zmierzyć kąt **upadu** kompasem typu Freiberg, przykładamy kompas do mierzonej powierzchni pionowo tą krawędzią, przy której znajduje się podziałka klinometru (rys. 2.2). Krawędź tę ustawiamy prostopadle do wyznaczonej uprzednio linii biegu, a więc **wzdłuż linii upadu**. Jeśli kompas ustawiony jest prawidłowo, tzn. w płaszczyźnie pionowej, wahadełko klinometru swobodnie się porusza (po uprzednim odaretowaniu). Kąt odczytany na skali klinometru jest wartością upadu mierzonej powierzchni.

Pomiar upadu powierzchni przewieszonych różni się tylko tym, iż przykładamy kompas do skały krawędzią przeciwną w stosunku do tej, na której znajduje się podziałka klinometru.

Pomiaru kąta nachylenia warstwy można również dokonać za pomocą klinometru płytkowego, umieszczonego przy osi obrotu płytki. Pomiar ten jednak jest mniej dokładny niż ten wykonany za pomocą klinometru wahadełkowego, gdyż podziałka klinometru płytkowego wyskalowana jest co  $5^\circ$ . Odczytu dokonuje się po przyłożeniu kompasu do powierzchni warstwy krótszą krawędzią, tą na której zamocowana jest płytka. W sytuacji gdy płytka spoczywa na powierzchni warstwy, a kompas jest wypoziomowany, można na podziałce klinometru płytkowego odczytać kąt upadu warstwy.

Pomiar biegu i upadu mierzonej płaszczyzny należy uzupełnić określeniem **ogólnego kierunku nachylenia** tej powierzchni. Wchodzą tu bowiem w grę dwa przeciwstawne kierunki prostopadle do biegu, różniące się o  $180^\circ$ . Dokonuje się tego na podstawie ogólnej orientacji w terenie lub na podstawie znajomości położenia północy magnetycznej z dokonanego uprzednio pomiaru biegu. Określenie to podaje się zwykle w sposób przybliżony, np. N, S, W, E, NW, SE, SW i NW.



Rys.2.3. Konstrukcja symbolu warstwy o zapisie dwuczłonowym:  $187^\circ/35$  lub trójczłonowym:  $97^\circ/35^\circ$  S lub  $277^\circ/35^\circ$  S

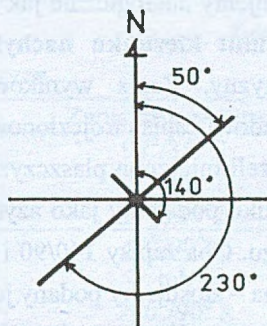
Wyniki wykonanych pomiarów zapisujemy w notatniku terenowym lub na rysunkach czy mapach w następującej kolejności: **azymut biegu / upad / kierunek nachylenia**. Przykładowy zapis, tzw. "zapis trójczłonowy", może wyglądać następująco:  $97^\circ/35^\circ$  S lub krócej  $97/35$  S, jeśli nie ma wątpliwości, w jakich jednostkach miary pomiar był wykonany (rys. 2.3).

Jeśli mierzona płaszczyzna jest pionowa, to kierunek nachylenia jest nieokreślony, co zapisujemy  $50/90$  x lub  $230/90$  x (rys. 2.4), jeśli płaszczyzna jest pozioma, to wszystkie człony oprócz drugiego są nieokreślone, co zapisujemy: x/0.

Drugi sposób bezpośredniego pomiaru położenia płaszczyzny różni się od pierwszego tym, że zamiast azymutu linii biegu mierzymy dokładny kierunek nachylenia – wyrażony jako azymut kierunku nachylenia. Jest on prostopadły do linii biegu, zwrócony w stronę, w którą dana powierzchnia jest nachylona. Inaczej mówiąc, kierunek nachylenia jest to rzut pionowy linii upadu danej powierzchni na płaszczyznę poziomą, mający zwrot zgodny z nachyleniem tej powierzchni.

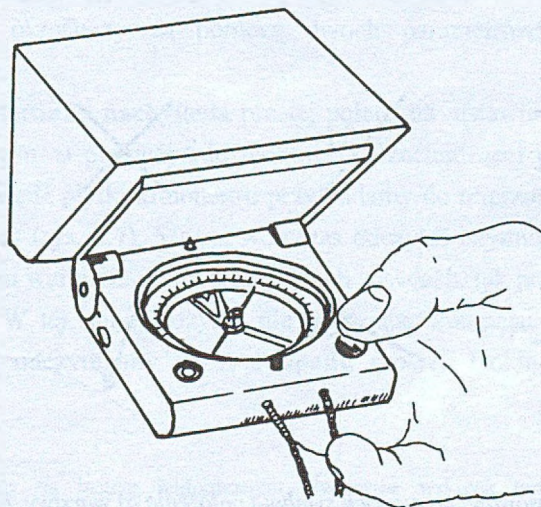
Pomiar **azymutu kierunku nachylenia** przeprowadza się podobnie jak pomiar azymutu biegu warstwy, z tym że kompas trzeba przyłożyć do mierzonej powierzchni krótszą krawędzią (równoległą do osi E-W) – pomaga w tym płytka klinometru, którą przykładamy do mierzonej powierzchni. Po

spoziomowaniu kompasu za pomocą libelli pudełkowej odczytujemy wskazania czarnego (północnego) końca igły, jeżeli punkt  $0^\circ$  (oznaczony symbolem N) na podziałce kompasu jest zgodny z kierunkiem nachylenia mierzonej powierzchni, a z końca południowego, gdy z kierunkiem nachylenia powierzchni jest zgodne południe (S) podziałki (rys. 2.5).



Rys.2.4. Konstrukcja symbolu warstwy pionowej o zapisie trójczłonowym:

$50^\circ/90^\circ x$  lub  $230^\circ/90^\circ x$  lub dwuczłonowym:  $140^\circ/90^\circ$  lub  $320^\circ/90^\circ$



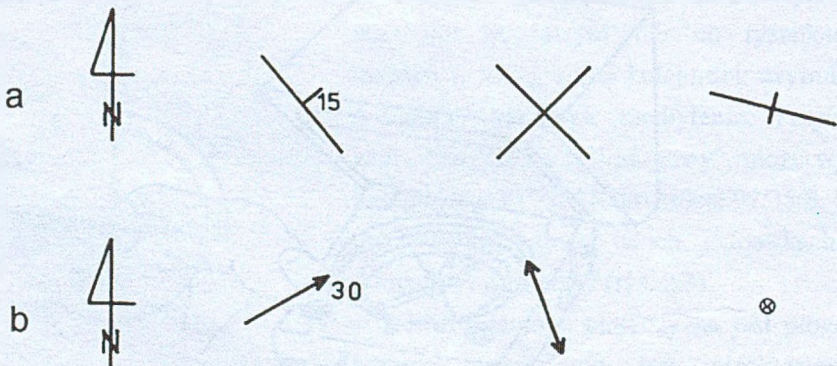
Rys.2.5. Pomiar położenia płaszczyzny przewieszanej

Drugim elementem pomiaru położenia płaszczyzny jest jej **upad**. Pomiar ten wykonujemy analogicznie jak w pierwszym, opisanym powyżej sposobie. Te dwa elementy, tj. **azymut kierunku nachylenia / upad**, w sposób jednoznaczny określają orientację płaszczyzny. Zapis wyników może wyglądać następująco:  $187^{\circ}/35^{\circ}$ , co odpowiada przykładowi zapisu trójczłonowego, podanemu powyżej (rys. 2.3).

Jeżeli mierzona płaszczyzna jest pionowa, to azymut upadu jest nieokreślony. W takim przypadku podajemy jako azymut upadu azymut jednego z dwóch kierunków prostopadłych do biegu. Oba zapisy  $140/90$  i  $320/90$  są więc równoważne (rys. 2.4). Jeżeli płaszczyzna jest pozioma – stosujemy podany już wyżej zapis  $x/0$ .

Aby przeliczyć zapis trójczłonowy na dwuczłonowy do azymutu biegu dodajemy lub odejmujemy od niego wartość kąta prostego, tak aby otrzymany w ten sposób kąt znalazł się w ćwiartce oznaczonej ogólnym kierunkiem nachylenia płaszczyzny (trzeci człon zapisu). W ten sposób otrzymujemy azymut kierunku nachylenia (upadu) płaszczyzny. Kąt upadu pozostaje bez zmian.

Na mapach oznaczamy położenie elementów planarnych (warstw, ławic, foliacji, spękań, itp.) za pomocą znaków graficzno-cyfrowych. Bieg oznaczony jest za pomocą dłuższej kreski; krótsza kreska lub strzałka oznacza kierunek nachylenia, a zapis cyfrowy wielkość kąta nachylenia. Oznaczenia dla płaszczyzny nachylonej, pionowej i poziomej pokazano na rysunku 2.6a. Symbol orientacji płaszczyzny powinien być umieszczony punktem centralnym w miejscu dokonania pomiaru.



Rys.2.6. Stosowane na mapach symbole położenia a) warstwy, b) struktury liniowej; w kolejności: nachylonej, poziomej, pionowej

W tab. 2.1 zebrano wymienione wcześniej przykłady zapisu położenia płaszczyzn.

Tabela 2.1

Przykłady zapisów pomiarów płaszczyzn

Przykładowa płaszczyzna	Zapis dwuczłonowy	Zapis trójczłonowy
Nachylona	187°/35°	97°/35° S lub 277°/35° S
Pionowa	140°/90° lub 320°/90°	50°/90° x lub 230°/90° x
Pozioma	x/0	x/0

### Pomiar orientacji prostej

Pomiar położenia prostych odnosi się przede wszystkim do różnego rodzaju lineacji: rys tektonicznych<sup>4</sup>, osi drobnych fałdów, zmarszczek na powierzchni foliacji, śladów przecięć kliważu<sup>5</sup> lub ciosu<sup>6</sup> z powierzchniami ławic, lineacji mineralnej<sup>7</sup>, wydłużonych porów po pęcherzykach gazów w skałach wylewnych itp.

Jednoznaczne położenie prostej w przestrzeni określa kierunek i wartość jej nachylenia. Kierunek nachylenia prostej to jej rzut pionowy na płaszczyznę poziomą, mający zwrot zgodny z kierunkiem, w którym prosta jest nachylona. Wartość nachylenia (nachylenie, upad) albo kąt zanurzenia prostej to kąt pionowy między tą prostą a płaszczyzną poziomą. Położenie prostej w przestrzeni określamy za pomocą dwóch parametrów: **azymut kierunku nachylenia / kąt upadu**.

Pomiar **azymutu kierunku nachylenia** prostej polega na ustawieniu jednej z krawędzi spoziomowanego kompasu w płaszczyźnie pionowej, przechodzącej przez mierzoną linię. W tym celu boczną krawędź płytki klinometru przykładamy do mierzonej linii, jednocześnie wypoziomowując kompas (rys. 2.7). Można wówczas odczytać azymut nachylenia struktury linijnej, pod tymi samymi warunkami i na tych samych zasadach, jak przy pomiarze kierunku nachylenia płaszczyzn. W tej samej pozycji, nie odrywając kompasu od mierzonej linii, z klinometru płytkowego odczytujemy wartość **upadu** prostej. Dokładniej kąt ten można

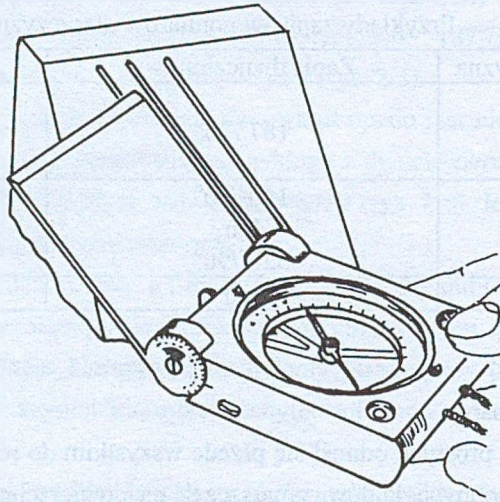
<sup>4</sup> Rysy tektoniczne - ślady na lustrze tektonicznym utworzone wskutek tarcia wzdłuż powierzchni przemieszczenia tektonicznego.

<sup>5</sup> Kliważ - system drobnych, gęsto ułożonych spękań (w odstępach do paru cm), najczęściej wzdłuż równoległych płaszczyzn.

<sup>6</sup> Cios - zbiór wielu spękań seryjnych o pewnym uporządkowaniu geometrycznym, w odstępach przekraczających kilka cm.

<sup>7</sup> Lineacja mineralna - równoległe ułożenie wydłużonych ziarn mineralnych.

zmierzyć klinometrem wahadłowym, przykładając odpowiednią krawędź kompasu do mierzonej linii i zarazem utrzymując kompas (klinometr) w płaszczyźnie pionowej.



*Rys.2.7. Pomiar położenia struktury liniowej*

Zapis wyników pomiarów orientacji prostych jest taki sam jak w przypadku zapisu położenia płaszczyzny zapisem dwuczłonowym, np. 60/30. W przypadku prostej poziomej zapis może być dwójaki, np.: 340/0 lub 160/0, gdyż prosta pozioma nie ma wyróżnionego zwrotu. Położenie pionowe można zapisać słownie lub za pomocą umownego symbolu; można zastosować zapis  $x/90$ . Ponieważ zapis położenia prostej w przestrzeni jest identyczny z dwuczłonowym zapisem orientacji płaszczyzny, mimo że jego treść jest inna, należy zawsze zaznaczyć, czego dany pomiar dotyczy.

Orientację elementu liniowego (lineacji mineralnej, osi drobnych fałdów, zmarszczek fałowych) przedstawiamy na mapie za pomocą strzałki, wyznaczającej kierunek nachylenia. Kąt upadu zapisujemy cyframi (rys. 2.6b). Jeśli obiekt liniowy jest poziomy, wskaźnik kierunku nachylenia umieszczony jest na obu końcach kreski; jeśli pionowy – stosuje się umowny znak punktowy. Połowa długości strzałki powinna być umieszczona w miejscu dokonania pomiaru.

Gdy mierzona struktura liniowa jest związana swym powstaniem z powierzchnią, na której występuje (np. zmarszczki fałowe na powierzchni łańcicy, rysy tektoniczne na powierzchni lustra tektonicznego), niezbędne jest zmierzenie orientacji obu elementów i odpowiednie oznaczenie w zapisie ich wzajemnej zależności. Ułatwia to interpretację uzyskanych pomiarów.

### *Wykorzystanie kompasu geologicznego do pomiarów terenowych*

Kompas geologiczny dzięki swojej budowie może być z powodzeniem wykorzystywany w terenie do prostych pomiarów azymutów, wysokości pewnych obiektów, czy kątów nachylenia stoku.

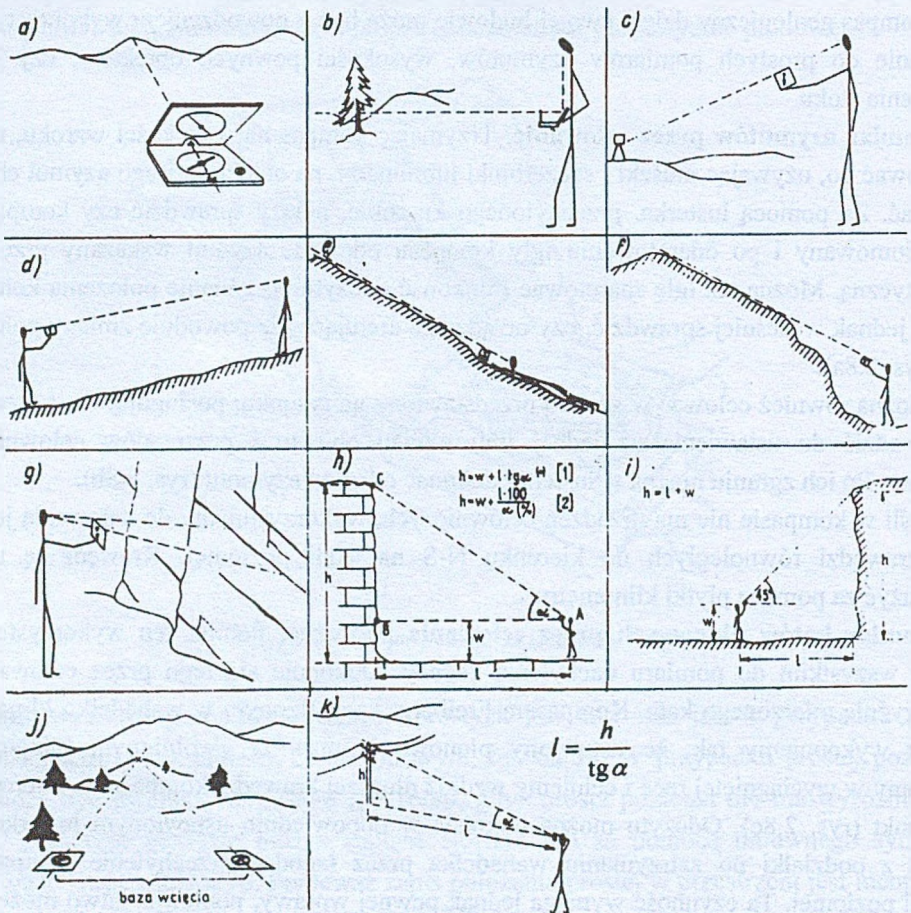
**Pomiar azymutów przez celowanie.** Trzymając kompas na wysokości wzroku, należy wycelować go, używając muszki i szczerbinki lub lunetki, na obiekt, którego azymut chcemy odczytać. Za pomocą lusterka, przechylonego ku sobie, należy sprawdzić czy kompas jest wypoziomowany i po odaretowaniu igły kompasu odczytać azymut wskazany przez igłę magnetyczną. Można też igłę zaaretować i dokonać odczytu po zmianie położenia kompasu, należy jednak wcześniej sprawdzić, czy urządzenie aretujące nie powoduje zmiany położenia igły (rys. 2.8a).

Można również celować w sposób przedstawiony na rysunku; posługując się lusterkiem, doprowadzić do ustawienia na jednej linii obrazu obiektu i przyrządów celowniczych kompasu. Po ich zgraniu można w lusterku dokonać odczytu azymutu (rys. 2.8b).

Jeśli w kompasie nie ma urządzeń celowniczych, wykorzystujemy do celowania jedną z jego krawędzi równoległych do kierunku N-S na skali poziomej. Krawędź tę można przedłużyć za pomocą płytki klinometru.

**Pomiar kątów pionowych przez celowanie podłużne.** Pomiar ten wykorzystuje się przede wszystkim do pomiaru nachylenia zboczy. Dokonuje się tego przez celowanie w płaszczyźnie mierzonego kąta. Kompasem Freiberg, zaopatrzonym w wahadełko klinometru pomiar wykonujemy tak, że ustawiony pionowo kompas ze zwolnionym klinometrem trzymamy w wyciągniętej ręce i celujemy wzdłuż dłuższej krawędzi kompasu na interesujący nas punkt (rys. 2.8c). Odczytu można dokonać w odpowiednio ustawionym lusterku albo wprost z podziałki po zatrzymaniu wahadełka przez łagodne przechylenie kompasu do pozycji poziomej. Ta czynność wymaga jednak pewnej wprawy, ponieważ łatwo może dojść do zmiany położenia wahadełka. Warto przeprowadzić pomiar trzykrotnie i znaleźć średnią.

Podobnie przeprowadza się pomiar kąta nachylenia zboczy. Należy przy tym zwrócić uwagę, by pomiaru dokonywać wzdłuż linii największego nachylenia (spadku) zbocza. Linia celowania musi być równoległa do zbocza (bądź do jego osobno mierzonych odcinków). W tym celu można wykorzystać jeden z podanych sposobów. Pierwszy z nich polega na tym, że stojąc u podnóża zbocza celujemy na punkt położony na takiej wysokości nad zboczem, na jakiej trzymamy kompas (na wysokości wzroku). Można wykorzystać do tego celu punkty położone na drzewach, skałach itp., specjalnie ustawioną tyczkę, lub pomocnika (rys. 2.8d). Drugi sposób polega na celowaniu w płaszczyźnie zbocza. W tym celu można położyć się na ziemi, ale wówczas drobne nierówności terenu mogą zasłaniać widoczność, albo znaleźć punkt, z którego widać zbocze wzdłuż jego powierzchni (rys. 2.8e, f). Przy profilowaniu geologicznym, jeśli mierzymy zbocze taśmą, wystarczy przyłożyć kompas do napiętej taśmy i odczytać nachylenie danego odcinka zbocza z klinometru.



Rys.2.8. Wykorzystanie kompasu geologicznego do pomiarów pośrednich w terenie: a), b) - pomiary azymutów przez celowanie, c) - pomiar kąta pionowego kompasem z klinometrem wahadłowym przez celowanie podłużne, d), e), f) - pomiary nachylenia zbocza, g) pomiar kąta pionowego kompasem z klinometrem wahadłowym przez celowanie poprzeczne, h), i) - trygonometryczne sposoby pomiaru wysokości względnej, j) - schemat wcięcia w przód, k) - trygonometryczny sposób pomiaru odległości [Jaroszewski, red. 1986]

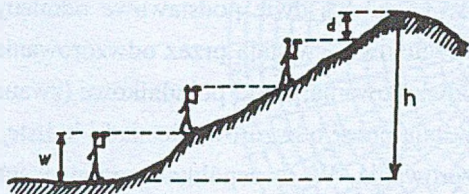
**Pomiar kątów pionowych przez celowanie poprzeczne** potrzebny jest wtedy, gdy określamy wartość nachylenia jakiegoś elementu na niedostępnej ścianie odkrywki. Najczęściej chodzi tu o upad pozorny warstw albo kąt spadku lineacji na jakiejś powierzchni. Aby dokonać pomiaru, ustawiamy się przed ścianą odkrywki, na której znajduje się mierzony element, w taki sposób aby patrzeć na ścianę mniej więcej prostopadle. Im większa jest różnica wysokości między naszym stanowiskiem a mierzonym elementem, tym bardziej należy oddalić się od ściany. Pomiar polega na tym, że trzymając kompas pionowo w wyciągniętej ręce zgrywamy jego krawędź (w kompasie Freiberg - jedną z jego dłuższych



krawędzi) z obrazem mierzonego elementu. Odczytu dokonujemy na podziałce klinometru wahadłowego. Po zmierzeniu kąta pionowego ustalamy kierunek nachylenia mierzonego obiektu (rys. 2.8g).

**Pomiar wysokości względnych** można przeprowadzić dwoma sposobami.

*Schodkowanie* zastosować można na zboczach dostępnych. Stojąc u podstawy mierzonego wzniesienia celujemy wypoziomowanym kompasem, trzymanym na wysokości



Rys.2.9. Pomiar wysokości względnej metodą schodkowania

wzroku, na charakterystyczny szczegół na stoku, np. kamień czy bruzdę. Zapamiętawszy ten punkt przechodzimy w to miejsce i powtarzamy czynność, aż do osiągnięcia miejsca, którego wysokość chcemy zmierzyć. Rezultatem pomiaru jest wysokość położenia oczu obserwatora pomnożona przez liczbę pomiarów, plus ewentualnie dodatkowa, oszacowana, wartość mniejsza od wysokości wzroku obserwatora, jaka pozostała do szczytu mierzonego zbocza (rys. 2.9,  $h=3w+d$ ).

Metoda ta w praktyce terenowej służy najczęściej do określania wysokości niewielkich, łatwo dostępnych wzniesień, np. do określania wysokości krawędzi tarasowych i głębokości wcięć rzecznych oraz jako metoda pomiarowa przy wykonywaniu geologicznego profilu zbocza.

*Sposób trygonometryczny* stosuje się do określania wysokości obiektów niedostępnych, pionowych lub bardzo stromych, np. ścian kamieniołomów. Stojąc w pewnej odległości od ściany należy zmierzyć klinometrem kąt pionowy celując na jej górną krawędź, a następnie pomierzyć odległość od podstawy ściany (rys. 2.8h). Szukana wysokość  $h$  jest sumą odcinka BC (obliczonego z rozwiązania trójkąta ABC) i wysokości oczu obserwatora  $w$ . Pomiar wysokości można też przeprowadzać w taki sposób, by nie było potrzebne obliczanie tangensa kąta  $\alpha$ . W tym celu znajdujemy punkt, w którym krawędź ściany widzimy pod kątem  $45^\circ$ . Wysokość ściany równa się odległości tego punktu od ściany plus wysokość oczu obserwatora (rys. 2.8i).

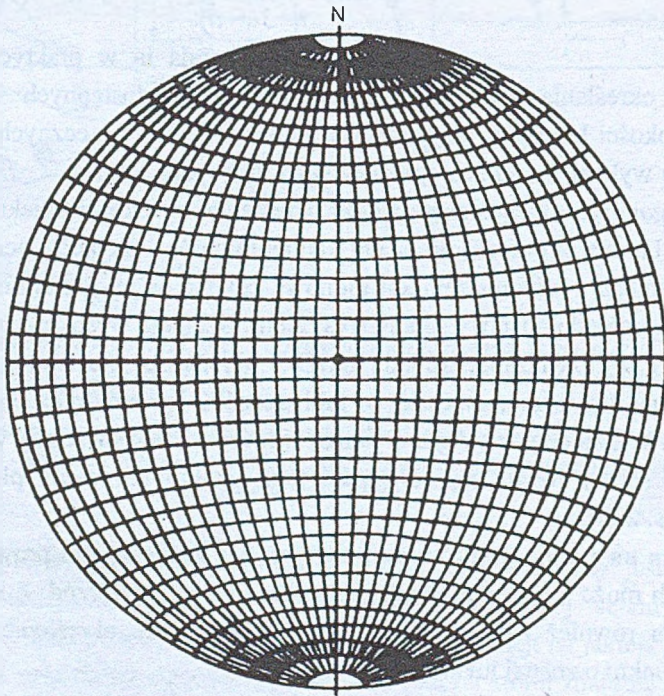
**Lokalizacja na mapie punktów terenowych** bez konieczności prowadzenia pomiarów odległościowych może być przeprowadzona metodą wcięcia w przód. Z konstrukcji wcięcia w przód można również rozwiązać zadanie odwrotne, tzn. określenie metodą graficzną odległości od punktu o znanej lokalizacji (rys. 2.8j).

Odległość można również wyznaczyć metodą trygonometryczną, znając orientacyjną wysokość pionowego obiektu: słupa telefonicznego, drzewa, budynku, itp. Podobnie jak przy pomiarze wysokości ścian pionowych kamieniołomu, wystarczy rozwiązać trójkąt, wstawiając do wzoru znaną wysokość  $h$ :  $l = h/\text{tg}\alpha$  (rys. 2.8k).

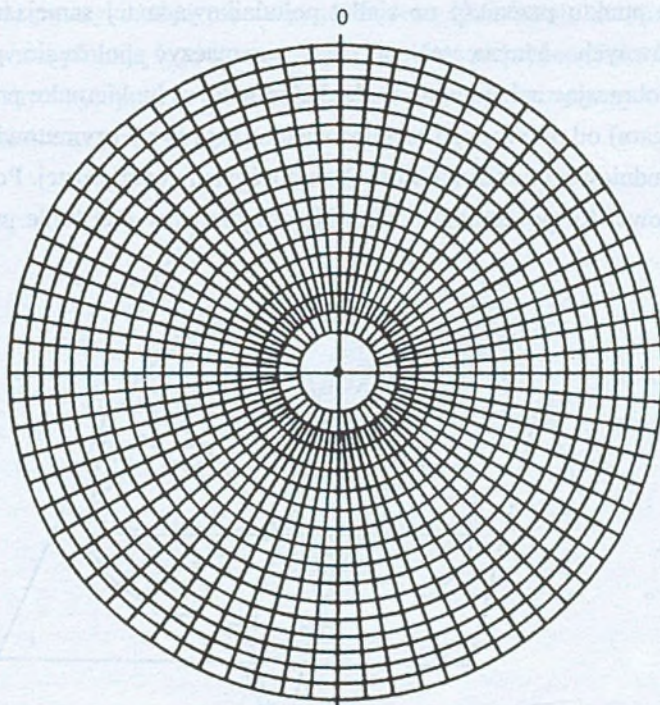
### 3. NIEKTÓRE METODY GRAFICZNEGO PRZEDSTAWIANIA POŁOŻENIA STRUKTUR W PRZESTRZENI

#### 3.1. Graficzne opracowanie wyników pomiarów za pomocą siatek

Orientację elementów strukturalnych można przedstawić graficznie za pomocą siatek. Metoda ta jest poglądowa, a ponadto pozwala na wykonywanie różnych operacji geometrycznych. Stosuje się siatki stereograficzne równokątowe (Wulffa); rzadziej siatki równopowierzchniowe (Lamberta lub Schmidta). W użyciu są dwie podstawowe odmiany siatek: południkowe i biegunowe (rys. 3.1 i 3.2). Biegunowe powstają przez odwzorowanie siatki kulistej, gdy oś siatki jest równoległa do osi odwzorowania; siatki południkowe (zwane również równoleżnikowymi lub poprzecznymi) powstają przez odwzorowanie siatki kulistej, której oś jest ustawiona prostopadłe do osi odwzorowania. W szczególnych przypadkach znajdują zastosowanie siatki powstałe przez odwzorowanie siatki kulistej o osi ustawionej skośnie do osi odwzorowania (siatki ukośne).



Rys.3.1. Południkowa siatka Schmidta



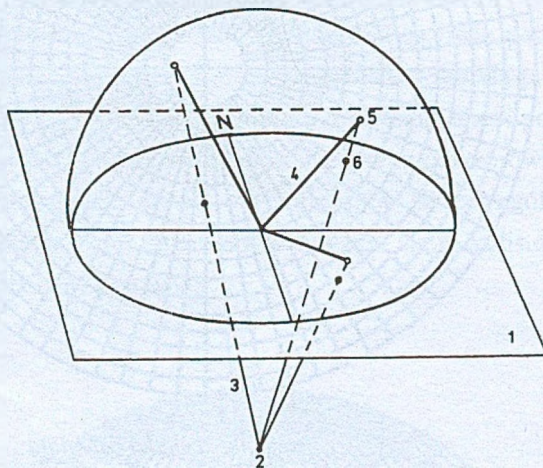
*Rys.3.2. Biegunowa siatka Schmidta*

W praktyce, w celu przedstawienia na siatkach elementów planarnych czy liniowych, korzysta się z projekcji na jednej tylko półkuli; dolnej lub górnej. W rzeczywistości posługujemy się nie półkulą w sensie geometrycznym, lecz jej płaskim odwzorowaniem, tzw. planisferą, którą traktujemy jako półkulę. Półkula jest odwzorowana na płaszczyznę poziomą w formie siatki.

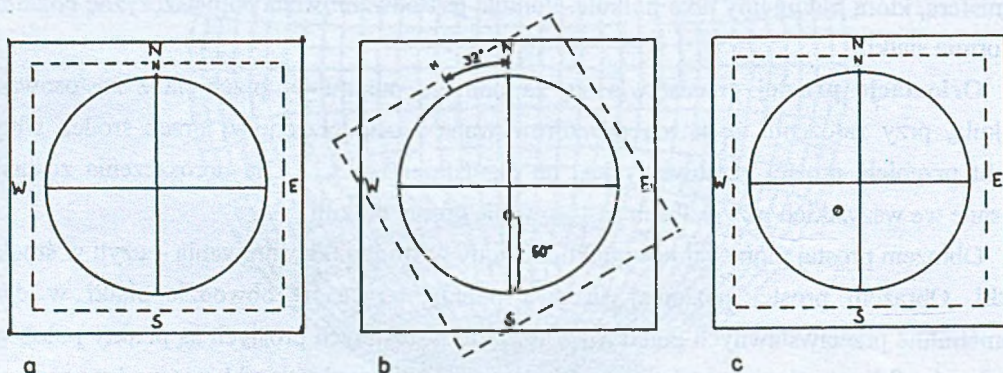
**Orientację prostej** przedstawia się za pomocą punktu jej przebicia z zastosowaną półkulą, przy założeniu że każda odwzorowywana prosta przechodzi przez środek sfery. Punkt przebicia prostej rzutowany jest na planisferę (rys.3.3). Dla uproszczenia zostanie opisane we wszystkich przypadkach zastosowanie górnej półkuli.

Obrazem prostej pionowej jest punkt położony w środku odwzorowania – czyli w środku siatki. Obrazem prostej poziomej są dwa punkty leżące na obwodzie siatki w dwu diametralnie przeciwstawnych punktach. Obrazami pozostałych prostych są punkty położone między środkiem a obwodem siatki, przy czym odległość punktów od brzegu odwzorowania wzrasta w miarę wzrostu kąta upadu prostych. Pozycję punktu najłatwiej jest wyznaczyć na siatce biegunowej. Znajduje się on na południku odpowiadającym kierunkowi (azymutowi) prostej, po stronie środka siatki przeciwnej do kierunku nachylenia prostej, w odległości katowej od obwodu siatki równej wartości nachylenia prostej. W razie potrzeby można

położenie tego punktu przenieść na siatkę południkową o tej samej średnicy, po zgraniu kierunków głównych. Można też od razu wyznaczyć położenie prostych na siatce południkowej, obracając nałożoną na siatkę kalkę w lewo (w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara) od północnego bieguna siatki o kąt równy azymutowi prostej i odliczając od bieguna południowego wzdłuż linii N-S wartość nachylenia prostej. Po obróceniu kalki do pozycji wyjściowej (tj. po zgraniu punktu N) otrzymujemy położenie prostej w przestrzeni (rys.3.4).

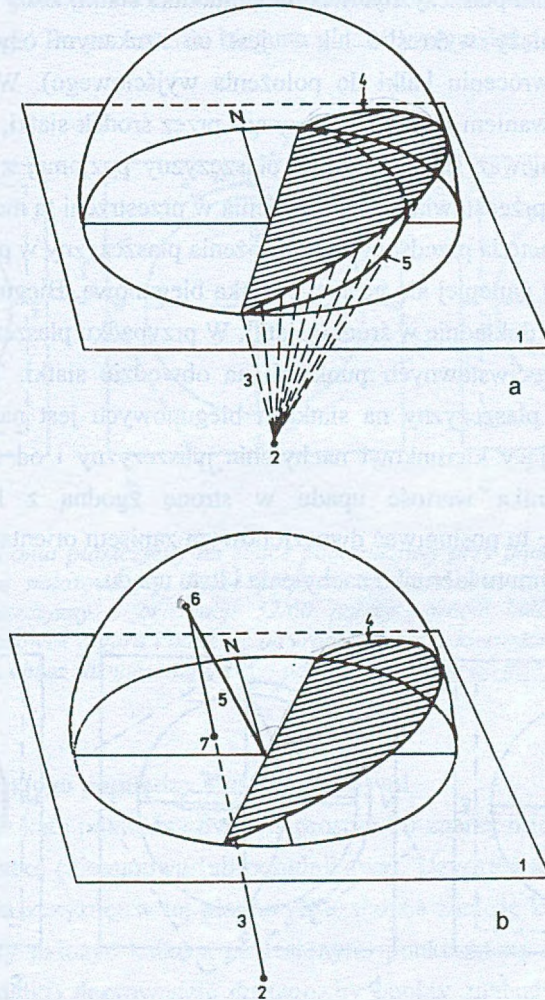


Rys.3.3. Przedstawianie orientacji prostej w rzucie stereograficznym na górnej półkuli: 1 - płaszczyzna siatki stereograficznej (rzutnia), 2 - środek rzutowania, 3 - prosta rzutująca, 4 - prosta rzutowana, 5 - punkt przebicia górnej półkuli przez rzutowaną prostą, 6 - punkt przedstawiający obraz prostej na siatce stereograficznej



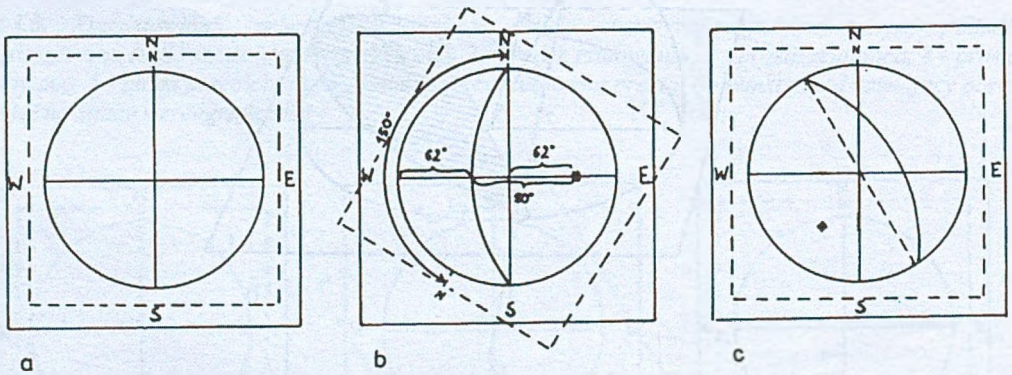
Rys.3.4. Sposób przedstawiania orientacji prostych na siatce południkowej: a) na siatkę południkową nałożona jest kalka przytwierdzona obrotowo w środku, b) w celu oznaczenia położenia prostej o orientacji 32/60 należy obrócić kalkę o  $32^\circ$  w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara i odliczyć od bieguna południowego kąt upadu prostej  $60^\circ$ , c) kółko pokazuje obraz zaznaczonej prostej po powrocie kalki do pozycji wyjściowej

Orientację płaszczyzny można przedstawić dwoma sposobami: za pomocą śladu jej przecięcia z zastosowaną półkulą – odwzorowanego na siatce za pomocą łuku, lub za pomocą bieguna tej płaszczyzny, czyli punktu przebicia normalnej do tej płaszczyzny z daną półkulą – odwzorowanego na siatce za pomocą punktu (rys.3.5).



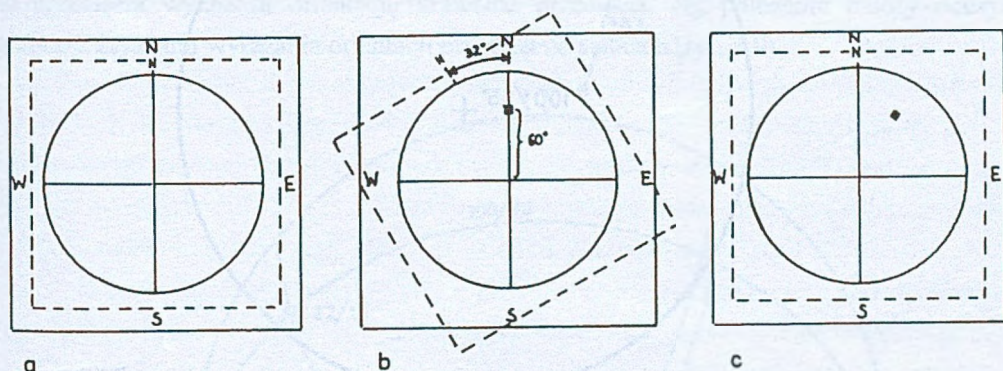
Rys.3.5. Przedstawianie orientacji płaszczyzny w rzucie stereograficznym na górnej półkuli: a) za pomocą łuku; 1 - płaszczyzna siatki stereograficznej (rzutnia), 2 - środek rzutowania, 3 - proste rzutujące, 4 - krawędź przebicia górnej półkuli przez rzutowaną płaszczyznę, 5 - łuk przedstawiający obraz płaszczyzny na siatce stereograficznej b) za pomocą bieguna; 1 - płaszczyzna siatki stereograficznej (rzutnia), 2 - środek rzutowania, 3 - proste rzutujące, 4 - krawędź przebicia górnej półkuli przez rzutowaną płaszczyznę, 5 - normalna do płaszczyzny, 6 - punkt przebicia górnej półkuli przez rzutowaną normalną, 7 - punkt przedstawiający obraz normalnej do płaszczyzny na siatce stereograficznej

Łukiem można zobrazować płaszczyznę tylko za pomocą siatki południkowej (rys.3.6). Nałożoną na siatkę kalkę należy obrócić w lewo od bieguna północnego siatki o kąt równy azymutowi biegu płaszczyzny. Wzdłuż równika siatki odliczamy od jej obwodu wartość upadu płaszczyzny od tego końca linii W-E, który jest przeciwny (w danym położeniu kalki) do kierunku nachylenia płaszczyzny. Wzdłuż południka siatki, który w znalezionym punkcie przecina równik, należy wykreślić łuk – jest on szukanym odwzorowaniem położenia płaszczyzny (po odwróceniu kalki do położenia wyjściowego). W przypadku płaszczyzn pionowych odwzorowaniem jest prosta biegnąca przez środek siatki, odpowiadająca biegowi tej płaszczyzny. Ponieważ ślad przecięcia płaszczyzny poziomej z półkulą pokrywa się z obwodem siatki, nie przedstawia się jej położenia w przestrzeni tą metodą. W tym przypadku lepiej się sprawdza metoda przedstawienia położenia płaszczyzny w przestrzeni za pomocą jej bieguna. W tym celu najlepiej się posłużyć siatką biegunową. Biegun płaszczyzny poziomej będzie się znajdował dokładnie w środku siatki. W przypadku płaszczyzny pionowej bieguny są dwa, w dwu przeciwstawnych punktach na obwodzie siatki. Tok postępowania przy oznaczaniu bieguna płaszczyzny na siatkach biegunowych jest następujący: odnajdujemy południk odpowiadający kierunkowi nachylenia płaszczyzny i od środka siatki odliczamy wzdłuż tego południka wartość upadu w stronę zgodną z kierunkiem nachylenia. Najwygodniej jest się tu posługiwać dwuczłonowym zapisem orientacji płaszczyzn (warstw), składającym się z azymutu kierunku nachylenia i kąta upadu.



Rys.3.6. Sposób przedstawiania płaszczyzny na siatce południkowej za pomocą łuku: a) na siatkę południkową nałożona jest kalka przytwierdzona obrotowo w środku, b) w celu oznaczenia położenia płaszczyzny o orientacji 240/62 należy obrócić kalkę w lewo o kąt  $150^\circ$  (azymut biegu płaszczyzny) i od kierunku W odliczyć  $62^\circ$ , wzdłuż równika. Wzdłuż południka siatki, który w danym punkcie przecina równik, wykreślamy łuk. Dla porównania, za pomocą kwadracika przedstawiono położenie bieguna tej płaszczyzny, c) łuk pokazuje obraz płaszczyzny po powrocie do pozycji wyjściowej, kwadracik obrazuje biegun tej płaszczyzny

Podobnie jak w przypadku oznaczania położenia prostych na siatkach, można wyznaczony biegun płaszczyzny przenieść na siatkę południkową, po zgraniu kierunków głównych, lub wyznaczyć go od razu na siatce południkowej (rys.3.7). W tym celu należy obrócić kalkę, umieszczoną na siatce południkowej, w lewo od bieguna N siatki o kąt równy kierunkowi nachylenia i odliczyć od środka siatki wzdłuż linii N-S wartość kąta upadu – w stronę bieguna północnego. Po oznaczeniu bieguna płaszczyzny należy przywrócić kalkę do położenia wyjściowego.



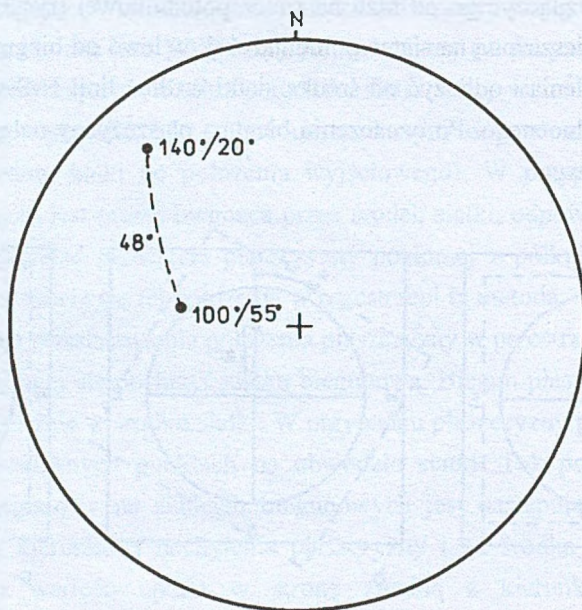
Rys.3.7. Sposób przedstawiania płaszczyzny na siatce południkowej przy pomocy punktu (bieguna):  
a) na siatkę południkową nałożona jest kalka przytwierdzona obrotowo w środku, b) w celu oznaczenia położenia płaszczyzny o orientacji 32/60 należy obrócić kalkę o 32° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara i odliczyć od środka siatki w kierunku N wartość kąta upadu 60°, c) kwadracik pokazuje obraz zaznaczonej prostej po powrocie kalki do pozycji wyjściowej

### Wyznaczanie kąta zawartego pomiędzy dwiema prostymi

W celu wyznaczenia kąta pomiędzy dwiema prostymi o znanej orientacji należy wyniki pomiarów nanieść na siatkę (biegunową lub południkową). Uzyskane dwa punkty (bieguny prostych) wyznaczają płaszczyznę; w tej płaszczyźnie można znaleźć kąt zawarty pomiędzy nimi. W tym celu należy nałożyć kalkę z naniesionymi punktami na siatkę południkową i przez obrót kalki (lub siatki) doprowadzić do tego, by punkty znalazły się na tym samym południku. Najwygodniej jest obracać kalkę po uprzednim przymocowaniu jej w środku do środka siatki, np. za pomocą pinezki. Wzdłuż znalezionej południka odliczamy odstęp kątowy biegunów, równy szukanemu kątowi. Jeśli otrzymana wartość jest większa niż 90°, podajemy jej dopełnienie do 180°.

W praktyce taka konstrukcja może być potrzebna, gdy zmierzono w trakcie badań terenowych położenie dwu elementów liniowych, jednak trudności nastęrcza bezpośredni pomiar kąta zawartego pomiędzy nimi. Na przykład, należy zmierzyć kąt pomiędzy osią fałdu

140/20 a B-lineacją 100/55 (rys.3.8). Nanosimy oba pomiary i pokrywamy oba punkty z odpowiednim południkiem siatki południkowej (poprzecznej). Odczytujemy kąt równy  $48^\circ$ .



*Rys.3.8. Odczytanie wartości kąta między dwiema prostymi o orientacjach 140/20 i 100/55. Szukany kąt wynosi  $48^\circ$*

### **Wyznaczanie kąta zawartego pomiędzy prostą a płaszczyzną**

Znajdujemy kąt pomiędzy prostą a płaszczyzną (oznaczoną za pomocą jej bieguną) w sposób podobny do opisanego w poprzednim przypadku. Nie bierzemy jednak pod uwagę wprost zmierzonej odległości katowej między punktem przebiecia prostej a biegunem płaszczyzny, lecz różnicę między zmierzonym kątem a kątem prostym (dopełnienie do wartości  $90^\circ$  lub jej przekroczenie). Wynika to z faktu, iż kątem między prostą a płaszczyzną jest kąt zawarty między tą prostą a jej rzutem na płaszczyznę. Kąt ten jest dopełnieniem do  $90^\circ$  kąta zawartego między prostą a normalną do danej płaszczyzny.

### **Wyznaczanie orientacji krawędzi przecięcia płaszczyzn**

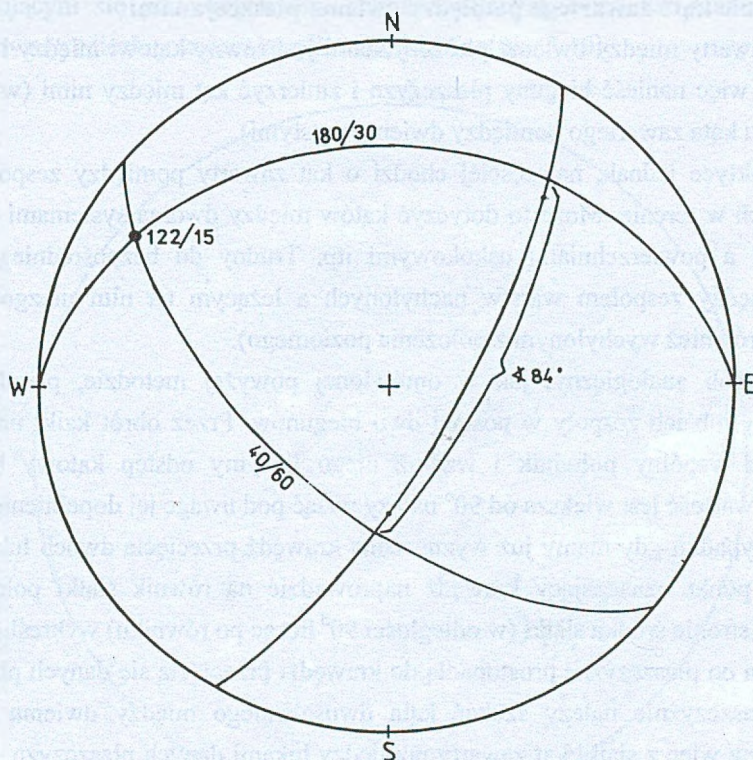
Konstrukcje takie wykonywane są najczęściej w celu znalezienia krawędzi przecięcia warstw lub ławic. Mając pomiary położenia warstw zafałdowanych, w obu skrzydłach fałdu, można znaleźć krawędzie przecięć tych warstw; zwykle są one równoległe do osi synkliny czy antykliny w pobliżu miejsca, w którym przeprowadzono pomiary. Analiza większej



liczby przekrojów danej formy fałdowej pozwala określić zmiany położenia jej osi – co na podstawie obserwacji terenowych, a często nawet analizy mapy, jest niemożliwe.

Określenie orientacji krawędzi przecięcia płaszczyzn może być przydatne również w innych przypadkach, np. orientacja krawędzi równowiekowych spękań ciosowych daje informacje o polu sił, w którym te spękania powstały.

W celu określenia orientacji krawędzi przecięcia płaszczyzn należy nanieść na kalkę, za pomocą stereograficznej siatki południkowej, łuki odpowiadające tym płaszczyznom. Punkt ich przecięcia wyznacza orientację krawędzi przecięcia. Jej położenie należy odczytać zgodnie z zasadami wyrażania orientacji prostych na siatkach (rys. 3.9).



Rys.3.9. Wyznaczanie orientacji krawędzi przecięcia płaszczyzn 40/60 i 180/30.

Uzyskana orientacja krawędzi: 122/15. Na łuku przedstawiającym płaszczyznę prostopadłą do krawędzi znaleziono kąt zawarty między płaszczyznami - wynosi on 84°

Można również znaleźć krawędź przecięcia płaszczyzn nanosząc ich bieguny. Przez obrót kalki należy następnie naprowadzić bieguny na wspólny południk siatki i od miejsca przecięcia się tego południka z równikiem siatki odmierzyć wzdłuż równika wartość 90°. Znaleziony punkt wskazuje orientację krawędzi przecięcia płaszczyzn (po zgraniu bieguna północnego N na kalce i siatce). Ten sposób („biegunowy”) jest szczególnie przydatny gdy

trzeba znaleźć krawędź przecięcia wielu płaszczyzn. W przypadku wspomnianego wyżej wyznaczania położenia osi formy fałdowej, aby zwiększyć dokładność rozwiązania, uwzględnia się jak największą liczbę pomiarów orientacji skrzydeł fałdu. Łuki uzyskane na siatce południkowej rzadko się krzyżują w jednym punkcie (uzyskuje się pewne pole rozrzutu). Dokładniejsze rozwiązanie uzyskuje się stosując metodę „biegunową”. Naniesione bieguny danych płaszczyzn można z pewnym przybliżeniem umieścić na jednym południku. Tworzą one tzw. pas (ugrupowanie punktów projekcyjnych wyraźnie skupione wzdłuż południka nazywamy pasem). W sposób opisany powyżej (jak dla dwóch biegunów) wyznaczamy „średnią” krawędź przecięć, zwaną w tym przypadku osią pasa.

### **Wyznaczanie kąta zawartego pomiędzy dwiema płaszczyznami**

Kąt zawarty między dwiema płaszczyznami jest równy kątowi między ich normalnymi. Wystarczy więc nanieść bieguny płaszczyzn i zmierzyć kąt między nimi (w sposób podany dla pomiaru kąta zawartego pomiędzy dwiema prostymi).

W praktyce jednak, najczęściej chodzi o kąt zawarty pomiędzy zespołami pomiarów wykonanych w terenie. Może to dotyczyć kątów między dwoma systemami spękań, między spękaniem a powierzchniami uskokowymi itp. Trudny do bezpośredniego pomiaru jest np. kąt między zespołem warstw nachylonych a leżącym na nim niezgodnie młodszym zespołem (również wychylonym z położenia poziomego).

W sposób analogiczny, jak w omówionej powyżej metodzie, przedstawiamy dane płaszczyzny lub ich zespoły w postaci dwu biegunów. Przez obrót kalki naprowadzamy te bieguny na wspólny południk i wzdłuż niego liczymy odstęp kątowy biegunów. Jeśli otrzymana wartość jest większa od  $90^\circ$  należy wziąć pod uwagę jej dopełnienie do  $180^\circ$ .

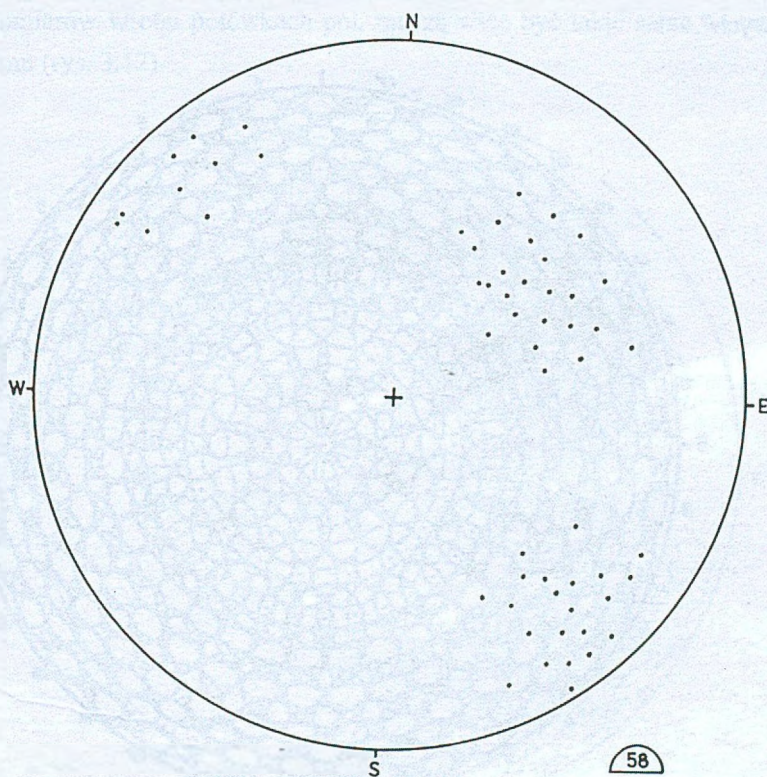
W przypadku gdy mamy już wyznaczoną krawędź przecięcia dwóch łuków płaszczyzn, wystarczy punkt oznaczający krawędź naprowadzić na równik siatki południkowej i po przeciwnej stronie środka siatki (w odległości  $90^\circ$  licząc po równiku) wykreślić łuk południka. Przedstawia on płaszczyznę prostopadłą do krawędzi przecięcia się danych płaszczyzn. W tej właśnie płaszczyźnie należy szukać kąta dwuściennego między dwiema płaszczyznami. Odczytujemy więc z siatki kąt zawarty pomiędzy łukami danych płaszczyzn – licząc po łuku znalezionej płaszczyzny prostopadłej do krawędzi ich przecięcia. Podajemy wartość mniejszą od  $90^\circ$  (rys.3.9).

## **3.2. Diagram punktowy i konturowy**

Diagram punktowy stanowi projekcję zespołu pomiarów tego samego typu. Umożliwia on najpełniejsze przedstawienie cech kierunkowych, choć nie daje ich statystycznego obrazu.

Pomiary przedstawione są za pomocą punktów: biegunów struktur planarnych lub punktów przebiecia dla struktur liniowych. Na jednym diagramie można w niektórych przypadkach pokazać położenie kilku struktur związanych ze sobą, oznaczając je różnymi symbolami.

Diagramy punktowe wykonuje się przy użyciu siatek stereograficznych lub równopowierzchniowych; najlepiej biegunowych. Diagram wykonuje się na kalce nałożonej na siatkę; nie ma tu potrzeby przenoszenia linii siatki – przenosi się tylko jej obwód, środek, strony świata i zaznacza punkty projekcyjne. W objaśnieniu podaje się informację na temat użytej siatki (stereograficznej, równopowierzchniowej), półkuli projekcyjnej i ilości naniesionych pomiarów. Dwie ostatnie informacje mogą zostać zawarte w niewielkim symbolu znajdującym się pod diagramem, przedstawiającym dolną lub górną półkulę z umieszczoną wewnątrz liczbą oznaczającą ilość pomiarów (rys. 3.10).

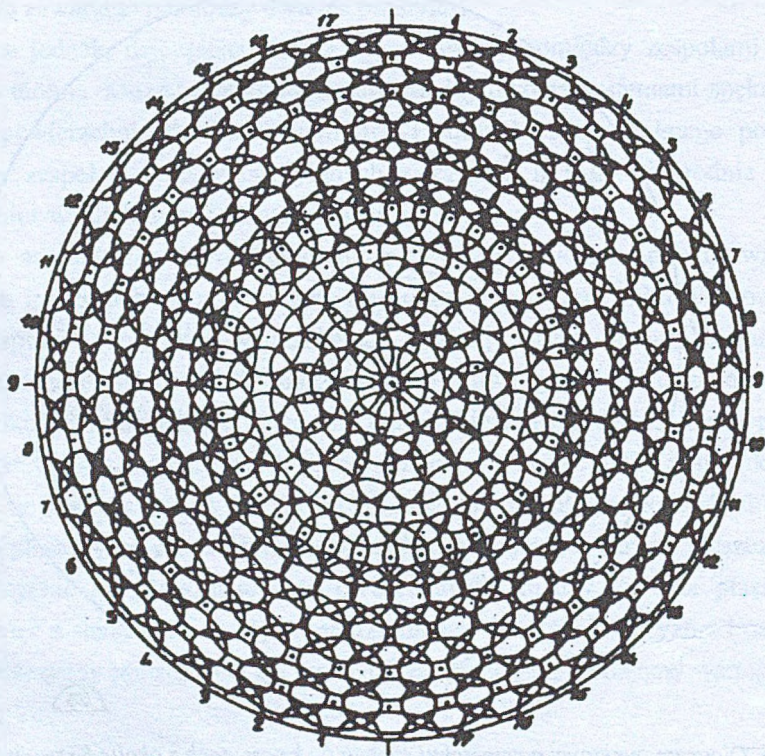


Rys. 3.10. Diagram punktowy powierzchni spękań (w kwarcytach z okolic Krzywiny na Dolnym Śląsku). Diagram wykonano dla 58 pomiarów, na siatce równopowierzchniowej, na półkuli górnej

### Diagram konturowy

Diagram konturowy przedstawia zagęszczenie pomiarów (punktów) za pomocą izolinii. Diagramy punktowe, jak wspomniano wyżej nie dają obrazu statystycznego. Przy większej liczbie naniesionych pomiarów stają się one nieczytelne – trudno się zorientować w

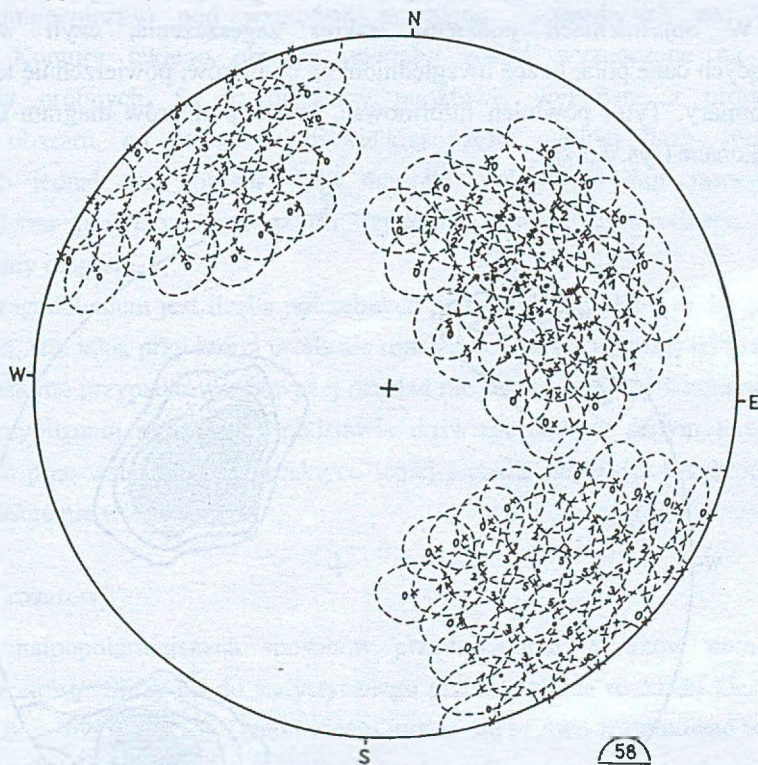
dominujących kierunkach. Statystyczny obraz rozkładu można otrzymać obliczając gęstość punktów projekcyjnych w poszczególnych partiach diagramu i wykreślając izolinie ograniczające pola o jednakowej gęstości. Diagramy konturowe mogą być wykonywane wprost na podkładzie siatki biegunowej równopowierzchniowej (a nawet w niektórych przypadkach, gdy wymagana jest mniejsza dokładność – na podkładzie siatki stereograficznej). Z reguły jednak stosowane są specjalne siatki z naniesionymi „kółkami jednostkowymi”. Do obliczania zagęszczenia punktów naniesionych za pomocą siatki Wulfa (równokątowej) służy siatka „kółek jednostkowych” Pronina, wykonana na planisferze stereograficznej. Do odwzorowania równopowierzchniowego, wykonanego za pomocą siatki Schmidta, stosuje się tzw. siatkę Dmitrijeviča (rys. 3.11). Figury na tej siatce są elipsami powstałymi w odwzorowaniu równopowierzchniowym, co zmienia kształt „kółek jednostkowych”.



Rys. 3.11. Siatka Dmitrijeviča

Aby uzyskać obraz statystyczny rozkładu danych, należy sporządzić diagram punktowy, np. na siatce biegunowej równopowierzchniowej, a następnie kalkę z diagramem punktowym przenieść na siatkę – w tym przypadku Dmitrijeviča. Zliczamy liczbę punktów projekcyjnych

mieszczących się w polu każdej elipsy i zapisujemy tę liczbę w środku każdej z nich. Oczywiście będzie wiele takich punktów, które będą należały równocześnie do dwóch lub więcej pól. Przy obliczaniu zagęszczenia dla elips leżących na obwodzie planisfery pamiętać należy o tym, że w rzeczywistości obliczamy zagęszczenia dla punktów położonych na powierzchni półkuli. Musimy więc zsumować punkty (pomiar) objęte przez powierzchnię całej elipsy, której połowy leżą dokładnie po przeciwnych stronach diagramu. W siatce Dmitrijeviča środki elips znajdujących się na krawędzi siatki są ponumerowane zaczynając od kierunku północnego, zgodnie z ruchem wskazówek zegara, od 1 do 18 i znowu od kierunku południowego w taki sam sposób. Połowy elips wzajemnie się uzupełniające (leżące po przeciwnych stronach względem środka diagramu) oznaczone są tym samym numerem, co ułatwia ich szybkie odnajdywanie. Wpisane przez nas na krawędziach diagramu liczby, będące sumą pomiarów w obu półkach pól, muszą więc być takie same po przeciwnych stronach diagramu (rys. 3.12).



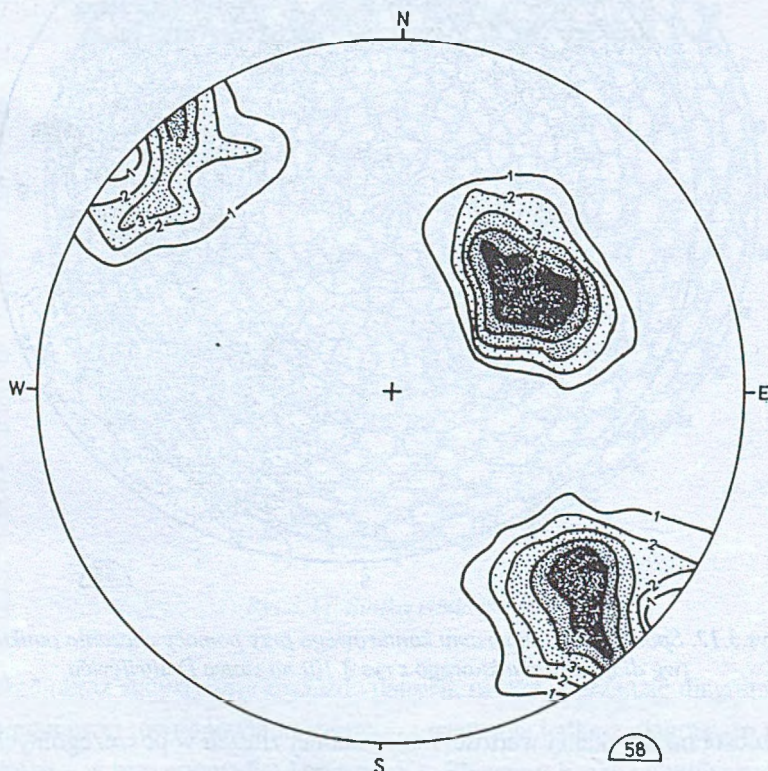
Rys.3.12. Sporządzanie diagramu konturowego przy pomocy zliczania punktów (wg diagramu punktowego z rys.3.10) na siatce Dmitrijeviča

W zależności od uzyskanej wartości maksymalnej zliczeń w poszczególnych polach oraz od oczekiwanej dokładności, a zarazem przejrzystości diagramu, przyjmujemy gradację pól

gęstościowych, które chcemy wyodrębnić (np. 1, 3, 5, 7 punktów projekcyjnych w jednym polu obliczeniowym). Metodą interpolacji prowadzimy izoliny o wybranych wartościach pomiędzy oznaczonymi środkami pól obliczeniowych. Należy pamiętać o zgraniu izolinii po przeciwnych stronach diagramu (punkty styku izolinii z obwodem diagramu muszą sobie wzajemnie odpowiadać po przeciwnych stronach).

Metoda oparta na zliczaniu bezwzględnej liczby pomiarów zawartych w „kółku” jest szybka, ale nie nadaje się do zastosowania, gdy zależy nam na porównaniu kilku diagramów konturowych, wykonanych np. w tym samym terenie, ale na podstawie innej liczby pomiarów. Aby uniezależnić wyniki zliczeń od ilości wykonanych pomiarów, należy zamiast liczby punktów znajdujących się danym polu podać, ile procent pomiarów znajduje się w tym polu, co wymaga dodatkowego przeliczenia.

Otrzymane na diagramie konturowym pola oznaczamy kolorami lub wypełniamy szrafurą; przeważnie dla wyższych zagęszczeń stosuje się ciemniejsze kolory lub gęstszą szrafurę. W objaśnieniach podajemy zakres zagęszczenia, czyli wartość izolinii ograniczających dane pola, liczbę uwzględnionych pomiarów, powierzchnię terenu, z którego zebrano pomiary. Tytuł powinien informować, jakich pomiarów diagram dotyczy i gdzie zostały wykonane (rys. 3.13).



Rys.3.13. Diagram konturowy spękań (dane jak na rys.3.10)

### **3.3. Statystyczne opracowanie wyników pomiarów**

#### **3.3.1. Zbieranie i opracowywanie pomiarów**

W celu pogładowego przedstawienia na mapie, a najczęściej na osobnym rysunku, orientacji cech kierunkowych, ustalonych na podstawie wielu pomiarów, stosowane są różnego rodzaju diagramy.

W praktyce badań terenowych rzadko wykorzystuje się jeden pomiar danego elementu strukturalnego. Najczęściej dla uzyskania obrazu generalnego kierunku, np. dla jednego systemu spękań, wykonuje się wiele pomiarów.

Zestawiać można pomiary zebrane w obrębie jednej odkrywki lub z większych obszarów. Zawsze jednak należy zwracać uwagę na to, by punkty pomiarowe rozmieszczone były równomiernie; chodzi o to, żeby nie wyeksponować przypadkowych elementów, niemiarodajnych dla danego obszaru. Wybrany obszar badań musi być ponadto dość jednorodny (homogeniczny) pod względem przebiegu interesujących nas elementów strukturalnych. Kontury takiego obszaru powinny zostać wyznaczone na podstawie tzw. diagramów próbnych. Są to diagramy punktowe, wykonane z prowizorycznie wyznaczonego obszaru, na podstawie niewielkiej części ogólnej liczby pomiarów – reprezentujących jednak cały obszar. Jeśli diagram próbny nie daje jasnego obrazu, zmniejszamy obszar prowizoryczny, aż do uzyskania obszaru jednorodnego, z którego wykonujemy pełny diagram.

Kolejnym zagadnieniem jest liczba potrzebnych pomiarów. Chodzi o to, by dobrać tzw. liczbę optymalną, tzn. taką, przy której ustala się rozkład pomiarów. Poniżej tej granicy mogą się pojawiać maksima przypadkowe; powyżej rozkład nie podlega istotnym zmianom. Liczbę tę można w przybliżeniu określić na podstawie doświadczenia w danym terenie, tj. po przeprowadzeniu prac wstępnych. W praktyce lepiej jest dla pewności przekroczyć liczbę optymalną, jednakże nie wielokrotnie.

#### **3.3.2. Diagram rozetowy**

Jednym z najpopularniejszych sposobów przedstawiania wyników pomiarów jest tzw. diagram rozetowy. Służy on do statystycznego przedstawienia rozkładu kierunków lub prostych w płaszczyźnie poziomej. Dzięki niemu można się szybko zorientować w wynikach uzyskanych z dużej liczby pomiarów. Stosuje się go do graficznego przedstawienia:

- elementów liniowych zalegających poziomo lub prawie poziomo (np. kierunków poziomej lineacji stylonitowej<sup>1</sup>, kierunku transportu materiału, itp.),
- rzutów na płaszczyznę poziomą elementów liniowych, gdy kąt ich upadu jest w danym przypadku nieistotny,
- biegów pionowych lub prawie pionowych elementów planarnych (np. spękań ciosowych).

Stwarza to pewne ograniczenie tej metody, jednak w wymienionych przypadkach diagram rozetowy znajduje bardzo dobre zastosowanie.

W diagramie przyjmuje się najczęściej przedziały kierunków o rozpiętości co 5 lub co 10°, w zależności od liczby pomiarów i od wymaganej szczegółowości. Dla wybranych przedziałów kątowych należy obliczyć przypadającą na nie liczbę pomiarów. W każdym przedziale obliczamy procent pomiarów w stosunku do ich całkowitej liczby. Wyniki zestawiamy w tabeli (tab.3.1).

Tabela 3.1

Przykład zestawienia wyników pomiarów powierzchni spękań ciosowych  
- do diagramu rozetowego

Przedziały	0°-5°	5°-10°	10°-15°	15°-20°	20°-25°	25°-30°	..... itd.
Liczba pomiarów	13	20	17	15	0	2	razem 120
Udział procentowy pomiarów	10.8	16.7	14.2	12.5	0	1.7	razem 100%

Następnie należy ustalić liniową skalę wartości procentowych i korzystając z niej oznaczyć w kolejnych przedziałach udział procentowy pomiarów – jako odległość od środka diagramu. Można tu zastosować trzy różne metody postępowania:

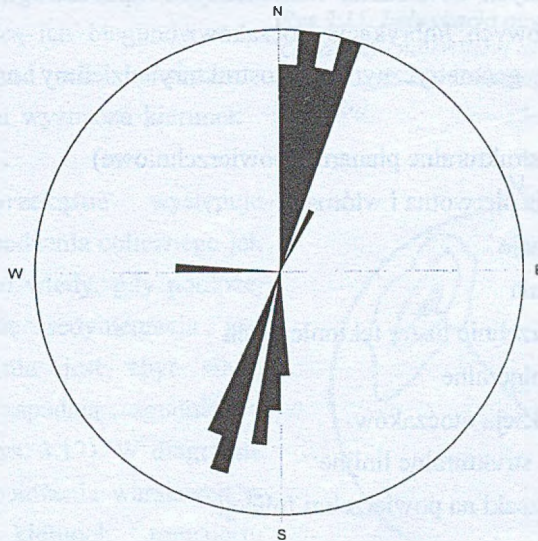
- a) procent pomiarów w danym przedziale oznaczamy na kierunku leżącym pośrodku wybranego przedziału, np. w przedziale 25°-30° na kierunku 27,5° (tj. 27°30'). Uzyskane punkty łączymy liniami prostymi. W przypadku braku punktów w danym przedziale (0 pomiarów) należy punkt z sąsiedniego przedziału połączyć ze środkiem diagramu. Uzyskany w ten sposób obszar pokrywa się szrafurą;
- b) procent pomiarów oznaczamy w danym przedziale za pomocą punktu na kierunku odpowiadającym średniej arytmetycznej pomiarów w danym przedziale. Sposób ten jest dokładniejszy niż poprzedni, szczególnie przydatny przy dużej liczbie pomiarów i szerokich przedziałach obliczeniowych (np. 10°). W dalszym ciągu postępujemy analogicznie jak w przypadku a);

<sup>1</sup> Lineacja stylonitowa - liniowo wydłużone formy przestrzenne stylonitu, wskazujące oś największego naprężenia z okresu stylonitacji (stylonitacja - proces polegający na zróżnicowanym rozpuszczaniu skały pod ciśnieniem kierunkowym, najbardziej rozpowszechniony w wapieniach).



c) procent pomiarów oznaczamy cyrkiem ze środka diagramu jako łuk zawarty pomiędzy granicami przedziału. Należy następnie dorysować odcinki łączące łuki ze środkiem diagramu. Metoda ta nadaje się do sporządzania diagramów na podstawie dużej liczby danych o małym zróżnicowaniu wartości procentowych, a dużym rozrzucie kierunków.

Diagram przedstawiony na rys. 3.14 sporządzony został dla danych, częściowo przedstawionych w tabeli 3.1, według metody c).



Rys.3.14. Diagram rozetowy sporządzony dla pomiarów powierzchni spekań ciosowych. (Diagram sporządzono z 126 pomiarów, wykonanych w Kopalni "Jan-Kanty" - Jaworzno)

Jeśli za pomocą diagramu przedstawiamy cechę pozbawioną zwrotu (np. kierunki spekań, kierunki lineacji mineralnej itp.), można korzystać z diagramu w formie półokręgu o rozpiętości od 0 do 180°. Jednak wtedy diagram jest mniej czytelny.

Diagram rozetowy powinien być opatrzony tytułem, informującym, z jakich pomiarów został wykonany, z jakiej liczby i na jakim obszarze zostały one zebrane.

### 3.4. Przykłady analizy drobnych elementów strukturalnych

Strukturą geologiczną nazywamy układ skał lub ziarn mineralnych, powstały w wyniku procesów geologicznych. Struktury geologiczne można rozpatrywać w różnej skali. Do największych (tzw. megastruktur) należą: tarcza, platforma, geosynklina, łańcuch gór fałdowych itp. Mniejsze struktury (tzw. makrostruktury) to np.: monoklina, płaszczowina, wysad solny; jeszcze mniejsze - fałd, łuska, uskoki, żyła, osuwisko. Struktury te analizuje się zwykle w oparciu o mapy i przekroje geologiczne.

Przez drobne elementy strukturalne rozumie się te struktury, które można rozpoznać nawet w najmniejszych odkrywkach. Ich analiza jest często pomocna przy określaniu budowy struktur większych oraz odtwarzaniu procesów tektonicznych. Do drobnych struktur tektonicznych, zwanych mezostrukturami zaliczamy np.: drobne fałdy, fałdki ciągnione, spękania, kliważ, rysy tektoniczne, itp.

Do opisu niektórych zjawisk geologicznych przydatna jest również analiza drobnych struktur, nie zaliczanych do struktur tektonicznych, np.: hieroglify, struktury powstałe z płynięcia skał magmowych, imbrykacja otoczków.

Pod względem geometrycznym mezostruktury dzielimy na 3 grupy, do których zaliczamy m.in.:

#### I. Elementy strukturalne planarne (powierzchniowe)

- foliacja pierwotna i wtórna
- laminacja
- spękania
- powierzchnie luster tektonicznych
- żyły mineralne
- imbrykacja otoczków

#### II. Elementy strukturalne linijne

- zmarszczki na powierzchni foliacji
- ripplemarki
- linijnie wydłużone ziarna mineralne
- wydłużone pory pęcherzyków w skałach wylewnych
- osie drobnych fałdów
- budinaż
- ślady przecięć kliważu lub ciosu z powierzchniami ławic

#### III. Elementy linijne skierowane

- hieroglify prądowe
- rysy na powierzchni luster tektonicznych.

Poniżej podano przykłady analizy niektórych elementów strukturalnych.

**Imbrykacja otoczków** należy do planarnych wskaźników kierunku transportu wodnego, jeśli mamy do czynienia z otoczkami silnie spłaszczonymi, dyskoidalnymi. Przyjmujemy, iż otoczki takie mają najdłuższą oś  $a$ , najkrótszą  $c$  i pośrednią oś  $b$ , przy czym zachodzi relacja:  $a \approx b \gg c$ . Otoczki takie układają się w korycie rzeki dachówkowato, a

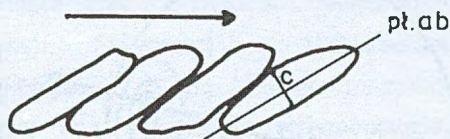
nachylenie płaszczyzn  $ab$  jest przeciwne do kierunku prądu. Najkrótsza oś otoczaka -  $c$  zapada zgodnie z prądem (rys. 3.15).

Orientację płaszczyzn  $ab$  można mierzyć kompasem. Na projekcję stereograficzną nanosimy normalne do tych płaszczyzn, zgodne z osią  $c$ . Jeśli więc oznaczymy na diagramie, na górnej półkuli, położenia płaszczyzn  $ab$  za pomocą ich biegunów, to wektor poprowadzony od ich maksimum poprzez środek diagramu wyznacza kierunek prądu (rys. 3.16).

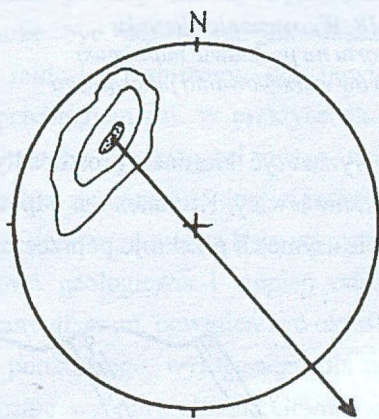
**Warstwowanie przekątne** występuje zarówno w osadach pochodzenia eolicznego jak i wodnego. Powstaje ono wtedy, gdy podłoże, na którym odbywa się sedymentacja jest nierówne. Gdy prąd nie jest zbyt silny, przekątne warstewki zapadają zgodnie z kierunkiem transportu (rys. 3.17). W diagramie opartym na pomiarach położenia warstewek w ławicy (rys. 3.18) kierunek transportu wyznaczać będzie strzałka poprowadzona ze środka diagramu przez maksimum pomiarów przekątnego warstwowania (dla półkuli górnej).

W przypadku gdy prąd jest bardzo silny, może powstać przekątne warstwowanie wsteczne, w którym warstewki zapadają pod prąd (podobnie jak płaskie otoczaki). Wtedy należałoby wyznaczyć kierunek prądu analogicznie jak w przypadku podanego powyżej przykładu dotyczącego imbrykacji otoczaków. Warstwowanie wsteczne jest spotykane stosunkowo rzadko, jednak zwykle odróżnienie obu typów jest bardzo trudne. W przypadku gdy nie można odróżnić typu warstwowania przekątnego, należy wyznaczyć tylko prostą, wzdłuż której zachodził transport.

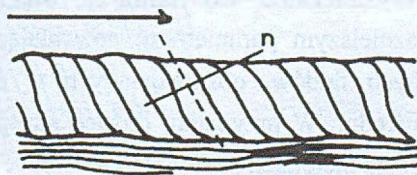
**Ripplemarki prądowe** należą do liniowych wskaźników kierunku transportu. Zwane są



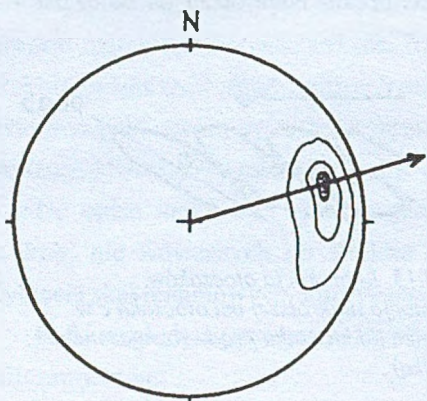
Rys.3.15. Imbrykacja otoczaków. Orientacja najkrótszej osi otoczaka  $c$  w stosunku do kierunku prądu (oznaczonego strzałką)



Rys.3.16. Wyznaczanie kierunku transportu na podstawie maksimum pomiarów położenia płaszczyzn  $ab$  otoczaków

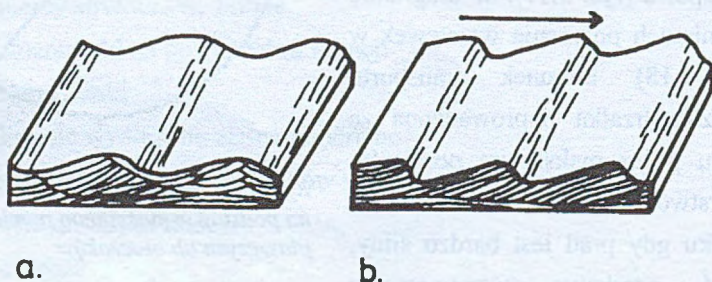


Rys.3.17. Warstwowanie przekątne. Strzałka wskazuje kierunek transportu,  $n$  - normalna do płaszczyzn warstwowania przekątnego



Rys.3.18. Wyznaczanie kierunku transportu na podstawie maksimum pomiarów warstwowania przekątnego

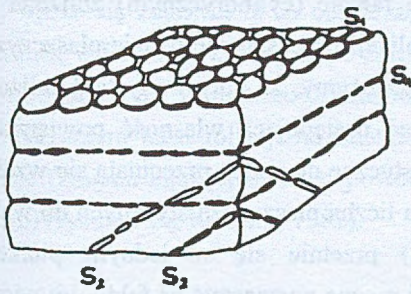
inaczej "zmarszczkami" lub "pręgami falistymi". W zależności od głębokości, na której się tworzą w środowisku wodnym, oraz warunków przepływu mogą mieć różne kształty, najczęściej jednak są to równoległe grzbiety i wgłębienia w stropowej części ławicy, ułożone prostopadłe do kierunku transportu w ośrodku (wodzie lub powietrzu). Ripplemarki mające formę grzbietów mogą mieć symetryczny przekrój poprzeczny - są to tzw. ripplemarki oscylacyjne, powstające wskutek falowania (rys. 3.19a.); lub przekrój asymetryczny - tzw. ripplemarki prądowe (rys. 3.19b.). W tym drugim przypadku asymetria pozwala odczytać kierunek prądu. W tym celu należy wyznaczyć kierunek prostopadły do grzbietu ripplemarka i leżący jednocześnie w płaszczyźnie ławicy. Kierunek ten odpowiada kierunkowi prądu; zwrot kierunku ustalamy na podstawie asymetrii przekroju poprzecznego grzbietu.



Rys.3.19. Ripplemarki - zmarszczki falowe: a) ripplemarki oscylacyjne, b) ripplemarki prądowe (strzałka wskazuje kierunek prądu)

**Wyznaczanie osi fałdu z diagramu foliacji.** Orientacja osi fałdu jest jego najważniejszym parametrem, pozwalającym na analizę struktury fałdowej. W przypadku drobnych fałdów, obserwowanych w odkrywkach, ich osie można mierzyć w sposób bezpośredni. W przypadku dużych struktur taki pomiar jest niemożliwy i trzeba się wtedy oprzeć na metodach pośrednich. Posłużyć się wtedy można pomiarem powierzchni foliacji.

Termin foliacja obejmuje zarówno tzw. foliację pierwotną, czyli warstwowanie w skałach osadowych, jak i foliację wtórną, czyli struktury płasko-równoległe, wynikające z ułożenia minerałów płaskich i wydłużonych w równoległych płaszczyznach (obserwowane w skałach zdiagenezowanych i metamorficznych). Foliacja może być równoległa lub skośna

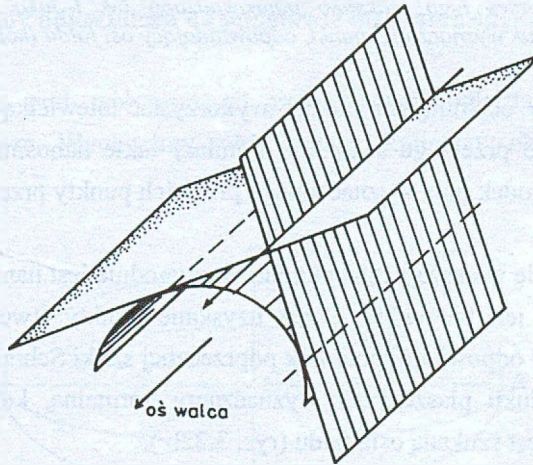


Rys.3.20. Dwa systemy foliacji:

$s_1$  - foliacja zgodna, równoległa do warstwowania,  $s_2$  - foliacja skośna, rekryystalizacyjna

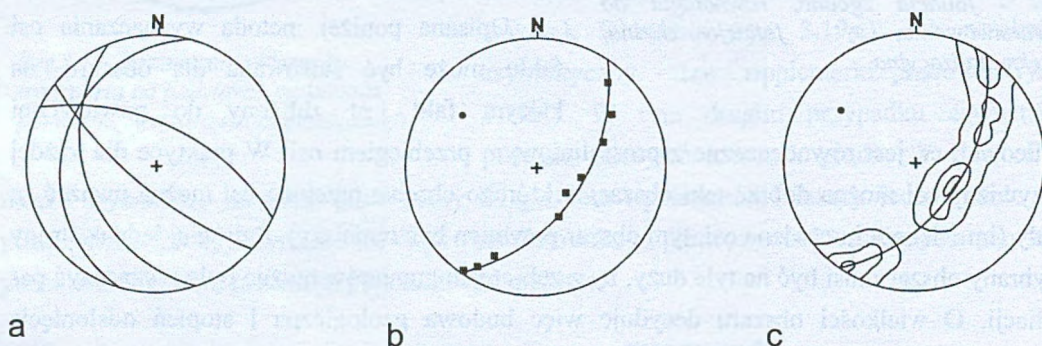
(nawet prostopadła) względem warstwowania sedimentacyjnego. Foliacja zgodna (równoległa) jest najczęściej wynikiem diagenetycznej kompaktacji, połączonej z rozpuszczaniem ciśnieniowym i rotacją blaszek mineralnych. Zwiększa ona wyrazistość sedimentacyjnego warstwowania, zwłaszcza w skałach ilastych i mułowcowych (powierzchnia  $S_1$  na rys. 3.20). Foliacja skośna do warstwowania ( $S_2$ ) bywa wynikiem procesów tektonicznych.

Opisana poniżej metoda wyznaczania osi fałdu może być stosowana dla obszaru, na którym fałd jest zbliżony do powierzchni walcowej, co jest równoznaczne z prostoliniowym przebiegiem osi. W praktyce dla każdej krzywizny osi można dobrać taki obszar, w którego obrębie przebieg osi można uważać za stały (im większa krzywizna osi, tym obszar powinien być mniejszy). Z drugiej jednak strony wybrany obszar musi być na tyle duży, by z zebranych pomiarów można było wyznaczyć pas foliacji. O wielkości obszaru decyduje więc budowa geologiczna i stopień odsłonięcia badanego terenu. Obszar, dla którego zostanie wykonany diagram, powinien być określony na podstawie tzw. diagramu próbnego (p.rozdz. 3.3.1), punktowego, wykonanego dla niedużej liczby pomiarów, reprezentujących cały, prowizorycznie wybrany obszar. Granice obszaru wyznaczamy tak, aby punkty na diagramie próbnym wyznaczały pas.



Rys.3.21. Płaszczyzny styczne do powierzchni walca przecinają się wzdłuż krawędzi równoległej do osi walca

Dowolna powierzchnia foliacji jest w typowym fałdzie (cylindrycznym) zbliżona do powierzchni walcowej. Jednak pomiar powierzchni foliacji przedstawiać będzie płaszczyznę styczną do niej w punkcie wykonania pomiaru. Jeśli założymy, że opisywany fałd zbliżony jest do powierzchni walcowej, możemy wykorzystać następującą własność powierzchni walcowej: dowolne dwie, nierównoległe płaszczyzny styczne do walca przecinają się wzdłuż krawędzi równoległej do jego osi (rys. 3.21). Dowolna liczba płaszczyzn stycznych do walca (przedstawionych na diagramie w formie łuków) przetnie się w jednym punkcie, wyznaczającym oś walca. W praktyce, tym dokładniej można wyznaczyć oś fałdu, im więcej wykonano pomiarów w obrębie struktury [Koziar, 1982].



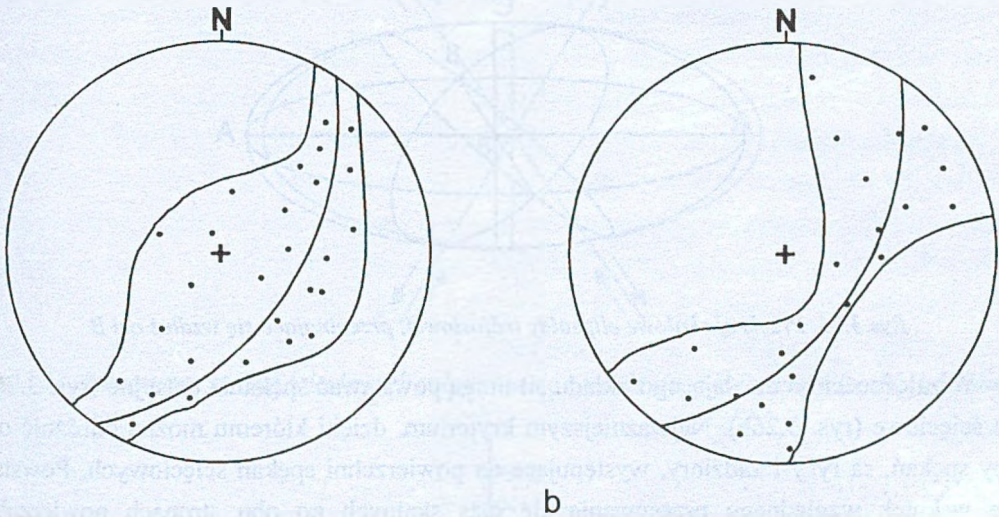
Rys. 3.22. Diagramy służące do wyznaczenia osi fałdu na podstawie pomiarów foliacji:  
 a) środek pola wyznaczonego przez punkty przecięcia łuków wyznacza położenie osi fałdu, b) wyniki pomiarów foliacji naniesiono na diagram w postaci ich biegunów (kwadraciki), poprowadzono przez nie odpowiadający im łuk i jako normalną do płaszczyzny wyznaczonej przez ten łuk wyznaczono punkt, odpowiadający osi fałdu (kółko), c) na podstawie wyników pomiarów foliacji sporządzono diagram konturowy, przez jego maksima poprowadzono łuk i jako normalną do płaszczyzny wyznaczonej przez ten łuk wyznaczono punkt, odpowiadający osi fałdu (kółko)

W terenie słabo odsłoniętym można wykorzystać niewielką liczbę pomiarów, przy założeniu regularnego przebiegu struktury. Pomiaru takie nanosimy na diagram w formie łuków (rys. 3.22a). Środek pola wyznaczonego przez ich punkty przecięcia wyznacza szukaną oś fałdu.

Gdy dysponuje się większą liczbą pomiarów, wygodnie jest nanieść wyniki pomiarów na projekcję w postaci ich biegunów. Przez uzyskane punkty (tworzące tzw. pas foliacji) przeprowadzić należy odpowiedni południk poprzecznej siatki Schmidta. Do określonej w ten sposób za pomocą łuku płaszczyzny wyznaczamy normalną, która odpowiada osi pasa foliacji, a tym samym jest szukaną osią fałdu (rys. 3.22b).

W przypadku dużej liczby pomiarów najlepiej jest wykonać diagram konturowy i położenie pasa określić na podstawie jego maksimów i wydłużenia pól o niższym zagęszczeniu pomiarów (rys. 3.22c).

Może się zdarzyć, iż na obszarze, dla którego wykonano diagram foliacji, zmienia się kierunek osi fałdu. Na diagramie foliacji zaznacza się to rozrzutem pomiarów w kierunku prostopadłym do linii pasa. Zmienność osi w poziomie (zmiana azymutu) zaznacza się rozszerzeniem pasa foliacji na brzegach diagramu (rys. 3.23a), a zmiana przebiegu osi w pionie (zmiana kąta jej upadu) spowoduje rozszerzenie pasa w jego środkowej części (rys. 3.23b) (rysunki wg Koziara, 1982).

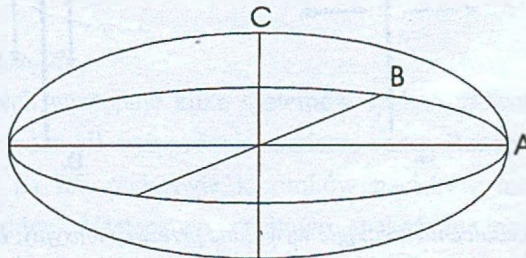


Rys.3.23. Rozrzut pomiarów foliacji w przypadku: a) zmienności azymutu osi fałdu, b) zmiany kąta upadu osi fałdu

### Wyznaczanie osi elipsoidy odkształceń na podstawie diagramu spękań

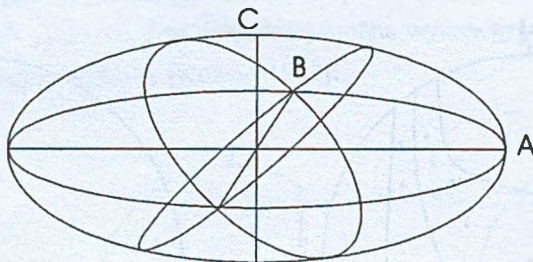
#### Elipsoidalność odkształceń

Ciała stałe ulegają pod wpływem sił zewnętrznych odkształceniom sprężystym, plastycznym albo kruchym. Wyobraźmy sobie element kulisty w obrębie odkształcanego



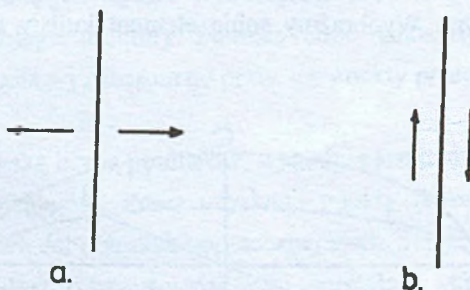
Rys.3.24. Trójosiowa elipsoidalność odkształceń,  $A > B > C$

materiału; po przyłożeniu sił element ten odkształci się w elipsoidę dwuosową lub (najczęściej) trójosiową, o osiach oznaczonych A, B i C ( $A > B > C$ ) (rys. 3.24). Elipsoida trójosiowa ma dwa przekroje kołowe, przecinające się wzdłuż osi B (rys. 3.25). Kąt, jaki tworzą ze sobą płaszczyzny tych przekrojów, zależy od stosunku długości osi A:B:C. W trakcie deformowania elementu mogą wzdłuż tych płaszczyzn powstać odkształcenia nieciągłe, czyli w górotworze - spękania skalne [Koziar, 1982].



Rys.3.25. Przekroje kołowe elipsoidy trójosiowej, przecinające się wzdłuż osi B

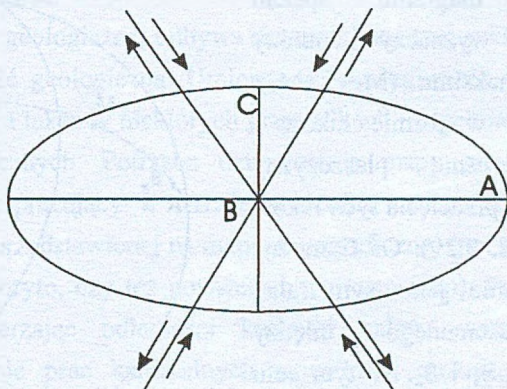
W zależności od działającego układu sił mogą powstawać spękania tensyjne (rys. 3.26a) lub ścięciowe (rys. 3.26b). Najważniejszym kryterium, dzięki któremu można odróżnić oba typy spękań, są rysy i zadziory, występujące na powierzchni spękań ścięciowych. Powstają one wskutek względnego przesuwania się mas skalnych po obu stronach powierzchni nieciągłości. Utrudnieniem jest jednak fakt, iż rysy powstać mogą również na powierzchniach spękań tensyjnych, wskutek późniejszych przesunięć. Dla spękań tensyjnych charakterystyczne są drobne podłużne wgłębienia i wypukłości, układające się w tzw. „struktury pierzaste”. Ponadto spękania tensyjne są, częściej od spękań ścinających, wypełnione utworami żyłowymi.



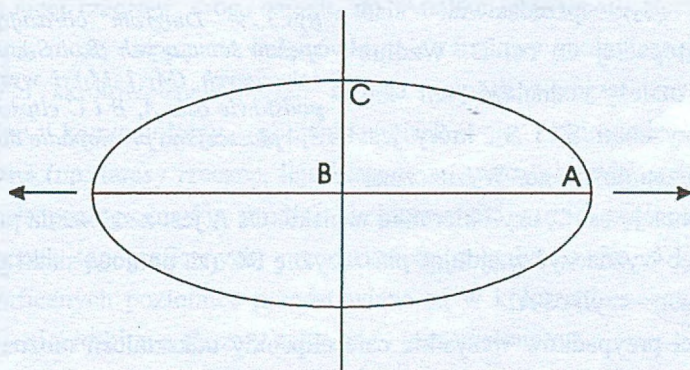
Rys.3.26. Odkształcenia nieciągłe wywołane przez: a) tensyjny, b) ścinający układ sił



Płaszczyzny spękań ścięciowych pokrywają się z przekrojami kołowymi elipsoidy trójosiowej (rys. 3.27). Obie te płaszczyzny są płaszczyznami sprzężonymi, gdyż związane są tym samym polem sił. Kąt ostry (ok.  $70^\circ$ ) między odpowiadającymi im spękaniami ścięciowymi w skałach jest połowiony przez oś C. Spękania tensyjne układają się prostopadle do osi A (rys. 3.28).



Rys.3.27. Płaszczyzny spękań ścięciowych pokrywają się z przekrojami kołowymi elipsoidy trójosiowej



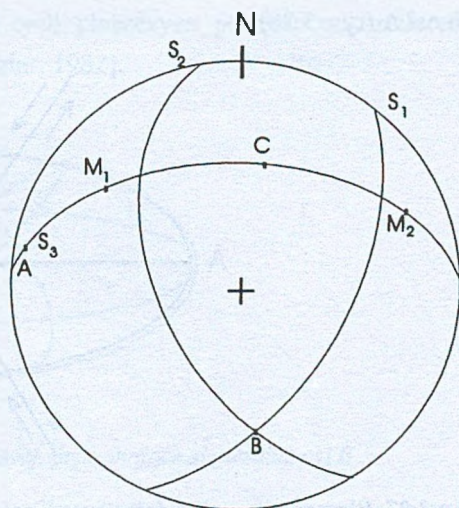
Rys.3.28. Spękania tensyjne układają się prostopadle do osi A

### Wyznaczanie osi elipsoidy

Najczęściej w skałach występuje kilka systemów spękań, powstałych w kilku etapach deformacji, w których pole sił było różnie zorientowane. Rozdzielenie poszczególnych systemów i określenie na ich podstawie kierunków nacisków może być w niektórych przypadkach bardzo trudne. Następstwo wiekowe spękań można ustalić na podstawie obserwacji miejsc, w których się one przecinają; pamiętając o tym, że spękania młodsze naruszają zawsze ciągłość spękań starszych.

Dla uproszczenia przyjmijmy przypadek, gdy skała uległa jednemu aktowi deformacji nieciągłych. Można w tej sytuacji zaobserwować jeden system sprzężonych spękań ścinających i jeden system spękań tensyjnych. W miarę możliwości należy oba typy spękań rozróżnić w terenie, aby nanieść je na oddzielne diagramy [Koziar, 1982].

Na podstawie diagramu spękań ścięciowych można wyznaczyć punkty przedstawiające ich maksima ( $M_1$  i  $M_2$ ). Można je przedstawić w formie łuków - obrazujących równocześnie płaszczyzny ścinania ( $S_1$  i  $S_2$ ). Punkt przecięcia tych łuków jest obrazem osi B (rys. 3.29). Oś C można wyznaczyć na diagramie jako symetralną ostrego kąta dwuściennego między płaszczyznami ścinania  $S_1$  i  $S_2$ . W tym celu należy umieścić punkty  $m_1$  i  $m_2$  na wspólnym południku na siatce południkowej Schmidta. Południk ten ( $S_3$ ) przedstawia ślad płaszczyzny prostopadłej do osi B. Wzdłuż tego południka należy odnaleźć ten kąt pomiędzy płaszczyznami  $S_1$  i  $S_2$ , który jest kątem ostrym i przepołowić go. Wyznaczony punkt podaje orientację osi C, czyli kierunku nacisku. Oś A jest z założenia prostopadła do B i C, można ją więc wyznaczyć znajdując płaszczyznę BC (za pomocą siatki południkowej) i zaznaczyć jej biegun - czyli oś A.



Rys.3.29. Diagram obrazujący płaszczyzny spękań ścinających ( $S_1$  i  $S_2$ ), maksima spękań ścinających ( $M_1$  i  $M_2$ ) i wyznaczone na ich podstawie osie A, B i C elipsoidy odkształceń.  $S_3$  - płaszczyzna prostopadła do osi B

W większości przypadków wszystkie osie elipsoidy odkształceń można wyznaczyć na podstawie spękań ścięciowych. Znajomość położenia maksimum spękań tensyjnych jest przydatna wtedy, gdy płaszczyzny ścinania przecinają się pod kątem zbliżonym do prostego i nie wiadomo, przez którą parę przeciwległych kątów dwuściennych poprowadzić symetralną jako oś C. Z rys. 3.29 widać, iż oś C leży w płaszczyźnie spękań tensyjnych i razem z nimi przepoławia tę samą parę kątów.

## 4. MAPY TOPOGRAFICZNE






Dla geologa bardzo istotną rzeczą jest umiejętność korzystania z map topograficznych, a więc umiejętność odpowiedniego czytania i interpretacji tych map. Mapy topograficzne stanowią bowiem podstawę lokalizacji wielu zjawisk, zawierają także wiele treści istotnych pod względem geologicznym.

Sporządzanie mapy geologicznej odbywa się zwykle na tzw. podkładzie topograficznym, na który nanosi się treść geologiczną. Umiejętność posługiwania się mapą topograficzną, tj. czytania takiej mapy, a także w niektórych przypadkach uzupełniania jej, jest niezbędna w trakcie prac kartograficznych. Potrzeba uzupełnienia mapy topograficznej zachodzi w przypadku, gdy geolog pracujący w terenie stwierdza, że sytuacja topograficzna uległa zmianie w stosunku do przedstawionej na mapie topograficznej (np. została zbudowana nowa droga, rzeka zmieniła koryto, czy też powstało nowe osuwisko). Posługując się kompasem geologicznym i odmierzając odległości krokami należy uzupełnić istniejącą mapę topograficzną. W trakcie prac kameralnych uzupełnień można dokonać na podstawie najnowszych zdjęć lotniczych.

Mapa topograficzna przedstawia szczegółowy obraz ukształtowania terenu: rozmieszczenie sieci rzecznej, dróg, osiedli, itp. Analiza map topograficznych, szczególnie morfologii terenu, może dać pewne wskazówki co do budowy geologicznej danego obszaru. Wiele znaków i skrótów znajdujących się na mapach topograficznych wyraża treść geologiczną (np. kamieniołomy, gliniarki, piaskownie, żwirownie, torfowiska) lub geomorfologiczną (np. tarasy rzeczne, leje krasowe, wąwozy, osuwiska, stożki usypiskowe, itp.), a także hydrogeologiczną (np. źródła). Niektóre znaki o treści geologicznej, mogące się znaleźć na mapach topograficznych, przedstawione zostały na rys. 4.1. Na kolorowych mapach topograficznych poziomicę przedstawiane są w kolorze jasnobrązowym, elementy hydrograficzne - niebieskim, a obszary zalesione - jasnozielonym.

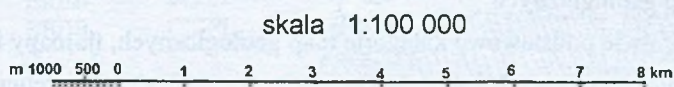
Do celów kartografii geologicznej używa się najczęściej szczegółowych map topograficznych o podziałkach 1 : 10 000, 1 : 25 000, ewentualnie 1 : 50 000 i 1 : 100 000. Mapa w skali 1 : 10 000 służy jako podkład do szczegółowego zdjęcia geologicznego terenu o skomplikowanej budowie geologicznej. W przypadku wykonywania mniej szczegółowego zdjęcia geologicznego, lub w terenie o mniej skomplikowanej budowie wykorzystywane są mapy topograficzne o podziałce 1 : 25 000. Na mapach o podziałkach 1 : 50 000 i 1 : 100 000 zestawia się dane geologiczne uzyskane na podstawie map szczegółowych.

Podziałki na mapach przedstawione są zwykle zarówno w postaci liczbowej, jak i liniowej. Podziałka liniowa (przykład przedstawia rys.4.2) jest graficznym obrazem skali mapy, ułatwia ona odczytywanie odległości z mapy.

	bieg i upad warstw nachylonych		skarpa z podaną wysokością w metrach
	poziome położenie warstw		źródło
	pionowe położenie warstw		wywierzisko
	warstwy odwrócone		studnia
	oś antykliny		kopalnia czynna
	oś synkliny		kopalnia nieczynna
	uskok i kontakt tektoniczny stwierdzony		K kamieniołom
	uskok i kontakt tektoniczny przypuszczalny		Z żwirownia
	brzeg nasunięcia		P piaskownia
	punkt z kopalną fauną		G glinianka
	punkt z kopalną florą		wkop
	jaskinia		rów odkrywkowy
	stożek napływowy		szybik
	stożek nasypowy		otwór wiertniczy
	osuwisko		sonda

Rys. 4.1. Niektóre znaki stosowane na mapach uzupełniające geologiczną treść map topograficznych

Istnieje kilka metod przedstawiania rzeźby terenu, najbardziej rozpowszechniona jest metoda poziomic (poziomicą nazywa się linię łączącą punkty leżące na równych wysokościach, zrzutowaną na płaszczyznę poziomą). Zamiast określenia "poziomica" używa się też "izohipsa" lub (błędnie) "warstwica". Pionowa odległość między poziomicami jest określana jako cięcie warstwiczne (lub stopień warstwicowy), które powinno być wartością stałą dla danego arkusza mapy.



*Rys.4.2. Przykłady podziałki liniowej*

## 5. MAPY GEOLOGICZNE

Mapą geologiczną nazywamy zmniejszony i uproszczony obraz faktów geologicznych występujących na jakimś obszarze, zrzutowanych pionowo na płaszczyznę poziomą. Mapy geologiczne wykonywane są na podkładzie topograficznym, z dokładnością uzależnioną od przeznaczenia mapy oraz jej skali. Wszystkie fakty geologiczne przedstawione są na mapie przy użyciu umownych znaków i barw.

Rys. 5.1 przedstawia przykład mapy geologicznej; dla zwiększenia czytelności podkład topograficzny został ograniczony do nazw miejscowości.

### Podział map geologicznych

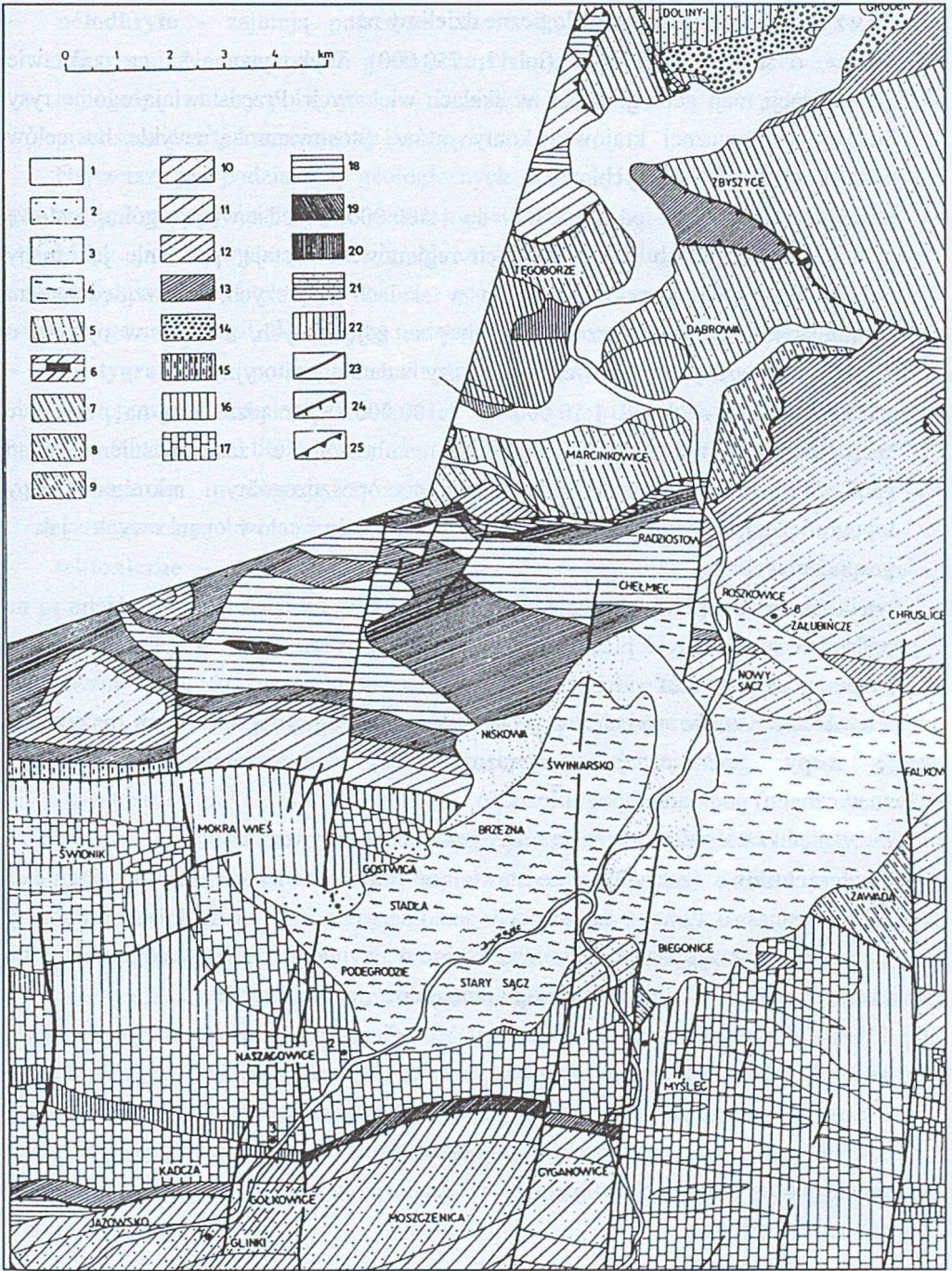
Wyróżnia się dwie podstawowe kategorie map geologicznych, tj. mapy intersekcyjne i mapy strukturalne. Na mapach intersekcyjnych poszczególne wydzielenia geologiczne oddzielone są liniami intersekcyjnymi i oznaczone symbolami stratygraficznymi oraz np. graficznymi symbolami zalegania. Mapy strukturalne, natomiast, są mapami jednej, wybranej powierzchni geologicznej bez graficznych symboli zalegania i symboli stratygraficznych. W niektórych przypadkach używa się zróżnicowanej barwy linii dla przedstawienia na jednej mapie kilku powierzchni geologicznych.

Ponadto istnieje potrzeba klasyfikowania map geologicznych pod względem różnorodnych kryteriów. Do najistotniejszych zalicza się skalę, stopień odkrycia, treść mapy oraz metody jej wykonania.

Liczba faktów przedstawionych na mapie zależy przede wszystkim od skali (podziałki). Im większa podziałka, tym dokładniejsza mapa.

---

Rys.5.1. Mapa geologiczna Kotliny Sądeckiej [wg Butrym, Zuchiewicz, 1985]. Czwartorzęd: 1 - mięzże aluwia holocenijskie Dunajca, 2 - wczesnoczwartorzędowe zlepieńce; Miocen: 3 - iły, mulki i piaski dolnego badenu, 4 - iły, piaski i lignity karpatu; Oligocen: 5 - piaskowce i łupki warstw krośnieńskich dolnych, 6 - warstwy menilitowe, 7 - piaskowce i łupki warstw cergowskich, 8 - piaskowce i łupki warstw podgrybowski i grybowski, 9 - łupki, piaskowce i margle warstw malcowskich; Eocen i oligocen: 10 - piaskowce i łupki warstw magurskich; Eocen: 11 - łupki i piaskowce warstw podmagurskich, 12 - łupki i piaskowce warstw hieroglifyowych, 13 - łupki pstry, 14 - piaskowce ciężkowickie, 15 - piaskowce i zlepieńce osieleckie, 16 - łupki i piaskowce warstw beloweskich, 17 - margle, piaskowce i łupki warstw łąckich; Paleocen: 18 - piaskowce i łupki warstw istebniańskich górnych; Senon i paleocen: 19 - piaskowce i łupki warstw ropianianieckich, 20 - piaskowce i łupki warstw biotytyowych; Turon i senon: 21 - łupki pstry; Barrem - alb: 22 - łupki wierzchowskie; 23 - uskoki, 24 - nasunięcia jednostek tektonicznych niższego rzędu, 25 - nasunięcia głównych jednostek tektonicznych.



Ze względu na skalę mapy geologiczne dzielimy na:

- **ogólne**, o skali 1:1 000 000 (lub 1: 750 000). Wykonywane są na podstawie generalizacji map geologicznych w skalach większych. Przedstawiają ogólne rysy budowy geologicznej krajów i kontynentów. Stosowane są zwykle do celów naukowych i dydaktycznych.
- **przeglądowe**, w skali od 1:200 000 do 1:500 000. Przedstawiają ogólną budowę geologiczną kraju lub poszczególnych regionów. Powstają, podobnie jak mapy ogólne, w wyniku generalizacji map w skalach większych, z uwzględnieniem reambulacji<sup>1</sup>, w wyniku przeglądowych prac zdjęciowych, a także w oparciu o wyniki prac geofizycznych, wiertniczych czy badań laboratoryjnych.
- **szczególne**, w skali od 1:10 000 do 1:100 000. Sporządzane są na podstawie szczegółowych prac zdjęciowych lub reambulacji, z zastosowaniem badań geofizycznych i wierceń. Odpowiadają one poszczególnym arkuszom mapy topograficznej; wykorzystywane są zarówno do celów naukowych jak i gospodarczych.
- **wielkoskalowe i plany geologiczne** o skali 1:5 000 i większej. Sporządzane są na podstawie dokładnych prac zdjęciowych dla wybranych stref istotnych np. z gospodarczego punktu widzenia.

Niezależnie istnieje również pojęcie **szkicu geologicznego**, którym nazywamy wersję mapy geologicznej, sporządzoną przy zastosowaniu uproszczonego (schematycznego) podkładu topograficznego.

Ze względu na **stopień odkrycia** mapy geologicznej wyróżnia się:

- **powierzchniowe** (zakryte), przedstawiające obraz powierzchni terenu. Pamiętać należy jednak o tym, iż na mapach geologicznych nie uwzględnia się warstwy glebowej. Powstają one przede wszystkim w wyniku zdjęcia geologicznego lub zestawienia innych istniejących map i materiałów geologicznych.
- **odkryte** - przedstawiają obraz budowy geologicznej danego obszaru po usunięciu nadkładu młodszych warstw. Pominiętym nadkładem mogą być utwory określonego wieku (np. czwartorzędowe, kenozoiczne) lub utwory określonej miąższości. Mapy odkryte sporządzane są na podstawie obrazu powierzchniowego, wyników wierceń i badań geofizycznych. Sposobami sporządzania tych map zajmuje się geologiczna kartografia wglębna.

---

<sup>1</sup> Reambulacja oznacza czynności wykonywane w terenie, w celu sprawdzenia wiarygodności posiadanej już mapy geologicznej, pod kątem przygotowania nowego, zaktualizowanego jej wydania, bądź zaadaptowania treści tej mapy do własnych materiałów zdjęciowych, pochodzących z terenów sąsiednich.



- **półodkryte** - zajmują pośrednie stanowisko pomiędzy mapami zakrytymi i odkrytymi. Np. na mapach geologicznych obszarów górskich często pomijane są najmłodsze utwory pokrywowe o niewielkiej miąższości, aby w pełniejszy sposób przedstawić zasadnicze utwory budujące ten obszar.

Najszerzy jest podział map geologicznych ze względu na ich **tematykę** (treść). Pod tym względem mapy dzielą się na **podstawowe** (uniwersalne) i **specjalne**.

Mapy podstawowe prezentują obraz budowy geologicznej, tj. problematykę wykształcenia, wieku i tektoniki utworów geologicznych, z uwzględnieniem genezy, facji osadów i geomorfologii. Wśród map podstawowych do najważniejszych należą mapy:

- **stratygraficzne** - podają jednostki stratygraficzne (wiek) skał, ewentualne miejsca występowania skamieniałości (przede wszystkim przewodnich); uzupełnione są o dane tektoniczne i litologiczne, często także genetyczne i geomorfologiczne.
- **litologiczne** - obrazują zróżnicowanie wykształcenia litologicznego, zwykle wzbogacone problematyką tektoniki i wieku osadów.
- **tektoniczne** - przedstawiają rozmieszczenie i przebieg głównych jednostek i mniejszych elementów tektonicznych.

Najczęściej mapy geologiczne zawierają treść litologiczną, stratygraficzną i tektoniczną - są to mapy uniwersalne (kompleksowe). Mapy takie przedstawiają syntetyczny obraz budowy geologicznej danego terenu, podając wydzielenia litologiczne, stratygraficzne i tektoniczne oraz niektóre elementy geomorfologiczne.

Do map specjalnych należą m.in.:

- **złożowe** (surowcowe) - przedstawiające rozmieszczenie, warunki występowania, zasoby, genezę i wiek złóż (kopalin),
- **hydrogeologiczne** - obrazujące stosunki wodne w skałach, rozmieszczenie wód powierzchniowych i wglębnych, ich zasoby, kierunki przepływu itp.,
- **geologiczno-inżynierskie** - ilustrujące warunki posadowienia budowli i planowania przestrzennego, z uwzględnieniem charakterystyki gruntów, stosunków wodnych, elementów geomorfologicznych i tektonicznych,
- **geomorfologiczne** - przedstawiające formy rzeźby terenu, ich genezę i wiek,
- **geofizyczne** - przedstawiające różne własności fizyczne skał,
- **geochemiczne** - podające stosunki ilościowe i rozmieszczenie określonych pierwiastków,
- **miąższościowe** - przedstawiające rzeczywiste miąższości poszczególnych wydzieleni litologicznych lub stratygraficznych,
- **strukturalne** - przedstawiające położenie (wysokość lub głębokość) jakiejś powierzchni względem poziomu morza.

Tabela 5.1

Tabela stratygraficzna

Era	Barwa	Okres	Epoka	Wiek (piętro)	Symbol	Orogeneza	Faza
KENOZOIK	Różne barwy w odcieniach pastelowych	CZWARTORZĘD Q	Holocen		Q <sub>n</sub>	ALPEJSKA	
			Plejstocen	złod. bałtyckie	Q <sub>pl</sub>		
				intergl. eemski	Q <sub>p1-4</sub>		
				złod. środkowopolskie	Q <sub>p3</sub>		
				intergl. mazowiecki	Q <sub>p2-1</sub>		
				złod. krakowskie	Q <sub>p2</sub>		
				intergl. kromerski	Q <sub>p1-2</sub>		
				złod. podlaskie	Q <sub>p1</sub>		
			preglacjał	Q <sub>pp</sub>			
			Żółta	TRZECIORZĘD Tr	Neogen		
	Miocen	Messyn					N <sub>s</sub>
		Torton					
		Serrawal					
		Lang					
		Burdygał					
	Akwitan						
	Paleogen	Oligocen			Szat		Ol
					Rupel		
		Eocen			Priabon		Pg
			Barton				
Lutet							
Iprez							
Paleocen		Tanet	Pc				
		Mont					
Dan							
MEZOZOIK	Zielona	KREDA Cr (K)	górna	Mastrycht	Cr <sub>m</sub>	Austrijska	
				Kampan	Cr <sub>cp</sub>		
				Santon	Cr <sub>st</sub>		
				Koniak	Cr <sub>en</sub>		
				Turon	Cr <sub>t</sub>		
			Cenoman	Cr <sub>c</sub>			
			dolna	Alb	Cr <sub>al</sub>		
				Apt	Cr <sub>ap</sub>		
				Barrem	Cr <sub>ba</sub>		
				Hoteryw	Cr <sub>h</sub>		
	Walanżyn	Cr <sub>v</sub>					
	Berias	Cr <sub>b</sub>					
	Niebieska	JURA J	górna MALM	Tyton	J <sub>1</sub>	Młodoki- meryjska	
				Kimeryd	J <sub>km</sub>		
				Oksford	J <sub>o</sub>		
			środkowa DOGGER	Kelowej	J <sub>cl</sub>		
				Baton	J <sub>ba</sub>		
				Bajos	J <sub>b1</sub>		
			dolna LIAS	Aalen	J <sub>a</sub>		
				Toark	J <sub>to</sub>		
Pliensbach				J <sub>pl</sub>			
Synemur				J <sub>s</sub>			
Hetang	J <sub>h</sub>						
Fioletowa	TRIAS T	górnny	*Retyk	**Retyk	T <sub>3</sub>	Staroki- meryjska	
			Noryk	Kajper			
			Kamik				
		środkowy	Ladyn	Wapień	T <sub>2</sub>		
			Anizyk	muszłowy			
		dolny	Kampil	Ret	T <sub>1</sub>		
			Seis	Pstry p-c			

PALEOZOIK																					
ARCHAIC	PREKAMBR	Szaroróżowa			górnym	Wend		Pt <sub>v</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)											
						górnym	Ryfej	górnym	Pt <sub>1</sub>												
								środkowym					Pt <sub>2</sub>								
						dolnym							Pt <sub>1</sub>								
								górnym					A <sub>3</sub>								
						dolnym							A <sub>2</sub>								
													A <sub>1</sub>								
									Szarofioletowa				KAMBR	górnym	Cm <sub>3</sub>				KALEDOŃSKA		Sandomierska
								środkowym						Paradoxides		Cm <sub>2</sub>					
								dolnym	Holmia				Cm <sub>1</sub>				Bajkalska				
									Szarozielona				ORDOWIK	górnym	Aszgil		O <sub>3</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)		
								Karadok							O <sub>a</sub>						
								Landeil							O <sub>1</sub>						
								Lanwim							O <sub>1n</sub>						
									Zielono-niebieska				SYLUR	górnym	Postludlow		S <sub>3</sub>		KALEDOŃSKA		Takońska
								Ludlow							S <sub>id</sub>						
								Wenlok							S <sub>2</sub>						
									Brązowa				DEWON	środkowym	Landower		S <sub>1</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)		Eryjska
								Żywet							D <sub>2</sub>						
								Eifel							D <sub>2c</sub>						
									Brązowa				DEWON	dolnym	Ems		D <sub>em</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)		Ardeńska
								Prag (Zigen)							D <sub>1</sub>						
		Lochkov (Žedyn)		D <sub>pd</sub>																	
			Szara	KARBON	górnym	Stefan		C <sub>3</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)		Sudecka									
		Westfal				C <sub>w</sub>															
		Namur				C <sub>n</sub>															
			Czerwono-brązowa (Pomarańczowa)	PERM	Cechsztyń	Wizen		C <sub>1</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)		Asturyjska									
		Turnej				C <sub>1</sub>															
		Famen				D <sub>1</sub>															
			Czerwony Spagowiec	Cechsztyń	Cechsztyń	Fran		D <sub>1f</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)											
		Żywet				D <sub>2</sub>															
		Eifel				D <sub>2c</sub>															
		Ems				D <sub>em</sub>															
			Czerwony Spagowiec	Cechsztyń	Cechsztyń	Autun		P <sub>1</sub>		WARYCZYJSKA (HERCYNISKA)											
		Sakson				P <sub>1</sub>															
		Ohre				P <sub>2</sub>															
		Aller				P <sub>2</sub>															
		Leine				P <sub>2</sub>															
		Stassfurt				P <sub>2</sub>															

- \* podział triasu alpejskiego
- \*\* podział triasu germańskiego

Podstawową mapą geologiczną w Polsce jest Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Do podstawowych map seryjnych należą również, w tej samej skali, Mapa Hydrogeologiczna Polski i Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski. Istnieją również mapy przeglądowe, w skali 1:200 000, np. Mapa Geologiczna Polski i Mapa Hydrogeologiczna Polski, a także w większych skalach mapy szczegółowe (np. Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000). Głównym wykonawcą i wydawcą geologicznych opracowań kartograficznych w Polsce jest Państwowy Instytut Geologiczny.

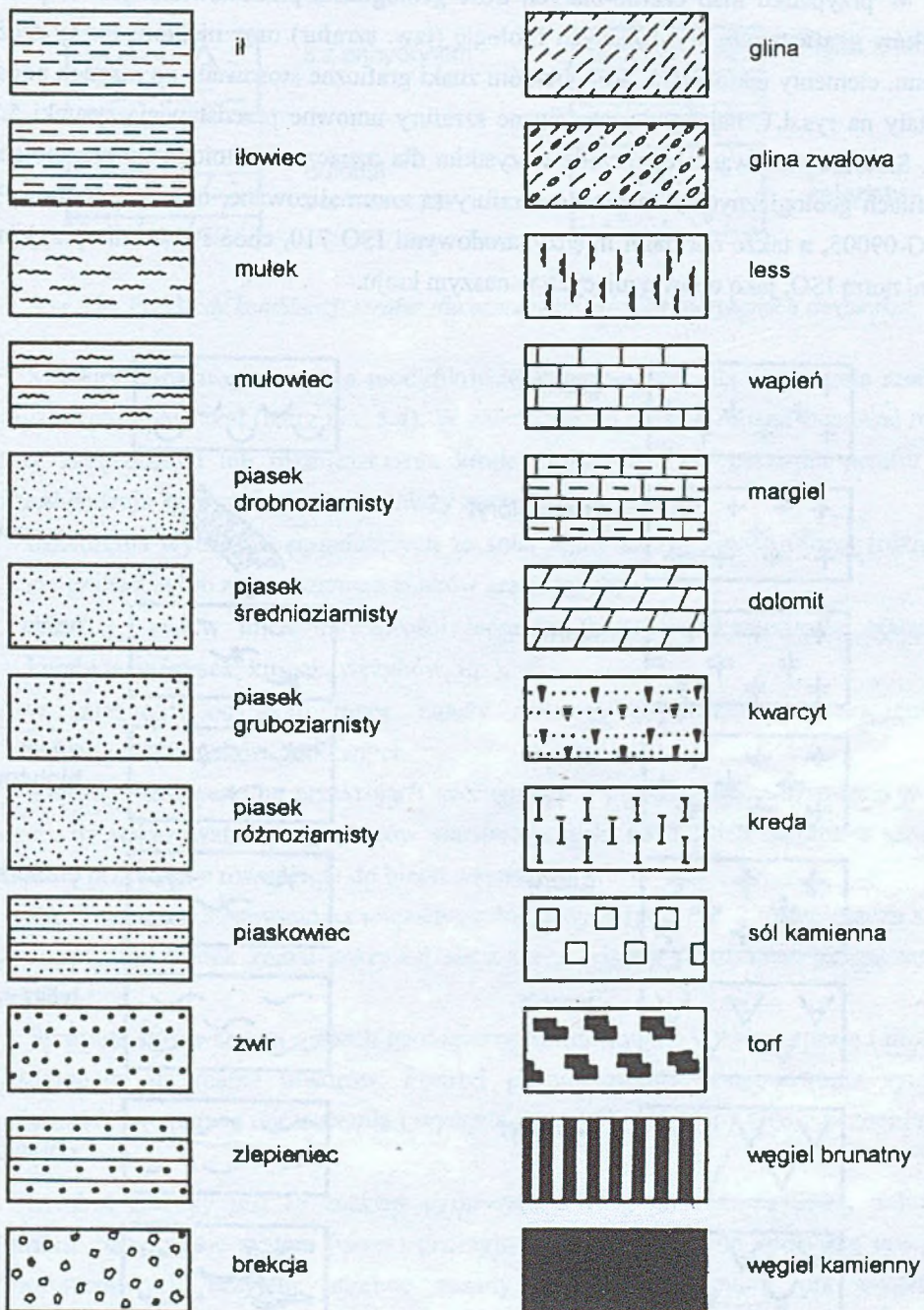
Kompletny arkusz mapy geologicznej składa się z mapy właściwej, przekroju geologicznego, profilu litologiczno-stratygraficznego i tekstu objaśniającego

### **Symbole stosowane na mapach geologicznych**

Treść map geologicznych oraz uzupełniających je przekrojów i profili geologicznych jest objaśniona za pomocą legendy, symboli oraz znaków umownych. Legendą nazywamy pełny wykaz ustalonych wydzieleni podany opisowo na danej mapie w kolejności uzależnionej od tematyki mapy. Gdy legenda ma układ pionowy na mapach geologicznych przestrzegany jest układ stratygraficzny (tj. najstarsze wydzielenia umieszczone są na dole, najmłodsze na górze).

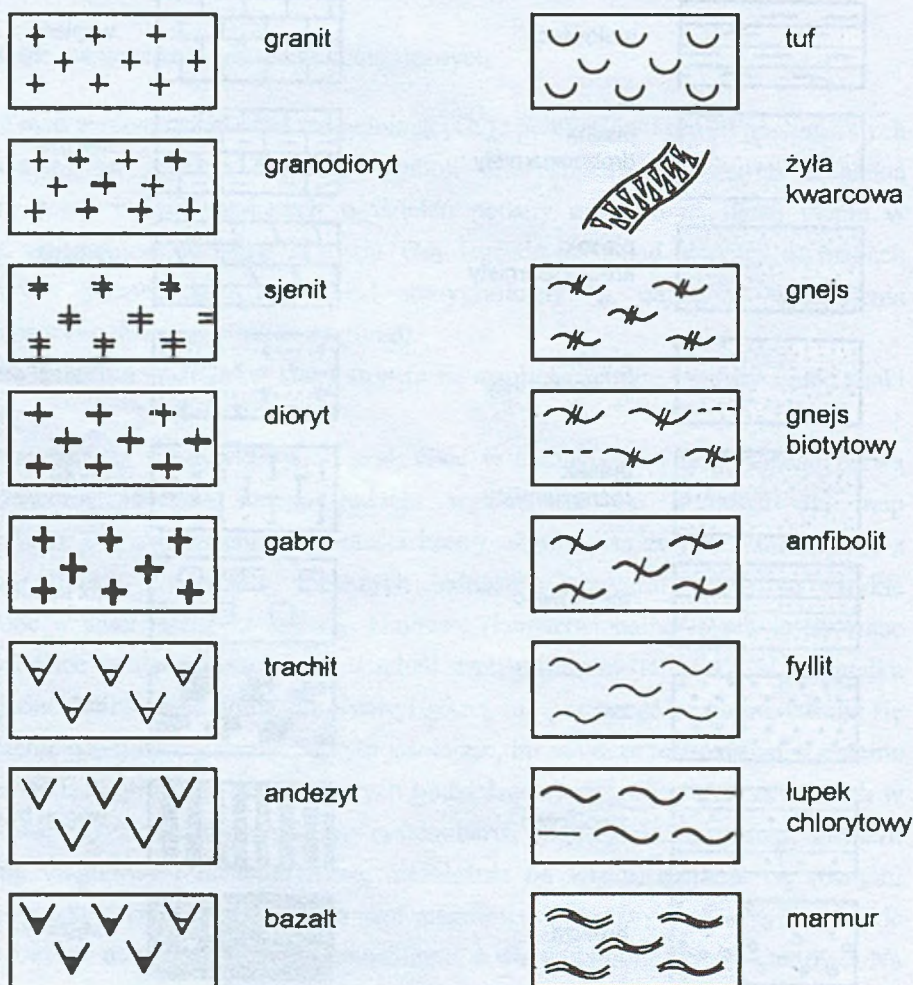
Dla zwiększenia czytelności mapy stosuje się symbole, barwy, szrafury i inne znaki graficzne.

**Barwą** oznacza się zwykle wiek skał, choć w szczególnych przypadkach barwą można oznaczać również innego rodzaju wydzielenia (np. litologia dla map litologicznych). Dla zwiększenia czytelności barwy używane są zwykle jednocześnie z symbolami. Barwy i symbole większych jednostek stratygraficznych są zwykle ujednolicone w skali międzynarodowej. Umowne (konwencjonalne) symbole używane zwykle w Polsce zamieszczone zostały w tabeli stratygraficznej (tab. 5.1). W przypadku podziału jednostki na część dolną, środkową i górną, lub poszczególne piętra, stosuje się różne odcienie danej barwy umownej, tym jaśniejsze, im młodsze jest ogniwo w obrębie danej jednostki. Przy bardzo szczegółowych podziałach stratygraficznych na mapach w dużych skalach bywa stosowany odrębny system barw, przyjęty dla danej mapy lub serii map. Skały magmowe i metamorficzne, niezależnie od wieku, oznacza się różnymi barwami w odcieniach jaskrawych. Dla skał magmowych kwaśnych stosuje się zwykle kolory czerwone, dla zasadowych ciemnozielone, a dla metamorficznych - różowe. Na mapach specjalnych, np. geologiczno-inżynierskich, hydrogeologicznych, surowcowych, itp. stosuje się nieco odmienne zestawy barw. Każda mapa geologiczna, pomimo zastosowania oznaczeń konwencjonalnych, musi być zaopatrzona w legendę objaśniającą wszystkie użyte na mapie barwy i symbole.

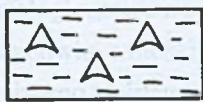


Rys. 5.2. Szrafury ważniejszych skał osadowych

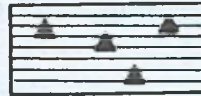
W przypadku map czarno-białych treść geologiczna przedstawiona jest w postaci **znaków graficznych**, wyrażających litologię (tzw. szrafur) oraz niektóre formy rzeźby terenu, elementy tektoniczne, itp. Niektóre znaki graficzne stosowane na mapach podane zostały na rys.4.1, najczęściej stosowane szrafury umowne przedstawiają rysunki 5.2 i 5.3. Szrafura stosowana jest przede wszystkim dla oznaczenia litologii na przekrojach i profilach geologicznych. Stosowane szrafury są znormalizowane, określone normą PN-76/G-09005, a także normami międzynarodowymi ISO 710, choć Polska nie przyjęła w pełni norm ISO, jako obowiązujących w naszym kraju.



Rys.5.3. Szrafury ważniejszych skał magmowych i metamorficznych



il z anhydrytem



łupek bitumiczny



dolomit  
zapiaszczony



piasek  
żelazisty

Rys.5.4 . Przykłady kombinacji szrafur dla oznaczenia rzadziej spotykanych typów skał

Szrafury podstawowe można modyfikować i kombinować dla oznaczenia rzadziej spotykanych typów skał (patrz rys. 5.4). W zależności od potrzeb można stosować różne efekty zagęszczania lub rozmieszczania kropek i kresek. Przy ustalaniu szrafur dla różnego rodzaju map geologicznych należy zwracać uwagę, aby:

- oznaczenia wydzieleni sąsiadujących ze sobą miały szrafurę kontrastową (różniącą się grubością lub zagęszczeniem znaków graficznych),
- szrafura była w miarę możliwości jednolita (należy unikać szrafur będących kombinacją kresek, kropek, wężyków, itp.),
- w zależności od skali mapy należy dobierać odpowiednie zagęszczenie i intensywność znaków graficznych.

Szrafury stosowane na przekrojach geologicznych powinny być wrysowane w taki sposób, by pokazywały upad utworów warstwowych, na mapach natomiast szrafurę rysuje się przeważnie równoległe do biegu warstw.

Znaki umowne stosowane na mapach geologicznych (por. rys. 2.6) umieszcza się w taki sposób, by środek znaku pokrywał się z rzeczywistym położeniem zaznaczonego obiektu.

**Symbole** stosowane na mapach geologicznych informują o wieku, genezie i litologii wydzielonych na mapie utworów. Poniżej podano zasady konstruowania symboli wg Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (1977).

Symbol złożony jest ze znaków cyfrowych i literowych. Dużą literą, położoną centralnie oznacza się system (okres) geologiczny. Ze względu na specyfikę utworów czwartorzędowych przyjęto odrębne zasady konstrukcji symboli dla wydzieleni czwartorzędu i dla wydzieleni starszych.

- I. W przypadku konstrukcji wydzieleni czwartorzędowych, po prawej stronie dużej litery Q umieszcza się znaki określające dokładny wiek, po lewej stronie - litologię i genezę.

znak literowy genezy (g - glacialna)	$g$	$Q$	$p^2$	
znak literowy litologii (pż - piaski ze żwirami)	znak literowy systemu (Q)	znak literowy plejstocenu (p)	znak cyfrowy piętra (2 - zlod. południowopolskie)	znak literowy

Przykłady symboli czwartorzędowych wydzieleń geologicznych:

${}^z_i Q_p^3$  - ily zwiertzelinowe zlodowacenia środkowopolskiego

${}^f_{mu} Q_h$  - mułki rzeczne - holocen

- II. W przypadku konstrukcji symboli wydzieleń starszych od czwartorzędu, prawa strona symbolu, oprócz znaków cyfrowych i literowych, bliżej określających wiek, zawiera również znaki literowe jednostek tektonicznych, serii oraz nazw lokalnych warstw. W symbolach utworów starszych od czwartorzędu zazwyczaj nie określa się genezy skały.

	$w$	$J^c$	$bj + bt$	znak literowy jednostki tektonicznej (c - seria czorsztyńska)
znak literowy litologii (w - wapienie)	znak literowy systemu (J - jura)	znak cyfrowy lub literowy piętra (bj+bt - bajos i baton)		

Przykłady symboli wydzieleń geologicznych starszych od czwartorzędu:

${}_{mu} T_k$  - mułowce kajpru,

${}_w T_2^1$  - wapienie dolnej części triasu środkowego (wapienia muszlowego)

${}_d D_e$  - dolomity eiflu

Istotnym elementem uzupełniającym mapę geologiczną jest **tekst objaśniający**. Zawiera on zwykle ogólną charakterystykę budowy geologicznej obszaru objętego mapą,



z uwzględnieniem litologii, stratygrafii i tektoniki opisywanych skał, a także zagadnienia geomorfologiczne, surowcowe, opis stosunków hydrogeologicznych itp. Zakończenie opisu stanowią wnioski; podaje się również spis wykorzystanej literatury. Do tekstu objaśniającego dołączone są również dodatkowe mapy (szkice), np. geomorfologiczne, tektoniczne, itp.

### *Dodatkowe elementy map geologicznych*

#### **Przekrój geologiczny**

Uzupełnieniem map geologicznych jest często **przekrój geologiczny**, obrazujący budowę wglębną. Jest on graficznym odwzorowaniem budowy geologicznej w przekroju pionowym; przedstawiony jest z dokładnością dostosowaną do tematyki i skali mapy. Sporządzany jest zwykle w oparciu o interpretację danych z otworów wiertniczych, wyrobisk górniczych i badawczych oraz w oparciu o wyniki prac geofizycznych. W niektórych przypadkach, na obszarach odkrytych, sporządza się przekroje geologiczne jedynie na podstawie wyników interpretacji prac zdjęciowych. Głębokość, do której przekrój przedstawia budowę geologiczną danego terenu, uwarunkowana jest rodzajem materiałów wyjściowych i aktualnym stopniem rozpoznania tej budowy; jednakże zawsze, w mniejszym lub większym stopniu, przekrój geologiczny jest wynikiem **interpretacji autora**.

Zasadniczym elementem treści każdego przekroju geologicznego są linie wynikające z intersekcji płaszczyzny przekroju z powierzchniami stropu i spągu warstw wydzielonych na przekroju (granice geologiczne) oraz z przecięcia się płaszczyzny przekroju z powierzchnią terenu (profil morfologiczny).

Skala pionowa i pozioma przekroju powinny być na ogół zgodne. W niektórych przypadkach, np. gdy warstwy mają bardzo małą miąższość, możliwe jest tzw. przewyższenie skali pionowej; nie może ono jednak przekraczać 25 razy, a w przypadku przekrojów geologiczno-inżynierskich - 10 razy. W przypadku przyjęcia innej skali pionowej należy oznaczyć to na przekroju (skala przedstawiona jest w postaci ułamka), a także pamiętać o odpowiednim zwiększeniu kątów upadu warstw.

Jeśli skale pozioma i pionowa różnią się między sobą, to skala pozioma jest z reguły mniejsza. Czytając przekrój geologiczny, na którym zastosowano dwie różne skale, należy zdawać sobie sprawę z faktu, iż miąższość warstw na przekroju jest przedstawiona w innej (większej) skali niż odległości w poziomie oraz wszystkie kąty mierzone w płaszczyźnie przekroju są większe niż w rzeczywistości. Stosunek wielkości kąta upadu na przekroju do odpowiadającego mu kąta rzeczywistego wzrasta wraz z wielkością stosunku skali pionowej do poziomej; nie są to jednak wielkości wprost proporcjonalne.

Stosunek tych wielkości określa wzór:

$$\alpha_1 = n \operatorname{tg} \alpha$$

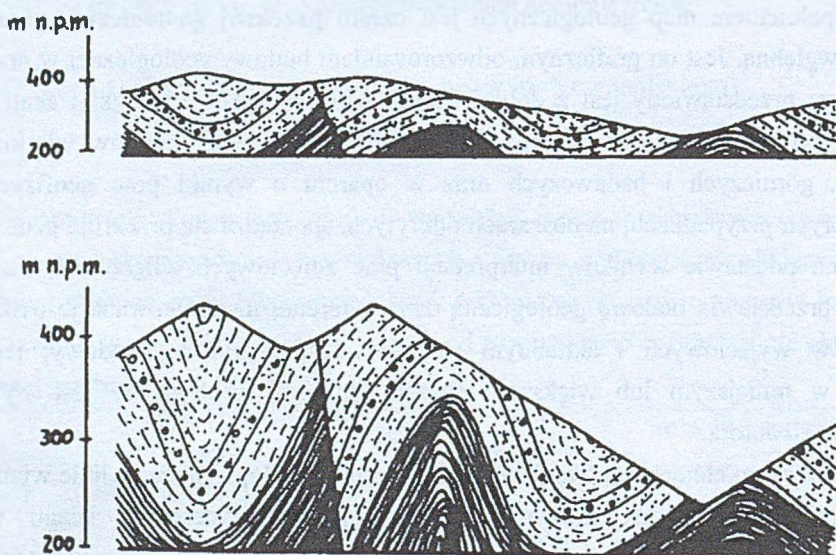
gdzie:

$n$  - krotność powiększenia skali pionowej,

$\alpha$  - normalny kąt upadu,

$\alpha_1$  - przewyższony kąt upadu.

Na rys.5.5 zastosowano trzykrotne przewyższenie.

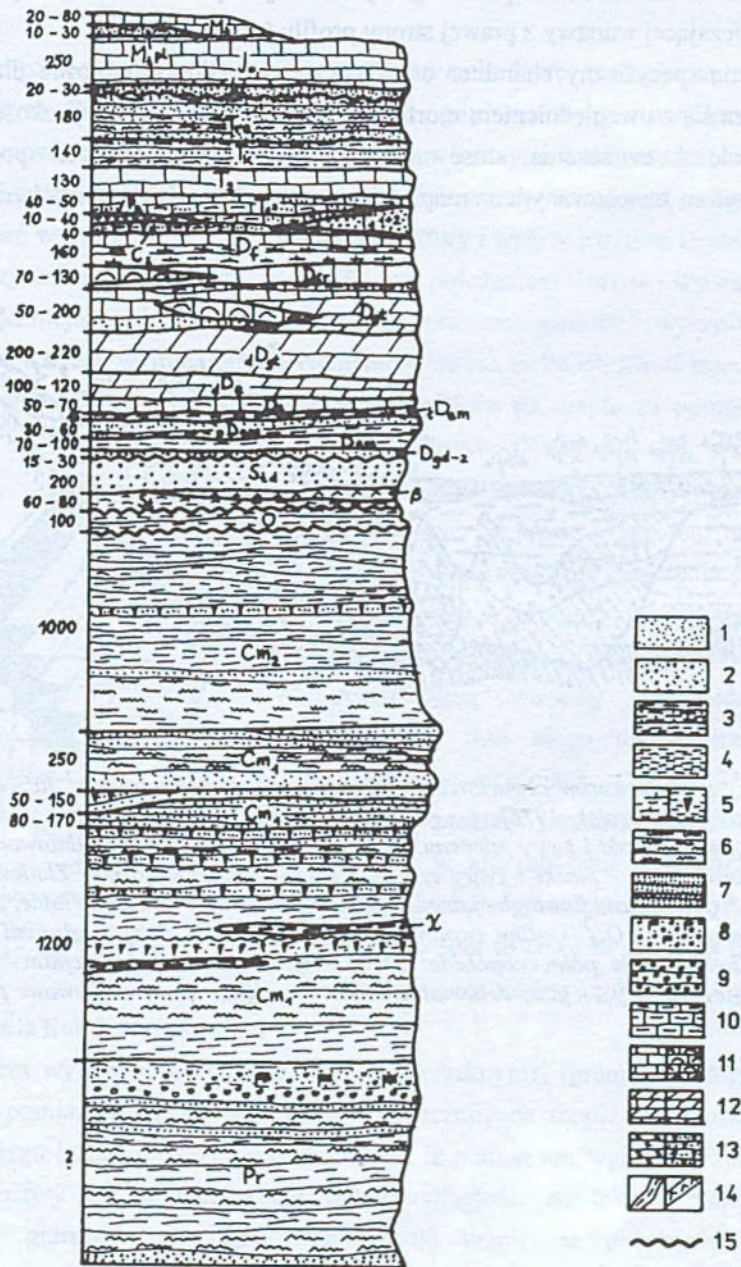


Rys.5.5. Przekrój geologiczny: a) bez przewyższenia - skala pionowa i pozioma są takie same, b) przewyższony - skala pionowa jest trzykrotnie przewyższona w stosunku do poziomej

### Profil geologiczny

W odróżnieniu od przekroju, **profil geologiczny** przedstawia kolejność faktów geologicznych na odcinkach, gdzie widoczna jest budowa, np. na odsłoniętym stoku, na ścianie kamieniołomu, na zboczu wąwozu.

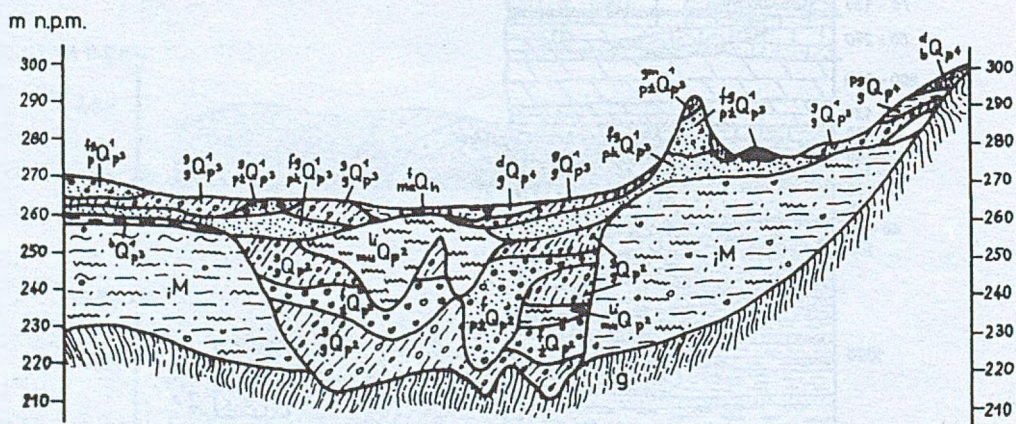
Jako załącznik do map geologicznych sporządza się zwykle **profile syntetyczne** (zbiorcze), zwane też profilami słupkowymi. Sa one konstruowane na podstawie syntezy szeregu profilów terenowych, otworów wiertniczych i innych dostępnych materiałów geologicznych dla obszaru objętego mapą. Profile syntetyczne przedstawiają następstwo, miąższość i wzajemny stosunek wszystkich występujących na danym obszarze utworów.



Rys.5.6. Profil syntetyczny utworów starszych od czwartorzędu - okolice Daleszyc [wg Filonowicza, 1974]: 1 - piaski, 2 - piaski ze żwirami, 3 - ilowce i ilowce piaszczyste, 4 - łupki, 5 - łupki margliste; łupki krzemionkowe, 6 - mulowce, 7 - piaskowce, 8 - szarogłazy i arkozy, 9 - zlepieńce, 10 - margle, 11 - wapienie; wapienie rafowe, 12 - wapienie dolomityczne; dolomity, 13 - konkracje żelaziste; kwarcyty, 14 - lamprofiry ( $\chi$ ); diabazy ( $\beta$ ), 15 - kontakty erozyjne

Zmienność odporności na wietrzenie poszczególnych skał jest przedstawiona za pomocą falistej linii ograniczającej warstwę z prawej strony profilu (rys. 5.6).

Ze względu na specyficzny charakter osadów czwartorzędowych profile dla tych utworów sporządza się z uwzględnieniem morfologii terenu i ich sytuacji wysokościowej (rys. 5.7). Symbole i oznaczenia stosowane dla profili geologicznych powinny odpowiadać symbolom zastosowanym na mapie i być ujęte w legendzie i objaśnieniach.



Rys.5.7. Syntetyczny profil utworów czwartorzędowych wyżyny lodowcowej okolic Jażwiny [wg Szalamacha, Walczak-Augustyniak, 1976]: g - gnejsy prekambry; Neogen:  ${}_1M$  - ily z wkładkami węgla brunatnego, mułki, piaski i żwiry miocenu; Plejstocen; Zlodowacenie południowopolskie:  $g^s Q_{p2}$  - gliny zwałowe,  $p^r Q_{p2}$  - piaski i żwiry rzeczne,  $mu^h Q_{p2}$  - mułki jeziorne.; Zlodowacenie środkowopolskie:  $p^k Q_{p3}$  - piaski fluwioglacjalne,  $p^z Q_{p3}$  - piaski i żwiry fluwioglacjalne,  $p^z Q_{p3}^1$  - piaski i żwiry lodowcowe,  $g^s Q_{p3}^1$  - gliny zwałowe,  $p^z Q_{p3}^1$  - piaski i żwiry z głazami moren martwego lodu, Zlodowacenie północnopolskie:  $g^{ps} Q_{p4}$  - gliny pylaste peryglacjalne,  $b^d Q_{p4}$  - rumosze skalne zaglinione,  $g^d Q_{p4}$  - gliny deluwialne, Holocen:  $ma^f Q_{p4}$  - mady napytywowe pylasto-piaszczyste

## 6. KONSTRUKCJE NA MAPACH GEOLOGICZNYCH

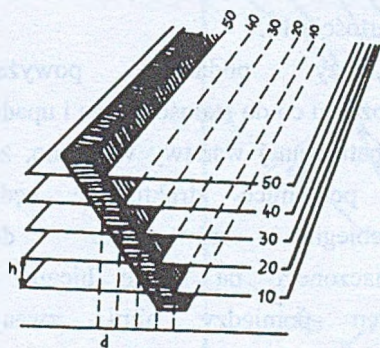
Mapa geologiczna intersekcyjna przedstawia budowę geologiczną za pomocą granic geologicznych. Są to tzw. **linie intersekcyjne**, gdyż powstają w wyniku **intersekcji**, czyli przecięcia powierzchni geologicznych (granicy warstwy, uskoku, nasunięcia) z powierzchnią terenu. Rozpatrując obraz intersekcyjny na mapie należy wziąć pod uwagę dwa zasadnicze czynniki nań wpływające: geometrię danej struktury i wpływ erozji na tę strukturę.

Między trzema elementami: rzeźbą terenu, położeniem warstw i liniami intersekcyjnymi na mapie istnieją ściśle zależności określone prawami geometrii wykreślnej. Dzięki temu znając dwa, z trzech wymienionych, elementów można zrekonstruować trzeci.

Położenie warstwy w przestrzeni jest określone na mapie za pomocą tzw. poziomicy

strukturalnych. Powstają one wskutek przecięcia powierzchni warstwy płaszczyznami poziomymi, oddalonymi od siebie o ten sam moduł, tzw. cięcia warstwiczne (rys. 6.1). Znaczenie pojęcia poziomicy strukturalnej wyjaśnia rys. 6.2 (por. też rys. 6.9). Na podkładzie topograficznym wyznaczono linię intersekcyjną warstwy na podstawie punktów przecięcia linii biegu tej warstwy, leżących na różnych wysokościach, z poziomiami terenowymi.

Bieg to prosta wyznaczona przez co najmniej dwa punkty, w których dana powierzchnia geologiczna przecina się z powierzchnią poziomą. **Poziomica strukturalna** to tylko ta część tej prostej, która leży na danej powierzchni geologicznej.

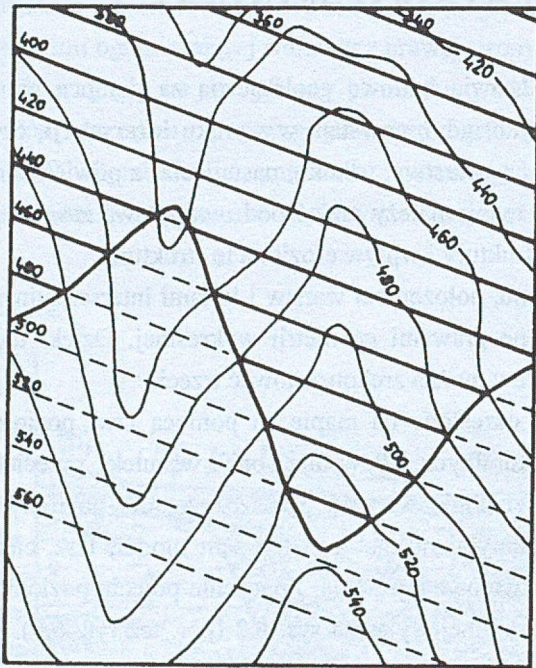


Rys. 6.1. Powierzchnia warstwy przecięta płaszczyznami poziomymi:  $h$  – cięcia warstwiczne,  $d$  – moduł intersekcyjny  
[Grodzicki (red.), 1977]

### Wyznaczanie linii intersekcyjnej

Punktem wyjścia dla wykreślenia linii intersekcyjnej (granicy geologicznej) warstwy<sup>1</sup> może być pomiar wykonany w terenie i oznaczony na mapie topograficznej za pomocą symbolu biegu i upadu. Przyjmijmy założenie, iż pomiar ten wykonany został na spagu lub stropie warstwy lub w bardzo niewielkiej odległości od takiej granicy. Gdy chcemy wyznaczyć granicę geologiczną warstwy na mapie na podstawie jednego punktu pomiarowego, należy przyjąć założenie, że jej powierzchnia graniczna (strop albo spąg) jest

<sup>1</sup> „Warstwa” jest tu pewnym uproszczeniem, stosowanym w dalszym ciągu rozważań, może ona jednak oznaczać nie tylko spąg lub strop warstwy, lecz również inną granicę geologiczną, np. powierzchnię uskoku, nasunięcia itp.



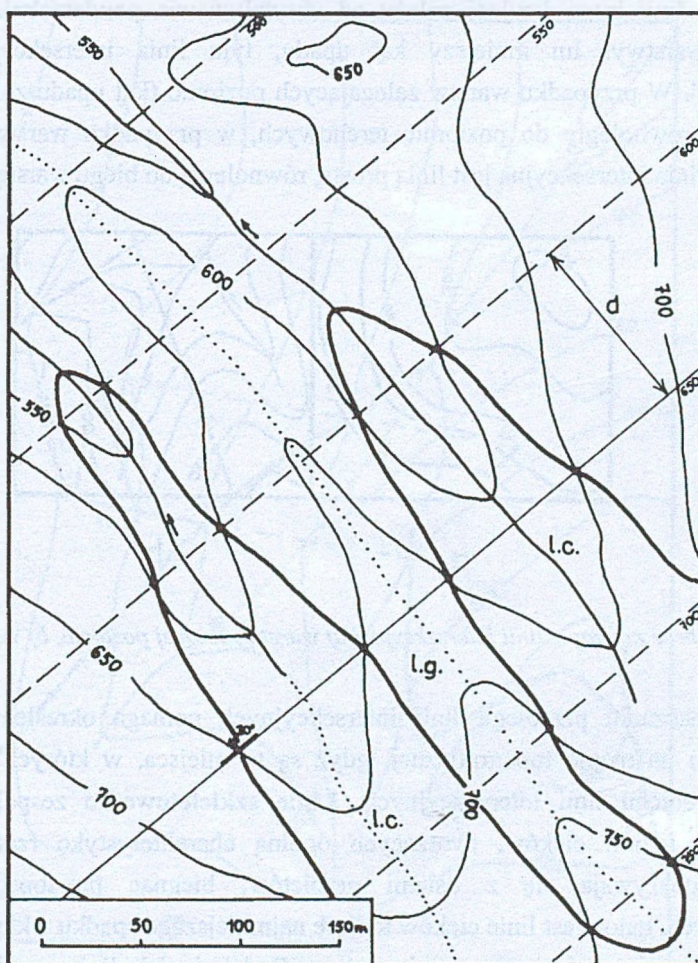
Rys. 6.2. Intersekcja warstwy nachylonej (powierzchnia stropu lub spągu warstwy). Linie biegu oznaczone przerywaną linią pogrubioną są na tych odcinkach, które znajdują się na powierzchni warstwy - są to poziomice strukturalne

zbliżona do płaszczyzny, tj. jej bieg i upad są stałe. Zadaniem naszym jest odnalezienie miejsc przecięcia się powierzchni warstwy z powierzchnią terenu. W tym celu należy wykreślić poziomice strukturalne warstwy wycechowane w taki sam sposób jak poziomice terenu. Szukany ślad przecięcia się obu powierzchni będzie wyznaczony przez punkty powstałe w wyniku przecięcia się obu rodzajów poziomicy o takich samych cechach (wartościach).

Przy podanym powyżej założeniu co do stałości biegu i upadu rozpatrywanej warstwy wiadomo, że jej poziomice strukturalne będą przebiegać równoległe do zaznaczonego na mapie biegu, a odstęp pomiędzy nimi, zwany modułem, będzie wartością stałą. Linie biegu oznaczone symbolicznie

na mapie można przedłużyć i oznaczyć cechą o takiej samej wartości jak poziomica topograficzna, na której umieszczony został symbol (na rys. 6.3 jest to 650 m n.p.m.). Wynika to z faktu, iż w miejscu wychodni (ukazania się warstwy na powierzchni) poziomica strukturalna warstwy ma wartość równą wartości poziomicy terenu przebiegającej w tym miejscu. Następnie należy wyznaczyć odległość pomiędzy kolejnymi poziomcami strukturalnymi - tzw. **moduł intersekcyjny** -  $d$ . Jest to rzut pionowy na płaszczyznę poziomą odcinka warstwy zawartego między dwoma najbliższymi poziomcami (por. rys. 6.1). Jest on wprost proporcjonalny do wysokości cięcia warstwicowego  $h$ , a odwrotnie proporcjonalny do wartości kąta upadu warstwy  $\alpha$ . Wielkość modułu można odczytać bezpośrednio z konstrukcji lub obliczyć trygonometrycznie ze wzoru:

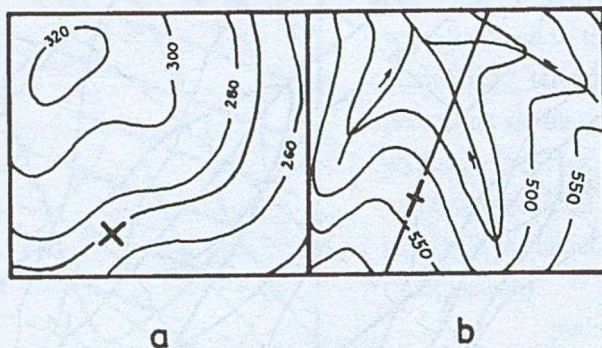
$$d = \frac{h}{\operatorname{tg} \alpha}$$



Rys.6.3. Wyznaczanie linii intersekcyjnej na podstawie pomiaru biegu i upadu warstwy w terenie; liniami kropkowanymi oznaczono linie szkieletowe: l.c. - linia ciekru, l.g. - linia grzbietu

Na przykładzie pokazanym na rys. 6.3 cięcie warstwicowe  $h$  wynosi 50 m (różnica wysokości pomiędzy kolejnymi poziomiami na mapie). Z podanego powyżej wzoru obliczamy wielkość  $d$  (w tym przypadku, dla kąta upadu  $30^\circ$  wynosi ona 86,6 m). Wielkość tę należy przeliczyć do skali mapy lub odczytać z podziałki liniowej i odłożyć w kierunku prostopadłym narysowanej już linii biegu. Równoległe do istniejącej już poziomicy strukturalnej, przechodzącej przez punkt biegu i upadu, rysujemy kolejne poziomicę, oddalone od siebie o wartość  $d$ . Aby wycechować te poziomicę, należy pamiętać, że ich wartość maleje zgodnie z kierunkiem upadu warstwy. Po wyznaczeniu punktów przecięcia się poziomicy strukturalnych warstwy z poziomiami terenu o takich samych wartościach należy je połączyć tak, aby uzyskać szukaną linię intersekcyjną.

Przebieg linii intersekcyjnej zależy od ukształtowania powierzchni terenu i od kąta nachylenia warstwy. Im mniejszy kąt upadu, tym linia intersekcyjna jest bardziej "powyginana". W przypadku warstw zalegających poziomo (kąt upadu zbliżony do  $0^\circ$ ) linia ma przebieg równoległy do poziomicy terenowych, w przypadku warstw pionowych (kąt upadu  $90^\circ$ ) - linia intersekcyjna jest linią prostą, równoległą do biegu warstwy (rys. 6.4).



Rys.6.4. Obraz na mapie linii intersekcyjnej a) warstwy leżącej poziomo, b) warstwy pionowej

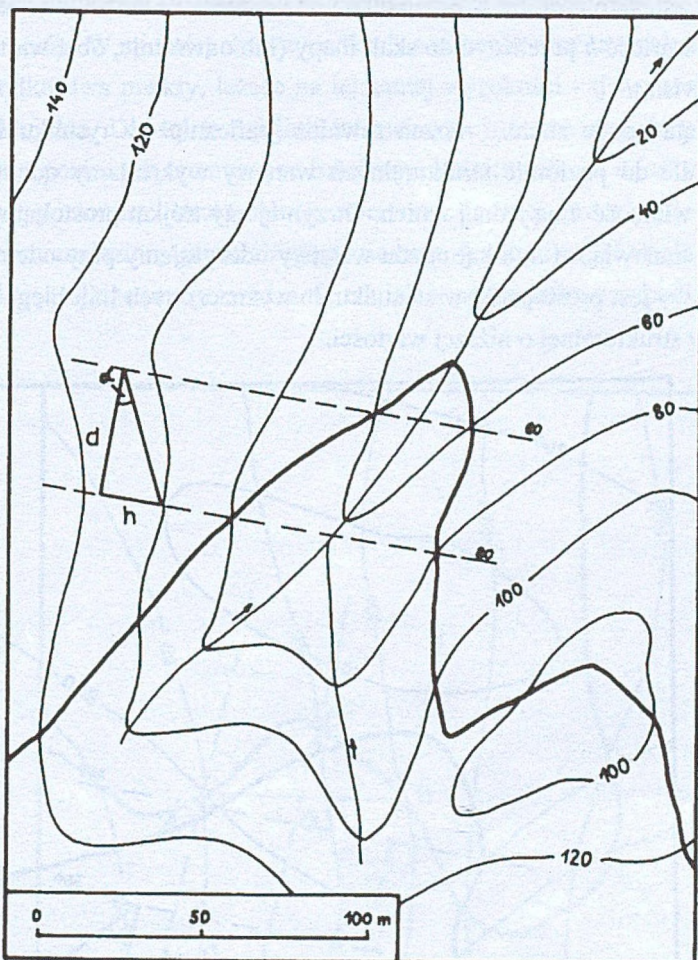
W wyznaczaniu przebiegu linii intersekcyjnych pomaga określenie przebiegu linii szkieletowych na mapie topograficznej, gdyż są to miejsca, w których następuje zmiana kierunku przebiegu linii intersekcyjnych. **Linie szkieletowe** to zespół umownych linii grzbietowych i linii cieków, tworzących ogólną charakterystykę rzeźby terenu. Linie grzbietowe pokrywają się z osiami grzbietów, biegnąc prostopadle do poziomicy topograficznych, natomiast linie cieków to linie najmniejszego spadku wklęsłej, dwuspadowej formy terenu, pokrywające się z osią doliny. Podobnie jak linie grzbietów, biegną one prostopadle do poziomicy terenowych. Bardzo często na mapach topograficznych są one już w sposób naturalny wyznaczone przez ciek wodny (rzeki, strumienie). Na rys. 6.3 przedstawiono przykładowo przebieg linii szkieletowych za pomocą linii kropkowanej.

### Wyznaczanie biegu i upadu warstwy na podstawie linii intersekcyjnej

Bieg i upad warstwy można wyznaczyć z mapy geologicznej wykonanej na podkładzie topograficznym. W zależności od sytuacji na mapie można to zrobić różnymi sposobami:

**Wyznaczanie położenia warstwy na podstawie dwóch linii biegu** (rys. 6.5). Aby wykreślić linię biegu na podstawie linii intersekcyjnej, należy znaleźć dwa punkty przecięcia jednej linii intersekcyjnej (stropu lub spągu warstwy) z poziomica terenową o tej samej wartości. Przez połączenie tych punktów otrzymujemy bieg warstwy (stropu lub spągu) lub,





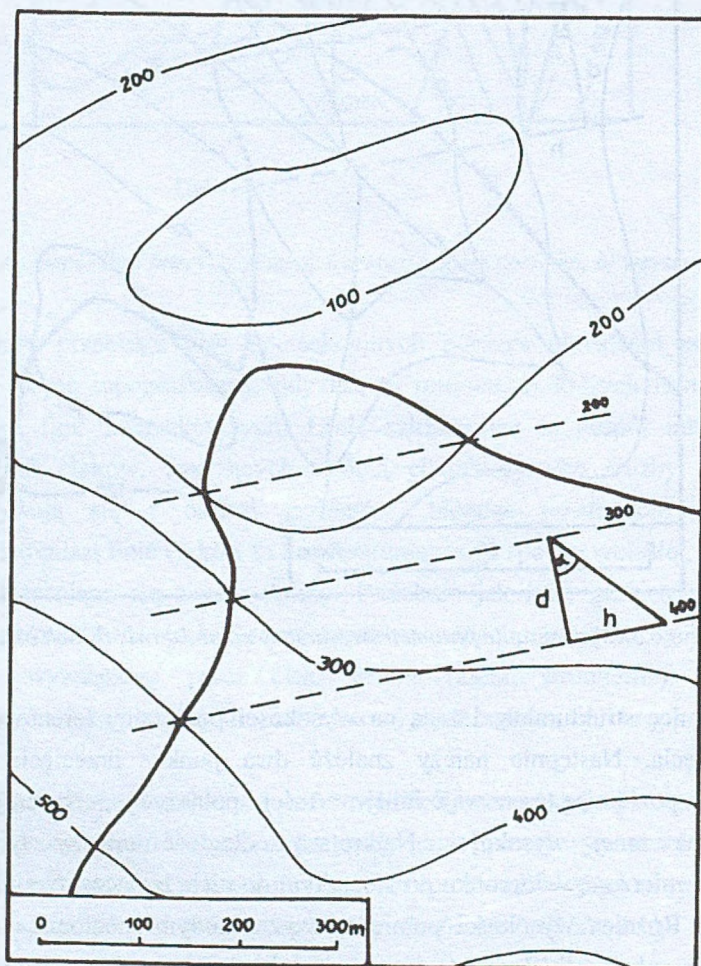
Rys. 6.5. Wyznaczanie parametrów warstwy na podstawie dwóch biegów

inaczej, poziomice strukturalną, leżącą na wysokości poziomicy terenowej wyznaczającej punkty przecięcia. Następnie należy znaleźć dwa punkty przecięcia tej samej linii intersekcyjnej z poziomica terenową o innej wartości i połączyć je, otrzymując bieg tej samej płaszczyzny na innej wysokości. Najkrótszą odległość między tymi poziomcami strukturalnymi, mierzoną w kierunku prostym do nich, oznaczamy symbolem  $d$  (moduł intersekcyjny). Różnica wysokości pomiędzy wyznaczonymi poziomcami strukturalnymi oznaczona jest symbolem  $h$ . Znając te dwie wartości można ze znanego już wzoru wyznaczyć kąt upadu warstwy:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{d}$$

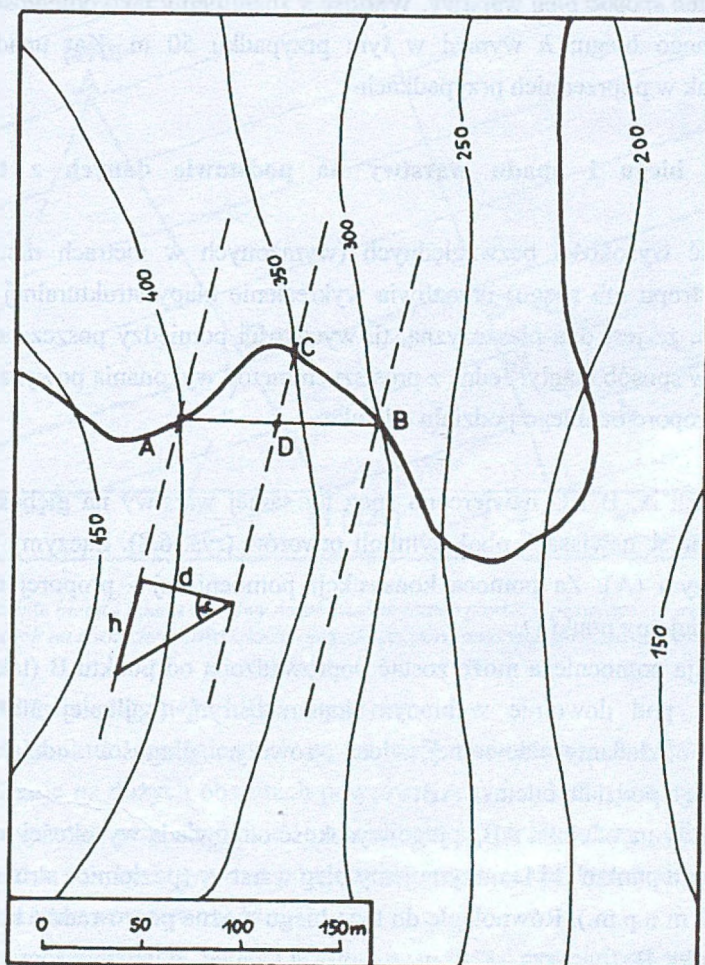
Pamiętać należy jednak o tym, by w przypadku podstawiania do wzoru wartości  $d$  odczytanej z mapy również wartość  $h$  przeliczyć do skali mapy (lub odwrotnie, obie wartości podać jako wielkość rzeczywistą).

Wielkość kąta upadu znaleźć można również graficznie - z rysunku wykonanego na mapie. Prostopadle do poziomic strukturalnych warstwy wykreślamy odcinek  $d$  i w skali mapy odcinamy wielkość  $h$  na jednej z nich. Otrzymujemy trójkąt prostokątny, którego dwie przyprostokątne stanowią  $h$  i  $d$ , a kąt upadu warstwy odczytujemy przy odcinku  $d$ . Kierunek nachylenia warstwy jest prostopadły w stosunku do wyznaczonych linii biegu i skierowany w stronę poziomic strukturalnej o niższej wartości.



Rys. 6.6. Wyznaczanie parametrów warstwy na podstawie jednego biegu warstwy i jednego punktu leżącego na innej wysokości

*Wyznaczanie położenia warstwy na podstawie jednego biegu i jednego punktu na innej wysokości (rys. 6.6). W niektórych przypadkach na mapie można znaleźć na jednej linii intersekcyjnej tylko dwa punkty, leżące na tej samej wysokości - tj. wyznaczyć tylko jedną poziomicy strukturalną. Dla tej samej linii intersekcyjnej można znaleźć co najmniej jeden punkt przecięcia z poziomicy terenową na innej wysokości; wielkość  $d$  jest wtedy odległością tego punktu od poziomicy strukturalnej, mierzoną do niej prostopadłe. Możemy więc poprowadzić przez znaleziony punkt drugą poziomicy strukturalną, równoległą do pierwszej. Dalszą konstrukcję trójkąta przeprowadza się tak jak w poprzednim przypadku.*



*Rys. 6.7. Wyznaczanie biegu i upadu warstwy na podstawie trzech punktów leżących na różnych wysokościach*

**Wyznaczanie biegu i upadu na podstawie trzech punktów, leżących na różnych wysokościach** (rys. 6.7). Jeżeli na mapie linia intersekcyjna nie przecina się dwa razy z tą samą poziomica, trudność sprowadza się do znalezienia linii biegu. W tym celu znajdujemy dwa punkty przecięcia (A i B) danej linii intersekcyjnej z dwiema poziomcami, różniącymi się więcej niż o jedno cięcie warstwiczne (nie mogą to być sąsiednie poziomice) i łączymy je ze sobą. Na rys. 6.7 punkt A leży na wysokości 400 m n.p.m., punkt B na wysokości 300 m n.p.m. Leżący w połowie odległości między nimi punkt D należy do warstwy i znajduje się na wysokości 350 m n.p.m. (odcinek AB wraz z punktem D leżą na tej samej płaszczyźnie danej warstwy). Punkt D można połączyć z leżącym na tej samej wysokości punktem C i wyznaczyć w ten sposób bieg warstwy. Wartość  $d$  znajdujemy jako odległość punktu A lub B od wyznaczonego biegu;  $h$  wynosi w tym przypadku 50 m. Kąt upadu wyznacza się analogicznie jak w poprzednich przypadkach.

### **Wyznaczanie biegu i upadu warstwy na podstawie danych z trzech otworów wiertniczych**

Znajomość wysokości bezwzględnych (wyrażonych w metrach n.p.m.) powierzchni warstwy (jej stropu lub spągu) umożliwia wykreślenie mapy strukturalnej tej powierzchni, przy założeniu, że jest ona płaszczyzną, tj. wysokości pomiędzy poszczególnymi otworami zmieniają się w sposób ciągły. Jedną z prostszych metod wykonania powyższego zadania jest tzw. metoda proporcjonalnego podziału odcinka.

#### *Przykład:*

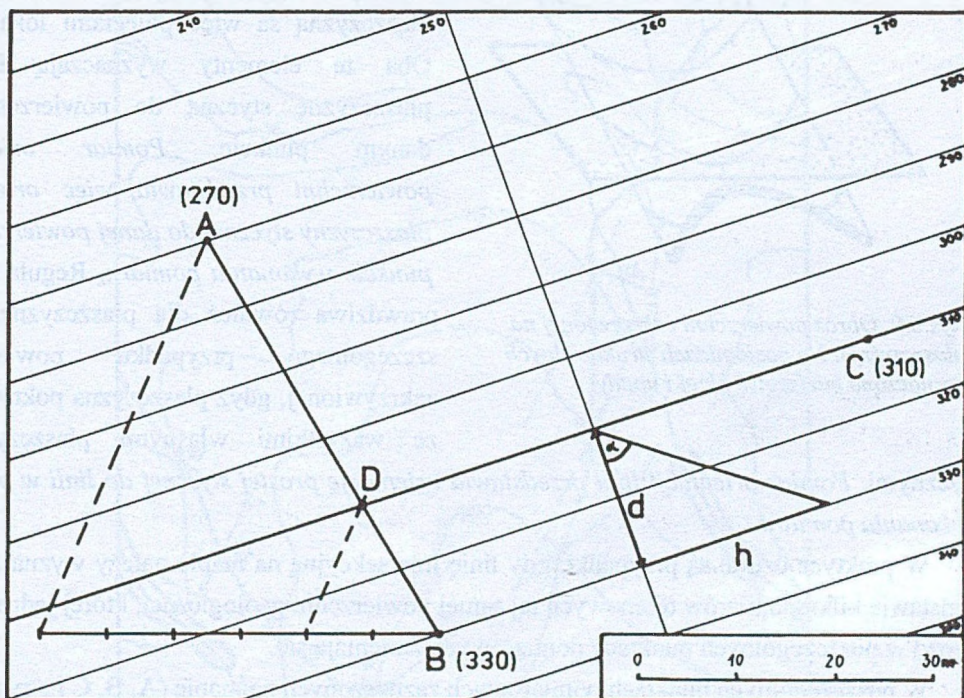
W punktach A, B i C nawiercono spąg tej samej warstwy na głębokościach, których wartości podano w nawiasach obok symboli otworów (rys. 6.8). Łączymy punkt najwyższy (B) z najniższym (A). Za pomocą konstrukcji pomocniczej - proporcjonalnego podziału odcinka - znajdujemy punkt D.

Konstrukcja pomocnicza może zostać poprowadzona od punktu B (tak jak na rysunku) lub punktu A pod dowolnie wybranym kątem ostrym (najlepiej 30-60°). Na prostej pomocniczej odkładamy dowolnej, lecz równej, długości odcinki, służące do proporcjonalnego podziału odcinka AB.

Punkt D leży na odcinku AB, a jego wysokość odpowiada wysokości punktu C. Dlatego też po połączeniu punktu C i D otrzymujemy bieg warstwy (poziomicę strukturalną, leżącą na wysokości 310 m n.p.m.). Równoległe do tego biegu można poprowadzić kolejne linie biegu, np. przez punkt B (na wys. 330 m n.p.m.). Odcinek  $d$  wyznaczony jest w kierunku prostopadłym do biegu; odpowiada on w tym przypadku różnicy wysokości  $h = 20$  m. Po przeliczeniu  $h$  według skali mapy można obliczyć kąt upadu ze wzoru  $tga = h / d$ . Można

również rozwiązać to zadanie konstrukcyjnie. W przykładzie na rys. 6.8, kąt ten wynosi  $54^\circ$ ; warstwa nachylona jest w kierunku NNW.

W celu wykreślenia mapy strukturalnej danej powierzchni można poprowadzić odpowiednią liczbę linii biegu. Dobór cięcia izolinii można przyjąć dowolnie, według potrzeb. Na rys 6.8 poprowadzono poziomicę strukturalne spągu warstwy co 10 m.



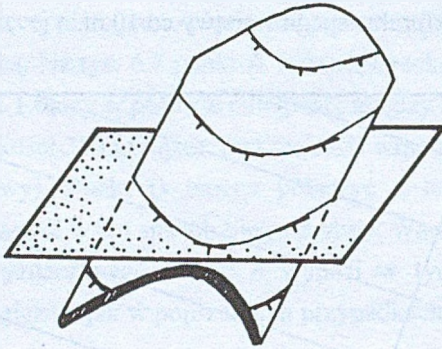
Rys.6.8. Wyznaczanie biegu i upadu warstwy na podstawie trzech punktów płaszczyzn stropu lub spągu, leżących na różnych wysokościach - metodą proporcjonalnego podziału odcinka

### Wyznaczanie linii intersekcyjnej z kilku pomiarów

Powierzchnie struktur geologicznych są na ogół urozmaicone i tylko w niektórych przypadkach można je na dużych obszarach przyrównywać do płaszczyzn, np. powierzchnie stropu i spągu warstw przy budowie monoklinalnej, powierzchnie ślizgowe dużych regularnych uskoków, itp. Im krzywizna powierzchni jest większa, tym mniejsze są wycinki, które praktycznie można uznać za płaskie.

W takim przypadku pojęcie biegu i upadu musi zostać uogólnione w odniesieniu do powierzchni zakrzywionych. Rozpatrzmy wygiętą powierzchnię z zaznaczonymi poziomiami strukturalnymi (rys. 6.9).

**Biegiem powierzchni w danym punkcie** nazywamy prostą styczną do poziomicy przechodzącej przez ten punkt. **Upadem powierzchni w danym punkcie** nazywamy linię największego spadku przechodzącą przez dany punkt. Inaczej, jest to najkrótszy odcinek



Rys. 6.9. Obraz powierzchni zakrzywionej na płaszczyźnie. Na poziomicach strukturalnych zaznaczone miejscowe biegi i upady

łączy dwie sąsiednie poziomicę ze zwrotem skierowanym w stronę poziomicę niższej. Bieg i upad powierzchni nie będącej płaszczyzną są więc pojęciami lokalnymi. Oba te elementy wyznaczają łącznie płaszczyznę styczną do powierzchni w danym punkcie. *Pomiar orientacji powierzchni przedstawia więc orientację płaszczyzny stycznej do danej powierzchni w punkcie wykonania pomiaru.* Reguła ta jest prawdziwa również dla płaszczyzny, jako szczególnego przypadku powierzchni zakrzywionej, gdyż płaszczyzna pokrywa się ze wszystkimi własnymi płaszczyznami stycznymi. *Pomiar orientacji linii przedstawia orientację prostej stycznej do linii w punkcie wykonania pomiaru.*

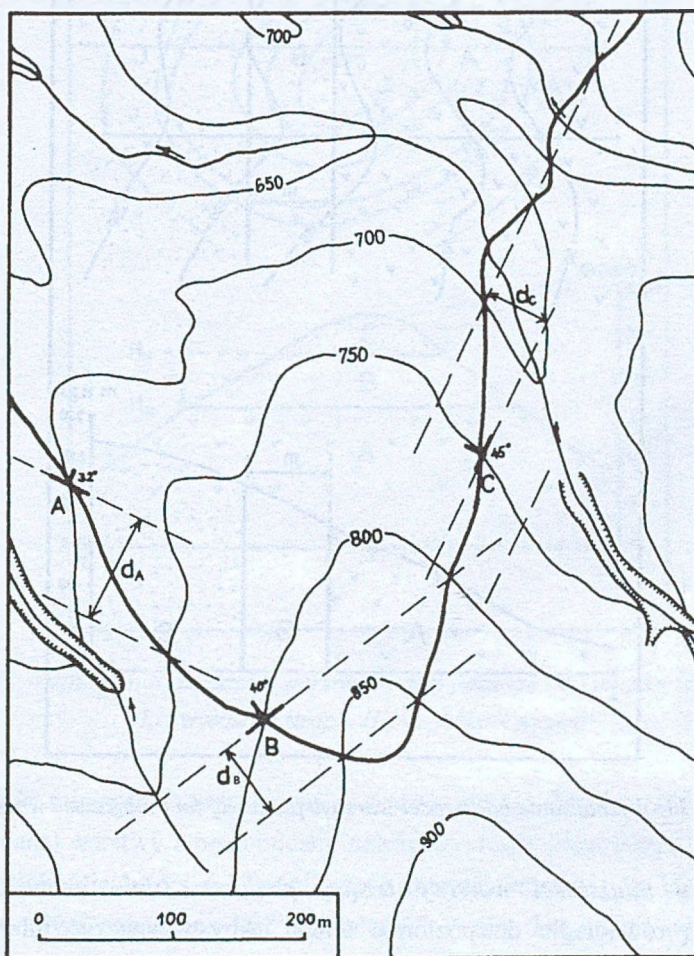
W praktyce częste są przypadki, gdy linię intersekcyjną na mapie należy wyznaczyć na podstawie kilku pomiarów terenowych tej samej powierzchni geologicznej, której jednak bieg i upad w poszczególnych punktach pomiarowych zmieniają się.

W poszczególnych punktach pomiarowych zaznaczonych na mapie (A, B, C na rys. 6.10) należy przedłużyć linie biegu, a także wykreślić w kierunku prostopadłym do nich odcinki  $d$ , obliczone dla danego kąta upadu. Następnie równoległe do danych biegów należy wykreślić (oddalone od siebie o moduł  $d$ ) kolejne linie biegu, o wartościach odpowiadających wysokościami poziomic terenowych. Biegi leżące na tych samych wysokościach, a wykreślone z różnych punktów pomiaru, łączymy ze sobą i uzyskujemy przybliżone poziomicę strukturalne danej warstwy (jej stropu lub spągu). Punkty przecięcia się tych poziomic z poziomicami terenowymi, leżącymi na tych samych wysokościach, są punktami, przez które przeprowadzamy linię intersekcyjną.

### Wyznaczanie miąższości warstwy z mapy

Miąższość warstwy jest to jej grubość mierzona w kierunku prostopadłym do stropu i spągu. Grubość warstwy zmierzona w każdym innym kierunku, nieprostopadłym do spągu i stropu, jest miąższością pozorną, zawsze większą od miąższości rzeczywistej. Widoczna na mapie

odległość pomiędzy linią intersekcyjną wyznaczającą strop i spąg warstwy jest rzutem pionowym na płaszczyznę poziomą pozornej miąższości warstwy. Jedynie w przypadku warstwy pionowej, o upadzie  $90^\circ$  miąższość pozorna odczytana z mapy odpowiada rzeczywistej miąższości warstwy.

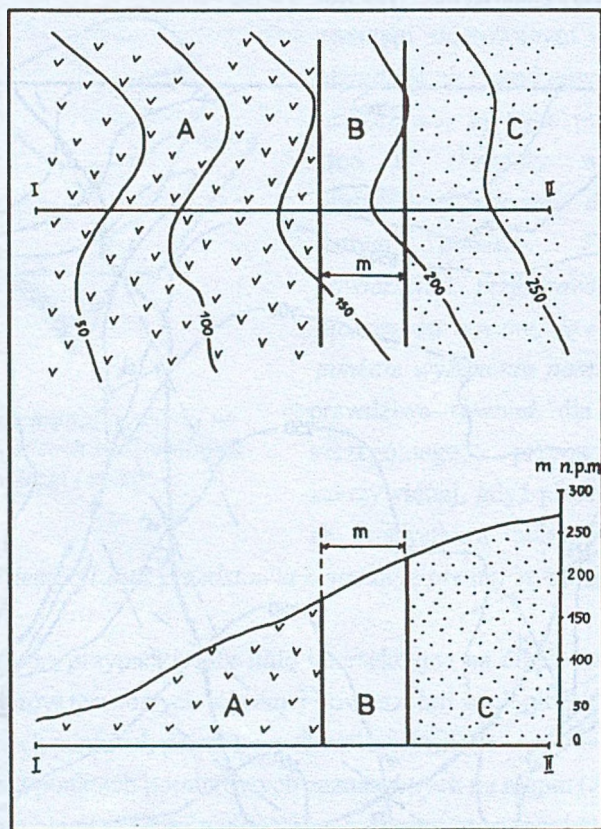


Rys.6.10. Wyznaczanie linii intersekcyjnej z trzech różnych pomiarów

Miąższość warstwy można wyznaczyć bezpośrednio z mapy - przy użyciu odpowiednich wzorów, lub wyznaczyć konstrukcyjnie na przekroju wykonanym w kierunku prostopadłym do biegu warstwy. W poniższych przykładach podano obie te metody.

**Wyznaczanie miąższości warstwy pionowej.** Linie intersekcyjne warstwy pionowej są zbliżone do linii prostych i biegną niezależnie od przebiegu poziomicy terenowych. Miąższość

warstwy jest równa w takim przypadku odległości między granicami warstwy na mapie. Pomiaru dokonuje się w kierunku prostopadłym do biegu warstwy, czyli w tym przypadku do linii intersekcyjnych (rys. 6.11).



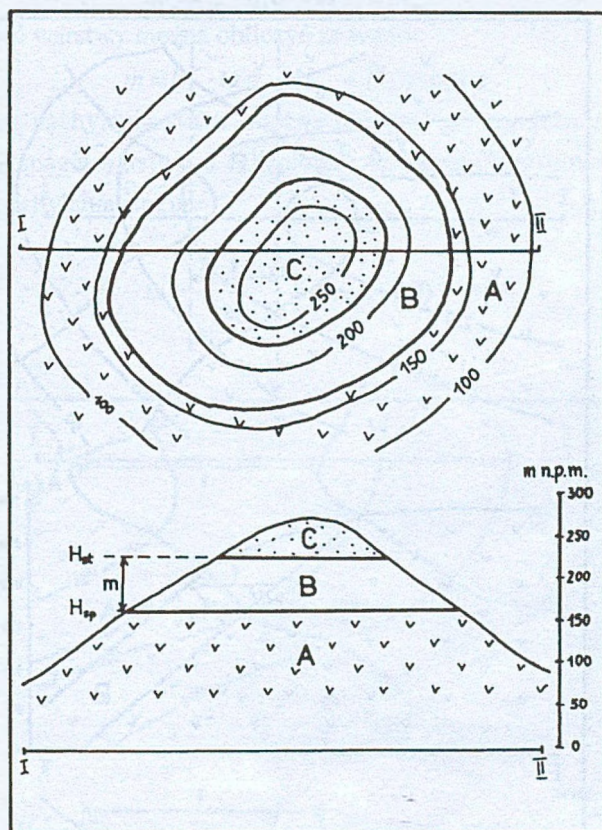
Rys.6.11. Wyznaczanie miąższości warstwy pionowej ( $m$  - miąższość warstwy)

**Wyznaczanie miąższości warstwy leżącej poziomo.** Linie intersekcyjne warstwy poziomej będą równoległe do poziomicy terenu. Aby wyznaczyć miąższość warstwy poziomej wystarczy odczytać z mapy bezwzględną wysokość występowania spągu ( $H_{sp}$ ) i stropu ( $H_{st}$ ) warstwy (rys. 6.12). Różnica tych wysokości jest miąższością warstwy:

$$m = H_{st} - H_{sp}$$

W przypadku każdego innego nachylenia warstwy miąższość jej można wyznaczyć na podstawie wykreślonych na mapie linii biegów stropu i spągu warstwy, jeśli jest to możliwe. W pozostałych przypadkach należy oprzeć się na pomiarze odległości pomiędzy liniami intersekcyjnymi stropu i spągu warstwy.



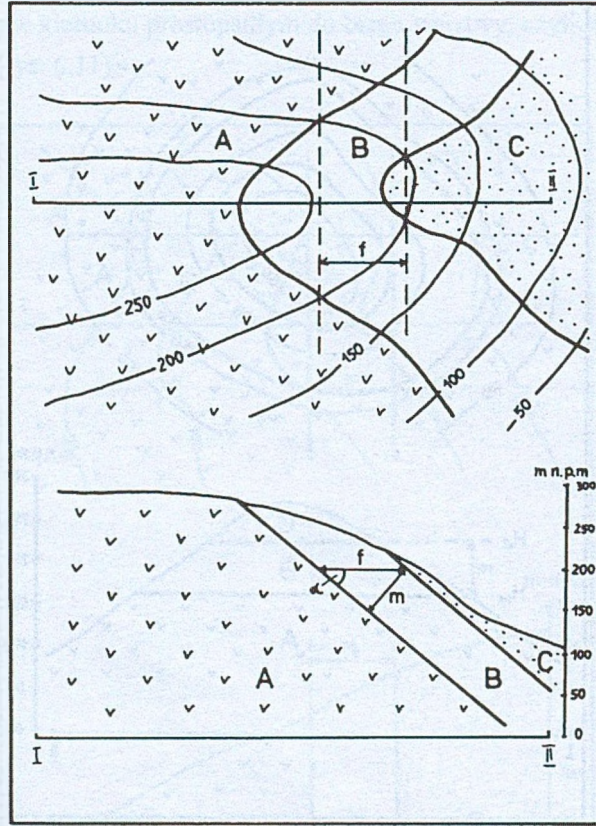


Rys. 6.12. Wyznaczanie miąższości warstwy leżącej poziomo ( $m$  - miąższość warstwy,  $H_{st}$  - wysokość stropu,  $H_{sp}$  - wysokość spągu)

**Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie dwóch biegów.** Z punktu przecięcia stropu i spągu danej warstwy z poziomnicami należy wykreślić biegi stropu i spągu leżące na tych samych wysokościach (rys. 6.13). Odległość mierzona między tymi biegami w kierunku do nich prostopadłym oznaczona jest symbolem  $f$ . Znając kąt upadu warstwy miąższość można obliczyć ze wzoru:

$$m = f \cdot \sin \alpha$$

**Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie linii intersekcyjnych.** W przypadku gdy wyznaczenie biegów stropu i spągu jest na mapie niemożliwe, miąższość warstwy można obliczyć na podstawie pomiaru odległości między stropem i spągiem warstwy, w kierunku prostopadłym do linii intersekcyjnych ( $f$ ). W miejscach pomiaru odległości  $f$  należy również odczytać na podstawie poziomicy bezwzględne wysokości stropu i spągu ( $H_{st}$  i  $H_{sp}$ ).



Rys. 6.13. Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie dwóch biegów ( $\alpha$  - kąt upadu warstwy,  $m$  - miąższość warstwy,  $f$  - odległość między biegami stropu i spągu warstwy)

W poniższych przykładach zastosowane jest również pojęcie miąższości pionowej ( $m_p$ ) - jest to pozorna miąższość danej warstwy mierzona w pionie.

W tej metodzie należy rozróżnić kilka przypadków:

1. Gdy powierzchnia terenu jest pozioma, miąższość warstwy obliczamy ze wzoru:

$$m = f \cdot \sin \alpha$$

2. Kierunek upadu warstwy jest zgodny z kierunkiem nachylenia powierzchni terenu, a kąt nachylenia zbocza jest mniejszy od kąta upadu warstwy (rys. 6.14). Żeby rozwiązać trójkąt, w którym jedną z przyprostokątnych jest szukana miąższość warstwy  $m$ , trzeba wyznaczyć miąższość pionową  $m_p$  ze wzoru:

$$m_p + (H_{sp} - H_{st}) = f \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

stąd:

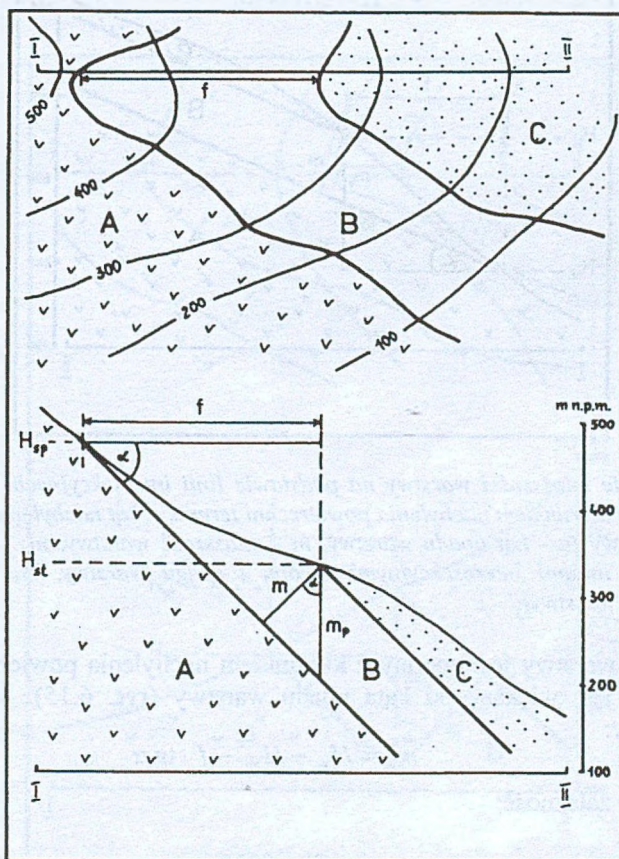
$$m_p = f \cdot \operatorname{tg} \alpha - H_{sp} + H_{st}$$

zatem miąższość warstwy można obliczyć ze wzoru:

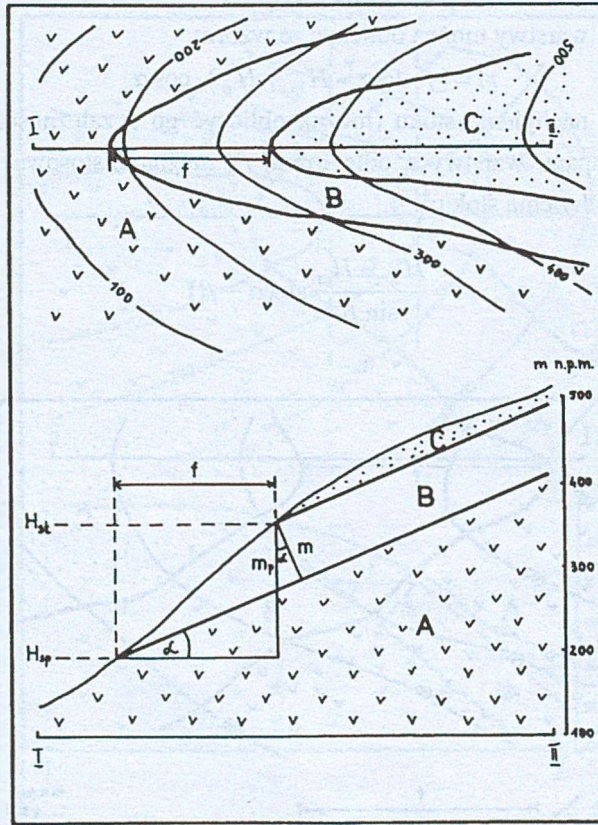
$$m = (f \cdot \operatorname{tg} \alpha - H_{sp} + H_{st}) \cdot \cos \alpha$$

Jeśli znamy kąt nachylenia stoku (można obliczyć go z zależności pomiędzy różnicą wysokości stropu i spagu warstwy a odległością  $f$ ), można zastosować następujący wzór, gdzie  $\beta$  jest kątem nachylenia stoku:

$$m = \frac{H_{sp} - H_{st}}{\sin \beta} \sin(\alpha - \beta)$$



Rys.6.14. Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie linii intersekcyjnych gdy kierunek upadu warstwy jest zgodny z kierunkiem nachylenia powierzchni terenu, a kąt nachylenia zbrocza jest mniejszy od kąta upadu warstwy ( $\alpha$  - kąt upadu warstwy,  $m$  - miąższość warstwy,  $m_p$  - miąższość pionowa,  $f$  - odległość między liniami intersekcyjnymi stropu i spagu warstwy,  $H_{st}$  - wysokość stropu,  $H_{sp}$  - wysokość spagu warstwy)



Rys.6.15. Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie linii intersekcyjnych, gdy kierunek upadu warstwy jest zgodny z kierunkiem nachylenia powierzchni terenu, a kąt nachylenia zbocza jest większy od kąta upadu warstwy ( $\alpha$  - kąt upadu warstwy,  $m$  - miąższość warstwy,  $m_p$  - miąższość pionowa,  $f$  - odległość między liniami intersekcyjnymi stropu i spągu warstwy,  $H_{st}$  - wysokość stropu,  $H_{sp}$  - wysokość spągu warstwy)

3. Kierunek upadu warstwy jest zgodny z kierunkiem nachylenia powierzchni terenu, a kąt nachylenia zbocza jest większy od kąta upadu warstwy (rys. 6.15). Miąższość pionową oblicza się z różnicy:

$$m_p = H_{st} - H_{sp} - f \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

Wykorzystując zależność:

$$m = m_p \cdot \cos \alpha$$

miąższość warstwy można obliczyć ze wzoru:

$$m = (H_{st} - H_{sp} - f \cdot \operatorname{tg} \alpha) \cos \alpha$$

lub, znając kąt nachylenia zbocza ( $\beta$ ):

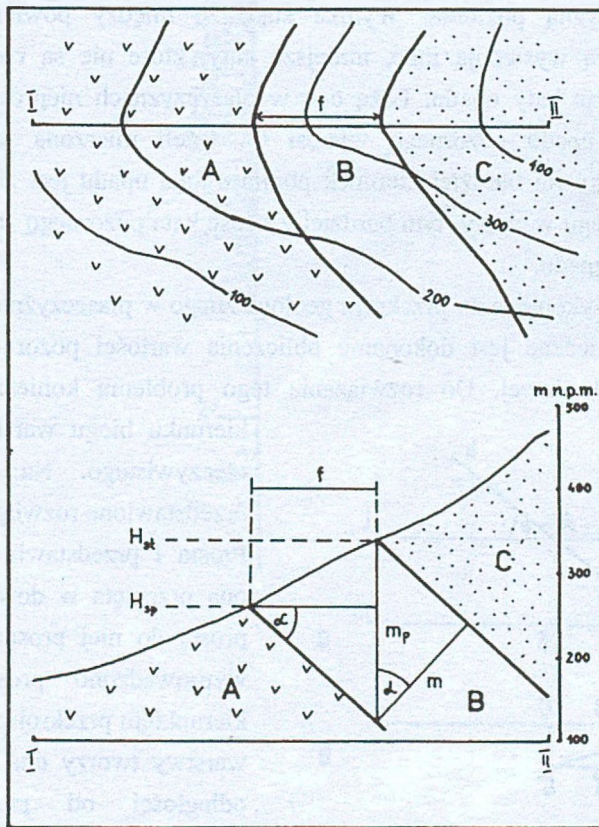
$$m = \frac{H_{st} - H_{sp}}{\sin \beta} \sin(\beta - \alpha)$$

4. Kierunek upadu warstwy jest przeciwny niż kierunek nachylenia powierzchni terenu (rys. 6.16). Jak wynika z rysunku, miąższość pionową można obliczyć ze wzoru:

$$m_p = H_{st} - H_{sp} + f \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

natomiast miąższość  $m$  ze wzoru:

$$m = (H_{st} - H_{sp} + f \cdot \operatorname{tg} \alpha) \cos \alpha$$



Rys.6.16. Wyznaczanie miąższości warstwy na podstawie linii intersekcyjnych, gdy kierunek upadu warstwy jest przeciwny do kierunku nachylenia powierzchni terenu ( $\alpha$  - kąt upadu warstwy,  $m$  - miąższość warstwy,  $m_p$  - miąższość pionowa,  $f$  - odległość między liniami intersekcyjnymi i spągu warstwy,  $H_{st}$  - wysokość stropu,  $H_{sp}$  - wysokość spągu warstwy)

Analogicznie jak w poprzednich przypadkach można zastosować również wzór:

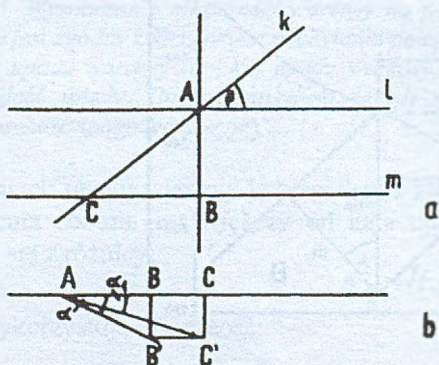
$$m = \frac{H_{st} - H_{sp}}{\sin \beta} \sin(\beta + \alpha)$$

### Wyznaczanie kąta upadu pozornego na podstawie upadu rzeczywistego

Przy wykreślaniu przekrojów geologicznych na podstawie map występuje często potrzeba przeliczenia rzeczywistego kąta upadu warstw lub uskoków na pozorne kąty upadu. Potrzeba taka zachodzi wtedy, gdy linia przekrojowa odchylna jest znacznie od kierunku prostopadłego w stosunku do ich biegu.

Rzeczywisty kąt upadu warstwy to największy kąt zawarty między powierzchnią warstwy a płaszczyzną poziomą. Wynika stąd, że między powierzchnią warstwy a płaszczyzną poziomą występują inne, mniejsze kąty, które nie są rzeczywistymi kątami upadu. Są to pozorne kąty upadu. Leżą one w płaszczyznach nieprostopadłych do biegu warstwy. Wartość upadu pozornego wynosi  $0^\circ$ , jeżeli mierzona jest w płaszczyźnie równoległej do biegu. Im bardziej kierunek pomiaru kąta upadu jest zbliżony do kierunku prostopadłego do biegu warstwy, tym bardziej wartość kąta pozornego zbliża się do wartości rzeczywistego kąta upadu.

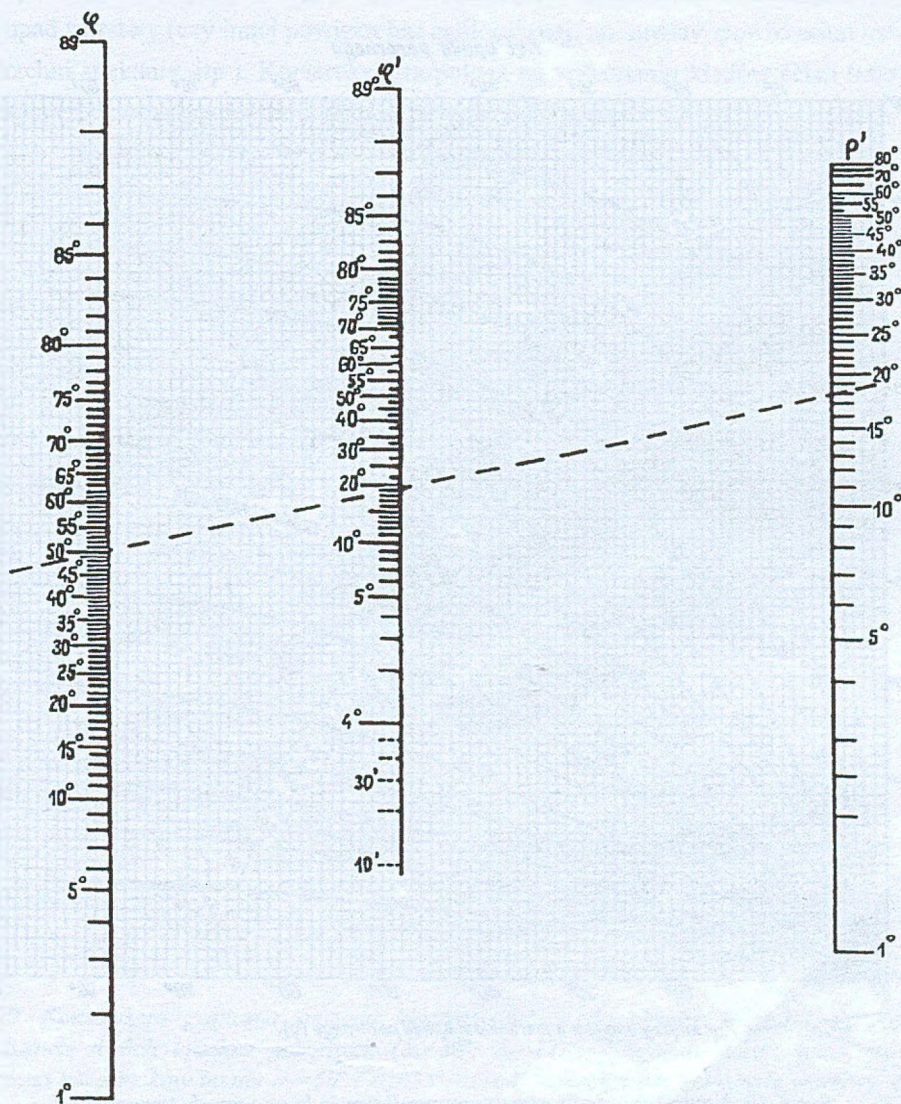
W przypadku wykonywania przekroju geologicznego w płaszczyźnie nieprostopadłej do biegu warstwy konieczne jest dokonanie obliczenia wartości pozornego kąta upadu na kierunku linii przekrojowej. Do rozwiązania tego problemu konieczna jest znajomość



Rys.6.17. Wyznaczanie wartości upadu pozornego na podstawie upadu rzeczywistego i kąta między kierunkiem przekroju a biegiem warstwy: a) widok w planie, b) widok w przekroju

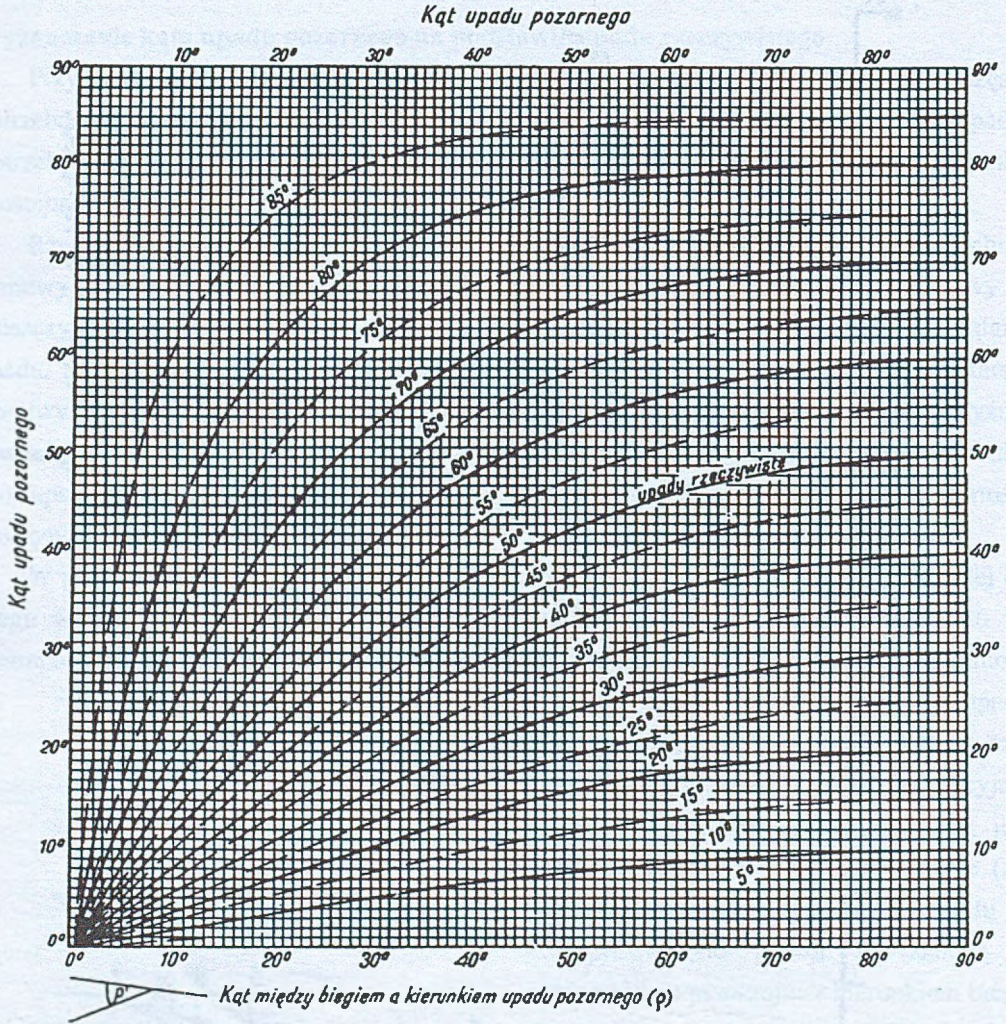
kierunku biegu warstwy oraz jej upadu rzeczywistego. Na rys. 6.17 zostało przedstawione rozwiązanie konstrukcyjne. Prosta l przedstawia bieg warstwy; jest ona przecięta w dowolnym punkcie (A) prostą do niej prostopadłą. Z punktu A wyprowadzono prostą k, zgodną z kierunkiem przekroju; z kierunkiem biegu warstwy tworzy ona kąt  $\beta$ . W dowolnej odległości od prostej l rysujemy równoległą do niej prostą m. Jej przecięcia z poprzednio wykreślonymi prostymi wyznaczają punkty B i C. Konstrukcja ta wykonywana była jak dotąd w płaszczyźnie poziomej

(rys. 6.17a). Drugą część konstrukcji przedstawia przekrój (rys 6.17b) wykonywany na podstawie rys. 6.17a. Na linii poziomej w dowolnym miejscu zaznaczamy punkt A i odkładamy od niego rzeczywisty kąt upadu warstwy  $\alpha$ . Na tej samej linii poziomej odcinamy



Rys.6.18. Nomogram Palmiera do wyznaczania pozornego kąta upadu:  $\varphi$  - rzeczywisty kąt upadu warstwy,  $\varphi'$  - pozorny kąt upadu warstwy,  $\rho'$  - kąt zawarty między kierunkiem przekroju a linią biegu warstwy. Przykład: kąt  $\rho'$  wynosi  $18^\circ$ , rzeczywisty kąt upadu  $50^\circ$ , odczytany pozorny kąt upadu wynosi  $19^\circ 30'$

wyznaczone wcześniej długości odcinków AB i AC. Z punktu B prowadzimy linię pionową, która przecina się z linią wyznaczającą upad w punkcie B'. Z punktu tego prowadzimy linię poziomą, na którą rzutujemy prostopadłe punkt C, otrzymując C'. Pozorny kąt upadu  $\alpha'$  zawarty jest między prostą łączącą punkty A i C' a prostą poziomą.



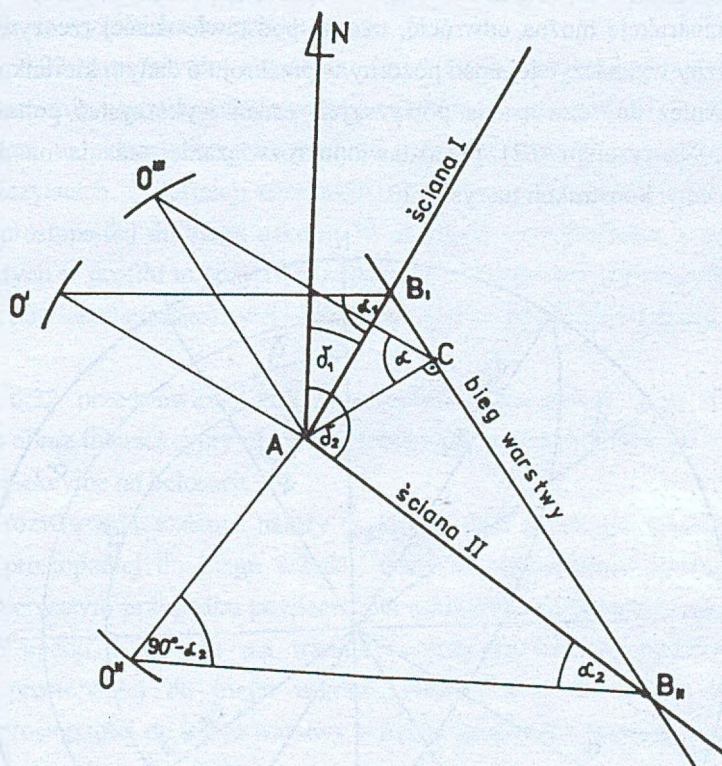
Rys.6.19. Nomogram do wzajemnego przeliczania kątów upadu pozornego i kątów upadu rzeczywistego

### Wyznaczanie rzeczywistego kąta upadu warstwy na podstawie pomiarów terenowych

Nieco odmiennym zagadnieniem jest występująca czasem konieczność wyznaczenia rzeczywistego kąta upadu na podstawie dwóch upadów pozornych. Sytuacja taka występuje zwykle w warunkach pomiarów terenowych. Płaszczyzna, której położenie chcemy zmierzyć,



widoczna jest na ścianach odkrywki, jednak nie jest dostępna do bezpośredniego pomiaru (np. widoczna jest tylko w przekroju, nie można znaleźć powierzchni, na której można by dokonać pomiaru biegu i upadu). Znajac wartość dwóch upadów pozornych ( $\alpha_1$  i  $\alpha_2$ ) i azymuty ścian, na których zostały one pomierzone ( $\delta_1$  i  $\delta_2$ ), można konstrukcyjnie wyznaczyć bieg i upad warstwy (czy innej powierzchni geologicznej, np. ławicy, powierzchni uskokuwej, powierzchni spękania, itp.). Konstrukcja ta polega na wykonaniu kładów ścian odkrywki na płaszczyznę poziomą wzdłuż linii azymutów ścian odkrywki.



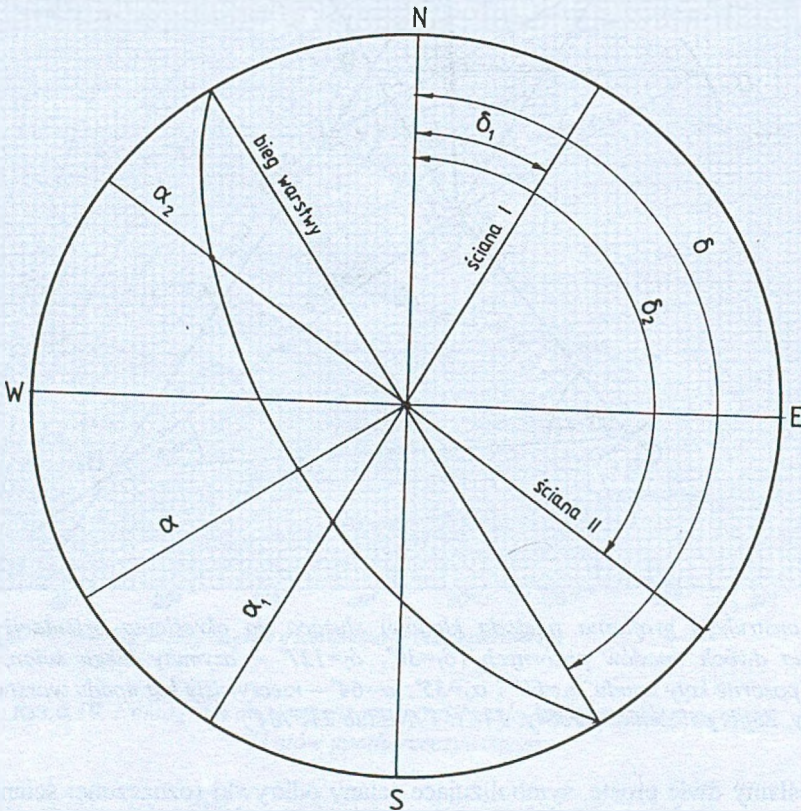
Rys.6.20. Konstrukcja graficzna (metoda kładów) służąca do określenia orientacji płaszczyzny na podstawie dwóch upadów pozornych ( $\delta_1=30^\circ$ ,  $\delta_2=127^\circ$  – azymuty biegu ścian, na których pomierzono pozorne kąty upadu  $\alpha_1=60^\circ$  i  $\alpha_2=35^\circ$ ;  $\alpha=64^\circ$  – rzeczywisty kąt upadu warstwy,  $\delta=147^\circ$  – bieg warstwy. Zapis położenia warstwy:  $147^\circ/64^\circ/NE$  lub  $237^\circ/64^\circ$ )

Wykreślamy dwie proste, symbolizujące ściany odkrywki (oznaczone: ściana I i ściana II) według kierunków azymutów  $\delta_1$  i  $\delta_2$  (rys. 6.20). Proste te przecinają się w punkcie A, z którego kreślimy proste prostopadłe do obu ścian. Na ścianie I wyznaczamy w dowolnym miejscu punkt  $B_1$ . Z tego punktu kreślimy prostą pod kątem  $\alpha_1$  w stosunku do ściany I i na przecięciu się jej z prostą prostopadłą do tej ściany uzyskujemy punkt  $O_1$ . Promieniem  $AO_1$

kreślimy koło, które przecina prostą prostopadłą do ściany II w punkcie O". Z punktu tego wykreślamy prostą nachyloną do odcinka AO" pod kątem  $90^\circ - \alpha_2$ . Na jej przecięciu ze ścianą II leży punkt B<sub>II</sub>. Łącząc punkty B<sub>I</sub> i B<sub>II</sub> uzyskujemy bieg warstwy. Oba wykreślone trójkąty (O'AB<sub>I</sub> i O"AB<sub>II</sub>) są kładami płaszczyzn, w których zostały pomierzone kąty  $\alpha_1$  i  $\alpha_2$ . Z punktu A kreślimy prostopadłą do biegu, uzyskując na biegu punkt C, oraz równoległą do biegu, która z zakreślonym uprzednio kołem przecina się w punkcie O''' . Łącząc punkty C i O''' otrzymujemy trójkąt (kład płaszczyzny rzeczywistego kąta upadu), w którym kąt ACO''' jest kątem rzeczywistego upadu  $\alpha$ . Upad warstwy skierowany jest od punktu A do C.

Opisaną konstrukcję można odwrócić, tzn. na podstawie znanej rzeczywistej orientacji jakiejś płaszczyzny wyznaczyć jej upad pozorny w przekroju o danym kierunku.

Można również do rozwiązania powyższych zadań wykorzystać południkową siatkę stereograficzną. Na rysunku 6.21 przedstawiono rozwiązanie zadania na podstawie tych samych danych co w konstrukcji na rys. 6.20.



Rys.6.21. Wyznaczanie orientacji płaszczyzny na podstawie dwóch upadów pozornych za pomocą siatki stereograficznej (dane jak na rys.6.20)

W przypadku odwrócenia zadania, tzn. wyznaczenia upadu pozornego w danej płaszczyźnie na podstawie znanego upadu rzeczywistego, za pomocą siatki stereograficznej, należy znaną płaszczyznę wykreślić na siatce w postaci łuku. Łuk przecinamy prostą ze środka siatki, mającą azymut żądanego przekroju. Między punktem przecięcia a obwodem siatki otrzymujemy szukany upad pozorny, który można odczytać po naprowadzeniu prostej na linię biegunową lub równikową siatki.

### **Przykład wyznaczenia rzeczywistych kątów upadu warstwy i powierzchni uskokowej na podstawie zdjęcia wyrobiska korytarzowego**

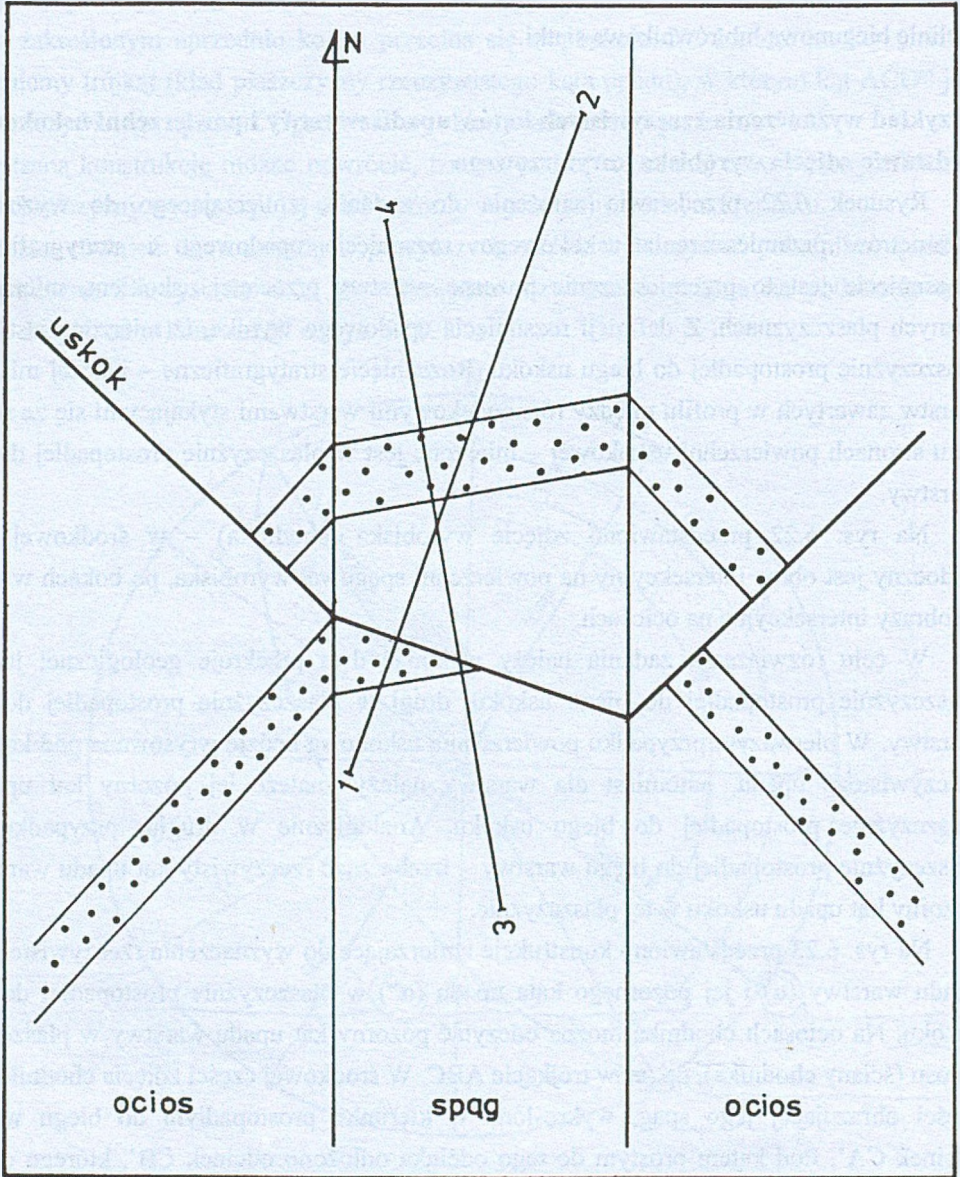
Rysunek 6.22 przedstawia założenia do zadania, zmierzającego do wyznaczenia parametrów przemieszczenia uskokowego: rozsunięcia upadowego i stratygraficznego. Rozsunięcie jest to przemieszczenie pozorne warstwy przeciętej uskokiem, mierzone w różnych płaszczyznach. Z definicji rozsunięcia upadowego wynika, iż mierzone jest ono w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku. Rozsunięcie stratygraficzne – inaczej miąższość warstw zawartych w profilu między różnowiekowymi warstwami stykającymi się ze sobą po dwu stronach powierzchni uskokowej – mierzone jest w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy.

Na rys. 6.22 przedstawiono zdjęcie wyrobiska (chodnika) – w środkowej części widoczny jest obraz intersekcyjny na powierzchni spagowej wyrobiska, po bokach widoczne są obrazy intersekcyjne na ociosach.

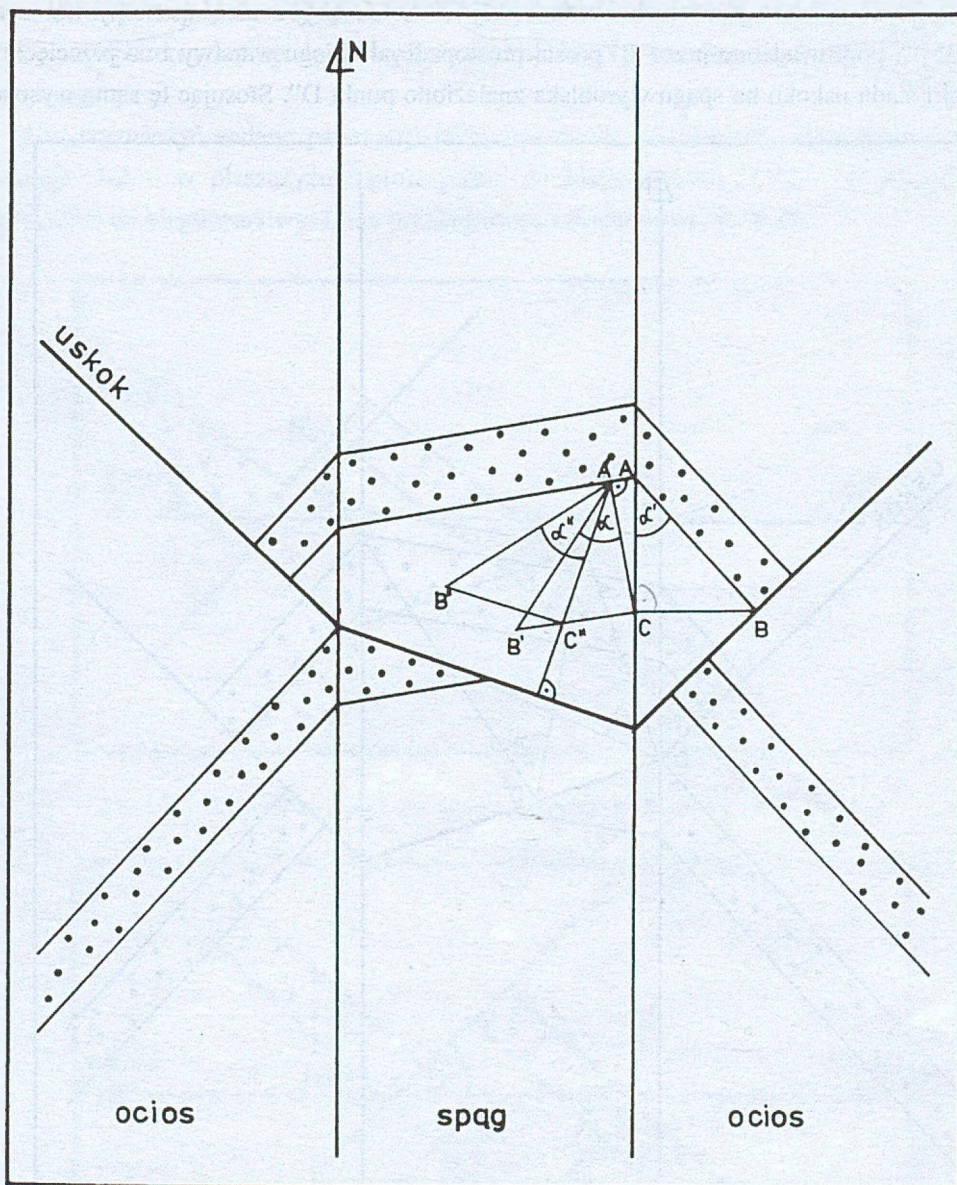
W celu rozwiązania zadania należy wykonać dwa przekroje geologiczne: jeden w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku, drugi w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy. W pierwszym przypadku powierzchnia uskokowa będzie wrysowana pod kątem jej rzeczywistego upadu, natomiast dla warstwy należy znaleźć jej pozorny kąt upadu w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku. Analogicznie w drugim przypadku – w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy – trzeba znać rzeczywisty kąt upadu warstwy, a pozorny kąt upadu uskoku w tej płaszczyźnie.

Na rys. 6.23 przedstawiono konstrukcje zmierzające do wyznaczenia rzeczywistego kąta upadu warstwy ( $\alpha$ ) i jej pozornego kąta upadu ( $\alpha''$ ) w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku. Na ociosach chodnika można odczytać pozorny kąt upadu warstwy w płaszczyźnie ociosu (ściany chodnika), np.  $\alpha'$  w trójkącie ABC. W środkowej części zdjęcia chodnika, tj. w części obrazującej jego spąg, wykreślono w kierunku prostopadłym do biegu warstwy odcinek CA'. Pod kątem prostym do tego odcinka odłożono odcinek CB', którego długość równa jest długości odcinka CB. W trójkącie A'B'C kąt  $\alpha$  jest rzeczywistym kątem upadu warstwy. Kolejnym krokiem jest skonstruowanie trójkąta A'B''C'', aby znaleźć pozorny kąt upadu warstwy w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku ( $\alpha''$ ). W tym celu poprowadzono

prostą prostopadłą do biegu uskoku przez punkt A'. Jako że odcinek CB' jest równoległy do biegu warstwy, znajdujemy na nim punkt C'', wyznaczając odcinek A'C'', stanowiący podstawę szukanego trójkąta. Wysokość tego trójkąta jest równa odcinkowi CB (CB=CB'=C''B'').



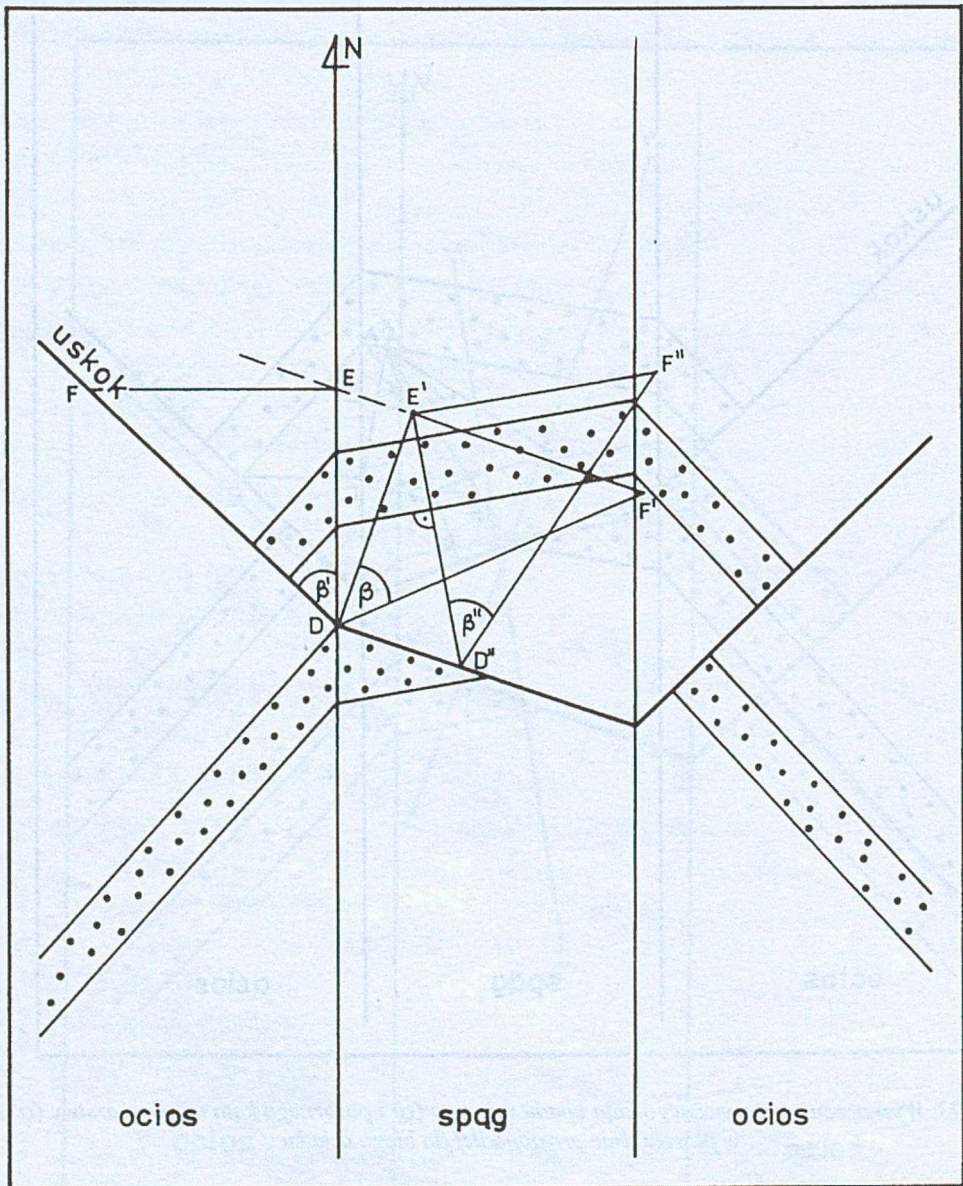
Rys.6.22. Zdjęcie wyrobiska korytarzowego (chodnika) z widocznym obrazem intersekcyjnym warstwy przeciętej uskokiem (1-2 i 3-4 – linie przekrojowe)



Rys.6.23. Wyznaczenie rzeczywistego kąta upadu warstwy ( $\alpha$ ) i pozornego kąta upadu warstwy ( $\alpha''$ ) w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku

W podobny sposób przeprowadzono konstrukcję dla kątów upadu uskoku (rys. 6.24). W trójkącie DEF, zbudowanym na obrazie ociosu chodnika znajduje się pozorny kąt upadu uskoku  $\beta$ . Przez punkt E poprowadzono prostą równoległą do biegu uskoku i na kierunku do niej prostopadłym wyznaczono odcinek DE'. W trójkącie DE'F' (gdzie E'F'=EF) kąt  $\beta$  jest

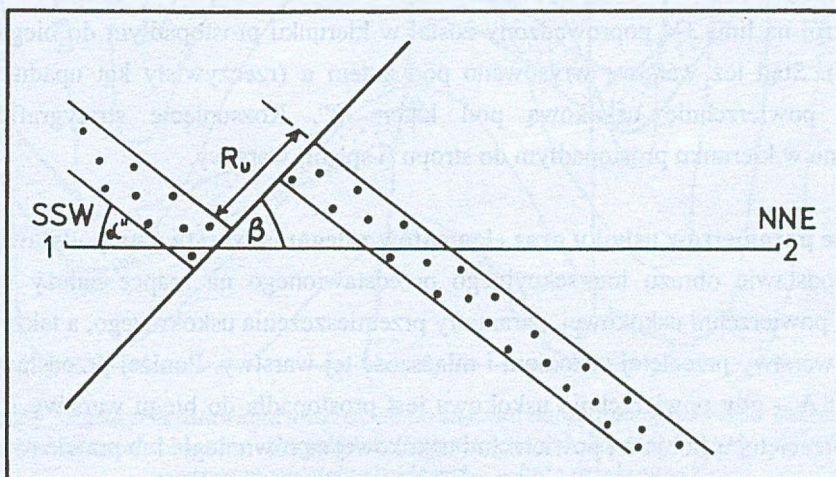
rzeczywistym upadem powierzchni uskokowej. Z kolei, aby znaleźć pozorny kąt upadu uskoku  $\beta''$ , poprowadzono przez  $E'$  prostą prostopadłą do biegu warstwy i na przecięciu tej prostej i śladu uskoku na spągu wyrobiska znaleziono punkt  $D''$ . Stosując tę samą wysokość



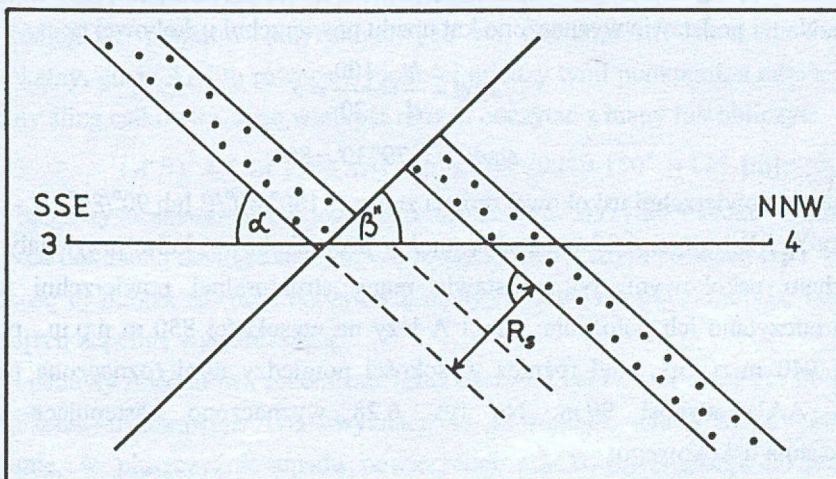
Rys. 6.24. Wyznaczenie rzeczywistego kąta upadu uskoku ( $\beta$ ) i pozornego kąta upadu uskoku ( $\beta''$ ) w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy

co w dwu pozostałych trójkątach ( $E'F''=EF$ ), zbudowano trójkąt  $D''E'F''$ , w którym wyznaczono pozorny kąt upadu powierzchni uskokowej ( $\beta''$ ) w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy.

Aby wyznaczyć zadane parametry przemieszczenia uskokowego, skonstruowano dwa przekroje: 1-2 – w płaszczyźnie prostopadłej do biegu uskoku i 3-4 – w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy. Linie przekrojowe zaznaczono na rys. 6.22.



Rys.6.25. Przekrój na linii 1-2 z wyznaczonym rozsunieniem upadowym ( $R_u$ )



Rys.6.26. Przekrój na linii 3-4 z wyznaczonym rozsunieniem stratygraficznym ( $R_s$ )

Na przekroju na linii 1-2 (rys. 6.25) wrysowano powierzchnię uskokową, zapadającą w kierunku SSW pod kątem  $\beta$  – tj. rzeczywistym kątem upadu uskoku, gdyż przekrój wykonany jest w kierunku prostopadłym do biegu uskoku. Powierzchnia warstwy jest nachylona w kierunku przeciwnym do uskoku, pod kątem  $\alpha$ ". Zgodnie z definicją rozsunięcia upadowego (oznaczonego tu jako  $R_u$ ) parametr ten znaleziono w płaszczyźnie równoległej do upadu powierzchni uskokowej. Rozsunięcie  $R_u$  mierzymy jako odległość między śladami stropu lub spągu warstwy.

Przekrój na linii 3-4 poprowadzony został w kierunku prostopadłym do biegu warstwy (rys. 6.26). Stąd też warstwę wrysowano pod kątem  $\alpha$  (rzeczywisty kąt upadu warstwy), natomiast powierzchnię uskokową pod kątem  $\beta$ ". Rozsunięcie stratygraficzne ( $R_s$ ) wyznaczono w kierunku prostopadłym do stropu (i spągu) warstwy.

### Obliczanie parametrów uskoku oraz elementów zalegania warstwy na podstawie mapy

Na podstawie obrazu intersekcyjnego przedstawionego na mapce należy wyznaczyć parametry powierzchni uskokowej, parametry przemieszczenia uskokowego, a także elementy zalegania warstwy przeciętej uskokiem i miąższość tej warstwy. Poniżej przedstawiono dwa przykłady: A – gdy powierzchnia uskokowa jest prostopadła do biegu warstwy i B – biegi warstwy przeciętej uskokiem i powierzchni uskokowej są równoległe lub prawie równoległe.

#### Przykład A

Na rys. 6.27 przedstawiono mapkę, która jest założeniem do zadania. Na podstawie obrazu intersekcyjnego uskoku znaleziono poziomicę strukturalne powierzchni uskokowej (rys. 6.28). Na tej podstawie wyznaczono kąt upadu powierzchni uskokowej  $\varphi$ :

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{h}{d} = \frac{100}{20} = 5$$

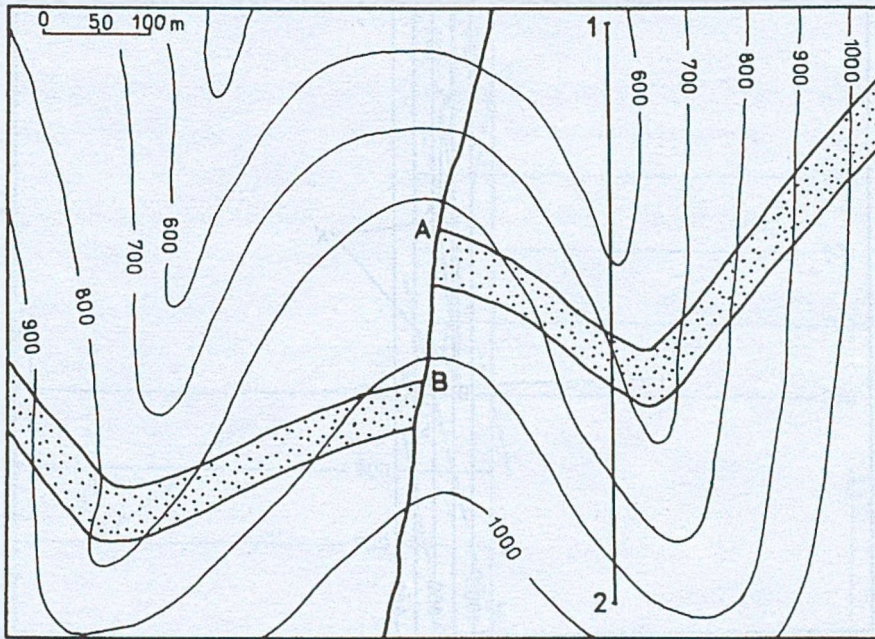
$$\text{stąd: } \varphi = 79^{\circ}30' \approx 80^{\circ}$$

Orientację powierzchni uskokowej można zapisać:  $180^{\circ}/80^{\circ}/E$  lub  $90^{\circ}/80^{\circ}$ .

Punkty A i B na rys. 6.27 oznaczają punkty przyuskokowe, które przylegały do siebie przed ruchem uskokowym. Na podstawie mapy strukturalnej powierzchni uskokowej (rys. 6.28) odczytano ich położenie: punkt A leży na wysokości 850 m n.p.m., punkt B na wysokości 940 m n.p.m., stąd różnica wysokości pomiędzy nimi (oznaczona na rysunku odcinkiem AA') wynosi 90 m. Na rys. 6.28 wyznaczono następujące parametry przemieszczenia uskokowego:

- 1). zrzut uskoku – jest to składowa pionowa ślizgu upadowego (i całkowitego) – obliczona jako różnica wysokości między punktami A i B (90 m)



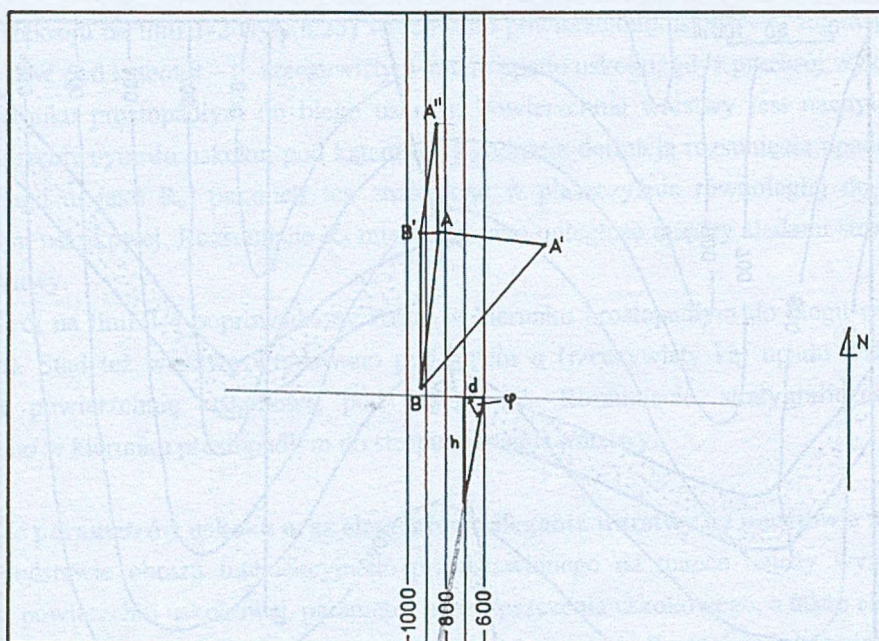


Rys.6.27. Mapa przedstawiająca założenia do zadania obliczania parametrów uskoku oraz elementów zalegania warstwy - przykład A. Powierzchnia uskokowa jest prostopadła do biegu warstwy przeciętej uskokiem. 1-2 – linia przekrojowa

- 2). ślizg całkowity – przemieszczenie całkowite skrzydeł uskoku – czyli odległość dwóch punktów przyuskokowych, przed ruchem uskoku przylegających do siebie. Na odcinku AB (odległość punktów przyuskokowych na powierzchni) skonstruowano trójkąt prostokątny, gdzie AA' to różnica wysokości między tymi punktami, a odcinek A'B – to szukany ślizg całkowity. Jego wielkość można odczytać z mapy lub obliczyć:

$$(A'B)^2 = (AA')^2 + (AB)^2 \Rightarrow A'B = \sqrt{90^2 + 150^2} = 175 \text{ [m]};$$

- 3). ślizg biegowy – składowa pozioma przemieszczenia skrzydeł uskoku – odcinek BB'. Obliczeń dokonano analogicznie jak w przypadku pokazanym powyżej (BB' = 149,2 m). Wielkość tę można również odczytać z mapy, z mniejszą dokładnością, lecz w wielu sytuacjach zupełnie wystarczającą;
- 4). ślizg upadowy – składowa przemieszczenia skrzydeł uskoku, równoległa do linii upadu powierzchni uskokowej. A''B' wyznaczono z trójkąta, gdzie AB' – odległość w poziomie, w płaszczyźnie upadu powierzchni uskokowej (rozstęp uskoku), AA'' – różnica wysokości między tymi punktami (A''B' = 91,5 m);



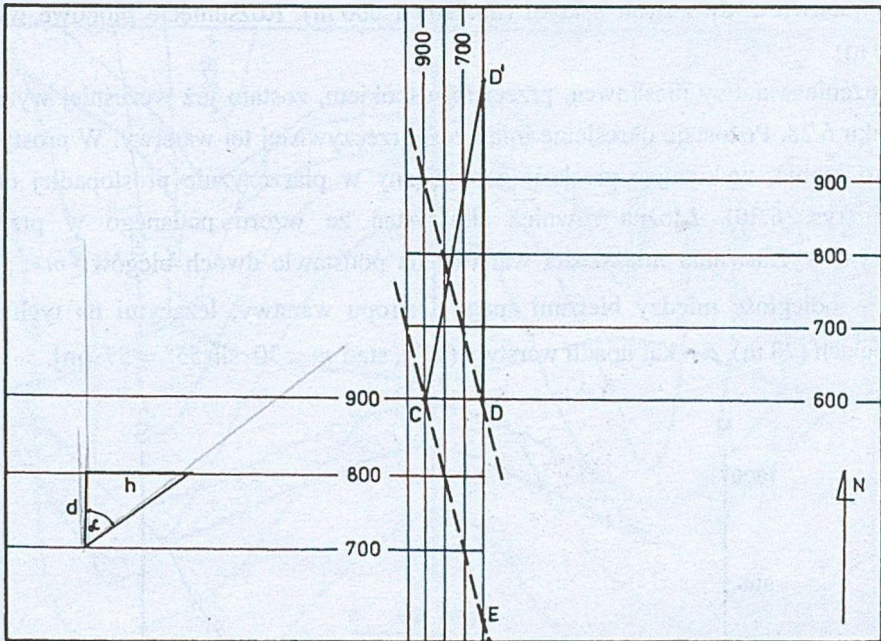
Rys. 6.28. Poziomice strukturalne powierzchni uskokowej z wyznaczonym kątem upadu tej powierzchni.  
*AA' i AA'' – zrzut uskoku, AB' – rozstęp uskoku, BB' – ślizg biegowy, A''B' – ślizg upadkowy,  
 A'B – ślizg całkowity*

5). rozstęp uskoku – składowa pozioma ślizgu upadkowego, czyli wyznaczona już wcześniej odległość AB' (16,2 m), odczytana z rysunku.

Na rys. 6.29 wyznaczono kolejne parametry. Są to parametry przemieszczenia warstwy, dlatego też wykreślono warstwice strukturalne spągu (można również stropu) warstwy przeciętej uskokiem. Wyznaczono na ich podstawie kąt upadu warstwy  $\alpha$  ( $55^\circ$ ), stąd położenie warstwy można zapisać następująco:  $90^\circ/55^\circ/S$  lub  $180^\circ/55^\circ$ .

Przez punkty przecięcia warstwice strukturalnych warstwy i uskoku o tych samych wartościach poprowadzono ślady przecięcia się warstwy z powierzchnią uskokową po obu stronach uskoku. Parametry przemieszczenia uskokowego wyznaczone na rys. 6.29 to:

6). rozstęp warstwy – składowa pozioma rozsunienia upadkowego – został wyznaczony jako rzut na płaszczyznę poziomą odległości między śladami przecięcia się warstwy z powierzchnią uskokową. Na rysunku rozstęp warstwy oznaczono jako odcinek CD; odległość tę jednak można zmierzyć w dowolnym miejscu pomiędzy śladami przecięcia się warstwy z powierzchnią uskokową, w kierunku prostopadłym do biegu tej powierzchni. W skali mapy odległość ta wynosi 55 m;

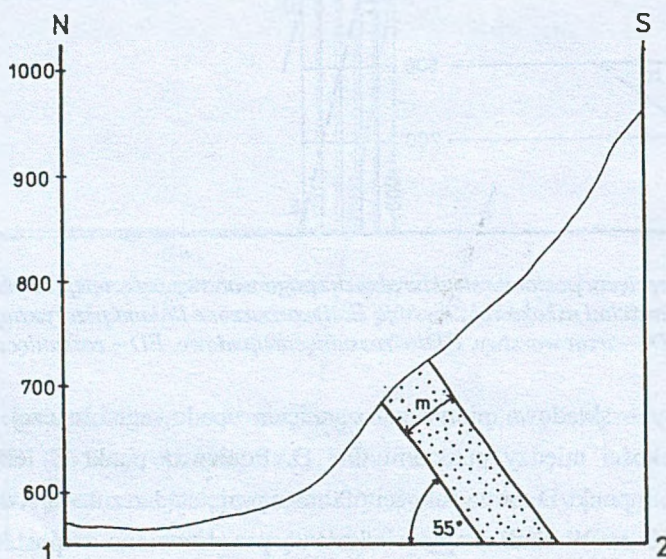


Rys.6.29. Na przecięciu poziomic strukturalnych spągu warstwy przeciętej uskokiem i poziomich strukturalnych powierzchni uskokowej powstają ślady, oznaczone liniami przerywanymi. CD – rozstęp warstwy, DD' – zrzut warstwy, CD' – rozsunięcie upadowe, ED – rozsunięcie biegowe

- 7). zrzut warstwy – składowa pionowa rozsunięcia upadowego. Inaczej mówiąc, jest to różnica wysokości między punktami C i D. Ponieważ punkt C leży na wysokości 900 m n.p.m., a punkt D na wysokości 600 m n.p.m., stąd zrzut warstwy wynosi w tym przypadku 300 m. W skali mapy wielkość tę przedstawiono w postaci odcinka DD', odłożonego w kierunku prostym do odcinka CD, w celu wyznaczenia rozsunięcia upadowego;
- 8). rozsunięcie upadowe – to przemieszczenie śladów warstwy na powierzchni uskokowej, mierzone w linii upadu tej powierzchni. Na podstawie parametrów omówionych powyżej wyznaczono rozsunięcie upadowe jako odcinek CD' (305m). ( $CD' = \sqrt{(CD)^2 + (DD')^2}$ );
- 9). rozsunięcie biegowe – przemieszczenie śladów warstwy na powierzchni uskokowej, mierzone w linii biegu tej powierzchni. Na rysunku rozsunięcie biegowe oznacza odcinek DE (210 m.); może być to w dowolnym miejscu zmierzona odległość, po linii biegu, między dwoma śladami przecięcia warstwy z uskokiem;
- 10). rozsunięcie pionowe jest to przemieszczenie warstwy mierzone w pionie. W przedstawionym przykładzie rozsunięcie pionowe odczytano z różnicy nakładających

się warstwic z dwu stron uskoku (np. 900 i 600 m). Rozsunięcie pionowe wynosi tu 300 m).

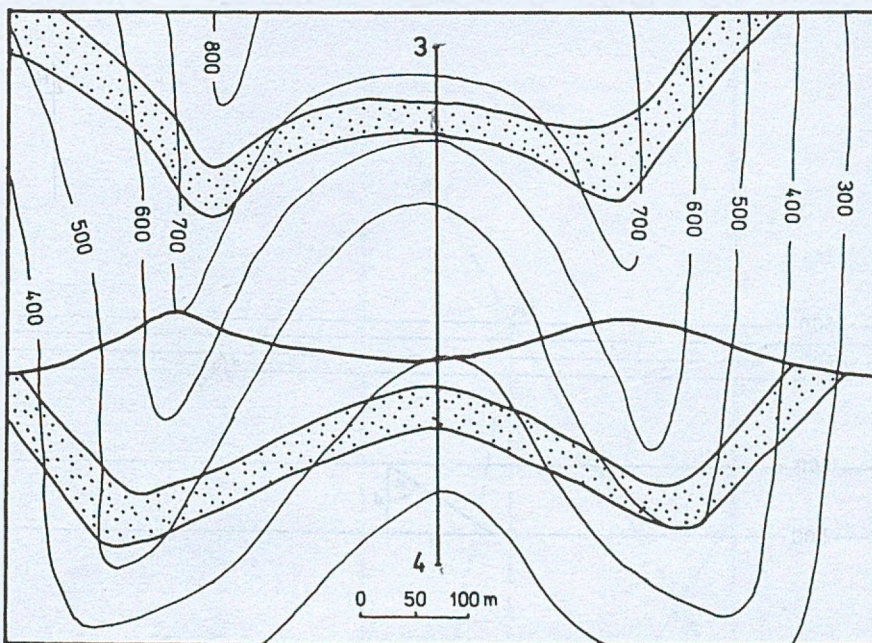
Położenie warstwy piaskowca, przeciętej uskokiem, zostało już wcześniej wyznaczone na rysunku 6.28. Pozostaje określenie miąższości rzeczywistej tej warstwy. W prosty sposób można to zrobić, wykonując przekrój geologiczny w płaszczyźnie prostopadłej do biegu warstwy (rys. 6.30). Można również skorzystać ze wzoru podanego w przykładzie dotyczącym wyznaczania miąższości warstwy na podstawie dwóch biegów:  $m = f \cdot \sin \alpha$ , gdzie:  $f$  – odległość między biegami spągu i stropu warstwy, leżącymi na tych samych wysokościach (70 m),  $\alpha$  – kąt upadu warstwy ( $55^\circ$ ), stąd  $m = 70 \cdot \sin 55^\circ = 57$  [m].



Rys.6.30. Przekrój na linii 1-2 (z rysunku 6.27)  $m$  – rzeczywista miąższość warstwy

#### Przykład B

Rys. 6.31 przedstawia mapkę, na której bieg warstwy przeciętej uskokiem jest równoległy do biegu uskoku. Wyznaczone na podstawie mapki poziomicie strukturalne warstwy i uskoku pokazuje rysunek 6.32. Na ich podstawie określono położenie powierzchni uskokowej ( $90^\circ/81^\circ/S$ ) i położenie warstwy w skrzydle zrzuconym ( $90^\circ/57^\circ/N$ ).

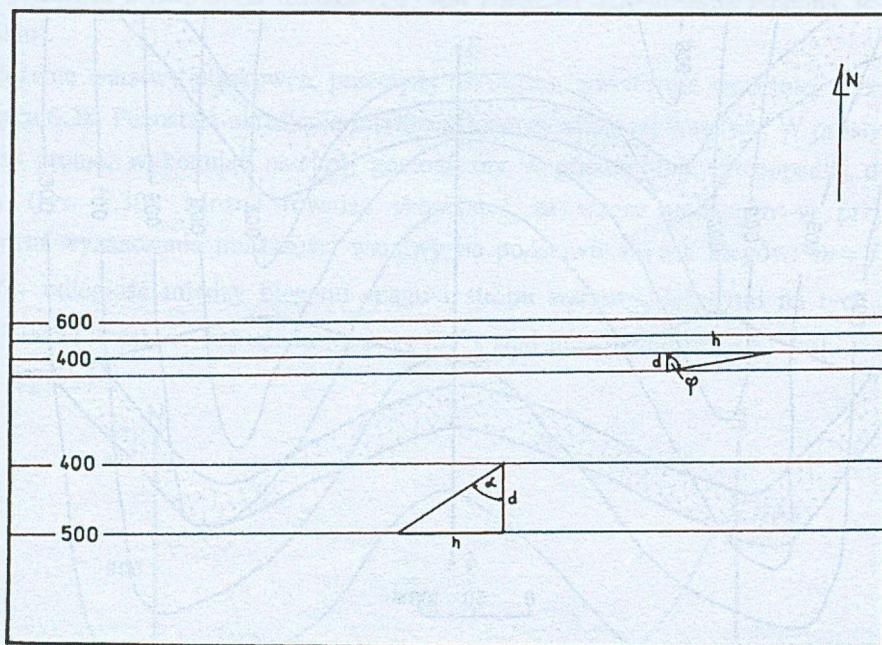


Rys.6.31. Mapa przedstawiająca założenia do zadania obliczania parametrów uskoku oraz elementów zalegania warstwy - przykład B. Powierzchnia uskokowa jest równoległa do biegu warstwy przeciętej uskokiem. 3-4 – linia przekrojowa

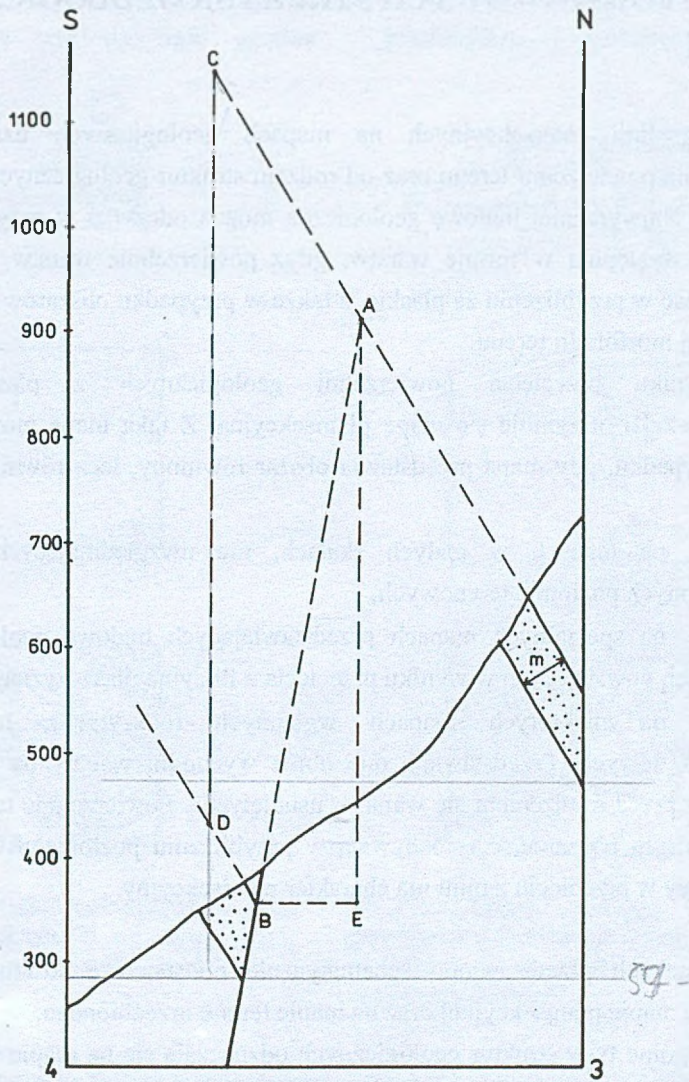
Na przekroju wykonanym w kierunku prostopadłym do biegu uskoku i warstwy (rys. 6.33) wyznaczono następujące parametry przemieszczenia uskokowego:

- 1). rozsuniecie upadowe – przemieszczenie śladów warstwy na powierzchni uskokowej, mierzone w linii upadu tej powierzchni – oznaczone AB (563 m).
- 2). zrzut warstwy – składowa pionowa rozsunienia upadowego – odcinek AE (555 m).
- 3). rozstęp warstwy – składowa pozioma rozsunienia upadowego – odcinek BE (95 m).
- 4). rozsuniecie pionowe – przemieszczenie warstwy mierzone w linii pionowej – odcinek CD (720 m).

Na podstawie przekroju można też wyznaczyć rzeczywistą miąższość warstwy przeciętej uskokiem (45 m).



Rys.6.32. Poziomice strukturalne powierzchni uskokowej i powierzchni spągu warstwy w skrzydle zrzuconym, z wyznaczonymi kątami upadu tych powierzchni.  $\alpha$  - kąt upadu warstwy,  $\gamma$  - kąt upadu uskoku



Rys.6.33. Przekrój na linii 4-3 (z rysunku 6.31) AB – rozsunięcie upadowe CD – rozsunięcie pionowe, AE – zrzut warstwy, BE – rozstęp warstwy, m – rzeczywista miąższość warstwy

$$\alpha = 80^\circ \in \text{warstwu}$$

$$\beta = 59 \in \text{warstwu}$$

## 7. OBRAZ PODSTAWOWYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH NA MAPACH

Przebieg linii intersekcyjnych na mapach geologicznych uzależniony jest od ukształtowania powierzchni terenu oraz od rodzaju struktur geologicznych występujących na tym terenie. Najwyraźniej budowę geologiczną można odczytać w przypadku, gdy utwory geologiczne występują w formie warstw, gdyż powierzchnie warstw można w pewnym obszarze uznać w przybliżeniu za płaskie, a także w przypadku obszarów o stosunkowo mało urozmaiconej morfologii terenu.

W wyniku przecięcia powierzchni geologicznych z płaszczyzną poziomą (tzw. **planisekcji**) otrzymuje się mapę planisekcyjną. Z taką mapą można się spotkać nie tylko w przypadku, gdy mapa przedstawia obszar równinny, lecz również w następujących sytuacjach:

- na mapach w małych skalach, nie uwzględniających rzeźby terenu - pozbawionych poziomicy terenowych,
- na specjalnych mapach przedstawiających budowę geologiczną na pewnej głębokości, powstających w wyniku przecięcia z fikcyjną płaszczyzną poziomą,
- na niektórych mapach wgłębnych (odkrytych), np. bez utworów czwartorzędowych. Przedstawiają one obraz wychodni warstw na powierzchni terenu widziany przed osadzeniem się warstw "usuniętych". Powierzchnie takie, jeśli rozwinęły się na dużym obszarze, często bywają w przybliżeniu poziome, więc i obraz budowy powstający w przecięciu z nimi ma charakter planisekcyjny.

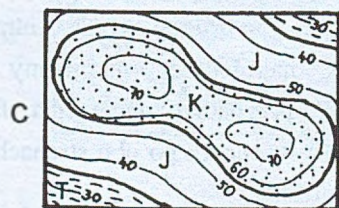
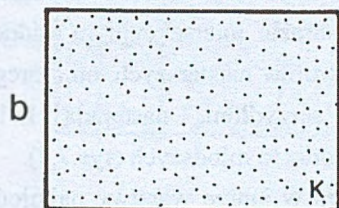
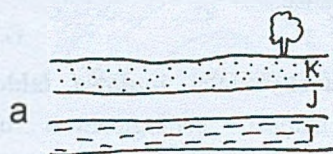
Na rysunkach przedstawiono schematycznie podstawowe struktury geologiczne w przekroju, na mapie planisekcyjnej oraz na mapie terenu urzeźbionego.

Poszczególne typy struktur geologicznych odznaczają się na mapie charakterystycznym układem linii intersekcyjnych. Przy ich rozpoznawaniu należy zwrócić uwagę na przebieg linii intersekcyjnych w stosunku do poziomicy terenu i na zależności pomiędzy kształtem linii intersekcyjnych a kształtem poziomicy. Poniżej omówiono obrazy na mapach prostszych struktur tektonicznych:

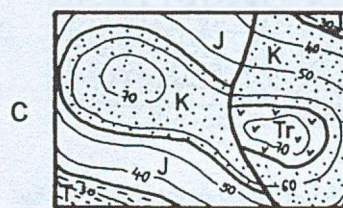
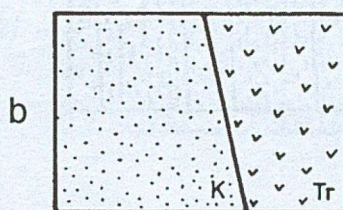
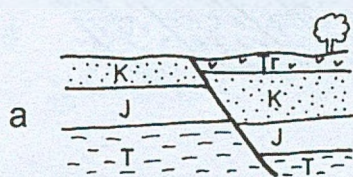
1. **Warstwy poziome - budowa płytowa.** Granice geologiczne warstw leżących poziomo układają się równolegle do przebiegu poziomicy (rys. 7.1 i 7.2). Szerokość wychodni warstwy zależy od miąższości tej warstwy (im grubsza warstwa, tym szersza wychodnia) oraz od kąta nachylenia zbocza (im większy kąt nachylenia zbocza, tym mniejsza szerokość wychodni). Jeśli warstwy wykazują niewielki upad ( $2-5^\circ$ ), linie intersekcyjne tych warstw na



mapie geologicznej, na dużym obszarze, przecinają się z poziomiami terenowymi, ale ich przebieg i kształt jest na ogół zgodny z przebiegiem i kształtem poziomicy.



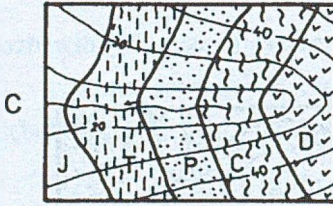
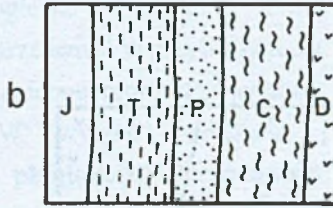
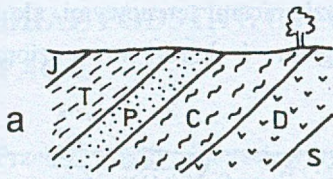
Rys.7.1. Obraz warstw zalegających poziomo: a) na przekroju, b) na mapie planisekcyjnej, c) na mapie terenu urzeźbionego



Rys.7.2. Obraz warstw poziomych przeciętych uskokiem: a) na przekroju, b) na mapie planisekcyjnej, c) na mapie terenu urzeźbionego

2. **Warstwy pionowe.** Takie ułożenie warstw spotykane jest stosunkowo rzadko, cechuje obszary o silnych zaburzeniach tektonicznych. Granice geologiczne warstw leżących pionowo (lub, co częściej spotykane, uskoku pionowego) zaznaczają się na mapie liniami prostymi, równoległymi do biegu warstw, bez względu na rzeźbę terenu (rys.6.11).

3. **Warstwy nachylone - budowa monoklinalna.** Granice geologiczne warstw nachylonych są liniami krzywymi. W terenie równinnym wychodnie warstw nachylonych stanowią mniej więcej równoległe pasy, wydłużone w kierunku biegu warstw (rys. 7.3). W kierunku poprzecznym, zgodnym z kierunkiem nachylenia warstw, następują kolejno wychodnie warstw coraz to młodszych. W terenie urzeźbionym, gdy kąt upadu warstw jest



Rys.7.3. Obraz monokliny: a) na przekroju, b) na mapie planisekcyjnej, c) na mapie terenu urzeźbionego

niewielki, przebieg linii intersekcyjnych jest zbliżony do poziomic. Im większy kąt upadu, tym słabiej zaznacza się ta zależność.

4. **Warstwy nachylone - budowa fałdowa.** Fałdy dają na mapach geologicznych obraz powtarzających się warstw po obu stronach osi fałdu. Antyklina zawiera w jądrze warstwy najstarsze, od jądra ku skrzydłom - warstwy coraz to młodsze. W związku z tym w obrazie intersekcyjnym widoczny jest pośrodku pas utworów najstarszych, od którego w obie strony, ku skrzydłom, następują kolejno wychodnie warstw coraz to młodszych (rys.7.4).

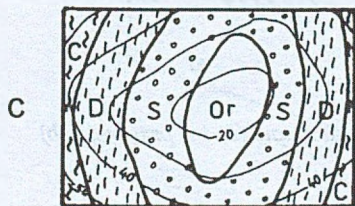
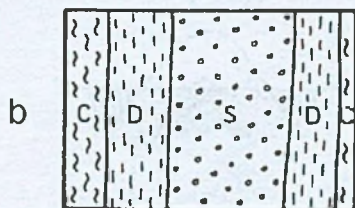
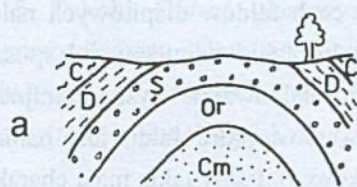
Synklina zawiera w jądrze warstwy najmłodsze, od jądra ku skrzydłom coraz to starsze. Dlatego w obrazie intersekcyjnym, postępując prostopadle do biegu warstw, po jednej i po drugiej stronie centralnie położonej warstwy najmłodszej natrafiamy na warstwy starsze. W przypadku pochylenia fałdu (wergencji<sup>1</sup>) szerokość wychodni po obu stronach osi fałdu jest różna (rys.7.5).

W przypadku fałdów stojących i pochylonych kierunek upadu warstw w obu skrzydłach jest przeciwny. Jeżeli natomiast kierunek upadu warstw w obu skrzydłach fałdu (antykliny lub synkliny) jest zbliżony, mamy do czynienia z fałdem obalonym. Wielkość kąta upadu może być w obu skrzydłach równa (fałd izoklinalny) lub różna.

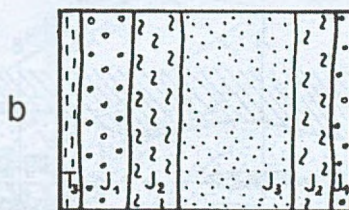
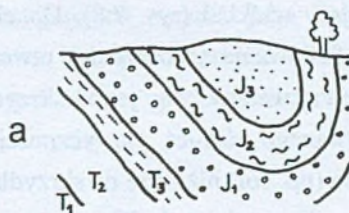
Obraz fałdu na mapie może komplikować undulacja jego osi – tj. jej zanurzanie się i wynurzanie (rys. 7.6). W obrazie na mapie (rys. 7.7) warstwy starsze pojawiają się w kilku miejscach. Miejsca, w których oś wynurza się, nazywane są elewacją osi, a gdzie zanurza – depresją. W miejscu elewacji pojawiają się i poszerzają na mapie wychodnie warstw starszych.

Szczególnością formą fałdu jest fałd diapirowy, charakterystyczny dla złóż solnych. Fałd diapirowy to antyklina, której jądro, charakteryzujące się wysoką plastycznością, przebija

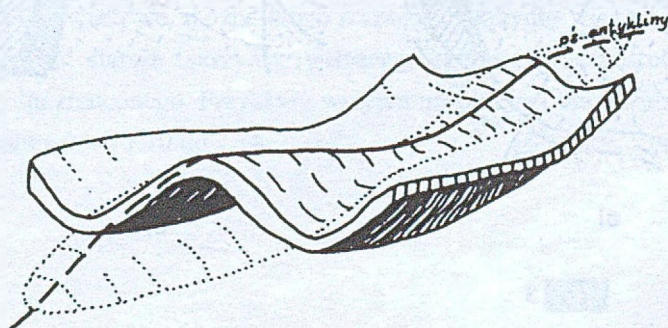
<sup>1</sup> Wergencja - kierunek pochylenia i/lub asymetrii; odchylenia płaszczyzny środkowej fałdu od pionu



Rys.7.4. Obraz budowy fałdowej - antykliny: a) na przekroju, b) na mapie planisekcyjnej, c) na mapie terenu urzeźbionego

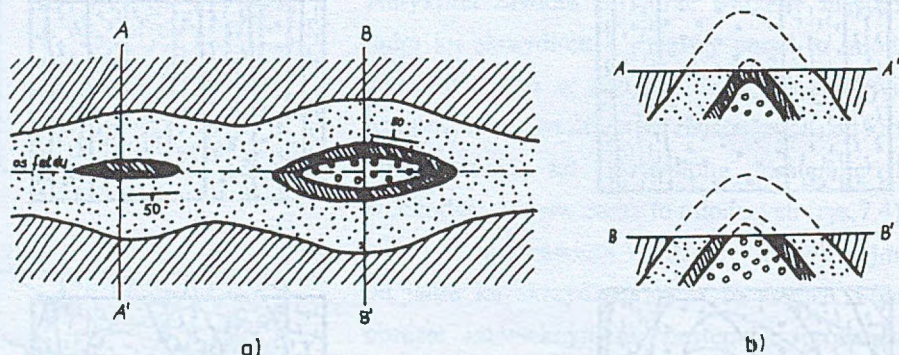


Rys.7.5. Obraz budowy fałdowej - sykliny asymetrycznej: a) na przekroju, b) na mapie planisekcyjnej, c) na mapie terenu urzeźbionego

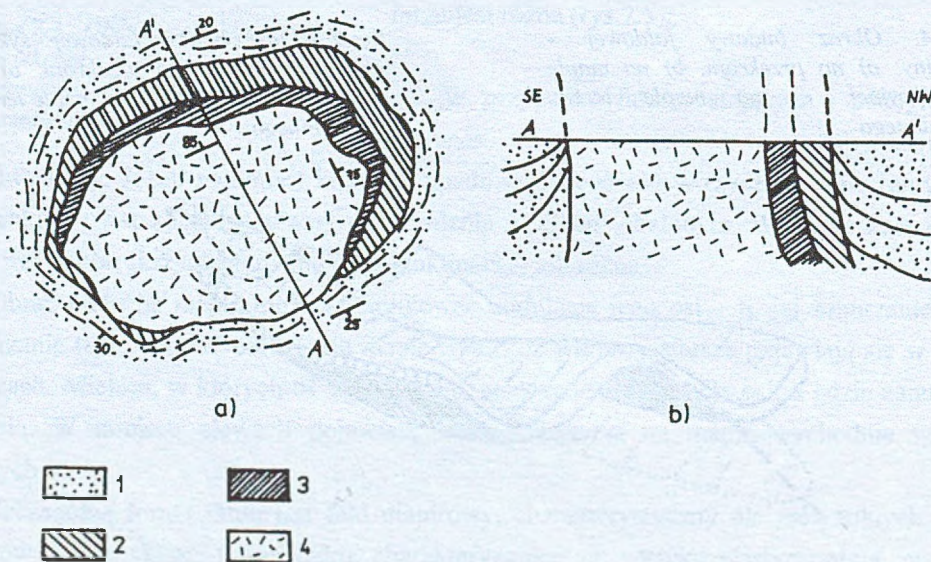


Rys.7.6. Undulacja osi fałdu

sztywniejszy nadkład (rys. 7.8). Do charakterystycznych cech fałdów diapirowych należy sposób sfałdowania (zaburzenia) utworów budujących jądro fałdu odmienny od sposobu sfałdowania warstw na jego skrzydłach. Jest to typ fałdowania dysharmonijnego, spowodowanego różnicą plastyczności poszczególnych warstw; jądro fałdu jest bardziej plastyczne (np. sól) niż serie na skrzydłach fałdu (np. piaskowce). Fałdy takie mają charakter gwałtownych wypiętrzeń. Warstwy w ich skrzydłach zapadają łagodniej niż w jądrach, ponadto upady warstw maleją wraz z oddalaniem się od jądra.

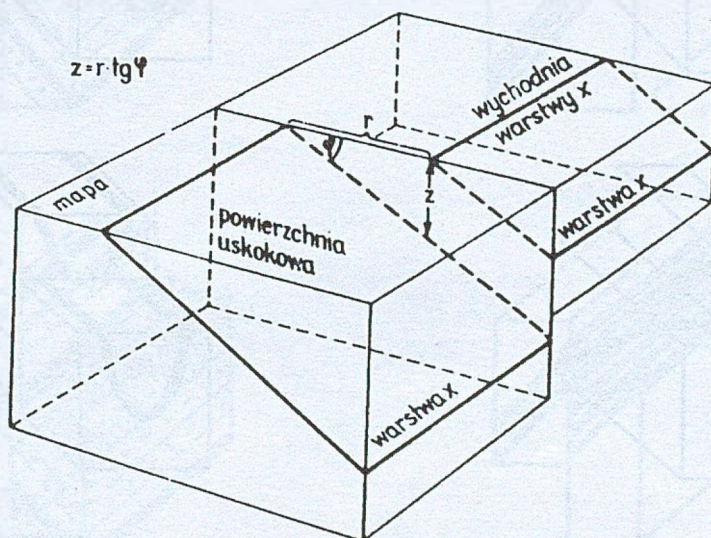


Rys.7.7. Obraz fałdu o zanurzającej się i wynurzającej osi na mapie (a) i w przekroju (b)



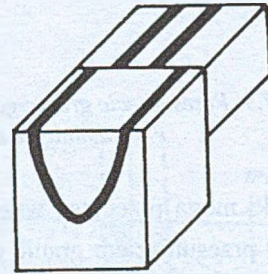
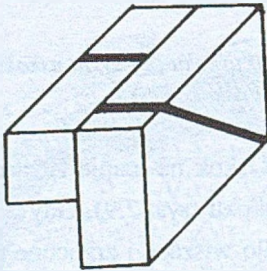
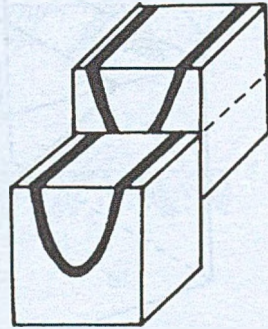
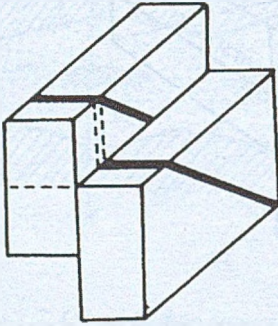
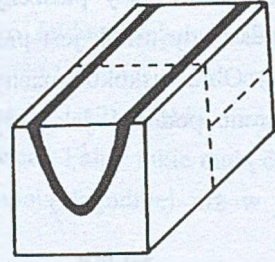
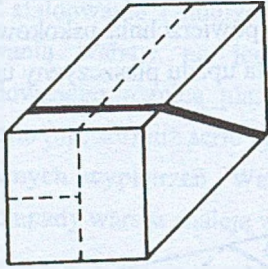
Rys.7.8. Fałd diapirowy w planie (a) i w przekroju (b). 1 – formacja solna, cechsztyń środkowy, 2 – margle pstre, cechsztyń górny, 3 – lupki, cechsztyń górny, 4 – piaskowce - cenoman

5. **Uskoki.** Obrazy płaszczyzn uskokowych występują na mapach jako linie proste (w przypadku gdy uskok jest pionowy) lub zakrzywione (gdy powierzchnia uskokowa jest nachylona). Obraz uskoku nachylonego uzależniony jest od kąta upadu płaszczyzny uskoku i rzeźby terenu, podobnie jak w wypadku warstw nachylonych.



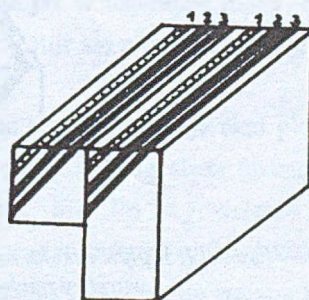
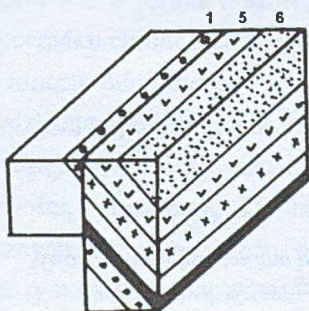
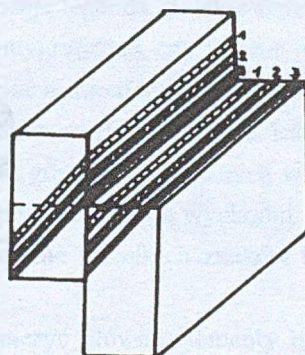
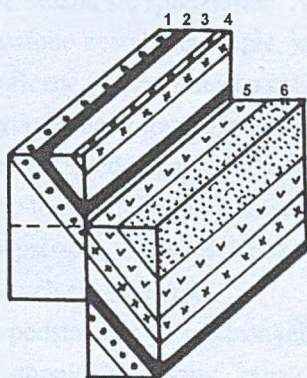
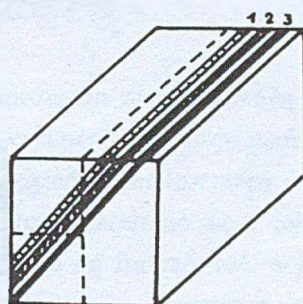
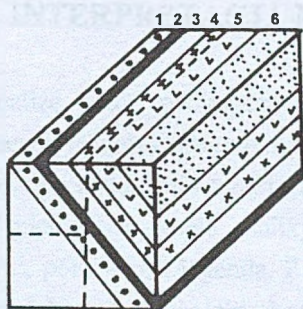
Rys.7.9. Przesunięcie granic geologicznych na mapie wzdłuż linii uskoku ( $z$  – zrzut uskoku,  $r$  – rozsuniecie uskoku,  $\varphi$  – kąt upadu powierzchni uskokowej)

Uskoki mogą przecinać wszystkie struktury tektoniczne. Uskok na mapie zaznacza się zazwyczaj przesunięciem granic geologicznych wzdłuż linii uskoku (rys. 7.9). Gdy granicą ze sobą utwory różnowiekowe, można łatwo rozpoznać skrzydło wiszące i zrzucone uskoku zrzutowego. Utwory starsze skrzydła wiszącego graniczą bezpośrednio z utworami młodszymi skrzydła zrzuconego. Przykłady wpływu uskoku na obraz intersekcyjny na mapie pokazano na rysunkach od 7.10 do 7.14.



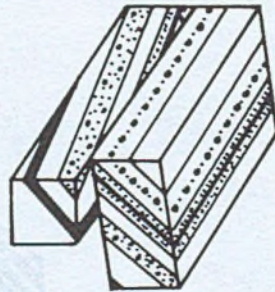
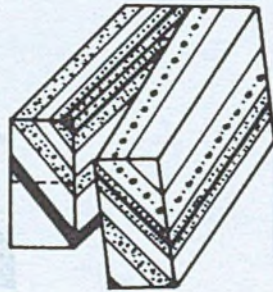
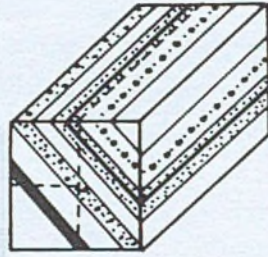
Rys.7.10. Wpływ uskoku na obraz intersekcyjny na mapie; uskok zrzutowy, poprzeczny do biegu warstw

Rys.7.11. Wpływ uskoku na obraz intersekcyjny na mapie; uskok zrzutowy przecinający synklinę



Rys.7.12. Wpływ uskoku na obraz intersekcyjny na mapie; uskoku zrzutowy równoległy do biegu warstw, warstwy nachylone w kierunku skrzydła zrzuconego

Rys.7.13. Wpływ uskoku na obraz intersekcyjny na mapie; uskoku zrzutowy równoległy do biegu warstw, warstwy nachylone w kierunku skrzydła wiszącego



*Rys. 7.14. Wpływ uskoku na obraz intersekcyjny na mapie; uskok zawiasowy, warstwy nachylone w kierunku skrzydła zrzuconego*



## 8. INTERPRETACJA MAP GEOLOGICZNYCH

Analiza mapy geologicznej służy wstępnemu zapoznaniu się z budową i historią geologiczną jakiegoś obszaru, np. w celu późniejszego wykonania przekroju geologicznego. I odwrotnie - wykonanie przekroju może służyć również dokładnej analizie mapy.

W pierwszym etapie analizy mapy należy szczegółowo zapoznać się z jej tematyką (tytułem), podziałką i legendą. Z opisu (tytułu) mapy można się zorientować, w jakim celu mapa została wykonana, jaki obszar obejmuje, a przede wszystkim, czy mamy do czynienia z mapą zakrytą, czy odkrytą. Wielkość podziałki daje orientację, jakiej dokładności szczegółów na mapie można się spodziewać. Najwięcej informacji podaje legenda, tj. jakie typy utworów przedstawione zostały na mapie, jaka jest ich pozycja stratygraficzna, czy istnieją jakieś luki stratygraficzne (w tym miejscu często można się spodziewać niezgodnego ułożenia warstw).

Czytanie mapy geologicznej należy rozpocząć od analizy morfologii terenu, jeśli jest ona na mapie uwzględniona. Szczególnie istotny jest przebieg granic geologicznych w stosunku do rzeźby terenu. Następnie należy prześledzić przebieg poszczególnych wychodni na mapie; ich następstwo i miąższości pozorne, a także rozmieszczenie wszelkich znaków i symboli znajdujących się na mapie.

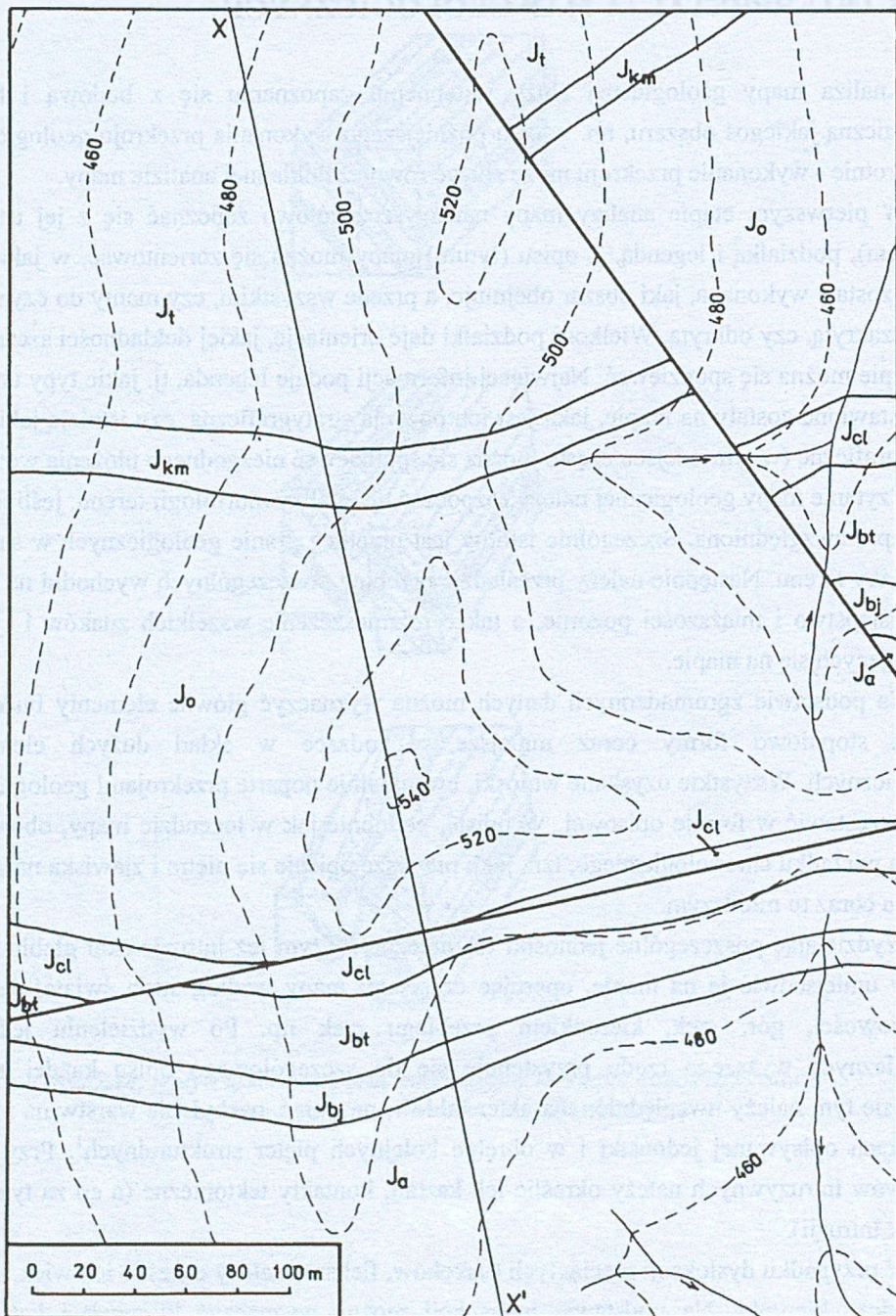
Na podstawie zgromadzonych danych można wyznaczyć główne elementy budowy, a potem stopniowo formy coraz mniejsze, wchodzące w skład dużych elementów tektonicznych. Wszystkie uzyskane wnioski, ewentualnie poparte przekrojami geologicznymi należy zestawić w formie opisowej. W opisie, podobnie jak w legendzie mapy, obowiązuje zasada porządku chronologicznego, tzn. jako pierwsze opisuje się piętra i zjawiska najstarsze, idąc ku coraz to młodszym.

Wydzielając poszczególne jednostki tektoniczne (w tym też intruzje skał głębinowych) należy umiejscowić je na mapie, operując częściami mapy według stron świata, nazwami miejscowości, gór, rzek, kierunkiem przebiegu rzek itp. Po wydzieleniu jednostek tektonicznych wyższego rzędu przystępuje się do szczegółowego opisu każdej z nich. W opisie tym należy uwzględnić: charakter fałdów, nasunięć, nachylenie warstw na różnych odcinkach opisywanej jednostki i w obrębie kolejnych pięter strukturalnych<sup>1</sup>. Przy opisie masywów intruzywnych należy określić ich kształt, kontakty tektoniczne (a co za tym idzie - wiek intruzji).

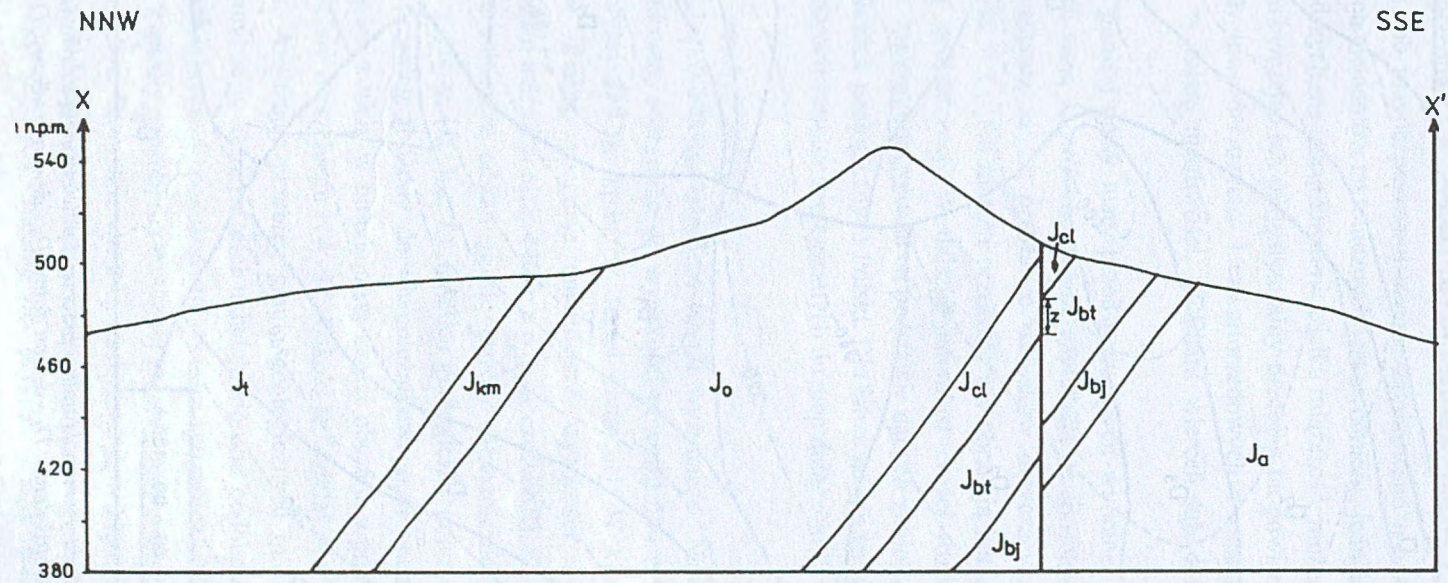
W przypadku dyslokacji nieciągłych (uskoków, fleksur) należy określić ich wiek, a także zasadnicze kierunki. Na podstawie intersekcji można wyznaczyć kierunek i kąt upadu płaszczyzn uskokowych.

---

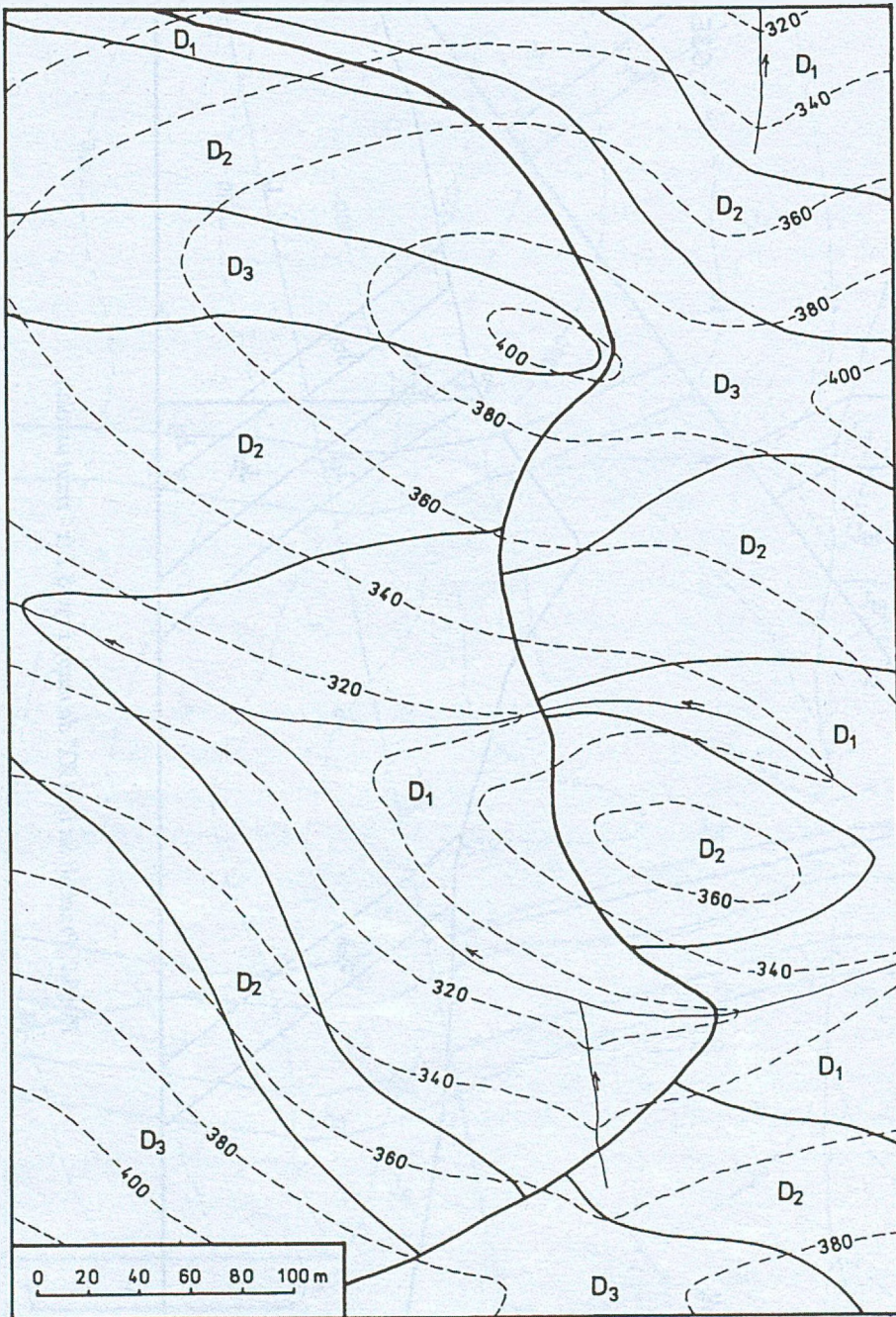
<sup>1</sup> Piętro strukturalne - kompleks skał oddzielony w stropie i spagu powierzchniami niezgodności kątowych, często wykazujący odrębność zespołów skalnych.



Rys.8.1. Przykład struktury monoklinalnej, przeciętej dwoma uskokami. Objaśnienia:  $J_a$  - aalen,  $J_{bj}$  - bajos,  $J_{bt}$  - baton,  $J_{cl}$  - kelowej,  $J_o$  - oksford,  $J_{km}$  - kimeryd,  $J_t$  - tyton, A, B - punkty przyuskokowe, które przylegały do siebie przed ruchem uskokowym,  $XX'$  - linia przekrojowa



Rys.8.2. Przekrój na linii XX' do mapy z rys.8.1 (z - zrzut uskoku)



Rys.8.3. Przykład struktury monoklinalnej przeciętej powierzchnią uskokuwą o zmiennym biegu i kącie upadu. Objasnienia:  $D_1$  - dewon dolny,  $D_2$  - dewon środkowy,  $D_3$  - dewon górny

Utwory czwartorzędowe, a czasem trzeciorzędowe (niesfałdowane) przykrywają niezgodnie (poziomo lub prawie poziomo) starsze zafałdowane i zuskokowane struktury. Prześledzenie starszych elementów tektonicznych jest utrudnione, jednak w przypadkach gdy pokrywa warstw młodszych ma stosunkowo niewielką miąższość, można przedłużyć granice warstw starszych – zaznaczając ich przypuszczalny przebieg na powierzchni. W przypadku występowania pokryw utworów trzecio- i czwartorzędowych o znacznych miąższościach, trzeba się posłużyć, w miarę możliwości, profilami wierceń lub dołączonymi do mapy przekrojami.

Zaprezentowane poniżej opisy map, przedstawiających wybrane, uproszczone obrazy struktur geologicznych mają na celu zapoznanie czytelnika ze sposobami interpretacji map geologicznych i wyciągania na ich podstawie wniosków dotyczących budowy wgłębnej terenu. Ukazane na rys. 8.1 – 8.6 mapy i przekroje nie obrazują konkretnych fragmentów rzeczywistej budowy geologicznej. W dalszej natomiast części rozdziału przedstawione zostaną mapy (wraz z opisem) opracowane na podstawie danych geologicznych odnoszących się do wybranych jednostek geologicznych Polski. Dla łatwiejszego zrozumienia interpretacji przedstawionych na mapach struktur geologicznych do map dołączono przekroje.

### Przykład 1

Mapa na rys. 8.1 przedstawia fragment terenu wyżynnego. Największe wzniesienia rozciągają się południkowo, dochodząc do wysokości powyżej 540 m n.p.m. w centralnej części obszaru i powyżej 520 m n.p.m. w części północnej. W kierunku wschodnim i zachodnim teren się obniża, osiągając najmniejsze wysokości w dolinach (poniżej 460 m n.p.m. w NE części mapy i poniżej 440 m n.p.m. w części SE).

Na analizowanym obszarze odślaniają się utwory mezozoiczne, od jury środkowej ( $J_a$ ,  $J_{bj}$ ,  $J_{bt}$ ,  $J_{cl}$ ) do jury górnej ( $J_o$ ,  $J_{km}$ ,  $J_t$ ). Granice geologiczne pomiędzy poszczególnymi wydzieleniami mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Wyraźnie widoczne są na mapie dwa uskoki: jeden z nich, w południowej części obszaru o przebiegu WSW-ENE i drugi w NE części obszaru o przebiegu NW-SE. Uskoki te "dzielą" obszar przedstawiony na mapie na trzy części. Analizując przebieg granic geologicznych między poszczególnymi wydzieleniami, widzimy, iż w każdej części układają się one podobnie (ten sam kierunek wygięcia linii intersekcyjnych i podobne miąższości pozorne). W części środkowej i południowej można w prosty sposób, dla dowolnej granicy geologicznej, wyznaczyć jej kąt upadu i kierunek nachylenia. Wszystkie warstwy nachylone są w kierunku NNW pod kątem około  $50^\circ$ . Jest to więc budowa monoklinalna. Linie intersekcyjne powierzchni uskokowych są bardzo zbliżone do linii prostych - można więc przyjąć, iż kąty upadu tych powierzchni wynoszą około  $90^\circ$ . Uskok w części południowej jest uskokiem zrzutowym (skrzydło SSE

jest skrzydłem wiszącym, skrzydło NNW - zrzuconym). Na podstawie przekroju (rys.8.2), wykonanego w kierunku prostopadłym do biegu uskoku można wyznaczyć zrzut tego uskoku - wynosi on około 14 m. Uskok w NNE części analizowanego obszaru jest uskokiem zrzutowo-przesuwczym. Skrzydło NNE jest skrzydłem wiszącym, gdyż w tym skrzydle znajdują się warstwy starsze, sąsiadujące z młodszymi, znajdującymi się w skrzydle zrzuconym. Zrzut uskoku, wynoszący około 40 m, wyznaczono jako różnicę wysokości pomiędzy punktami A i B (porównaj rys. 6.28).

### Przykład 2

Mapa na rys.8.3 przedstawia teren wyżynny, urozmaicony morfologicznie. Osie cieków i grzbietów rozciągają się równoleżnikowo. Wzgórza pasma znajdującego się w północnej części mapy osiągają wysokości powyżej 400 m n.p.m. W środkowej części obszaru znajduje się rozwidlona dolina, z ciekami wodnymi, płynącymi generalnie w kierunku WNW. W stronę południową teren wznosi się do wysokości przekraczających 420 m n.p.m. w SW części mapy.

Na obszarze przedstawionym na mapie widoczne są wychodnie tylko trzech wydzieleni w obrębie dewonu ( $D_1$ ,  $D_2$  i  $D_3$ ). Wychodnie tych warstw kilkakrotnie powtarzają się na omawianej mapie, co stwarza wrażenie (spowodowane szczególną morfologią terenu), iż są to warstwy zafałdowane. Jednak próba wyznaczenia upadów tych warstw pokazuje, że biegi wszystkich granic geologicznych mają przebieg południkowy, a kąty upadu są mniej więcej stałe i wynoszą około  $15^\circ$ . Jest to więc monoklina, nachylona w kierunku zachodnim.

Więcej trudności przysparza wyznaczenie biegu i upadu powierzchni uskokowej. Na pierwszy rzut oka widać, że jest to powierzchnia nachylona, gdyż linia intersekcyjna uskoku jest silnie powyginana. Okazuje się jednak, że bieg i upad powierzchni uskokowej nie jest stały - to znaczy że powierzchnia uskokowa nie jest płaszczyzną. Kierunek jej nachylenia zmienia się od wschodniego w południowej części mapy (upad około  $30^\circ$ ), do zachodniego - w części północnej (upad około  $45^\circ$ ). Ponieważ uskok przecina wszystkie występujące na mapie warstwy, jego wiek można określić na młodszy od dewonu.

### Przykład 3

Kolejna mapa (rys.8.4) przedstawia obszar o wyraźnie zaznaczonej dolinie rzecznej rozciągającej się we wschodniej i północnej części mapy. Rzeka, z licznymi obustronnymi dopływami, płynie z południa w kierunku północnym, po czym zmienia kierunek na północno-zachodni i zachodni. Najniżej położony obszar znajduje się NW części mapy (poniżej 280 m n.p.m.). Na północnym brzegu rzeki widoczne są wąwozy skierowane ujściem

ku dolinie rzecznej. W SW części mapy znajduje się wzniesienie rozciągające się południkowo. Najwyższy punkt leży na wysokości większej niż 420 m n.p.m.

Na obszarze przedstawionym na mapie odsłaniają się utwory triasowe ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_k$ ,  $T_{re}$ ) i niezgodnie na nich leżąca warstwa osadów kredowych ( $Cr_3$ ). Granice geologiczne warstw należących do kompleksu triasowego mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. W centralnej części znajduje się wychodnia najstarszej warstwy ( $T_1$ ), otoczona kolejno następującymi po sobie warstwami coraz to młodszymi ( $T_2$ ,  $T_k$ ,  $T_{re}$ ). Jest to więc antyklina, której oś ma przebieg W-E. Północne jej skrzydło zapada w kierunku północnym pod kątem około  $70^\circ$ , natomiast południowe pod kątem około  $80^\circ$  na południe. W celu wyznaczenia tych upadów poprowadzono warstwice strukturalne w obu skrzydłach fałdu. Okazało się, że nie są one równoległe. Świadczy to o zanurzaniu się osi fałdu (tzw. undulacji). W miejscach przecięcia warstwic strukturalnych o tej samej wartości, wyznaczonych po obu stronach antykliny dla tej samej granicy geologicznej, przebiega oś fałdu. Z odległości pomiędzy takimi kolejnymi punktami przecięcia i różnicy ich wysokości można wyznaczyć kąt nachylenia osi fałdu. W omawianym przypadku wynosi on około  $35^\circ$ ; oś zanurza się w kierunku zachodnim. W południowej części mapy znajduje się warstwa osadów górnej kredy ( $Cr_3$ ), zapadająca w kierunku SSE pod kątem około  $35^\circ$ .

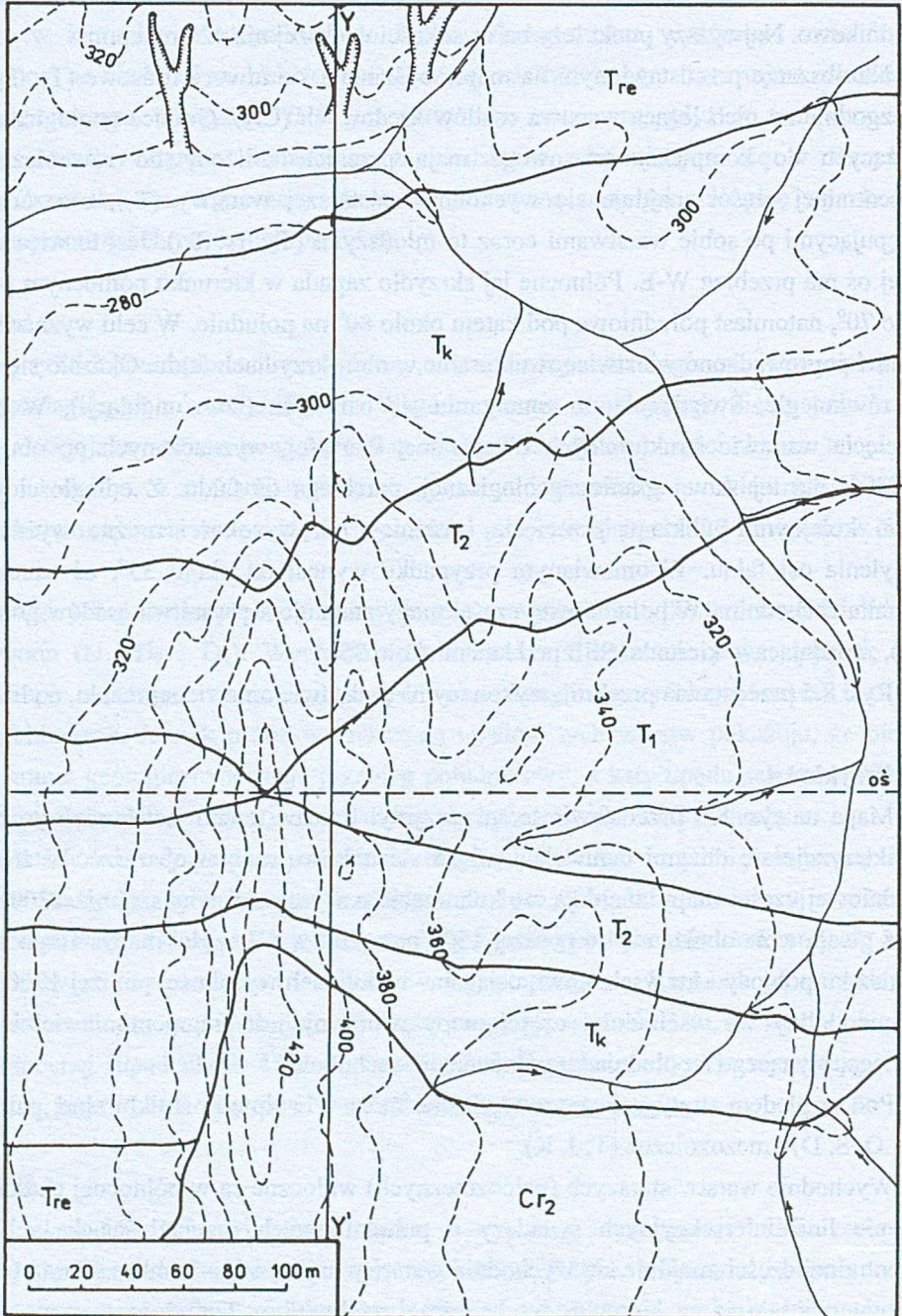
Rys. 8.5 przedstawia przekrój, wykonany na podstawie omawianej mapki, na linii YY'.

#### Przykład 4

Mapa na rys. 8.6 przedstawia teren górzysty. Rzeźba terenu jest bardzo urozmaicona, charakteryzuje się dużymi deniwelacjami na stosunkowo małym obszarze. W środkowej i południowej części mapy znajdują się kulminacje o wysokości większej niż 2200 m n.p.m. Teren gwałtownie obniża się do poniżej 1500 m n.p.m. w SE części mapy. Teren obniża się również ku północy i ku wschodowi, osiągając w dolinach wysokości poniżej 1700 m n.p.m. W dnie doliny we wschodniej części mapy widoczny jest fragment niewielkiego cieku wodnego, płynącego z południa ku północnemu wschodowi.

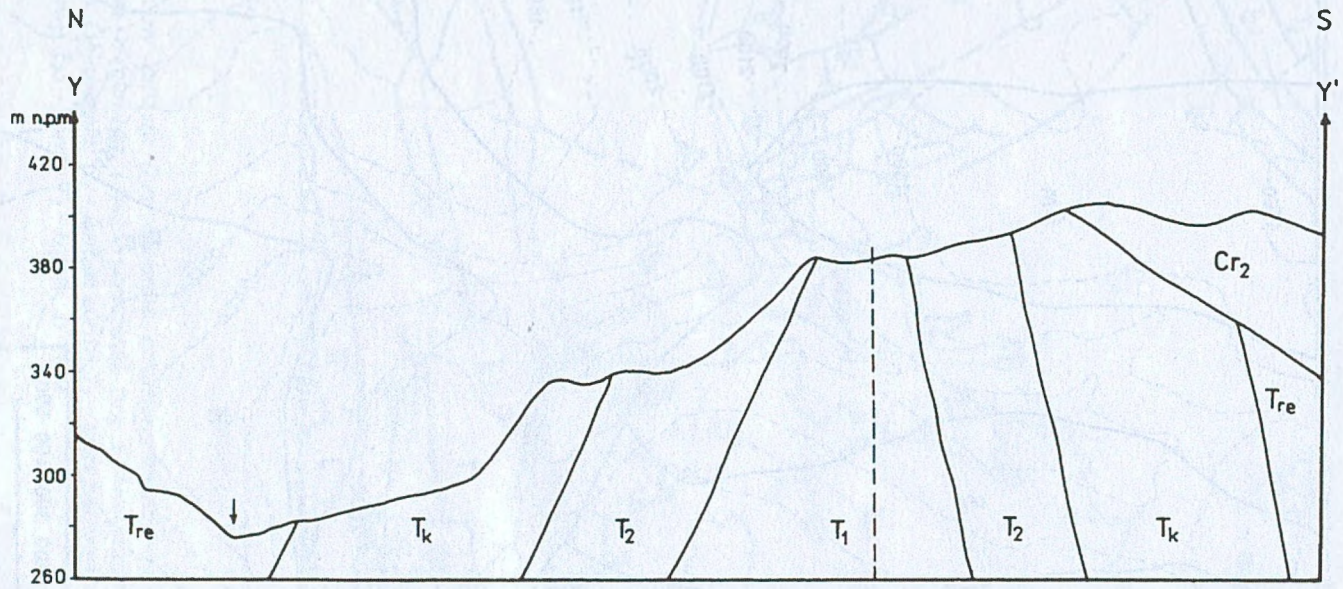
Pod względem stratygraficznym wydzielić można dwa piętra strukturalne: paleozoiczne (Cm, O, S, D) i mezozoiczne (T, J, K).

Wychodnie warstw starszych (paleozoicznych) widoczne są w północnej części mapy, a ułożenie linii intersekcyjnych świadczy o południkowych rozciągłościach tych warstw. W centralnej części znajduje się wychodnia warstwy najstarszej - kambru. Coraz to młodsze warstwy otaczają ją w kierunku wschodnim i zachodnim. To rozmieszczenie wychodni warstw wskazuje na ich antyklinalne ułożenie. Upewnia o tym wyznaczenie biegów i upadów poszczególnych powierzchni geologicznych. Skrzydło wschodnie antykliny zapada pod kątem około  $60^\circ$  na E, skrzydło zachodnie - pod kątem około  $55^\circ$  na W.

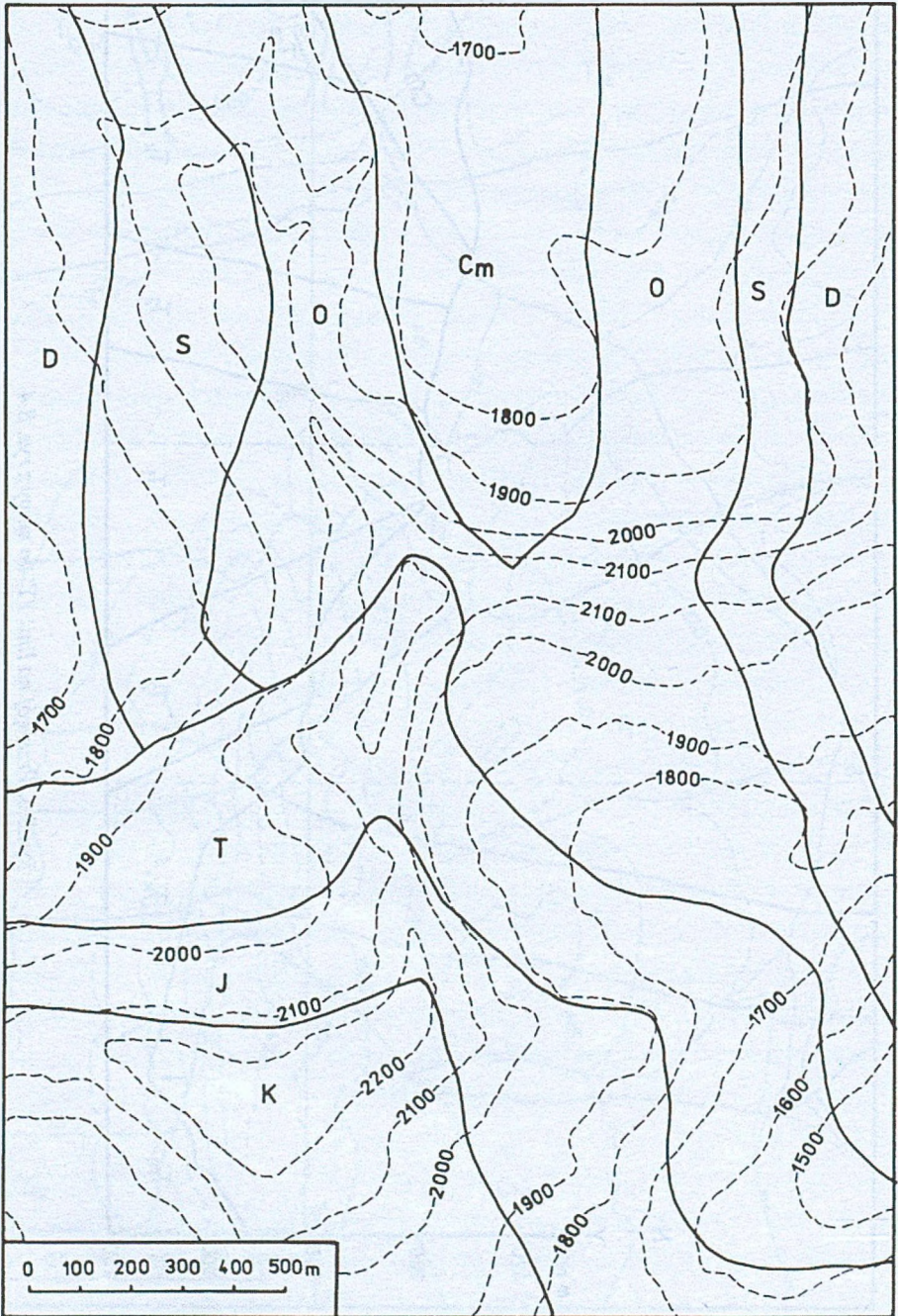


Rys.8.4. Przykład struktury fałdowej - antykliny o zanurzającej się osi. Objaśnienia:  $T_1$  - pstry piaskowiec,  $T_2$  - wapień muszlowy,  $T_k$  - kajper,  $T_{re}$  - retyk,  $Cr_3$  - kreda górna. Gruba linia przerywana oznacza przebieg osi antykliny,  $YY'$  - linia przekrojowa

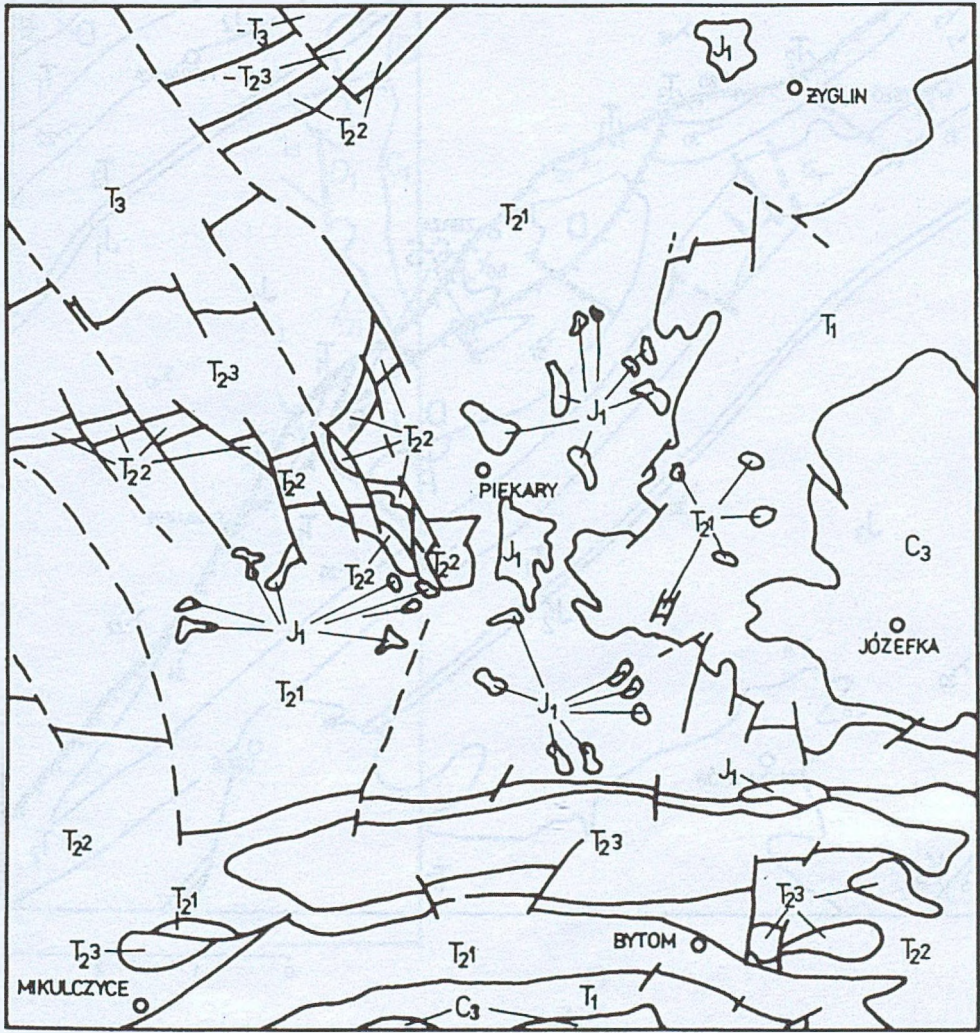




Rys.8.5. Przekrój na linii YY' do mapy z rys. 8.4.

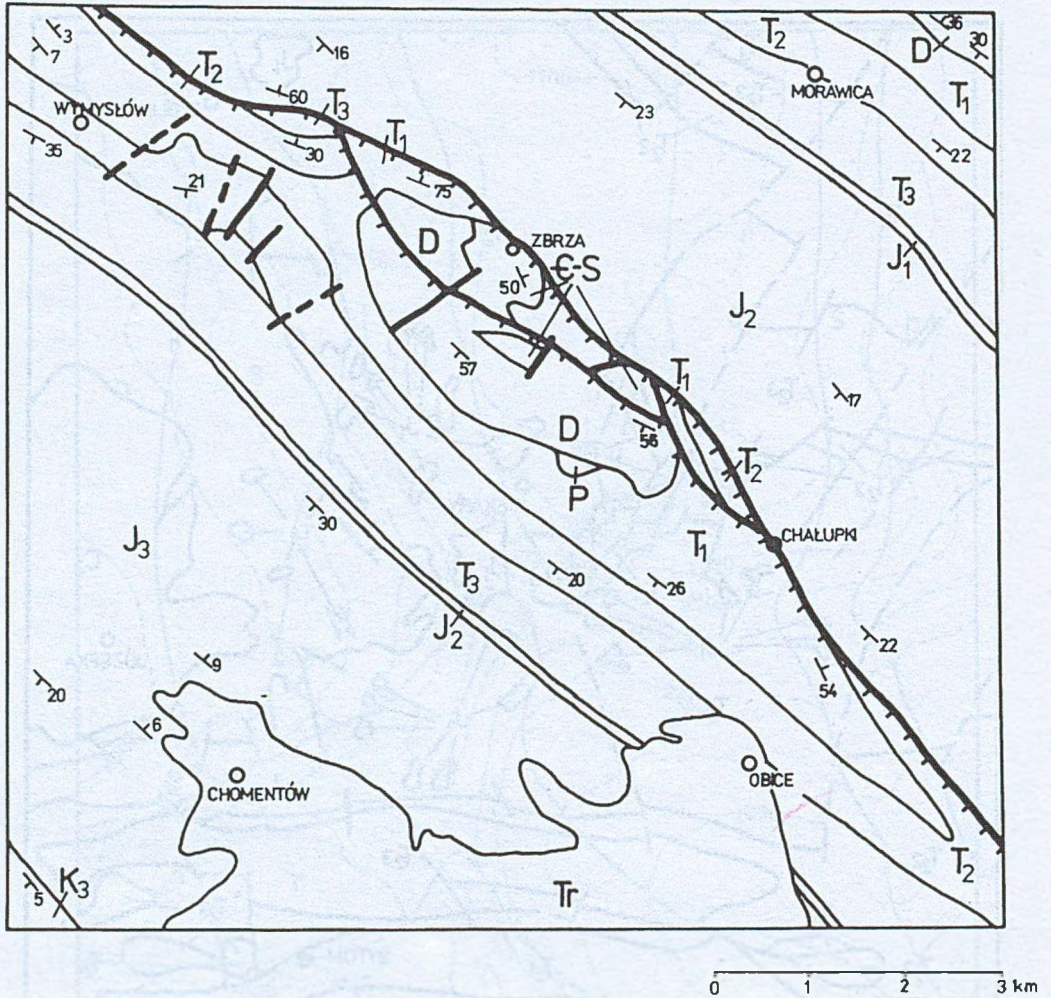


Rys.8.6. Przykład antykliny, przykrytej niezgodnie strukturą monoklinalną.  
 Objaśnienia: Cm - kambr, O - ordowik, S - sylur, D - dewon

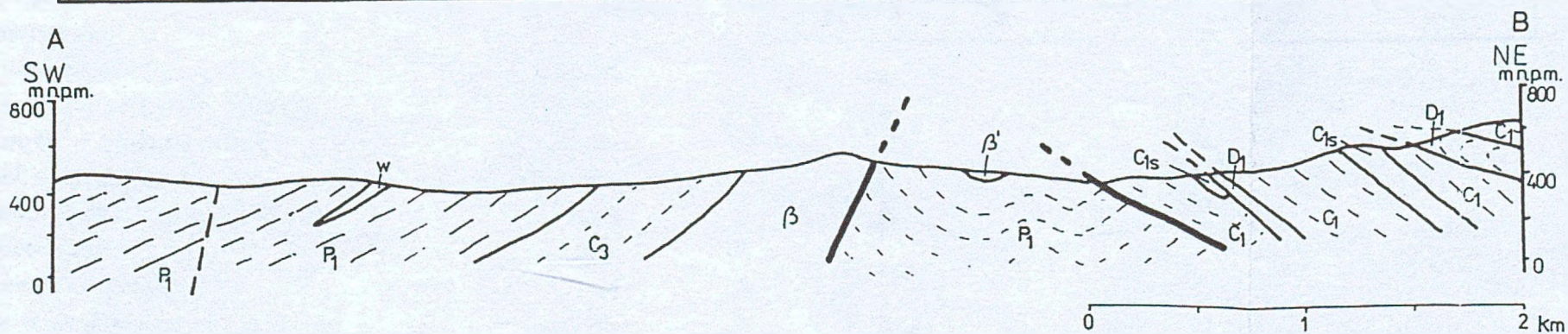
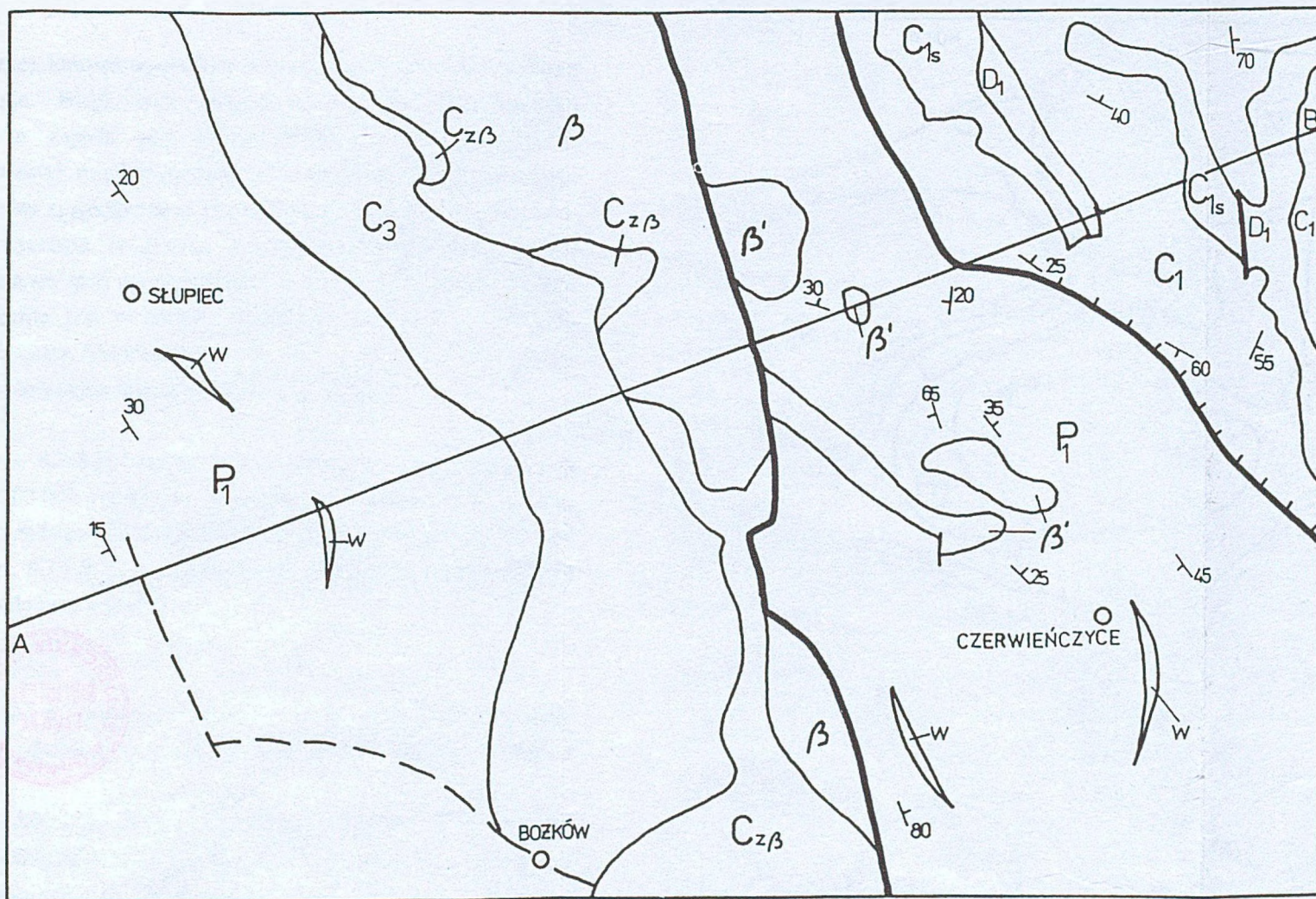


0 1 2 3 km

Rys.8.8. Szkic geologiczny odkryty (bez utworów czwartorzędowych) północnego fragmentu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia (wg Doktorowicz-Hrebnińskiego, nieco zmieniony i uproszczony). Objaśnienia: C<sub>3</sub> – karbon górny; T<sub>1</sub> – pstry piaskowiec; wapień muszlowy; T<sub>21</sub> – dolny, T<sub>22</sub> – środkowy, T<sub>23</sub> – górny; T<sub>3</sub> – kajper, J<sub>1</sub> – lias



Rys.8.10. Mapa geologiczna odkryta (bez utworów czwartorzędowych) południowo wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wg Gadomskiej (red.), 1967, nieco zmieniona i uproszczona).  
 Objaśnienia: ε - S - zgeneralizowane utwory kambru, ordowiku i syluru; D - dewon; P - perm; T<sub>1</sub> - pstry piaskowiec; T<sub>2</sub> - wapień muszlowy; T<sub>3</sub> - kajper i retyk; J<sub>2</sub> - dogger; J<sub>3</sub> - malm; K<sub>3</sub> - kreda górna; Tr - trzeciorzęd



Rys. 8.7. Południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Sowich (na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów – arkusz Nowa Ruda, wg Guzika i Nózki, 1958, zmienione i uproszczone). Objasnienia:  $\beta$  – diabazy starszego paleozoiku;  $D_1$  – dewon dolny (łupki ilaste i krzemionkowe); dolny karbon  $C_1$  – łupki szarogłazy,  $C_{1s}$  – szarogłazy,  $C_{z\beta}$  – zlepińce diabazowe;  $C_3$  – karbon górny;  $P_1$  – czerwony spagowiec,  $\beta'$  – melafiry; w – wapienie

Warstwy młodsze (mezozoiczne), których wychodnie widoczne są w południowej części mapy ułożone są monoklinalnie. Biegi tych warstw są zbliżone do kierunku równoleżnikowego. Monoklina ta zapada pod kątem około  $35^\circ$  w kierunku S. O występowaniu niezgodności katowej między piętrami paleozoicznym i mezozoicznym świadczy charakter granicy pomiędzy spągami triasu a warstwami starszymi. W środkowo-zachodniej części mapy widać wyraźnie, iż granice geologiczne między wychodniami ordowiku, syluru i dewonu "chowają się" pod warstwą triasu i warstwami młodszymi. Należy jednak zwrócić uwagę, iż konieczne jest w takich wypadkach prześledzenie kontaktu wychodni we wszystkich częściach mapy. Ułożenie granic geologicznych w SE części mapy mogłoby sprawiać mylne wrażenie, że kolejne warstwy zalegają zgodnie.

Dla kolejnych przykładów (rys. 8.7-8.10) mapy zostały wykonane na podstawie Map Geologicznych Polski w skali 1:200 000 i 1:50 000. Ponieważ są to mapy odkryte (bez utworów czwartorzędowych), nie przedstawiono tu poziomic terenowych. Znajdujące się pod mapami przekroje geologiczne (rys. 8.7 i 8.9), z uwzględnieniem morfologii, wykonano na podstawie przekrojów dołączonych do map oryginalnych.

#### Przykład 5

Na mapie przedstawionej na rys. 8.7 pominięto utwory czwartorzędowe (o niewielkiej miąższości) odsłaniające się w dolinach rzecznych w rejonie Słupca, Bożkowa i Czerwieńcyc.

Na terenie objętym mapą odsłaniają się wychodnie skał magmowych starszego paleozoiku ( $\beta$ ), a następnie skał osadowych dewonu dolnego ( $D_1$ ), dolnego i górnego karbonu ( $C_1$ ,  $C_{1s}$ ,  $C_{2\beta}$ ;  $C_3$ ) oraz dolnego permu ( $P_1$ ). W obrębie utworów permskich wyróżnione są dodatkowo melafiry ( $\beta'$ ) i wapienie ( $w$ ).

Obszary wychodni skał staro-paleozoicznych oraz dewonu i karbonu przedzielone są występująca w środkowej części terenu wychodnią skał permu, stanowiącą pas ograniczony liniami nieciągłości tektonicznych o ogólnym przebiegu SSE-NNW. Relacje wiekowe pomiędzy skałami otaczającymi, a występującymi wewnątrz wspomnianego pasa wychodni, nasuwają przypuszczenie, iż utwory permu zostały obniżone względem sąsiedztwa i obecnie stanowią wypełnienie rowu tektonicznego.

Analiza kątów upadu i kierunków nachylenia tych skał sugerują, iż są one sfałdowane (przeciwnie zwroty nachylenia w obrębie tego samego kompleksu –  $P_1$ ). Oprócz dolno-permskich utworów klastycznych w dnie rowu odsłaniają się nieregularne wychodnie melafirów tego samego wieku. Jedna z wydłużonych wychodni melafirów (o przebiegu NW-SE) jest w swej SE części rozcięta krótkim uskokiem, który szybko wygasa w centralnej partii

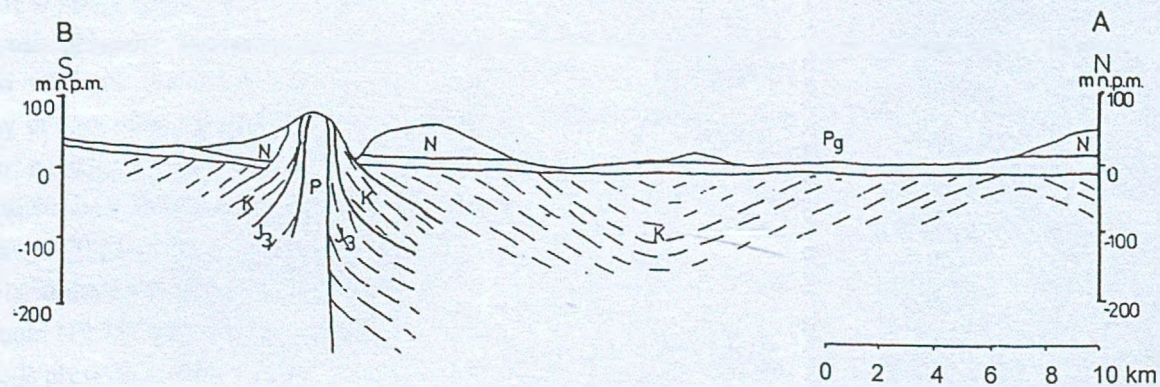
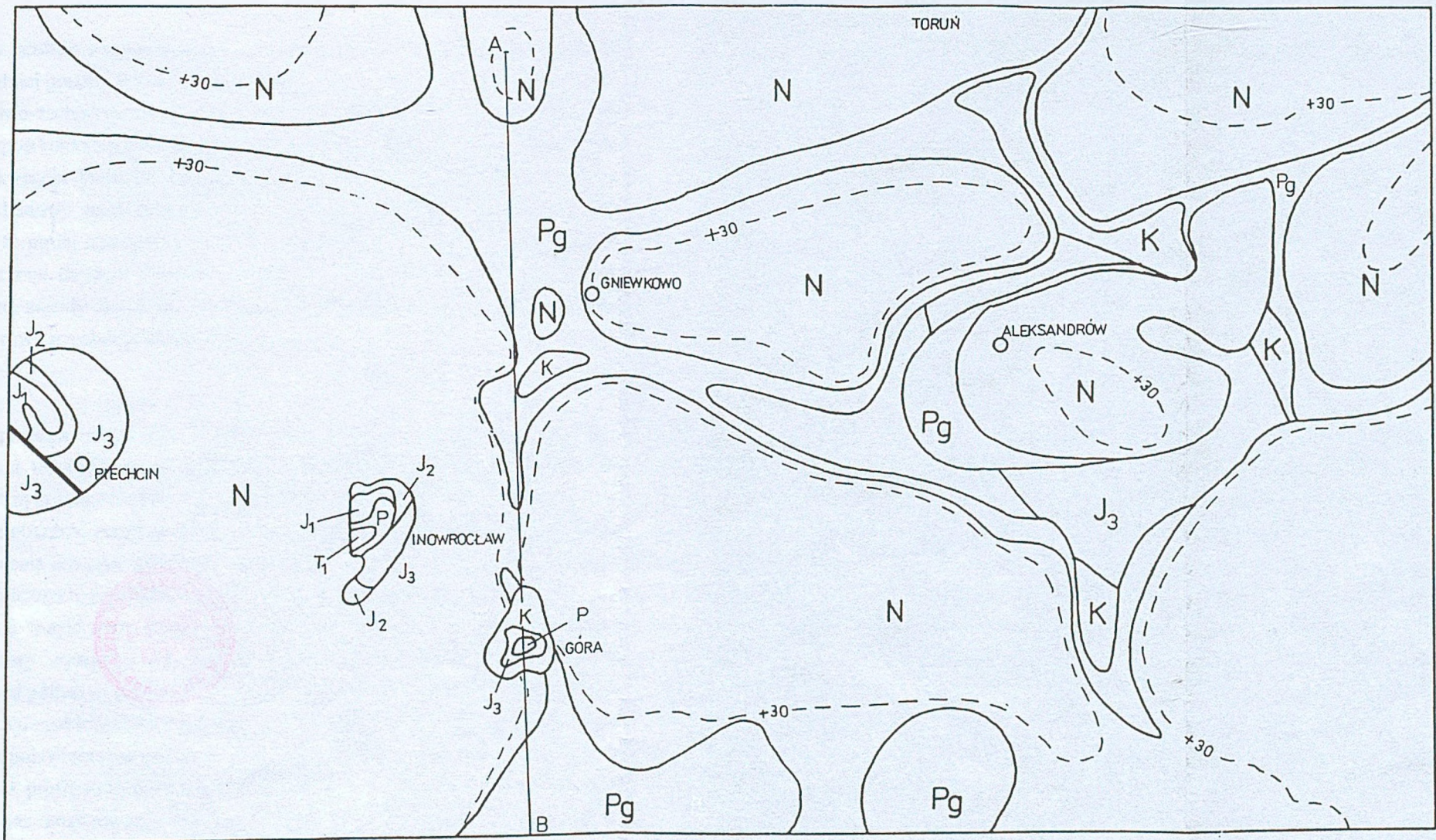
tej wychodni. Obserwacja skrzydeł tego uskoku upewnia, iż jego NW skrzydło jest skrzydłem wiszącym (przyjmując, że melafiry spoczywają na klastycznych utworach dolnego permu). W obrębie wychodni skał P<sub>1</sub> widoczne są także wydłużone wystąpienia wapieni w ten sposób odsłaniają się na powierzchni wąskie soczewy tych skał, zajmujące położenie zgodne z uławiczeniem skał otaczających. Dzięki temu, na podstawie ich przebiegu możemy określić w przybliżeniu bieg warstw otaczających – jest on równoległy do osi wychodni soczewek wapieni.

Położenie powierzchni nieciągłości ograniczających rów tektoniczny (zwany w literaturze Rowem Czerwieńczyc) przedstawiono na przekroju geologicznym. Widać, że są one nachylone na zewnątrz od osi rowu, co wskazuje na jego kompresyjne pochodzenie (rów tensyjny byłby ograniczony uskokami nachylonymi w kierunku jego centrum). Kierunek kompresji był w przybliżeniu prostopadły do osi rowu, a uskoki ograniczające rów mają charakter uskoków odwróconych lub nawet nasunięć. Powierzchnie nieciągłości dzielą obszar przedstawiony na mapie na trzy części (skrzydła rowu), w opisie więc wygodnie jest interpretować budowę każdej części osobno.

Skrzydło zachodnie w części bezpośrednio przylegającej do rowu budują staropaleozoiczne diabazy ( $\beta$ ), na nich spoczywają zlepieńce diabazowe karbonu – zbudowane z otoczków zerodowanych diabazów. Skały te stanowią łącznik pomiędzy utworami magmowymi a serią klastyczną paleozoiku. Idąc dalej ku zachodowi napotykamy coraz to młodsze utwory: piaskowce i zlepieńce górnego karbonu i utwory czerwonego spągowca ze wspomnianymi już soczewami wapieni. Utwory dolnego permu są nachylone pod kątem od 15° do 30° na południowy zachód. W miarę oddalania się od krawędzi rowu, zgodnie z kierunkiem nachylenia warstw (ku SW) napotykamy coraz młodsze utwory – świadczy to o monoklinalnym ułożeniu warstw.

Charakterystyczne jest gwałtowne zakończenie wychodni klastycznych utworów górnego karbonu w rejonie Bożkowa. Sugeruje to występowanie uskoku, który zrzuciłby warstwy położone w jego skrzydle południowym, skrzydło wiszące zawierałoby warstwy starsze – właśnie karbonu górnego.

Przejdźmy teraz do interpretacji północno-wschodniego obrzeżenia rowu, utworzonego przez skały dolnego dewonu (D<sub>1</sub>) i dolnego karbonu (C<sub>1</sub>, C<sub>1s</sub>). Kompleks dolno-karboński możemy traktować jako zbudowany z łupków szarogłazowych oraz, tworzących w ich obrębie przeławienia, szarogłazów. Widoczna w tym skrzydle rowu powtarzająca się sekwencja utworów dolnego dewonu i karbonu, przy równoczesnym występowaniu szeregu nieciągłości (stanowiących zachodnie granice wychodni skał dewonu) świadczy o łuskowej budowie tego elementu tektonicznego. Łuski zawierające utwory dolnego dewonu i karbonu



Rys. 8.9. Mapa geologiczna odkryta (bez utworów czwartorzędowych) przedstawiająca fragment wału kujawskiego i jego obrzeżenia (wg Mojskiego (red.), 1978, zmieniona i uproszczona). Objaśnienia: P – perm (sole i gipsy – cechsztyn); T<sub>1</sub> – pstry piaskowiec; J<sub>1</sub> – lias (piaskowce i mułowce); J<sub>2</sub> – dogger (piaskowce i mułowce); J<sub>3</sub> – malm (wapienie); K – kreda; Pg – paleogen; N – neogen



nasunięte są na siebie wzdłuż wspomnianych wyżej powierzchni nieciągłości, zbliżonych przebiegiem do wschodniej granicy Rowu Czerwieńczyc.

Fakt, że południowo-zachodnie obrzeżenie Rowu Czerwieńczyc zawiera utwory staro paleozoiczne oraz bezpośrednio na nich leżące skały górnokarbońskie, natomiast skrzydło wschodnie buduje sekwencja utworów dolnego dewonu i dolnego karbonu, świadczy o odmiennym rozwoju budowy geologicznej obszarów, z których pochodzi materiał obu skrzydeł. Przyjmując, że mniej zaangażowane tektonicznie utwory (skrzydło zachodnie) nie mogły być przemieszczone na duże odległości, stwierdzić można, iż skrzydło wschodnie rowu to utwory, które zostały nasunięte w relatywnie dalekosiężnym transporcie. Stąd wschodnie obrzeżenie rowu ma charakter nasunięcia.

### Przykład 6

Mapa na rys. 8.8 przedstawia północny fragment Górnokarbońskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. Obszar ten nie stanowi odrębnego elementu tektonicznego, wielokrotnie ulegał ruchom tektonicznym i jego budowa jest przez to skomplikowana.

Na analizowanym obszarze znajdują się w części wschodniej, w okolicach Józefki i na SE od Bytomia wystąpienia utworów paleozoicznych ( $C_3$ ) oraz pokrywające większość terenu wychodnie skał mezozoicznych, reprezentowanych przez trias ( $T_1$ - $T_3$ ) i dolną jurę ( $J_1$ ).

Po przyjrzeniu się mapie zwracamy uwagę na wyraźną równoleżnikową strukturę zbudowaną przez utwory wyższego wapienia muszlowego ( $T_{23}$ , nieco na N i NW od Bytomia), sąsiadujące od północy i południa z utworami kolejno coraz starszymi. Świadczy to o istnieniu w tym miejscu synkliny o osi przebiegającej z zachodu na wschód. Na południe od Bytomia widoczne jest pojawienie się wychodni górnego karbonu – w południowym skrzydle synkliny. Zakładając, iż profil stratygraficzny utworów odsłoniętych dalej na południu jest taki sam jak przez nas analizowany, możemy stwierdzić, że wychodnie skał górnokarbońskich znajdują się w jądrze antykliny.

Ku północy od osi opisanej wcześniej synkliny odsłaniają się utwory starsze – środkowego i dolnego wapienia muszlowego ( $T_{22}$  i  $T_{21}$ ) ; gdy dalej posuwamy się ku północy – dostrzegamy utwory coraz młodsze. Widać stąd, że w obrębie utworów dolnego wapienia muszlowego należy się spodziewać równoleżnikowo położonej osi kolejnej antykliny. Oś ta we wschodniej części mapy przebiega przez odsłonięte erozyjnie utwory starsze - pstrego piaskowca ( $T_1$ ) i w okolicach Józefki - karbonu górnego ( $C_3$ ).

Widoczne na mapie struktury uległy przemieszczeniom wzdłuż licznych uskoków, wśród których dominują kierunki NW-SE oraz NE-SW. Mniej liczne uskoki mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Wpływ dyslokacji zaznacza się najwyraźniej w północno-zachodniej części terenu. Widać tam, iż wychodnie utworów triasu są przesunięte względem siebie i, co

równie istotne, mają różne szerokości. To ostatnie świadczy o różnych kątach upadu równoległych utworów triasu w obrębie kolejnych bloków tektonicznych. Kierunki zrzuć uskoków są zróżnicowane, zaznacza się jednakże ogólna tendencja do przemieszczenia warstw ku zachodowi.

Utwory dolnej jury ( $J_1$ ) zalegają w formie niewielkich, izolowanych płatów (głównie w środkowej części mapy), w sposób prawdopodobnie niezgodny na utworach starszych.

### Przykład 7

Rys. 8.9 przedstawia mapę odkrytą wału kujawskiego, będącego fragmentem wału środkowopolskiego. Znaczna część przedstawionego obszaru pokryta jest utworami trzeciorzędowymi ( $Pg$  i  $N$ ). Utwory starsze występują w postaci izolowanych od siebie wychodni ( $P$ ,  $T_1$ ,  $J_1$ ,  $J_2$ ,  $J_3$ ,  $K$ ). Wszystkie przedstawione na mapie utwory, obejmujące cechsztyn, trias dolny, jurę, kredę oraz trzeciorzęd, nie tworzą ciągłej sekwencji wskutek występowania luki stratygraficznej obejmującej trias środkowy i górny (Niewiarowski, Wilczyński, 1979).

Na mapie zostały przedstawione poziomicie strukturalne stropu utworów trzeciorzędowych. Przeglądając się liniom intersekcyjnym spągu neogenu (są to widoczne na mapie granice między  $N$  i  $Pg$ ) zauważamy, iż ich przebieg jest w przybliżeniu równoległy do poziomic +30 m n. p. m. Świadczy to o połączym lub wręcz poziomym położeniu utworów neogenu. Podobnie należy interpretować utwory paleogenu, których spąg wyrażony jest linią wyraźnie widoczną w opisanych wyżej wcięciach erozyjnych.

Podłoże poziomo leżących utworów trzeciorzędowych tworzą struktury o odmiennych założeniach budowy. Duża, nieregularnie rozgałęziona wychodnia utworów jury i kredy (widoczna we wschodniej części terenu) pozwala przypuszczać, iż mamy tu do czynienia z formą antyklinalną, której jądro budują utwory jury górnej, otoczone w skrzydłach utworami kredy. Oś formy ma przebieg NW-SE, czyli zbliżony do przebiegu granic między górną jurą a kredą. Kształt wychodni jury górnej – stosunek długości do szerokości wychodni (musimy tu interpretować łagodne zamykanie się wychodni  $J_3$  pod utworami trzeciorzędu) sugeruje, że opisywana forma jest brachyantykliną.

Widoczne w zachodniej i południowo zachodniej części terenu izolowane wystąpienia utworów przedtrzeciorzędowych zastanawiają swym regularnym kształtem. Zauważamy ponadto, iż na relatywnie niewielkiej przestrzeni znajdują się w ich obrębie utwory o dużym zróżnicowaniu wiekowym. Jest to szczególnie widoczne w obrębie struktur na terenie Inowrocławia i Góry. Struktura Góry przedstawia niewielką wychodnię utworów permu otoczoną wystąpieniami górnej jury i kredy. Takie ich położenie mogłoby sugerować występowanie w tym miejscu wąskopromiennej kopuły. W okolicach Inowrocławia natomiast

utwory permu (P) sąsiadują zarówno z utworami triasu dolnego ( $T_1$ ), jury dolnej i środkowej ( $J_1$  i  $J_2$ ), a nawet jury górnej ( $J_3$ ). W sąsiedniej Górze utwory triasowe są nieobecne. Takie położenie granic geologicznych pomiędzy utworami permu a warstwami młodszymi oznacza, iż należy się spodziewać kontaktu niezgodnego kątowo. Odczytując z objaśnień do mapy litologię osadów cechsztynu – sole kamienne i gipsy – upewniamy się, że obie opisywane struktury to wysady solne o charakterze słupa. Są to ciała solne przebijające, co oznacza, że przerywają one profil skał osłony. Uzasadnia to ich niezgodny kontakt z utworami otaczającymi.

Podobne wnioski możemy wyciągnąć w odniesieniu do struktury Piehcina, którą należałoby interpretować jako powstałą przez wypiętrzenie utworów jury przez wędrujące ku górze masy solne. W tym jednak przypadku nie tworzą one formy przebijającej, a powstałą strukturę możemy określić jako kopułę lub antyklinę solną. W opisywanym przypadku kopuła ta jest przecięta uskokiem powstałym najprawdopodobniej wskutek intensywnego wypiętrzania skał solnych. Skrzydłem wiszącym uskoku jest skrzydło północno-wschodnie, w którym zauważamy występowanie utworów starszych (jura dolna) kontaktujących się z utworami górnej jury w skrzydle zrzuconym. Względny wiek uskoku należy ustalić jako pojurajski i przedtrzeciorzędowy. Uskok przecina bowiem skały górnej jury, kryjąc się pod pokrywą utworów trzeciorzędu.

Skomplikowany w kształcie, zwłaszcza w północnej i północno-wschodniej części terenu, obraz wychodni skał starszych od neogenu może przywołać na myśl sieć rzeczną. Rzeczywiście, obniżenia, w których znajdują się te wychodnie, mają charakter obniżeń erozyjnych – kopalnych dolin wypreparowanych przez działalność wód przedczwartorzędowych i późniejszych.

### **Przykład 8**

Mapa na rys. 8.10 przedstawia fragment południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Znajdują się tu wychodnie utworów od kambru do trzeciorzędu, z lukami stratygraficznymi w karbonie, dolnej jurze oraz dolnej kredzie.

Ogólne spojrzenie na mapę ujawnia istnienie dwu zespołów utworów geologicznych, różniących się planem budowy: zespołu trzeciorzędowego oraz starszego od trzeciorzędu. Utwory trzeciorzędowe, formujące w południowym fragmencie terenu nieregularny w kształcie płat, roboczo „zdejmujemy” i zajmujemy się interpretacją zespołu utworów starszych.

Zespół ten charakteryzuje się prawidłowością w występowaniu wychodni, których granice mają generalny przebieg z NW na SE. Zauważamy ponadto, że w centralnej części obszaru znajdują się wychodnie skał najstarszych: kambru, ordowiku, syluru i dewonu,

kontaktujące się z leżącymi na zewnątrz utworami młodszymi. Pozycja tych utworów wobec ich otoczenia oraz analiza kierunków nachylenia warstw wchodzących w ich skład sugeruje, iż mamy do czynienia z jądrem formy fałdowej – antykliny. Kształt jej wychodni – proporcja długości ( $d$ ) do szerokości ( $s$ ):  $5 > d/s > 2$ , wskazuje, że jest to brachyantyklina. Pełna, w profilu charakterystycznym dla tej części Gór Świętokrzyskich, sekwencja stratygraficzna otwiera się od centrum brachyantykliny w kierunku SW, gdzie napotykamy kolejno utwory: cechsztynu, triasu, środkowej i górnej jury oraz górnej kredy. W kierunku NE natomiast sekwencja utworów widocznych na powierzchni jest zubożona. Na przykład, w rejonie Zbrzy widoczny jest kontakt utworów starszego paleozoiku bezpośrednio z utworami środkowej jury. Kontakt ten ma charakter tektoniczny, wyrażony na mapie między innymi przez deformację („obcięcie”) wychodni jądra brachyantykliny w jej północno-wschodniej części oraz przez linię potężnej dyslokacji o generalnym przebiegu NW-SE. Na południowy zachód od centrum antykliny zauważalne są także bezpośrednie sąsiedztwa wychodni utworów nie kontaktujących się ze sobą w znanym nam profilu, na przykład: pstry piaskowiec i środkowa jura oraz dewon i jura środkowa. Wnioskujemy zatem, iż dyslokacja, o której mowa, wywiera znaczne piętno na budowie geologicznej obszaru. Dalszą jej interpretację przeprowadzimy w oparciu o syntezę wniosków wyciągniętych po odczytaniu budowy w obu jej skrzydłach osobno. W tym momencie jesteśmy jednak w stanie określić względny wiek tej dyslokacji. Wiedząc, że jest ona młodsza od najmłodszych utworów, jakie przecina (i starsza od najstarszych, jakich nie przecina), możemy określić jej wiek na pojurański.

Kierując się położeniem granicy między górną jurą a górną kredą (w SW części mapy), równoległym do pozostałych granic kompleksu starszego, moglibyśmy uznać, iż warstwy górnej kredy wchodzi także w skład interpretowanej przez nas struktury antyklinalnej, która została rozcięta omawianą dyslokacją. Wiek dyslokacji zatem moglibyśmy uznać za post-kredowy. Interpretacja taka, bazująca wyłącznie na dostępnym nam fragmencie mapy, byłaby jednak dość ryzykowna.

Wracamy teraz do interpretacji budowy geologicznej w południowo-zachodnim skrzydle dyslokacji. Centrum brachyantykliny budują sfałdowane osady od kambru do dewonu, uformowane w fałd o skrzydłach nachylonych pod kątem  $50^\circ$  (skrzydło NE) do  $57^\circ$  (skrzydło SE). Fałd ten jest rozcięty kilkoma uskokami poprzecznymi i jednym uskokiem podłużnym, wzdłuż którego dostrzegamy kontakt utworów kambro-syluru z utworami dewonu (nieco na SW od Zbrzy). Stosując regułę interpretacyjną, zgodnie z którą w sąsiedztwie dyslokacji utwory starsze występują w skrzydle wiszącym (młodsze w zrzuconym), uznajemy, iż skrzydło NE dyslokacji (kambro-sylur okolic Zbrzy) jest wiszące. Niewielki uskok znajdujący się na południe od Zbrzy można zinterpretować jako zawiasowy, wygasa on

szybko tuż za wychodnią utworów kambro-syluru, która znajduje się w jego skrzydle wiszącym (zgodnie z podaną wcześniej regułą).

Wspomniane wcześniej jądro brachyantykliny kontaktuje się z utworami mezozoicznymi o radykalnie mniejszych upadach, rzędu dwudziestu kilku stopni. Oznacza to, iż utwory młodsze spoczywają na starszych niezgodnie i stanowią najprawdopodobniej odrębne piętro strukturalne. W obrębie tego piętra, w utworach jury górnej, zauważamy idąc ku południowemu zachodowi dwie kolejne zmiany kierunku nachylenia warstw o  $180^\circ$  – wnioskujemy stąd o szerokopromiennych zafałdowaniach w obrębie tego kompleksu. Dodać należy, iż kierunek osi fałdów wydaje się być zbliżony do osi fałdu utworów paleozoicznych. Utwory kredowe o niewielkich upadach, widoczne w skrajnym SW fragmencie terenu, leżą zapewne niezgodnie na utworach górnej jury (może to być niezgodność przekraczająca – pamiętamy o luce stratygraficznej w dolnej kredzie).

Interpretując północno-wschodnie skrzydło dyslokacji kierujemy się podobnym tokiem rozumowania. W obrębie utworów górnourajskich, w północnej części arkusza mapy zauważamy synklinalne, asymetryczne ułożenie warstw. W pobliżu dyslokacji upady wynoszą  $60^\circ$  na NE, a nieco dalej –  $16^\circ$  na SW. Śledząc dalsze wychodnie spostrzegamy zgodność kierunków nachylenia – wszystkie ku SW, aż do centralnej części wychodni utworów dewonu – tam zaznacza się zmiana kierunków nachylenia na przeciwne, sugerująca występowanie centrum kolejnej antykliny.

Fakt, iż we wschodniej części obszaru, w rejonie Chałupek, obserwujemy upady ku SW, może świadczyć o tym, że południowo-zachodnie skrzydło synkliny zostało wtłoczone pod powierzchnię głównej dyslokacji. Dyslokacja ta miałaby zatem charakter nasunięcia, w obrębie którego utwory widoczne na południowy zachód od jego linii zostały przemieszczone ku północnemu wschodowi, częściowo przykrywając utwory młodsze.

## 9. SPORZĄDZANIE PRZEKROJU GEOLOGICZNEGO

Przekrój geologiczny jest odwzorowaniem budowy geologicznej na płaszczyźnie pionowej. Fotografie 4 i 5, przedstawiające odsłonięcia warstw sfałdowanych w niemal pionowych ścianach odkrywek, stanowią naturalne przykłady przekroju geologicznego.

Przekroje geologiczne sporządzane są na podstawie różnych materiałów wyjściowych: map geologicznych, wyników wierceń lub wyników badań geofizycznych. Głębokość, do jakiej wykonuje się przekrój, uzależniona jest od rodzaju materiałów wyjściowych, a także od celu (problemu), jakiemu ten przekrój ma służyć. Przekroje geologiczne na potrzeby geologii inżynierskiej sięgają zwykle niewielkiej głębokości od powierzchni terenu, przekroje wykonywane na potrzeby górnictwa często nie uwzględniają strefy przypowierzchniowej, lecz obejmują przedział głębokości wynikający z konkretnego zapotrzebowania gospodarczego.

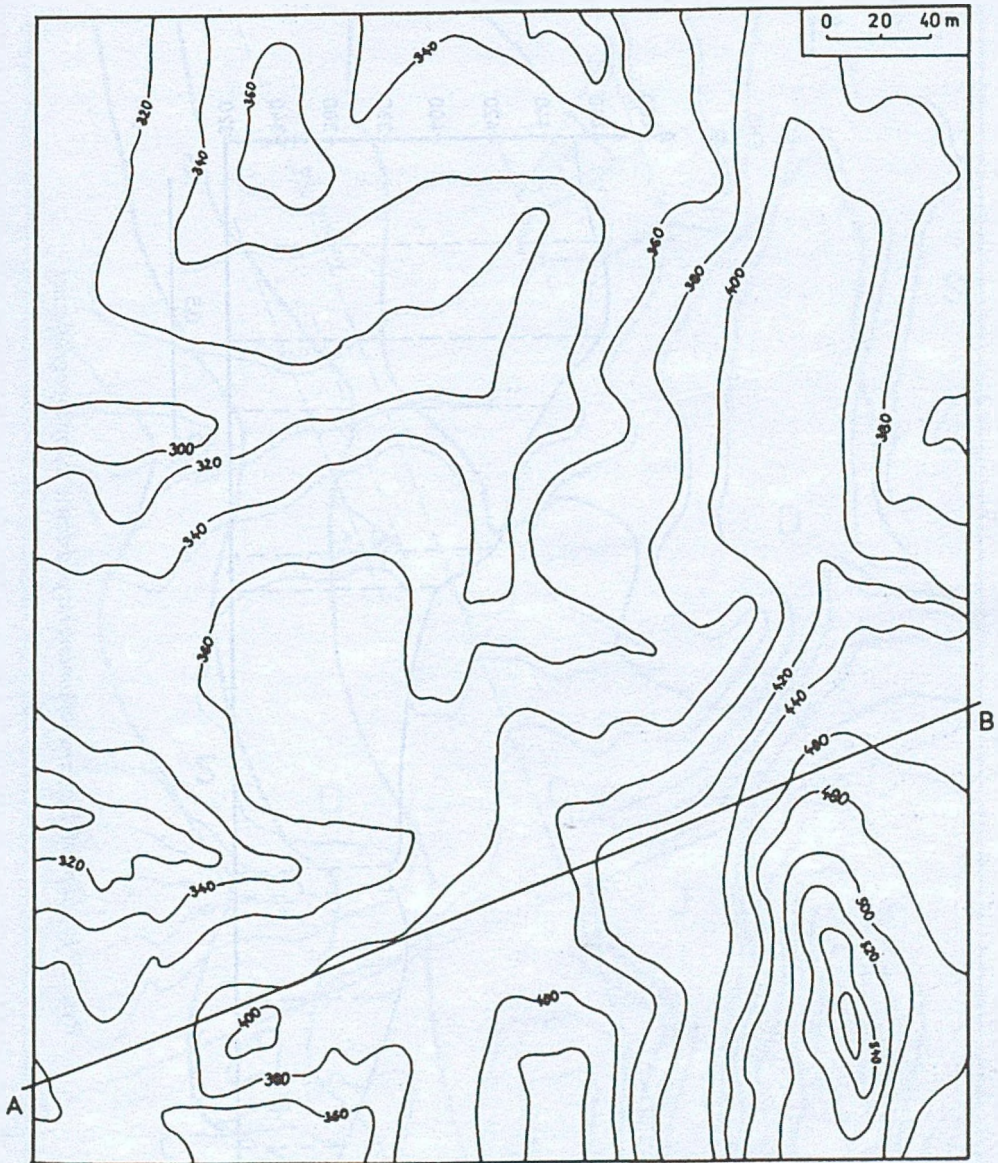
Niezależnie od rodzaju danych wyjściowych przekrój geologiczny jest zawsze w większym lub mniejszym stopniu wynikiem interpretacji autora.

### 9.1. Na podstawie mapy geologicznej

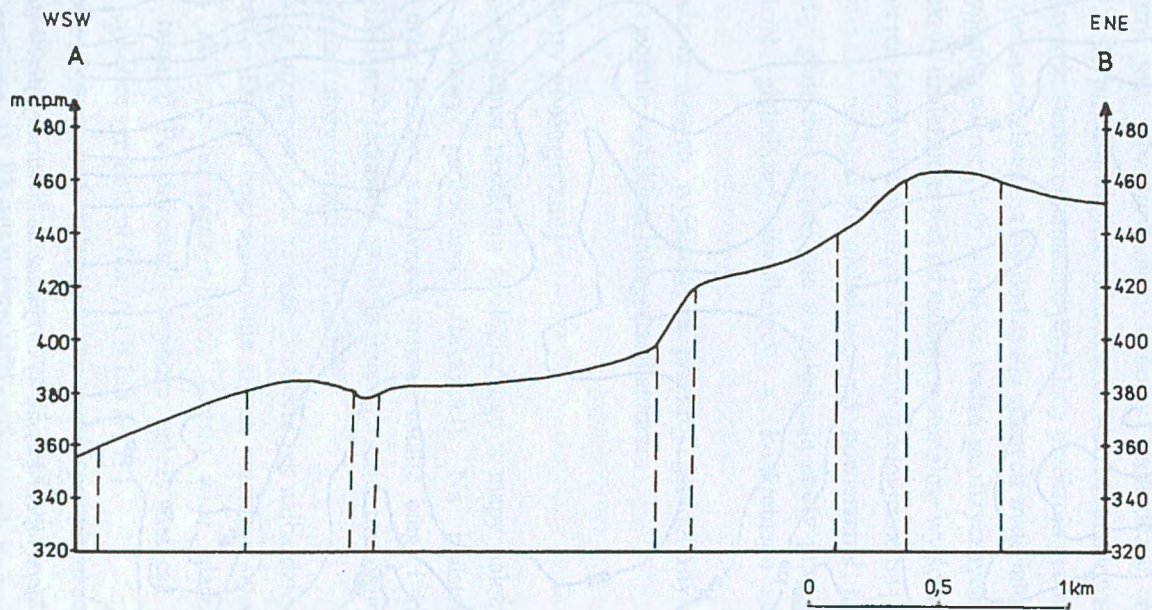
Przystępując do sporządzenia przekroju geologicznego z mapy należy rozpocząć od wstępnej interpretacji budowy geologicznej (tektoniki). Na podstawie intersekcji poszczególnych granic oraz znaków umownych można ustalić biegi i kierunki upadów warstw. Następnie wydzielamy jednostki strukturalne, tj. serie monoklinalne, synkliny, antykliny, uskoki, nasunięcia i niezgodności strukturalne.

Linie przekroju należy przeprowadzać zawsze możliwie jak najbardziej prostopadle do rozciągłości (biegu) warstw. Dzięki temu zachowuje się na przekroju upady i miąższości warstw jak najbardziej zbliżone do rzeczywistych. Często więc zdarza się, że linia przekrojowa jest linią łamaną. Po dokonaniu wyboru należy nanieść na mapę linię przekrojową i oznaczyć jej końce symbolami (np. A i B lub A i A').

Skalę przekroju najwygodniej jest przyjąć taką, w jakiej wykonana została mapa. Nie należy również, gdy nie jest to konieczne, przewyższać przekroju, tj. przyjmować skali pionowej większej niż pozioma. W przypadku warstw nachylonych powoduje to bowiem zmianę miąższości i upadów warstw (patrz rys. 5.5). Przewyższenia stosuje się w wyjątkowych wypadkach, np. wykonując przekroje tylko dla osadów czwartorzędowych, gdy warstwy mają stosunkowo małą miąższość. Konieczne jest wtedy podanie osobno skali pionowej.

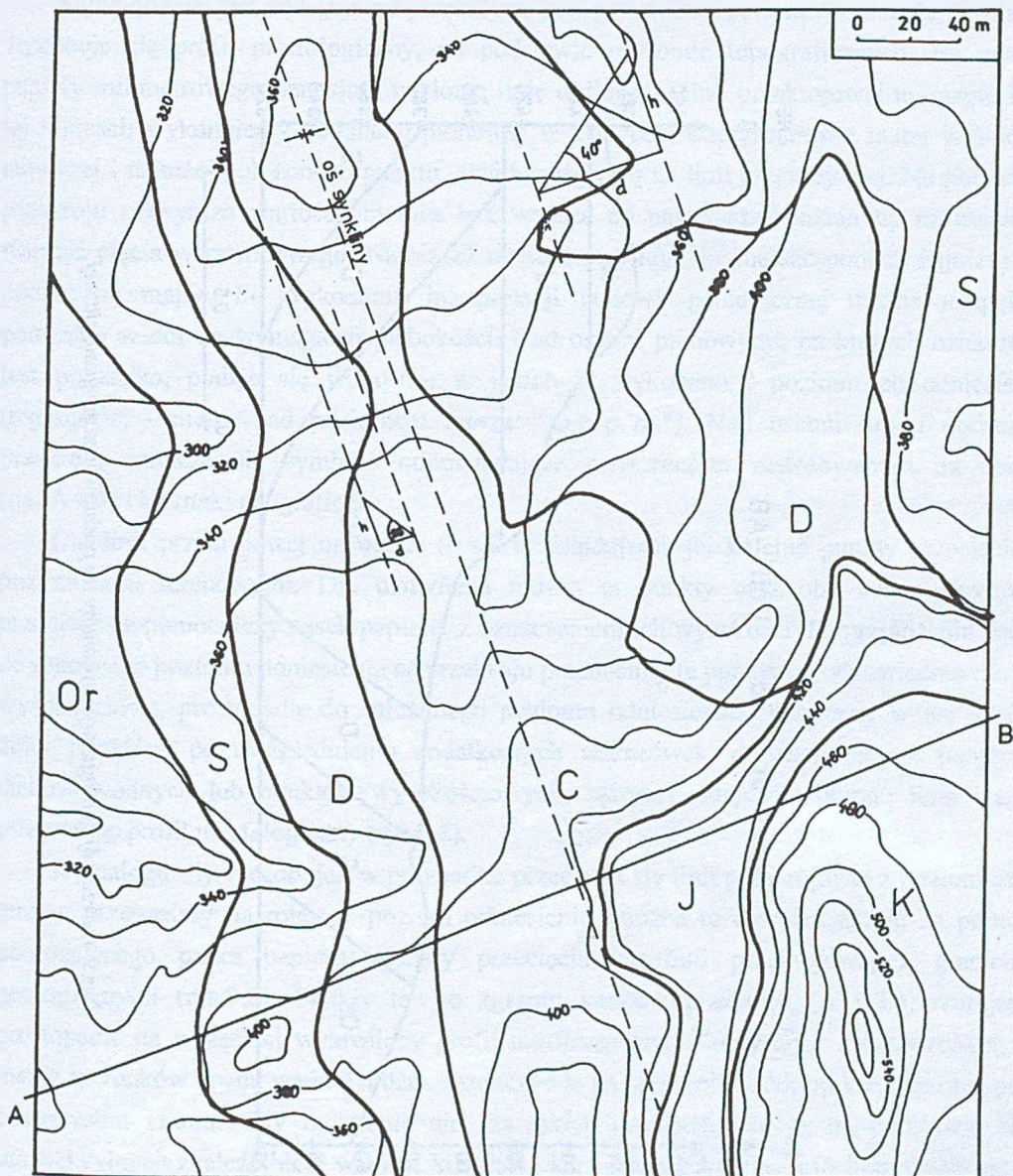


Rys.9.1. Mapa topograficzna, wykorzystana do konstrukcji przekroju z zaznaczoną linią przekrojową AB

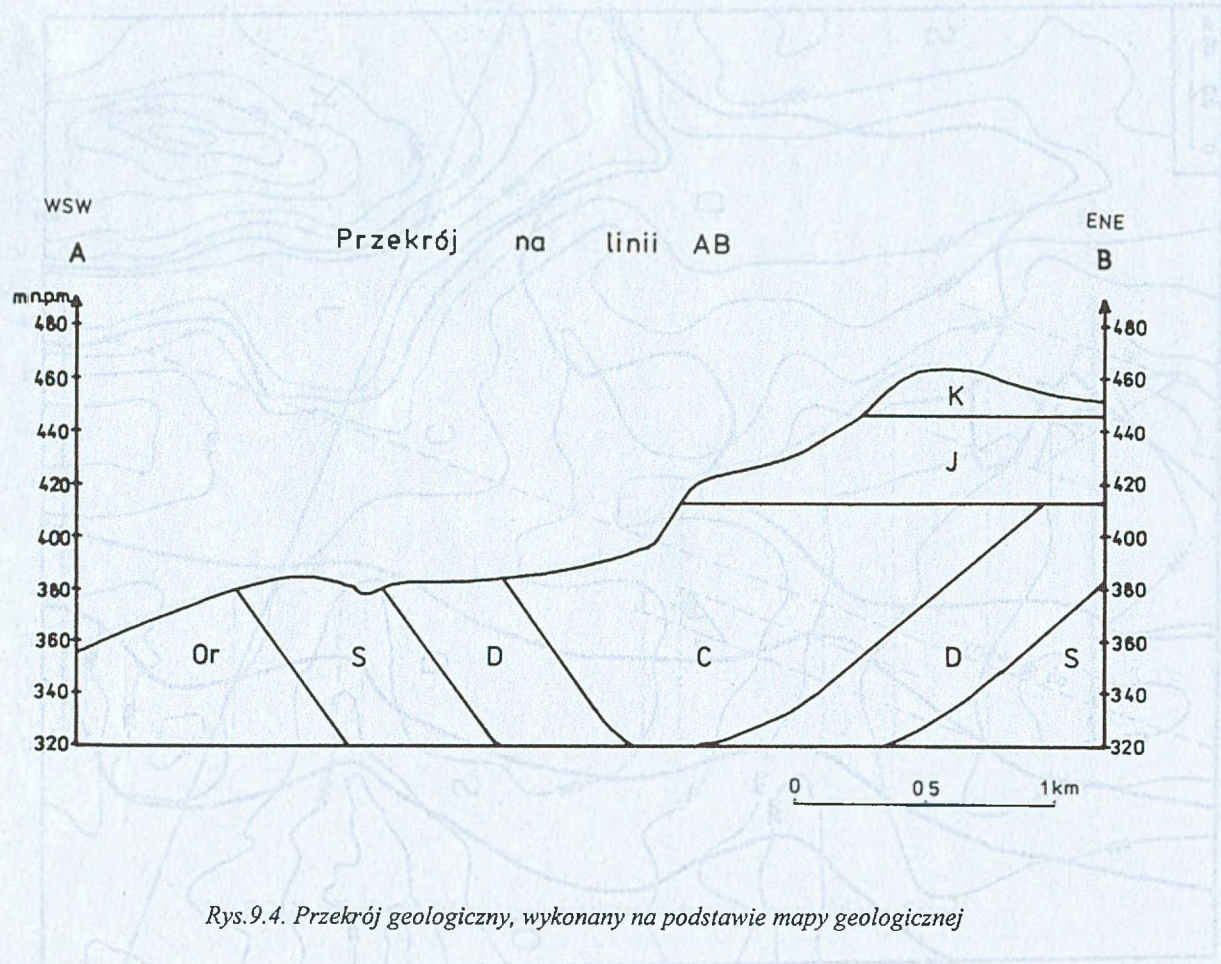


Rys.9.2. Profil morfologiczny wykonany na podstawie mapy topograficznej





Rys.9.3. Mapa geologiczna, na podstawie której ma być wykonany przekrój geologiczny. Na mapie wykonano konstrukcje, zmierzające do wyznaczenia kątów upadu skrzydeł synkliny



Rys.9.4. Przekrój geologiczny, wykonany na podstawie mapy geologicznej

Najwygodniej jest wykonywać przekrój na papierze milimetrowym. W pierwszym etapie wykonuje się profil morfologiczny, na podstawie poziomic topograficznych. Na arkusz papieru milimetrowego nanosimy poziomą linię o długości linii przekrojowej na mapie i na jej końcach wykonujemy podziałkę pionową. W tym celu odczytujemy z mapy wysokość najwyżej i najniżej położonego punktu, znajdującego się na linii przekrojowej. Na podziałce przekroju najwyższa wartość powinna być wyższa od najwyższej poziomicy na mapie o wartość cięcia warstwicowego. Najniższa wartość powinna się znaleźć poniżej najniższego punktu na mapie. Po wykonaniu interpretacji budowy geologicznej można uzupełnić podziałkę w dół do wymaganej głębokości. Nad osiami pionowymi, na których oznaczona jest podziałka, podaje się jednostki, w jakich ją wykonano i poziom ich odniesienia (najczęściej - metry nad poziomem morza: "m n. p. m."). Nad osiami lub u podstawy przekroju oznacza się symbole odpowiadające oznaczeniom zastosowanym na mapie (np. A i B) i kierunki geograficzne.

Dla linii przekrojowej na mapie (rys.9.1) znajdujemy jej kolejne punkty przecięcia z poziomiami terenowymi. Dla ułatwienia można te punkty oraz oba końce przekroju przenieść na pomocniczy pasek papieru, z oznaczeniem ich wysokości. Po przyłożeniu paska do roboczego poziomu odniesienia na przekroju przenosimy te punkty na odpowiednie rzędne wysokościowe, prostopadle do założonego poziomu odniesienia. Otrzymany w ten sposób zbiór punktów, po uwzględnieniu dodatkowych wskazówek, dotyczących np. położenia cieków wodnych lub punktów wysokościowych, łączymy odręcznie płynną linią ciągłą, otrzymując profil morfologiczny (rys.9.2).

W analogiczny sposób, jak w przypadku przecięcia się linii przekrojowej z poziomiami terenu, przenosimy na roboczy poziom odniesienia (można to również zrobić za pomocą pomocniczego paska papieru) punkty przecięcia się linii przekrojowej z granicami geologicznymi (rys.9.3). Punkty te, po zgraniu końców przekroju (A i B), rzutujemy prostopadle na wcześniej wykreślony profil morfologiczny. Korzystając z oznaczonych na mapie kierunków upadu warstw można zaznaczyć je na przekroju krótkimi kreskami tuż przy powierzchni terenu. Gdy na mapie nie ma takich oznaczeń, należy na podstawie linii intersekcyjnych znaleźć biegi warstw, kierunki i kąty ich nachylenia. Jeśli linia przekrojowa poprowadzona jest mniej więcej prostopadle w stosunku do biegów warstw, zmierzone (lub obliczone) rzeczywiste kąty upadu mogą być bezpośrednio naniesione na przekrój (rys.9.4).

W przypadku gdy przebieg linii przekrojowej znacznie odbiega od kierunku prostopadłego w stosunku do biegów warstw, należy wyznaczyć pozorne kąty upadu, które będzie można nanieść na przekrój. Do tego celu stosowane są zwykle nomogramy, których opis zamieszczono w podrozdziale zatytułowanym: Wyznaczanie kąta upadu pozornego na podstawie upadu rzeczywistego.

Pomiędzy zaznaczonymi punktami, oznaczającymi granice geologiczne, można nad linią powierzchni terenu, tymczasowo, wpisać oznaczenia litologii lub wieku poszczególnych wydzieleni, stosowane na mapie.

Wrysowywanie granic na przekroju rozpoczyna się od utworów najmłodszych, kolejno ku coraz to starszym; w kolejności tej należy również uwzględnić wiek uskoków. Wyznaczone z mapy lub odczytane kąty upadu warstw odmierzymy od poziomu (w dowolnym miejscu) i uwzględniając ich kierunek nachylenia przenosimy równoległe do punktów zaznaczonych na profilu morfologicznym, oddzielających wychodnie warstw. Granice ukryte pod pokrywą leżących niezgodnie utworów młodszych można w wielu przypadkach wyinterpretować przez przedłużenie do linii przekroju ich linii intersekcyjnych widocznych na pobliskich wychodniach.

W przypadku utworów czwartorzędowych nie podaje się na mapach symboli biegu i upadu; zakłada się, że zalegają one poziomo lub prawie poziomo. Ich miąższość określa się na podstawie danych literaturowych lub objaśnień dołączonych do mapy.

Płaszczyzny nieciągłości tektonicznych (uskoków, nasunięć) zaznacza się liniami grubszymi, lub czerwonym kolorem na przekrojach barwnych. Jeśli kąt nachylenia płaszczyzny uskokowej jest nieznany, należy go wyznaczyć z mapy w sposób analogiczny jak w przypadku upadów warstw. Jeśli jest to niemożliwe, płaszczyzny nieciągłości zaznacza się liniami pionowymi.

W odpowiednich miejscach nad linią przekroju można zaznaczyć nazwy miejscowości i rzek lub większych wzniesień. W legendzie należy podać objaśnienia wszystkich użytych znaków umownych. Z legendy mapy należy wybrać oznaczenia warstw, które znalazły się na przekroju, układając je w kolejności chronologicznej, tak jak w legendzie mapy. Wydzielenia, znajdujące się na przekroju i w legendzie, oznacza się kolorami odpowiadającymi kolorom zastosowanym na mapie lub pokrywa się szrafurą. Szrafura powinna być tak dobrana, by podkreślała litologię i sposób warstwowania.

## 9.2. Na podstawie danych z wierceń

W zagadnieniach związanych z geologią złożową i geologią inżynierską często do sporządzenia przekroju geologicznego korzysta się z danych uzyskanych z wierceń. Oprócz opisu obserwacji z otworów wiertniczych (kart dokumentacyjnych otworów) potrzebny jest plan sytuacyjny lub sytuacyjno-wysokościowy z lokalizacją wykonanych odwiertów.

Odległości pomiędzy wierceniami i głębokości otworów uwarunkowane są charakterem prac i stopniem skomplikowania budowy geologicznej. Przekroje wykonywane dla celów inżynierskich zestawia się z wierceń leżących w przybliżeniu na linii prostej. Ewentualne

załamanie linii przekrojowej na planie nie powinno być duże, a w żadnym wypadku kąt załamania nie powinien być zbliżony do kąta prostego.

Dysponując danymi z wierceń oraz planem rozmieszczenia otworów wiertniczych należy określić długość linii przekrojowej w założonej skali poziomej. W przypadku przekrojów wykonywanych do celów geologii inżynierskiej najczęściej przyjmuje się różne skale (poziomą i pionową) ze względu na stosunkowo niewielkie głębokości w porównaniu z odległościami w poziomie. Na obu końcach konstruowanego przekroju należy umieścić podziały pionowe. Nad podziałkami podaje się jednostki, w jakich zostały wykonane i oznacza się końce linii przekrojowej za pomocą symboli użytych na planie oraz kierunków świata. Analogicznie jak w przypadku sporządzania przekroju geologicznego na podstawie mapy należy wykonać profil morfologiczny powierzchni terenu.

Na przykładzie przedstawionym na rysunku 9.5 a) umieszczono profile czterech otworów wiertniczych, oznaczonych cyframi od 1 do 4; w nawiasach poniżej podano wysokości, na których znajdują się wiercenia (w metrach n.p.m.), odczytane z planu lub z karty otworowej.

Profile wykorzystanych wierceń podają głębokości występowania granic geologicznych w metrach pod powierzchnią terenu:

Otwór 1 (169,7 m n.p.m.)

0,0-0,9 m	gliny piaszczyste
0,9-1,4 m	piaski pylaste
01,4-3,0 m	gliny piaszczyste
3,0-4,5 m	ity piaszczyste

Otwór 2 (169,6 m n.p.m.)

0,0-0,5 m	gliny piaszczyste
0,5-1,6 m	piaski pylaste
1,6-2,4 m	gliny piaszczyste
2,4-3,2 m	piaski drobnoziarniste
3,2-4,1 m	ity piaszczyste
4,1-4,5 m	piaski średnioziarniste

Otwór 3 (169,2 m n.p.m.)

0,0-0,3 m	gliny piaszczyste
0,3-3,2 m	piaski drobnoziarniste
3,2-3,8 m	piaski średnioziarniste
3,8-4,2 m	ity piaszczyste
4,2-4,5 m	piaski średnioziarniste

Otwór 4 (169,5 m n.p.m.)

0,0-0,6 m	piaski pylaste
0,6-1,2 m	gliny piaszczyste
1,2-3,1 m	piaski drobnoziarniste
3,1-3,9 m	piaski średnioziarniste
3,9-4,2 m	iły piaszczyste
4,2-4,5 m	piaski średnioziarniste

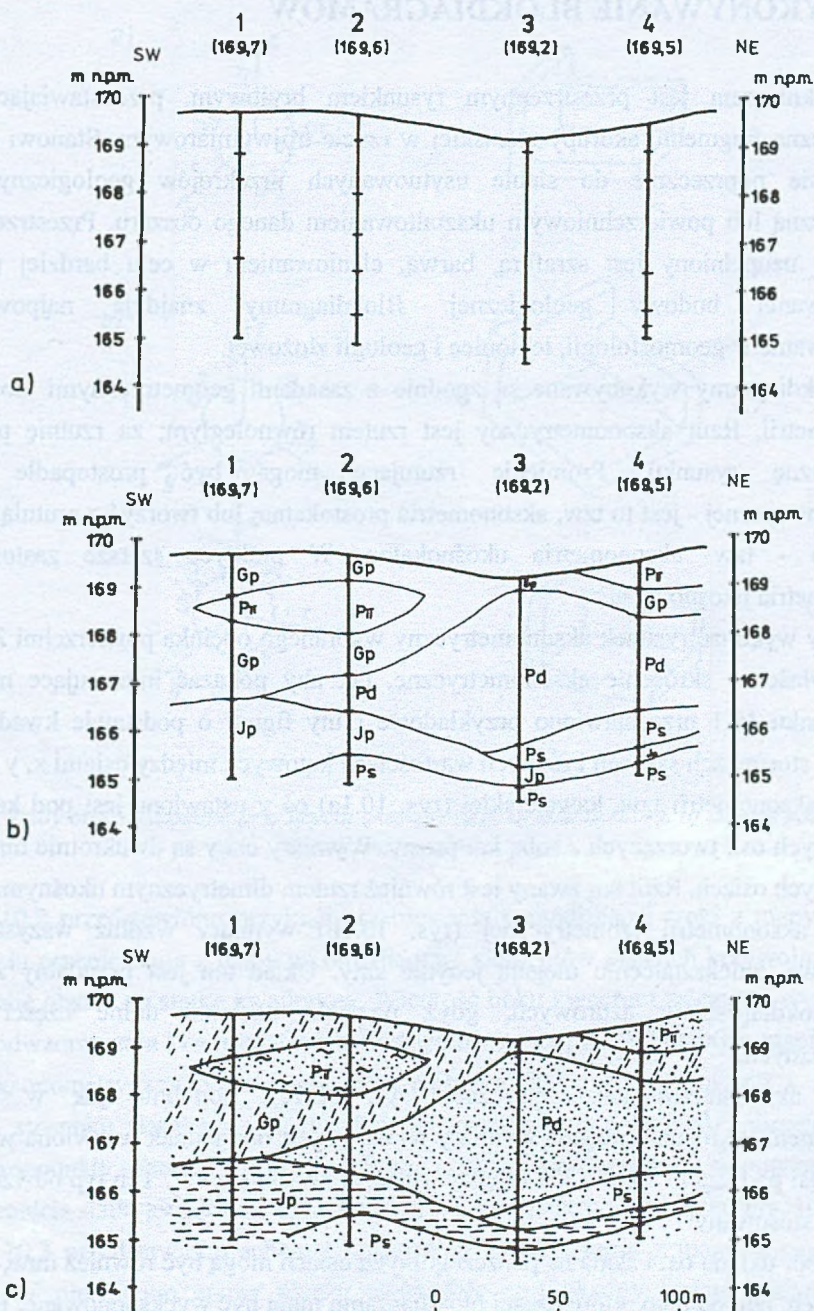
Po wykonaniu profilu morfologicznego terenu wykreślamy w dół pionowe odcinki do głębokości, na której zakończono wiercenia (ostatnia wartość w profilu otworu). Na linie te nanosimy, rozpoczynając od powierzchni terenu, granice poszczególnych warstw, uwzględniając obraną wcześniej podziałkę pionową. Z boku opisujemy za pomocą symboli rodzaj skał znajdujących się pomiędzy poszczególnymi granicami. Na rysunku 9.5 b) i c) wprowadzono następujące oznaczenia: Gp - glina piaszczysta, P $\pi$  - piasek pylasty, Pd - piasek drobnoziarnisty, Ps - piasek średnioziarnisty, Ip - ił piaszczysty.

Pomiędzy wierceniami łączymy odręcznie najpierw granice utworów o różnej genezie lub granice pomiędzy różnymi formami geomorfologicznymi (np. kolejnymi tarasami rzecznyymi, lub między utworami deluwialnymi i lodowcowymi). W obrębie takich większych wydzieleni można wydzielić granice pomiędzy poszczególnymi rodzajami skał. Tak wykonany przekrój uzupełnia się szrafurą.

Nad przekrojem podaje się jego nazwę (rodzaj przekroju, teren, dla którego został wykonany, przebieg linii przekrojowej, itp.), a także skalę. W przypadku zastosowania różnych skał w pionie i poziomie skalę wyraża się w postaci ułamka, w którym w liczniku podaje się skalę poziomą, w mianowniku - skalę pionową, np.:

$$1: \frac{1000}{200}$$

W legendzie przekroju powinny się znaleźć wszystkie zastosowane oznaczenia literowe i szrafury. Symbole skał lub gruntów uporządkowane powinny być w następującej kolejności (rozpoczynając od góry): twory antropogeniczne, gleby, skały organiczne, skały okruchowe od frakcji najdrobniejszych do najgrubszych, skały lite. Legenda powinna również uwzględniać genezę i wiek skał.



Rys.9.5. Kolejne etapy wykonywanie przekroju geologiczno-inżynierskiego na podstawie danych z wierzeń: a) rozmieszczenie wierzeń na podstawie planu i wykonanie profilu morfologicznego terenu, b) wyznaczenie granic geologicznych w otworach na podstawie danych z wierzeń, c) wypełnienie szrafurą poszczególnych wydzieli

## 10. WYKONYWANIE BLOKDIAGRAMÓW

Blokdiagram jest przestrzennym rysunkiem bryłowym, przedstawiającym budowę geologiczną fragmentu skorupy ziemskiej w rzucie trójwymiarowym. Stanowi on obrazowe połączenie poprzecznie do siebie usytuowanych przekrojów geologicznych z mapą geologiczną lub powierzchniowym ukształtowaniem danego obszaru. Przestrzenny rysunek bryłowy uzupełniony jest szrafurą, barwą, cieniowaniem w celu bardziej pogładowego zilustrowania budowy geologicznej. Blokdiagramy znajdują najpowszechniejsze zastosowanie w geomorfologii, tektonice i geologii złożowej.

Blokdiagramy wykonywane są zgodnie z zasadami geometrycznymi stosowanymi w aksonometrii. Rzut aksonometryczny jest rzutem równoległym; za rzutnię przyjmuje się płaszczyznę rysunku. Promienie rzutujące mogą być prostopadłe do rzutni aksonometrycznej - jest to tzw. aksonometria prostokątna; lub tworzyć z rzutnią kąt różny od prostego - tzw. aksonometria ukośnokątna. W praktyce szersze zastosowanie ma aksonometria ukośnokątna.

Aby wykonać rysunek aksonometryczny wybranego odcinka powierzchni Ziemi, należy obrać właściwe skrócenie aksonometryczne, tak aby pokazać interesujące nas elementy. Na rysunku 10.1 przedstawiono przykładowe rzuty figury o podstawie kwadratowej przy różnych stosunkach skróceń i różnych wartościach kątowych między osiami  $x$ ,  $y$  i  $z$ .

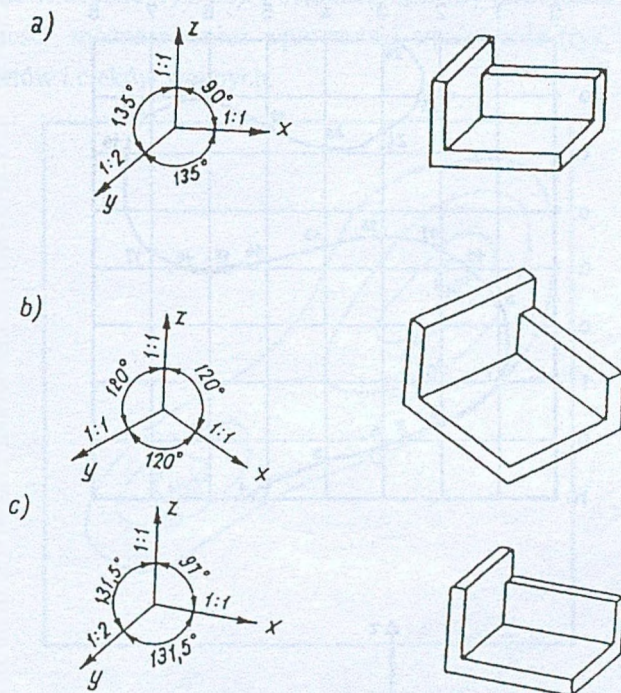
W aksonometrii tzw. kawalerskiej (rys. 10.1a) oś  $y$  ustawiona jest pod kątem  $135^\circ$  do pozostałych osi, tworzących z sobą kąt prosty. Wymiary osi  $y$  są dwukrotnie mniejsze niż na pozostałych osiach. Rzut ten zwany jest również rzutem dimetrycznym ukośnym.

W aksonometrii izometrycznej (rys. 10.1b) wymiary wzdłuż wszystkich osi są jednakowe, zniekształceniu ulegają jedynie kąty. Układ ten jest przydatny zwłaszcza do tzw. blokdiagramów ażurowych, gdyż pozwala odsłonić dolne części przekrojów geologicznych.

W aksonometrii anizometrycznej (rys. 10.1c), podobnie jak w kawalerskiej, dwukrotnemu skróceniu ulegają wymiary na osi  $y$ ; jest ona jednak ustawiona w stosunku do innych osi pod kątem  $131,5^\circ$ , kąt między osiami  $x$  i  $z$  wynosi  $97^\circ$ . Ten typ odwzorowania jest rzadziej stosowany.

Dobór układu osi i skala na poszczególnych osiach mogą być również inne, w zależności od potrzeb, tzn. od tego, które części blokdiagramu mają być wyeksponowane. Blokdiagramy konstruuje się przerysowując obraz wycinka mapy, uwzględniając szczegóły topograficzne, poziomice i szczegóły budowy geologicznej z siatki kwadratów na siatkę rombów. Szczegóły postępowania przedstawione zostaną poniżej.

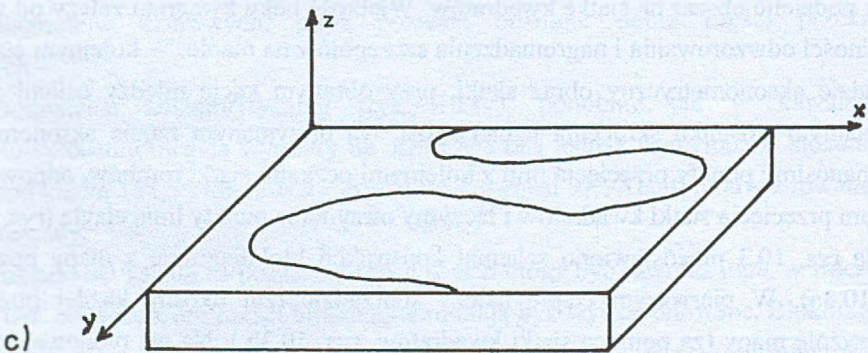
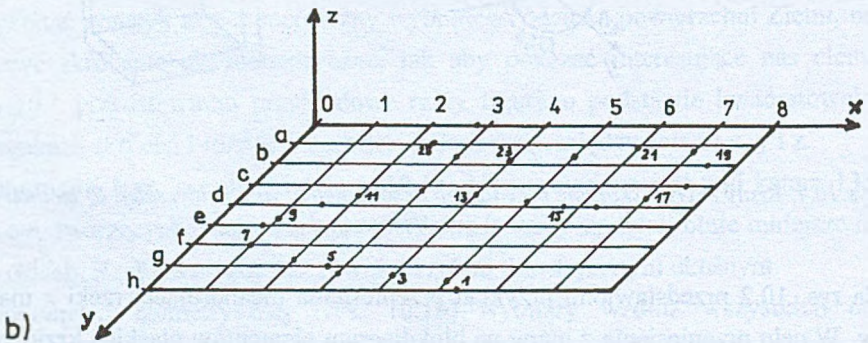
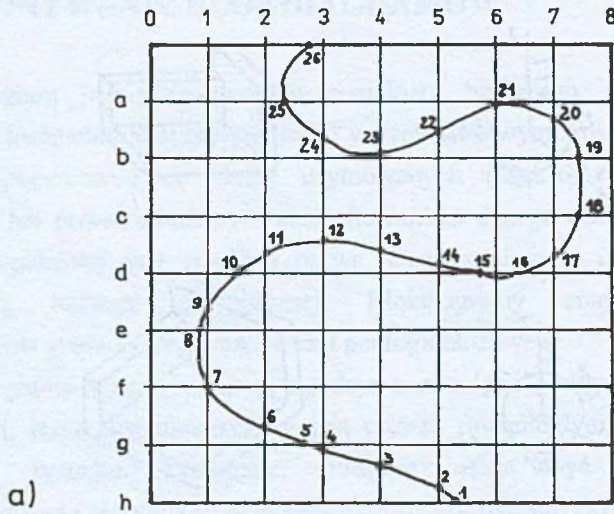




Rys. 10.1. Rzuty bryły wykonane przy użyciu aksonometrii: a) kawalerskiej, b) izometrycznej, c) anizometrycznej

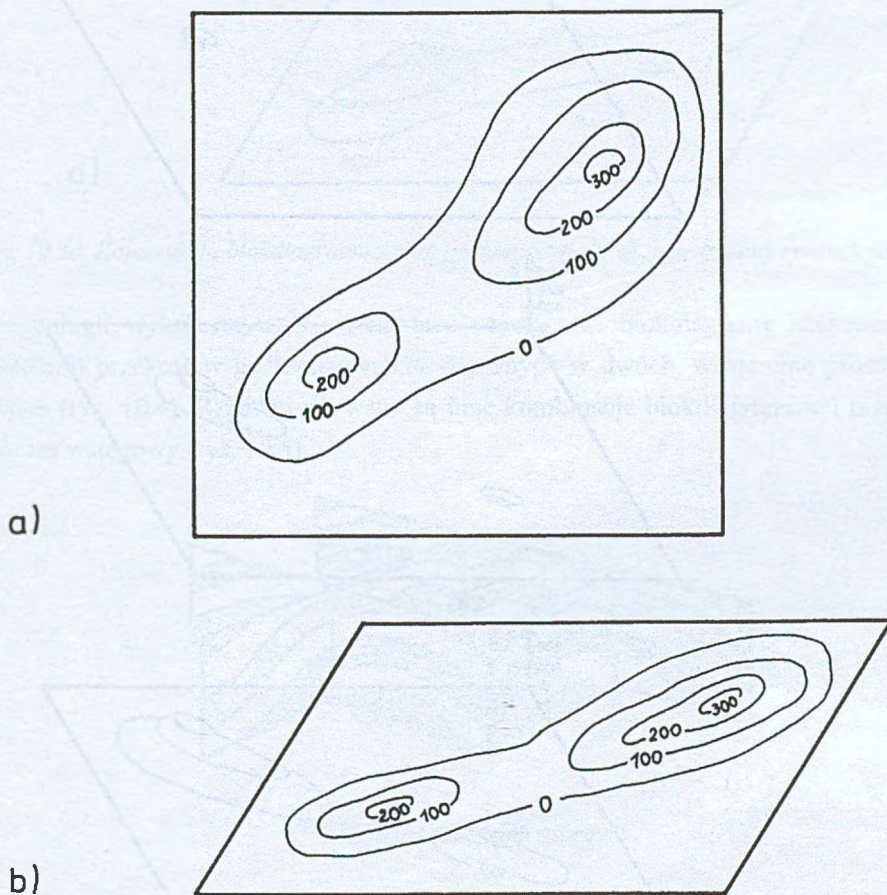
Na rys. 10.2 przedstawiono przykład przeniesienia meandrującej rzeki z mapy na rzut ukośny. W celu przeniesienia z mapy na blokdiagram elementów płaskich krzywoliniowych, należy podzielić obszar na siatkę kwadratów. Wielkość boku kwadratu zależy od wymaganej dokładności odwzorowania i nagromadzenia szczegółów na mapie. W kolejnym etapie należy sporządzić aksonometryczny obraz siatki, przy obranym kącie między osiami  $x$  i  $y$  oraz ewentualnym stosunku skrócenia jednej z osi. Na otrzymanym rzucie aksonometrycznym siatki nanosimy punkty przecięcia linii z kolejnymi oczkami siatki rombów, odpowiadających punktom przecięcia siatki kwadratów i łączymy otrzymane punkty linią ciągłą (rys. 10.2 b, c).

Na rys. 10.3 przedstawiono schemat konstrukcji blokdiagramu z mapy poziomicowej (rys. 10.3a). W pierwszym etapie należy sporządzić rzut ukośny każdej poziomicy na płaszczyźnie mapy (za pomocą siatki kwadratów, rys. 10.3b.). Na osi pionowej zaznaczamy odstęp pionowy poziomic w skali wykonywanego blokdiagramu. Wrysowywanie poziomic zaczynamy od najwyższej, a następnie przesuwając kalkę w dół o wartość cięcia warstwicowego wrysowujemy warstwice o kolejno coraz niższych wartościach, tylko w tych



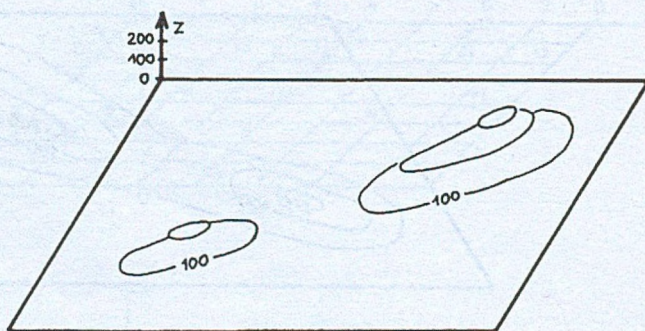
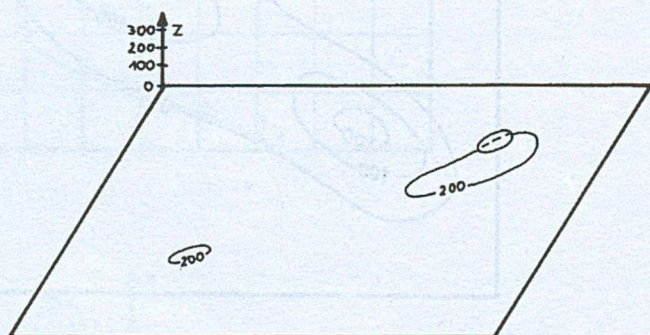
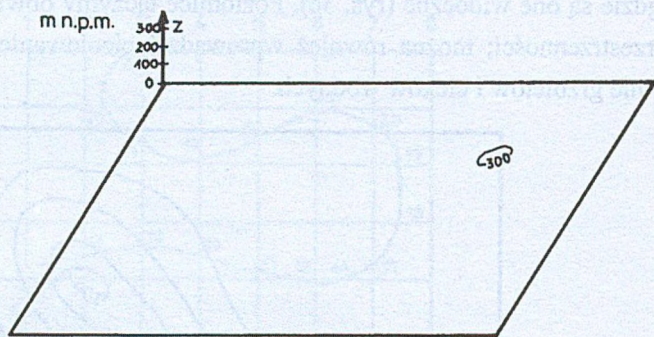
Rys.10.2. Zastosowanie siatki kwadratów do przekształcenia rzutu prostokątnego na ukośny, na przykładzie meandrującej rzeki: a) wycinek mapy z naniesioną siatką kwadratów i kolejnymi punktami przecięcia się siatki z linią rzeki, b) aksonometryczny obraz siatki z przeniesionymi punktami przecięcia, c) obraz rzeki w rzucie aksonometrycznym na płaskiej powierzchni terenu

miejscach gdzie są one widoczne (rys. 3c). Poziomice łączymy obwiedniami, tak by uzyskać wrażenie przestrzenności; można również wprowadzić cieniowanie (rys. 3d). Podkreślenia wymagają linie grzbietów i cieków wodnych.

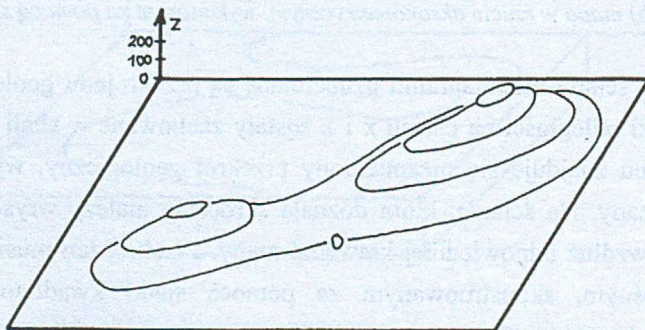


Rys. 10.3a, b. Konstrukcja blokdiagramu z map poziomicowych: a) mapa, b) mapa w rzucie aksonometrycznym, wykonanym za pomocą siatki kwadratów

Boczne ściany blokdiagramu uzupełniane są przekrojami geologicznymi. W przypadku gdy stosunki odległości na osiach  $x$  i  $z$  zostały zachowane w skali 1:1, na przedniej ścianie blokdiagramu znajduje się niezmienny przekrój geologiczny, wykonany wzdłuż bocznej krawędzi mapy. Na ścianie, która doznała skrócenia, należy rysować przekrój uprzednio wykonany wzdłuż odpowiedniej krawędzi mapy. Przekrój ten musi zostać przedstawiony w rzucie ukośnym, skonstruowanym za pomocą siatki kwadratów, analogicznie jak w przypadku rysunku na powierzchni blokdiagramu.

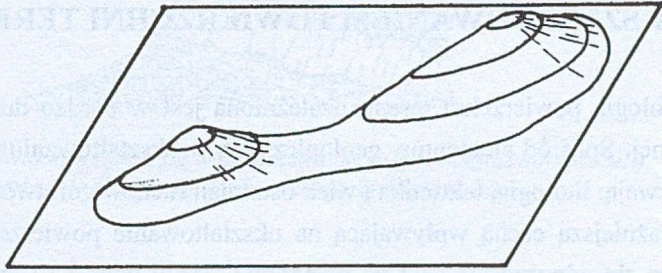


c)



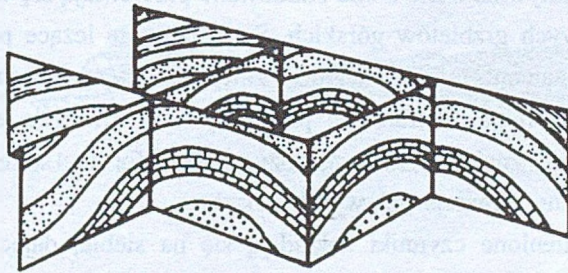
Rys.10.3c. Konstrukcja blokdiagramu z map poziomicowych: c) warstwy z kolejnymi poziomiami

d)

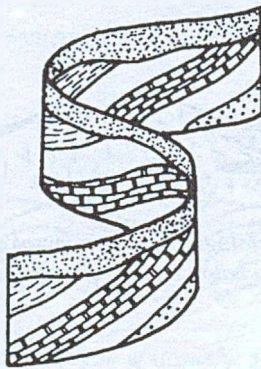


Rys.10.3d. Konstrukcja blokdiagramu z map poziomicowych: d) przestrzenny rysunek formy

W geologii wykorzystywane są również często tzw. blokdiagramy ażurowe, będące zestawieniami przekrojów geologicznych, wykonanych w dwóch, wzajemnie prostopadłych kierunkach (rys. 10.4). Rzadziej używane są inne kombinacje blokdiagramów i przekrojów, np. diagram wstęgowy (rys. 10.5).



Rys.10.4. Diagram ażurowy



Rys.10.5. Diagram wstęgowy

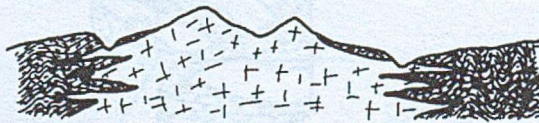
## 11. ZALEŻNOŚĆ MIĘDZY BUDOWĄ GEOLOGICZNĄ A UKSZTAŁTOWANIEM POWIERZCHNI TERENU

Morfologia powierzchni terenu uzależniona jest w bardzo dużym stopniu od budowy geologicznej. Spośród elementów geologicznych w ukształtowaniu morfologii najważniejszą rolę odgrywają: litologia, tektonika i wiek ostatnich ruchów górotwórczych na danym terenie.

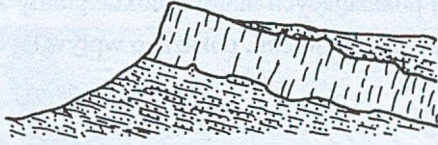
Najważniejszą cechą wpływającą na ukształtowanie powierzchni terenu jest litologia, wyrażająca się odpornością skał na wietrzenie. Skały odporne (np.: granity, gabra, gnejsy, kwarcyty, szarowaki) zaznaczają się w rzeźbie terenu w postaci form pozytywnych, tj. wyniesień. Obniżenia terenu tworzą się z kolei w miejscach występowania skał mniej odpornych (np.: słabo zwięzłych piaskowców, łupków ilastych, margli). Ważne tu są wzajemne stosunki przestrzenne rozmieszczenia skał o różnej odporności. Cienkie wkładki nawet bardzo odpornych skał nie wpływają znacząco na morfologię.

Istotny wpływ na morfologię terenu ma również tektonika warstw skalnych, zarówno fałdowa, jak i dysjunktywna. Serie silnie sfałdowane przejawiają się w morfologii w postaci podłużnych, pasmowych grzbietów górskich. Serie odporne leżące poziomo dają płaskie i szerokie, mało urozmaicone morfologicznie wzniesienia (typu Gór Stołowych). W miejscu uskoków przecinających pasma fałdowe powstają doliny rzeczne, szczególnie w górach młodych. Góry młode mają ponadto wyraźne, ostre formy, stare – najczęściej mniej zdecydowane i wyraźne, o mniejszych wysokościach.

Wszystkie wymienione czynniki nakładają się na siebie, dając dużą liczbę różnych kombinacji (rys. 11.1 do 11.6). Ze szczegółowej mapy geologicznej można odczytać przyczyny powstania wyniesień i obniżień terenowych. I odwrotnie, w wielu przypadkach mapa topograficzna pozwala na interpretację budowy geologicznej.



Rys.11.1. Pozytywne formy morfologiczne (ostre, wysokie szczyty) spowodowane obecnością granitowego batolitu w obrębie sfałdowanych łupków



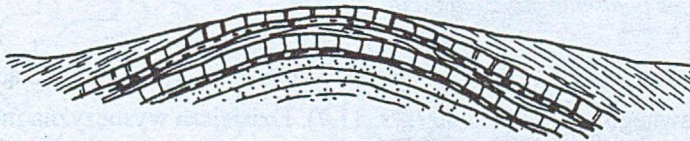
Rys.11.2. Uwidaczniająca się w morfologii żyła skały magmowej (np. sill),  
w obrębie skał osadowych o mniejszej odporności



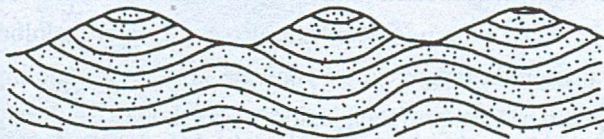
Rys.11.3. Zrąb tektoniczny odzwierciedlony w morfologii jako kulminacja



Rys.11.4. Wpływ ułożenia warstw skalnych na formę reliefu terenu



Rys.11.5. Wzniesienie występujące wzdłuż osi struktury antyklinalnej



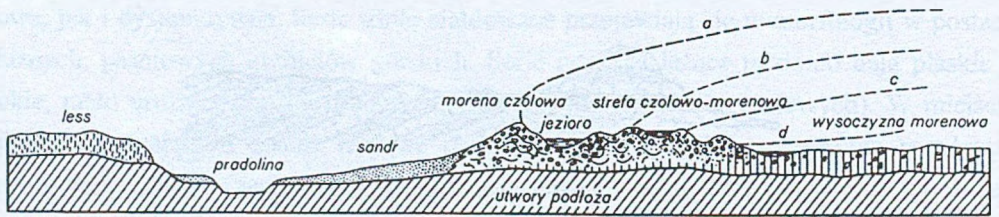
Rys.11.6. Inwersja rzeźby terenu w stosunku do struktury fałdowej  
(warstwy piaskowców o niewielkich upadach)

Poniżej na przykładach, pokazujących mapy i blokdiagramy z trzech regionów Polski, o różnej budowie geologicznej i rzeźbie terenu, pokazano wpływ tej budowy na geomorfologię.

### Przykład 1: Morena czołowa

Utworki epoki lodowcowej i związane z nimi formy rzeźby terenu widoczne są na około 2/3 terytorium Polski. Przeważająca część Polski pokryta była w okresie plejstocenicznym lądolodem skandynawskim, niektóre obszary kilkakrotnie. Najsilniej zaznaczył się wpływ trzech, wymienionych poniżej, zlodowaceń.

Najstarsze zlodowacenie, noszące nazwę krakowskiego lub zlodowacenia Sanu, sięgało aż w doliny Karpat i Sudetów, następne, środkowopolskie oparło się o Sudety, Góry Świętokrzyskie i Wyżynę Lubelską, najmłodsze zaś, zlodowacenie Wisły, objęło swym zasięgiem Ziemię Lubuską, środkową Wielkopolskę, Kujawy i Pomorze Mazurskie oraz tereny leżące od nich na północ.

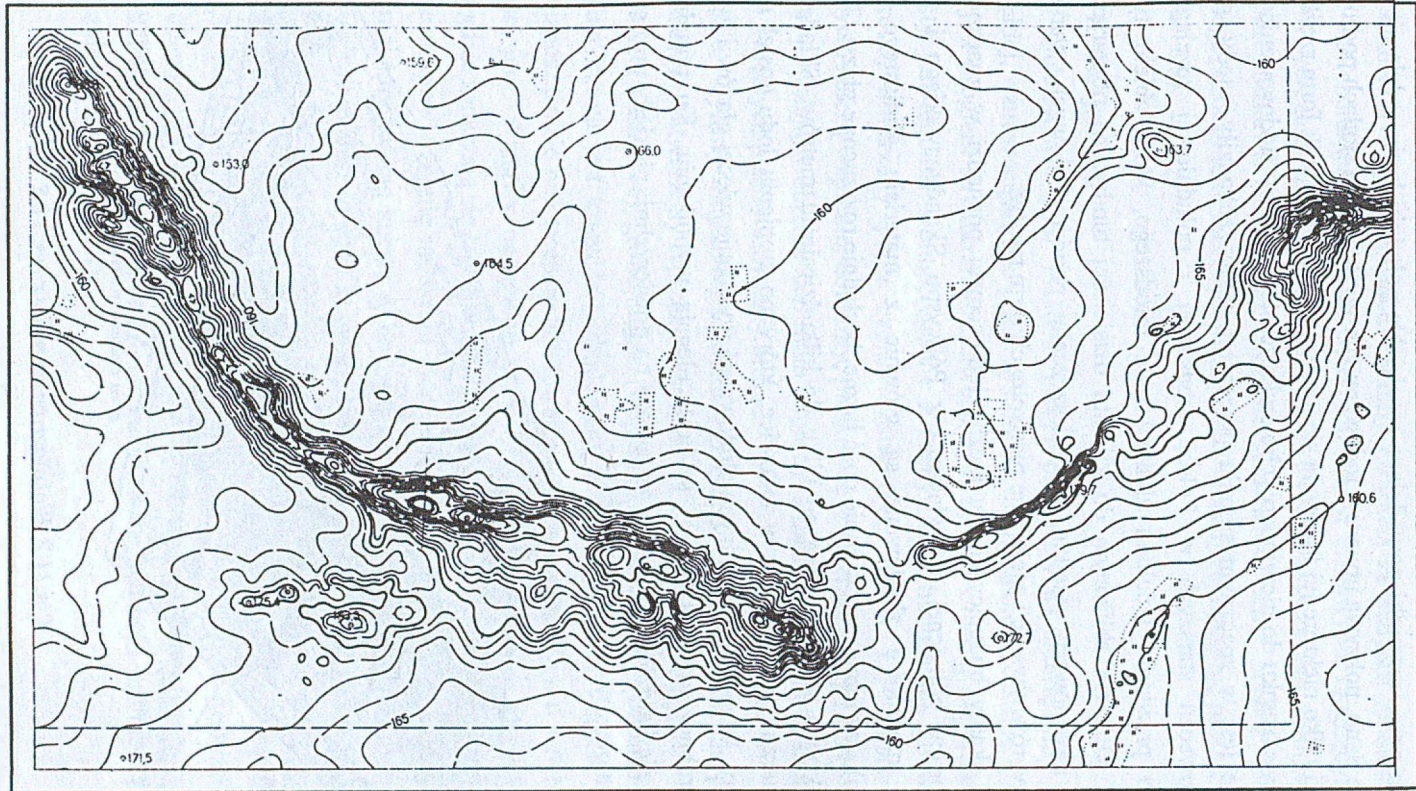


Rys.11.7. Powstawanie form rzeźby lodowcowej w zależności od przebiegu dawnego czoła lądolodu (a, b, c, d – kolejne położenia czoła lodowca)

Formy rzeźby lodowcowej występują w charakterystycznym porządku, związanym z przebiegiem dawnego czoła lądolodu (rys. 11.7). Dzisiejsza wysoczyzna morenowa wiąże się z dawną pokrywą lądolodu. W miarę zbliżania się do dawnego czoła lodowca zaczynają się pojawiać na niej coraz częściej inne formy, jak drumliny, rynny jeziorne i ozy. Deniwelacje stają się coraz większe i wreszcie w samej strefie dawnego czoła powstaje obraz pagórkowaty moreny czołowej z licznymi jeziorami. Przebieg samego czoła lodowca w miejscu dłuższego postoju wyznaczają wały moren czołowych. Przed czołem lądolodu powstają pokrywy sandrów; dalej na przedpolu ciągną się równoległe do niego pradoliny, często z rozległymi tarasami. Czasem przed czołem powstają jeziora zastoiskowe. Na dalszym przedpolu lodowca pojawia się na skałach podłoża pokrywa lessowa.

Powyższy zestaw typów i form rzeźby powtarza się na terenie Polski kilkakrotnie, co odpowiada poszczególnym zlodowaceniom i ich stadiom; jednak ich stan zachowania jest różny. Najświeższe są one w zasięgu zlodowacenia najmłodszego – Wisły, zwłaszcza w jego

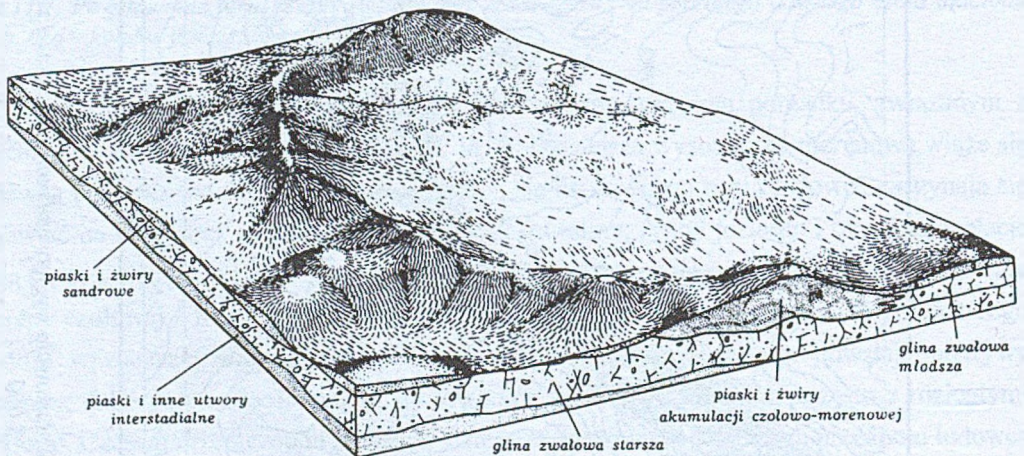




Rys.11.8. Łukowato wygięty wał moreny czołowej ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego. Mapa topograficzna okolic Przasnysza, skala 1:25 000

północnej części. W zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego uległy już one poważnemu przeobrażeniu przez czynniki powodujące erozję. Na południu kraju, gdzie sięgało starsze zlodowacenie Sanu, pokrywa utworów lodowcowych występuje na skałach podłoża już tylko fragmentami i tylko niektóre jej formy da się jeszcze rozpoznać. Zanik form rzeźby starszych zlodowaceń w stosunku do nieregularnych i świeżych form rzeźby zlodowacenia bałtyckiego spowodowane jest w znacznym stopniu procesami, jakie zachodziły wtedy, gdy obszary rzeźby zlodowaceń starszych w Polsce środkowej i południowej rozciągały się na bezpośrednim przedpolu lądolodu zlodowacenia młodszego, które objęło tylko Polskę północną. W klimacie zbliżonym do klimatu dzisiejszej tundry, na obszarach starszych zlodowaceń następowały wielkie przemieszczenia powierzchniowych warstw gruntu, powodujące wyrównywanie i zacieranie pierwotnych form rzeźby.

Materiał skalny budujący formy rzeźby lodowcowej pochodzi w znacznej mierze z obszarów Europy północnej, a zwłaszcza z Półwyspu Skandynawskiego i z Finlandii. Wysoczyzny morenowe zbudowane są głównie z materiału gliniastego (tj. ilasto-piaszczystego), zawierającego w sobie dość liczne, bezładnie rozrzucone głazy. Gлина ta, tzw. zwałowa, pokrywa teren warstwą od kilku do kilkudziesięciu metrów. Składa się na nią materiał, wmarznięty pierwotnie w lodowiec, który po stopieniu lodu został osadzony w formie moreny. W morenach starszych zlodowaceń występuje więcej głazów i żwirów, gdyż substancje drobnoziarniste łatwiej i szybciej ulegają wypłukaniu. Ku południowi kraju moreny stają się bardziej kamieniste, zwłaszcza na powierzchni; niekiedy pozostają po nich tylko skupiska głazów.



Rys. 11.9. Blokdiagram do mapy z rys. 11.8

Na rys. 11.8 przedstawiona jest mapa topograficzna okolic Przasnysza z wyraźnie widocznym łukowato wygiętym wałem moreny czołowej ze schyłku zlodowacenia Sanu. Taki kształt jest charakterystyczny dla starszych moren czołowych, ciągnących się często przerywanymi szeregami na większej przestrzeni, wyznaczając zasięgi zlodowaceń lub ich stadiałów. Na podstawie mapy można zaobserwować większy spadek wewnętrznego, dolodowcowego, zbocza łuku moreny. Przed wałem moreny rozciąga się piaszczysta równina sandrów (rys. 11.9).

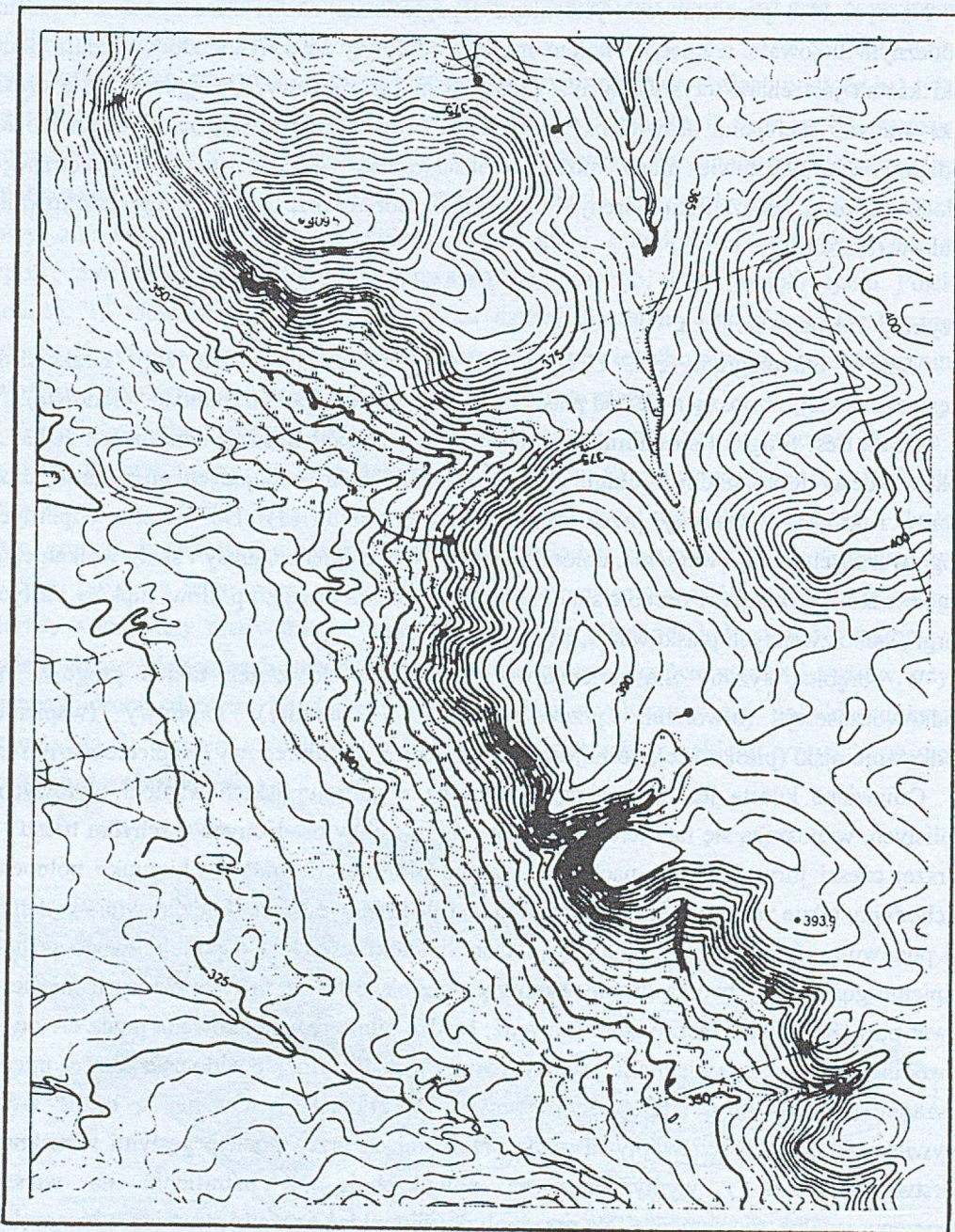
### Przykład 2: Kuesta jurajska

Mapa i blokdiagram (rys. 11.10 i 11.11) przedstawiają kuestę Jury Krakowsko-Częstochowskiej, wznoszącą się nad piaszczysto-ilastym przedpołem (okolice Włodowic).

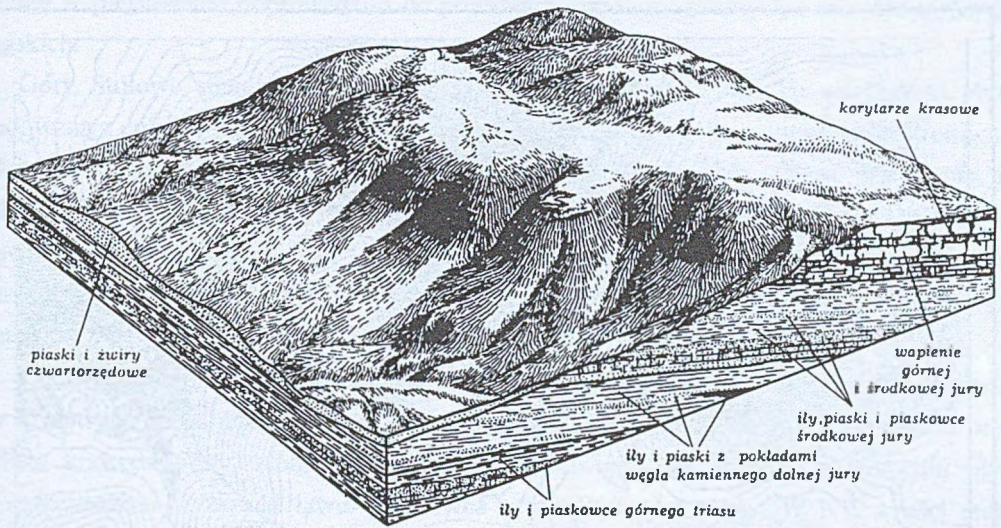
Kuesta jest progiem strukturalnym, utworzonym ze skał o dużej odporności. Jeden ze stoków kuesty jest łagodny i długi, zgodny z nachyleniem budujących go warstw; drugi stromy i krótki, utworzony przez czoła warstw (rys. 11.11). Do warstw odpornych, progotwórczych, należą wapień, dolomity, piaskowce, zlepieńce, gipsy i skały wulkaniczne. Łagodne stoki powstają w obrębie skał mało odpornych na erozję, np. ilów, łupków ilastych, margli, słabo zwięzłych piaskowców, czy tufów.

W obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej znajduje się szereg takich progów, np.: środkowotriasowy (utworzony przez wapień i dolomity), kajprowy (wapień), środkowojurajski (piaskowce), górnójurajski (wapień), górnokredowy (wapień margliste).

Omawiana kuesta jest krawędzią zbudowaną z górnójurajskich wapieni płytowych i skalistych, wznoszącą się nad terenem zbudowanym z ilów osadzonych u schyłku triasu i w starszej części jury. Warstwy nachylone są pod niewielkim kątem w kierunku północno-wschodnim, gdzie zanurzają się łagodnie pod margle kredowe Niecki Nidziańskiej i wyłaniają się ponownie na powierzchnię na skraju Gór Świętokrzyskich. Od południowego-zachodu wapień górnej jury tworzą kuestę wznoszącą się ok. 50 – 60 m, w niektórych miejscach nawet powyżej 100 m. Jest to stara krawędź, bardzo silnie rozczłonkowana przez erozję, co powoduje, że nie stanowi jednolitej ściany, tworzy jednak wyraźnie widoczną granicę między obszarem równinnym a silnie pagórkowatym. W krawędzi widoczne są liczne źródła (wywierzyska), z których wypływa woda przesiąkająca przez pocięte gęstymi szczelinami warstwy wapienia i wypływająca na powierzchnię po natrafieniu na warstwy nieprzepuszczalne, niewapienne. Na przedpołu kuesty widać początki strumieni płynących po nieprzepuszczalnym ilastym podłożu.



Rys.11.10. Kuesta Jury Krakowsko-Częstochowskiej – okolice Włodowic. Skala 1:25 000



Rys. 11.11. Blokdiagram do mapy z rys. 11.10

### Przykład 3: Góry Stołowe

Góry Stołowe na obszarze Polski ciągną się od granicy polsko-czeskiej w rejonie Kudowy Zdroju i Radkowa po Polanicę Zdrój. Długość pasma o osi NW-SE wynosi 17 km, szerokość około 4 km. Najwyższym szczytem tych gór jest Szczeliniec Wielki (919 m n.p.m.), wznoszący się ok. 500 m powyżej otaczającego terenu.

Rzeźba Gór Stołowych jest bardzo charakterystyczna, ściśle związana z ich budową geologiczną. Skałami budującymi to pasmo są górnokredowe piaskowce ciosowe, przeławicane marglami z wkładkami wapieni i piaskowców wapnistych lub glaukonitowych. Tworzą one sześć kompleksów: piaskowce ciosowe dolne, piaskowce glaukonitowe, margle ilasto-piaszczyste z wkładkami piaskowca ciosowego, margle ilaste i piaskowce ciosowe górne. Góry Stołowe reprezentują typ rzeźby strukturalnej, w którym poszczególne poziomy morfologiczne i rozległe powierzchnie odpowiadają stropom ławic skalnych. Rozwój rzeźby obszaru Gór Stołowych rozpoczął się z chwilą wycofywania się z niecki śródsudeckiej morza górnokredowego. Długotrwałe okresy spokoju tektonicznego rozdzielane kolejnymi wypiętrzeniami doprowadziły w trzeciorzędzie do rozwoju powierzchni zrównań i równoczesnego zniszczenia ławic górnego piaskowca ciosowego (szczególnie wzdłuż spękań i krawędzi). Na kolejnych poziomach, odpowiadających powstającym po sobie powierzchniom zrównania, utworzyły się bezodpływowe niecki i zagłębienia, a także charakterystyczne dla rzeźby Gór Stołowych skałki i ostańce denudacyjne. Ochłodzenie

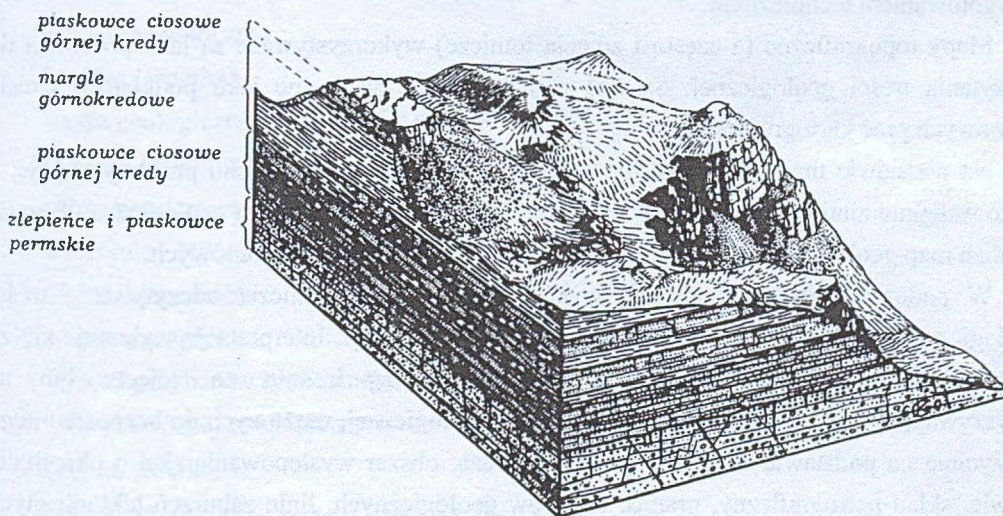


Rys.11.12. Mapa topograficzna fragmentu Gór Stołowych – okolice Radkowa, skala 1:25 000

klimatu w plejstocenie doprowadziło do powstania rumowisk skalnych i rozwoju torfowisk wysokich.

Góry Stołowe stanowią szeroką, spłaszczoną, lekko nachyloną ku wschodowi płytę, zbudowaną z dolnych piaskowców ciosowych. Opada ona ku okolicznym terenom stromymi i słabo rozczłonkowanymi krawędziami o wysokości względnej ok. 250 m. Na płycie tej, oddzielona od niej warstwą marglistą, spoczywa resztkowa płyta górnego piaskowca ciosowego, mająca średnicę ok. 1 km. Jest to płaskie wzniesienie Szczelińca z ciekawymi formami wietrzeniowymi spękanych skał, w postaci wąskich „uliczek” wśród pionowych zboczy.

Przedstawione na rysunkach 11.12 i 11.13 mapa i blokdiagram przedstawiają fragment Gór Stołowych na południe od Radkowa. Od strony północno-wschodniej widoczna stroma, skalista krawędź płyty odpornego piaskowca ciosowego. Na płaskiej powierzchni płyty widoczne resztki wyższych ławic piaskowca – w SW części mapy. W NW części mapy znajduje się wzniesienie Szczelińca, stanowiące najwyższą partię gór.



Rys. 11.13. Blokdiagram do mapy z rys. 11.12

## 12. PRACE TERENOWE

Praca geologa w terenie służy najczęściej sporządzeniu zdjęcia geologicznego (mapy) lub weryfikacji istniejących już map. Przy wykonywaniu zdjęcia terenowego wyróżnia się trzy zasadnicze etapy prac:

- przygotowanie do pracy terenowej,
- terenowe prace kartograficzno-geologiczne,
- końcowe prace kameralne.

Odpowiednie przygotowanie się do prac terenowych usprawnia i przyspiesza kolejne etapy prac.

### Prace przygotowawcze

Kameralne przygotowanie się do kartowania terenowego polega na zebraniu i przestudiowaniu literatury, map topograficznych, map geologicznych, zdjęć lotniczych, przekrojów geologicznych, danych z wierceń i ewentualnie okazów pochodzących z danego terenu, jeśli takie są dostępne. Sporządzenie mapy musi być też poprzedzone odpowiednim przygotowaniem technicznym.

Mapy topograficzne (a często i zdjęcia lotnicze) wykorzystywane są jako podstawa do odczytania treści geologicznej. Są one ponadto wykorzystywane jako podkład w czasie terenowych prac kartograficznych.

Na podstawie map topograficznych można rozpoznać rzeźbę terenu przyszłych prac, a także wstępnie zinterpretować związek między rzeźbą terenu a budową geologiczną obszaru. Analiza map geologicznych ułatwia rozplanowanie przyszłych prac terenowych.

W podobny sposób mogą być wykorzystane zdjęcia lotnicze; odczytywanie treści geologicznej ze zdjęć lotniczych nosi nazwę fotointerpretacji. Interpretację wykonuje się za pomocą stereoskopu, rysując treść geologiczną bezpośrednio na zdjęciu lub na przykrywającej je kalce. Do elementów budowy geologicznej, możliwych do bezpośredniego odczytania na podstawie zdjęcia lotniczego, należą: obszar występowania skał o określonej barwie, skład petrograficzny, granice utworów geologicznych, linie zaburzeń tektonicznych (Ciołkosz i in., 1986). Dotyczy to jednakże tylko terenów odkrytych, pozbawionych w zasadzie szaty roślinnej. Przy interpretacji zdjęć lotniczych istotna jest również analiza topografii (wpływ budowy geologicznej na rzeźbę terenu), szaty roślinnej, sieci rzecznej, itp. Szczegółowo metody fotointerpretacji opisane są np. w pozycjach: "Zdjęcie geologiczne" pod redakcją Jerzego Grodzickiego lub "Interpretacja zdjęć lotniczych" (Ciołkosz i in., 1986).

Na podstawie analizy map topograficznych (bądź lotniczych) oraz materiałów literaturowych należy opracować plan prac terenowych i kameralnych.



## Wyposażenie terenowe

Do prac terenowych należy przygotować podkłady topograficzne. W zależności od charakteru prac kartograficznych, są to mapy w skali 1:25 000 lub 1:10 000. Należy przygotować dwa podkłady topograficzne, z których jeden służy do przeprowadzenia prac terenowych, na drugi natomiast (czystorys) przenosi się treść geologiczną z podkładu terenowego podczas prac kameralnych.

Na podkład przeznaczony do wykorzystania w terenie nanosi się kierunek północy, a następnie przykleja mapę na brystolu lub tekturze w celu ułatwienia zapisu i zabezpieczenia przed zniszczeniem. Na odwrocie arkusza nanosi się numer lub nazwę arkusza oraz nazwiska osób (grupy) opracowujących mapę, a także ich adres.

Takimi samymi danymi powinien być opatrzony *notatnik terenowy*. Jako notatnik zwykle wykorzystuje się mocny zeszyt 100-kartkowy w sztywnej oprawie. W notatniku powinny się znaleźć wyjaśnienia używanych skrótów, danych dotyczących średniej długości kroku i wysokości poziomu wzroku geologa. Przy opisywaniu skał okruchowych bardzo pomocna jest wklejona w notatniku skala do polowego określania frakcji ziarn piasku i żwiru (rys. 12.1).

Do *przyrządów i przyborów terenowych* geologa należą ponadto:

- młotek geologiczny,
- łopatka (saperka),
- sonda geologiczna (pozwalająca na penetrację do głębokości 2 m),
- kompas geologiczny,
- taśma pomiarowa lub wyskalowany sznurek,
- kwas solny (10%) w szczelnie zamkniętej buteleczce,
- woreczki na próbki,
- podręczna apteczka.

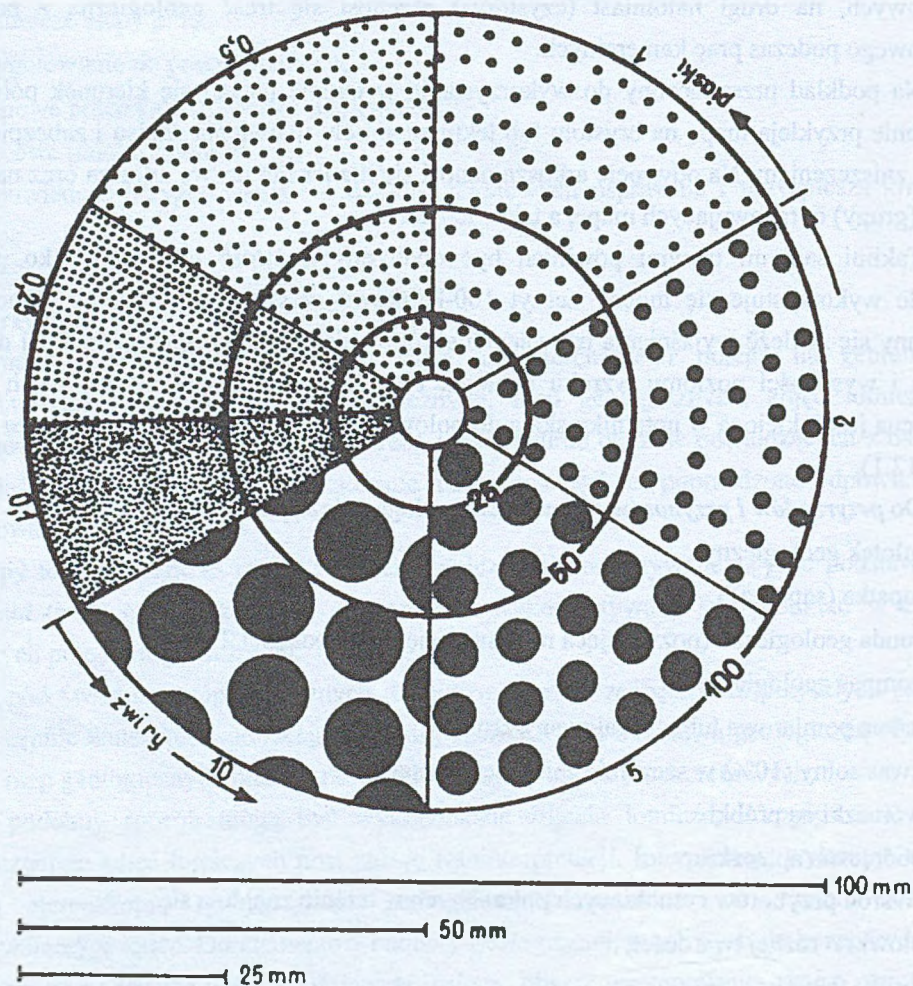
Wśród przyborów rysunkowych potrzebnych w terenie znajdują się:

- ołówki o różnej twardości,
- linijka, ekierka,
- kątomierz,
- gumka,
- ewentualnie kolorowe kredki.

Przydatne mogą okazać się również w pewnych przypadkach: rower, aparat fotograficzny, dalmierz, świstawka, przybory do rysowania w tuszu.

*Ubranie terenowe* powinno pozwalać na pracę w różnych warunkach terenowych i atmosferycznych. Odzież musi być wygodna, mocna, z dużą liczbą kieszeni. Dodatkowo

należy się zaopatrzyć w okrycie przeciwdeszczowe; w okresie letnim bardzo ważne jest nakrycie głowy chroniące przed słońcem. Buty powinny być wygodne, lekkie i mocne, dostosowane do pory roku i rodzaju terenu.



Rys. 12.1. Skala do polowego określania wielkości ziarn piasku i żwiru.  
Na obwodzie koła podano średnice 100, 50 i 25 mm

### Terenowe prace kartograficzno-geologiczne

Terenowe prace kartograficzno-geologiczne, zwane również geologiczno-zdjęciowymi, obejmują zespół czynności wykonywanych w terenie, prowadzących (wraz z pracami kameralnymi, przygotowawczymi i końcowymi) do sporządzenia mapy geologicznej (zdjęcia

geologicznego). Do czynności tych należą prace rekonesansowe, prace kartograficzne, a także bieżące prace kameralne w terenie.

Zdjęcie geologiczne wykonywane jest zwykle w skali dwukrotnie większej niż skala mapy geologicznej, dla której jest robione. Jeśli np. ma zostać wykonana mapa geologiczna w skali 1:50 000, to skala opracowywanego w terenie zdjęcia geologicznego wynosi na ogół 1:25 000. Sposób prowadzenia prac terenowych uzależniony jest od skali, w jakiej wykonywane jest zdjęcie. Im większa skala, tym bardziej szczegółowe zdjęcie.

Terenowe prace kartograficzno-geologiczne można podzielić na następujące etapy:

- prace rekonesansowe,
- kartowanie w odkrywkach,
- kartowanie między odkrywkami.

W praktyce dwa ostatnie etapy często wykonywane są jednocześnie.

### **Prace rekonesansowe**

Prace rekonesansowe służą ogólnemu zapoznaniu się z terenem, tj. zorientowaniu się w jego budowie geologicznej i stopniu jego odkrycia. W trakcie prac rekonesansowych dokonuje się również sprawdzenia aktualności podkładu topograficznego oraz wyboru ważniejszych punktów topograficznych, służących nawiązaniu w trakcie kartowania. Do punktów takich mogą należeć prawidłowo zlokalizowane na mapie trasy dróg i kolei, odosobnione budynki, strumienie i rzeki, a także granice lasów czy obszarów podmokłych. Najcenniejszymi punktami nawiązań są punkty trygonometryczne państwowej sieci triangulacyjnej, repery niwelacyjne, skrzyżowania ważnych dróg i kolei, stałe mosty. Sprawdzenie aktualności mapy topograficznej polega na ustaleniu w terenie wszelkich istotnych zmian, co ma duże znaczenie dla późniejszych prac kartograficznych (prowadzenia marszrut, lokalizacji odsłoneń itp.).

W celu ogólnego zapoznania się z budową geologiczną kartowanego terenu należy na podstawie map, zdjęć lotniczych i ogólnych wiadomości o terenie ustalić trasy marszrut przeglądowych. Ich trasa powinna przechodzić przez jak największą liczbę punktów, w których odsłania się budowa geologiczna terenu. Zwykle utwory geologiczne budujące dany teren, zarówno skały lite, jak i luźne osady (w przypadku utworów czwartorzędowych), przykryte są cienką warstwą gleby, pokryte szatą roślinną lub ukryte pod utworami antropogenicznymi (jak hałdy, nasypy, zabudowania). Miejsca, w których utwory geologiczne odsłaniają się na powierzchni, nazywamy **odsłonięciami** lub **odkrywkami**. Odkrywki mogą być **naturalne** i **sztuczne**. Pierwsze powstają w wyniku procesów naturalnych, np. erozji rzecznej, lodowcowej, eolicznej, procesów krasowych, osuwiskowych, działalności tektonicznej itp. Są to m.in. skaliste grzbiety wzgórz, przełomowe doliny rzek,

naturalne skarpy. Sztuczne powstają w wyniku działalności człowieka, np. wskutek eksploatacji surowców mineralnych, prowadzenia poszukiwań geologicznych, przekopów kolejowych i drogowych, wykopów budowlanych, kanalizacyjnych itp. Dobierając więc trasę marszruty przeglądowej należy ją prowadzić, w miarę możliwości, poprzez grzbiety górskie, doliny rzek i potoków, wąwozy – w rejonach górskich; natomiast na terenach wyżynnych i nizinnych poprzez istniejące kamieniołomy, żwirownie, dolinami rzek i strumieni, wkopami dróg i kolei.

Wartość odkrywki dla poznania budowy geologicznej terenu zależy od czytelności treści geologicznej, zachodzących procesów wietrzenia i akumulacji, a także od tego, czy odkrywka pokazuje zjawiska typowe dla danego terenu, czy też nie.

W trakcie prac rekonesansowych należy się zapoznać makroskopowo z podstawowymi typami skał, charakterystycznych dla danego terenu; występującymi zarówno w odkrywkach, jak i zwietrzelinie. W przypadku dobrego stopnia odsłonięcia terenu można się zorientować ogólnie w stratygrafii, a także zlokalizować miejsca ewentualnych wystąpień kopalnej flory i fauny. Istotne jest również ogólne zorientowanie się w budowie geologicznej obszarów sąsiadujących z kartowanym terenem.

Należy pamiętać o tym, iż o budowie geologicznej danego terenu bardzo dużo można wywnioskować z jego morfologii.

### ***Prace kartograficzne (zdjęciowe)***

W trakcie prac kartograficznych geolog porusza się w terenie po zaplanowanych wcześniej marszrutach terenowych, opisując w sposób tekstowy i graficzny napotymane zjawiska i obiekty geologiczne. Dobór marszrut uzależniony jest od rodzaju kartowanego terenu (budowy geologicznej, morfologii), a także od przeznaczenia wykonywanego zadania.

W trakcie prac zdjęciowych wykonywane są następujące czynności:

- prowadzenie systematycznych obserwacji wzdłuż wybranych marszrut,
- dokumentowanie stwierdzonych faktów,
- profilowanie odsłoneń naturalnych i sztucznych,
- pobieranie próbek i okazów i sporządzanie ich dokumentacji.

W przypadku bardziej zaawansowanych prac zdjęciowych konieczne jest prowadzenie robót geologicznych (kopanie szurfów i głębokich wkopów). Prace takie wykonywane są, bądź tylko nadzorowane przez geologa, który zobowiązany jest do wykonania dokumentacji robót geologicznych.

## 12.1. Metodyka prowadzenia terenowych prac kartograficznych

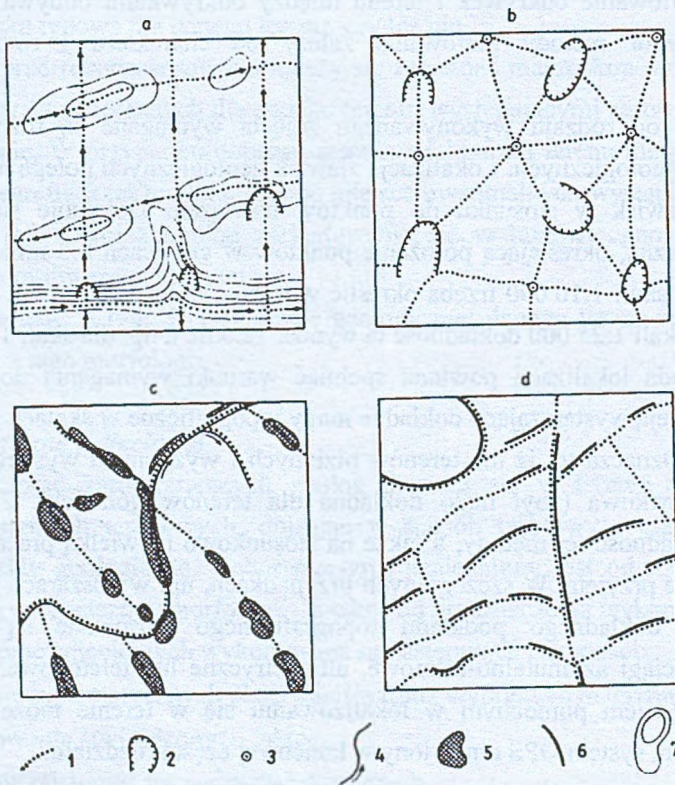
Dobór metody kartowania uzależniony jest od przeznaczenia zdjęcia geologicznego, co narzuca jego skalę. W Polsce dla celów sporządzania geologicznych map seryjnych stosowane są najczęściej skale 1:25 000, 1:50 000 lub 1:200 000 (zdjęcia szczegółowe i przeglądowe). Wielkoskalowe zdjęcia geologiczne wykonywane są dla potrzeb budownictwa lub w przypadku potrzeby skartowania obszarów o skomplikowanej budowie geologicznej. W trakcie tego rodzaju zdjęć opracowuje się zwykle najpierw odkrywki, a dopiero po ich skartowaniu teren między nimi. W przypadku sporządzania zdjęć szczegółowych i przeglądowych kartowanie odkrywek i terenu między odkrywkami odbywa się zazwyczaj równocześnie. Wybór metody kartowania zależy od charakteru i rodzaju podkładu topograficznego.

W zależności od rodzaju wykonywanego zdjęcia wymagane są różne dokładności lokalizacji faktów geologicznych. Lokalizacja zjawisk geologicznych polega na wyznaczeniu położenia tych zjawisk w stosunku do punktów nawiązań. Dokonuje się tego z tzw. dokładnością graficzną, określającą położenie punktów w granicach 0.5 mm w skali mapy. Oznacza to, że dla skali 1:10 000 trzeba określić w terenie położenie punktu z dokładnością  $\pm 5$  metrów. Dla skali 1:25 000 dokładność ta wynosi 12.5 m, a np. dla skali 1:300 000 – 150 m. Wybrana metoda lokalizacji powinna spełniać warunki wymaganej dokładności. Dla obszaru Polski istnieją wystarczająco dokładne mapy topograficzne w skalach szczegółowych i przeglądowych. Oznacza to, iż dla terenów nizinnych i wyżynnych wystarczającą metodą jest metoda krokówkowa (zbyt mało dokładna dla terenów górskich). Ze względu na wystarczającą dokładność tej metody, a także na stosunkowo niewielką pracochłonność jest ona metodą ogólnie przyjętą. W szczególnych przypadkach, np. w obszarach górskich lub w przypadku braku dokładnego podkładu topograficznego stosowane są inne metody lokalizacyjne, np. ciągi azymutalno-taśmowe, altymetryczne lub teletopowe. W niektórych przypadkach narzędziem pomocnym w lokalizowaniu się w terenie może być, pomimo pewnych ograniczeń, system GPS omówiony w końcowej części rozdziału.

**Ciągi krokówkowe** charakteryzują się tym, że pomiar długości odcinka jest wykonywany krokami, a kąty kierunkowe (azymuty) odcinków i kąty odchylenia mierzone są za pomocą kompasu geologicznego. Przed przystąpieniem do pracy trzeba wyznaczyć długość swojego kroku i zapisać ją w notatniku terenowym. Można sporządzić również podziałkę liniową, ułatwiającą bezpośrednio odkładanie na podkładzie topograficznym lub na papierze milimetrowym odległości, odpowiadającej danej liczbie kroków. W trakcie prac terenowych należy brać pod uwagę fakt, iż w terenach pagórkowatych i górzystych długość kroku zmienia się w zależności od nachylenia stoku. Ciąg krokówkowy należy rozpoczynać w terenie w punkcie, którego lokalizację można łatwo wyznaczyć na podkładzie

topograficznym i w trakcie pracy sprawdzać poprawność prowadzonego ciągu, w miarę możliwości, dowiązując się do charakterystycznych punktów oznaczonych na podkładzie.

Po wybraniu metody lokalizacji zjawisk geologicznych i ustaleniu skali zdjęcia geologicznego należy dokonać wyboru marszrut obserwacyjnych, tzn. tras, na których będzie się dokonywać obserwacji faktów geologicznych, z jednoczesną lokalizacją na podkładzie topograficznym. Podstawowymi metodami prowadzenia marszrut w przypadku zdjęć szczegółowych i przeglądowych są metody: sieciowa, punktowa, profilowa i granic geologicznych (rys. 12.2).



Rys.12.2. Metody prowadzenia marszrut terenowych: a) sieciowa, b) punktowa, c) profilowa, d) granic geologicznych 1-trasy marszrut, 2-lokalizacja odsłoneń, 3-lokalizacja sond, 4-sieć rzeczna, 5-wychodnie skał, 6-granice geologiczne, 7-poziomice [wg Słowańskiego i in., 1989]

1. **Metoda sieciowa** jest najbardziej uniwersalną metodą prowadzenia zdjęć geologicznych, szeroko stosowaną szczególnie w niskich górach i terenach wyżynnych. Polega ona na prowadzeniu ciągów obserwacyjnych tak, aby marszruty krzyżowały się ze sobą, przy czym marszruty powinny się znajdować w odległości odpowiedniej dla skali zdjęcia geologicznego.

Brać należy również pod uwagę stopień skomplikowania budowy geologicznej terenu. Marszruty nie są liniami prostymi i przebiegają zgodnie z głównymi rysami rzeźby terenu (np. wzdłuż dolin, grzbietów, rzek), a także poprzecznie do nich. Uwzględnić tu należy układ dróg i ścieżek, którymi mogą być prowadzone marszruty, a także potrzebę kartowania w naturalnych i sztucznych odsłonięciach w obrębie terenu. W czasie prowadzenia marszruty wykonuje się większą część robót ziemnych (wkopy i sondy); po przeanalizowaniu zebranych materiałów może zaistnieć potrzeba dodatkowych wkopów.

2. **Metoda punktowa** jest najczęściej stosowana w przypadku kartowania terenów nizinnych, szczególnie dla zdjęć w skalach przeglądowych, a dla zdjęć szczegółowych tylko w przypadku mało skomplikowanej budowy – w obszarach dobrze odsłoniętych. Metoda ta, zwana również odkrywkową, polega na prowadzeniu marszrut od punktu do punktu (odkrywki) i systematycznym ich profilowaniu. Treść między miejscami udokumentowanymi wypełnia się metodą interpolacji. Punktami dokumentacyjnymi mogą być nie tylko naturalne odkrywki, lecz również odkrywki sztuczne oraz wykonywane na bieżąco sondy i wkopy. Dla rozległych obszarów, na których występują osady piaszczysto-żwirowe, gliny zwałowe itp., prowadzi się prace ziemne, zmierzające do poznania profilu pionowego osadów (do głębokości ponad 2 m).

3. **Metoda profilowa** stosowana jest głównie dla terenów wyżynnych i górskich, na potrzeby zdjęć geologicznych o małych skalach. Marszruty ustalane są tak, by przebiegały przez największą liczbę odkrywek; prowadzi się je najczęściej wzdłuż rzek i potoków, grzbietów wyniesień, itp.

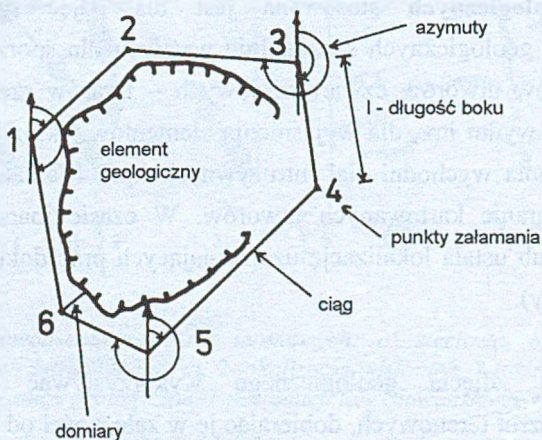
4. **Metoda granic geologicznych** stosowana jest dla zdjęć szczegółowych, dla okonturowania wydzieleni geologicznych szczególnie ważnych dla sporządzanej mapy (np. dla rozróżnienia elementów utworów czwartorzędowych – tarasów rzecznych, poziomów ilów warwowych, moren, wydym itp., dla wyjaśnienia elementów tektoniki – stref nasunięć, uskoków, dla okonturowania wychodni ciał intruzywnych itp.). Marszruty w tej metodzie prowadzone są wzdłuż granic kartowanych utworów. W czasie marszrut wykonuje się niezbędne prace ziemne lub ustala lokalizację uzupełniających prac dokumentacyjnych (jak rowy, ciągi wkopów, sondy).

Przy wykonywaniu zdjęcia geologicznego wykorzystywać należy wszystkie wymienione metody marszrut terenowych, dobierając je w zależności od charakteru rzeźby i stopnia skomplikowania budowy geologicznej w danym terenie. Dla map w skali podstawowej i szczegółowej w obszarach wyżynnych najlepiej się sprawdza metoda profilowa, pozwalająca na szybkie ustalenie litostratygrafii i jej zmian w obrębie jednostek tektonicznych. W razie potrzeby uzupełniana jest ona metodą granic geologicznych. Przy

wykonywaniu zdjęcia szczegółowego na terenie niżowym dobre efekty daje metoda sieciowa, uzupełniana miejscami metodą granic geologicznych; a także metoda punktowa. Przy wykonywaniu zdjęcia przeglądowego w tym samym terenie można zastosować metodę punktową, uzupełnianą lokalnie metodą granic geologicznych.

Przy wykonywaniu zdjęcia geologicznego wielkoskalowego opracowuje się najpierw odkrywki, pamiętając o ich dokładnej lokalizacji, a w następnym etapie prowadzi się ciągi marszrutowe między odkrywkami. W zależności od skali wykonywanej mapy dokonuje się odpowiedniej generalizacji zjawisk geologicznych obserwowanych w odkrywkach. W skali 1:10 000 można nanosić szczegóły geologiczne wielkości powyżej 5 m, a w skali 1:1 000 – szczegóły o rozmiarach powyżej 0.5 m. Również od skali mapy uzależniony jest dobór metody lokalizacji odsłoneń i zjawisk geologicznych między odsłoneciami. Przy zdjęciach geologicznych w skali 1:5 000 i większej ostrożnie stosować należy metodę krokówki – tylko dla płaskich terenów, głównie na Niżu Polskim. W obszarach pagórkowatych i wyżynnych lepszą metodą są ciągi azymutalno-taśmowe, teletopowe, czy metoda wcięć. Krokówkę można tu stosować jedynie przy domiarach o niewielkiej długości.

**Ciągi busolowo-taśmowe** stosowane są często do okonturowania granic wyrobiska lub wystąpienia jakiegoś zjawiska geologicznego w terenie. Azymuty odcinków ciągu mierzy się za pomocą kompasu geologicznego w przód i wstecz (rys. 12.3). Długości boków (l) odmierza się taśmą. Na bieżąco wykonuje się odręczny szkic sytuacyjny.



Rys. 12.3. Pomiar azymutów w ciągu busolowo-taśmowym



**System GPS.** Przy opracowywaniu materiału kartograficznego oraz przy prowadzeniu wszelkich prac terenowych pomocny może być tzw. Globalny System Pozycjonowania – GPS.

Jest to system zarządzany przez rząd Stanów Zjednoczonych, opracowany na potrzeby Departamentu Obrony USA. Udostępniony on został użytkownikom cywilnym na całym świecie. Odbiorniki GPS używane do celów wojskowych pozwalają na wyznaczenie pozycji geograficznej z dokładnością do 10 metrów. Dla potrzeb cywilnych, wymagających większej dokładności, stosowane są różnego rodzaju układy korekcyjne, zwiększające precyzję lokalizacji.

System GPS składa się z trzech elementów:

- układu 24 satelitów, poruszających się wokół Ziemi po dokładnych orbitach, wysyłających sygnały nawigacyjne,
- stacji kontrolujących, znajdujących się w amerykańskich bazach wojskowych,
- indywidualnych odbiorników nawigacyjnych, używanych do określania pozycji geograficznej.

Odbiorniki GPS, używając znajdującego się w ich pamięci zbioru informacji o satelitach, obliczają odległość i położenie każdego satelity i wykorzystują te informacje do określenia aktualnej pozycji.

Odbiornik GPS wyświetla m.in. ruchomą mapę, pokazującą trasę marszu lub jazdy i kurs. Na ekranie mapy widoczne są nazwy geograficzne, jeziora, rzeki, autostrady, linie kolejowe itp. Najprostsze wersje GPS pozwalają na wyznaczenie czasu i odległości od następnego punktu obranej trasy.

Podczas prowadzenia prac terenowych przydatna może się okazać funkcja pozwalająca na zapisanie współrzędnych poszczególnych punktów trasy wraz z opisem tekstowym tych punktów.

## 12.2. Kartowanie w odkrywkach

Odsłonięcia naturalne i sztuczne stanowią najcenniejszy materiał kartograficzny, gdyż można tu uzyskać najpełniejsze dane z zakresu stratygrafii, litologii i tektoniki. W odsłonięciach dokonuje się wszelkich pomiarów, można też w sposób najbardziej wiarygodny opróbować badane utwory.

Obserwacje dokonywane w odkrywkach powinny dotyczyć przede wszystkim:

- cech petrograficznych (litologicznych),
- faktów i zjawisk tektonicznych,
- faktów stratygraficznych,
- współcześnie zachodzących procesów geologicznych,

- faktów hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich,
- przejawów surowcowych (w szczególnych przypadkach).

**Obserwacje petrograficzne (litologiczne) i ogólnogeologiczne** powinny obejmować wszystkie dostrzegalne makroskopowo cechy zmierzające do określenia systematycznej nazwy skały. W szczególności powinny zawierać:

- skład mineralny; wielkość, kształt, pokrój ziarn mineralnych,
- strukturę i teksturę skały,
- reakcję z kwasem solnym,
- wykształcenie i zmiany facjalne,
- spistość i oddzielność; objawy zwietrzenia,
- barwę skały w stanie suchym i wilgotnym, ewentualnie zwietrzałym i niezwiertzałym,
- laminację,
- charakter stropu i spągu ławic,
- charakter żył, ich skład, kolejność czasową,
- charakter mineralizacji, kongrecji itp.

W szczególności w przypadku skał osadowych należy zwrócić uwagę na następujące cechy:

- uwarstwienie i uławicenie skał z podaniem biegów i upadów ławic, miąższość lamin, zaburzeń w ich ułożeniu (np. typ warstwowania przekątnego, itp.),
- stopień obtoczenia i procentowy udział różnych składników w skałach klastycznych, charakter przejść między różnymi typami uziarnienia
- ewentualne sfałdowania,
- struktury sedymentacyjne, hieroglify,
- morfologię ziarn i orientację ich głównych osi,
- sposób występowania i zachowania skamieniałości.

Dla skał metamorficznych przeprowadza się obserwacje takich cech, jak:

- struktura i tekstura,
- przejawy metasomatozy,
- strefy sylyfikacji, kwarcytyzacji, pirytyzacji, serycytyzacji, odwapnienia,
- zjawiska strukturalne,
- widoczne zmiany mineralizacji związane z procesami metamorficznymi,
- żyły i ślady metamorfizmu kontaktowego.

**Obserwacje faktów tektonicznych** dotyczą sposobu ułożenia warstw i ławic i zaburzenia ich ciągłości. Powinny one obejmować:

- pomiary biegów i upadów warstw, spękań i uskoków,
- opis laminacji, foliacji, złupkowania, ciosu,
- opis struktur tektonicznych i glacitektonicznych (fałdy, fleksury, uskoki itp.),
- wyróżnienie warstw normalnych i odwróconych,
- opis struktur spływowych,
- charakterystykę luster tektonicznych z kierunkami rys na powierzchniach ślizgów.

**Obserwacje stratygraficzne** obejmują cechy charakteryzujące względny wiek skał i procesów geologicznych. Wśród nich wymienić należy:

- określenie występujących w skale skamieniałości, stan ich zachowania i sposób ułożenia (na złożu pierwotnym czy wtórnym),
- określenie stopnia fosylizacji,
- oszacowanie liczebności okazów,
- obserwacje następstwa czasowego warstw i ich kontaktu (zgodny, niezgodny, sedimentacyjny, tektoniczny),
- ustalenie kolejności czasowej żył przecinających skałę, itp.

**Obserwacje współcześnie zachodzących procesów i ich skutków** dotyczą szczególnie wietrzenia skał, współcześnie zachodzących procesów krasowych, itp. Powinny obejmować obserwacje następujących zjawisk:

- powstawania zwietrzliny,
- przypowierzchniowych ruchów masowych (haki zboczowe, struktury spływowe),
- grubości zwietrzliny i jej ewentualnych tendencji do przemieszczania się,
- charakteru procesów erozyjnych i odporności skał na te procesy,
- współcześnie tworzących się zjawisk krasowych.

**Obserwacje surowcowe** mają na celu ustalenie przydatności skały jako kopaliny. Opis powinien zawierać:

- charakterystykę (rodzaje) surowców mineralnych,
- przybliżoną jakość i ilość występującego w skale surowca,
- zasięg głębokościowy i horyzontalny.

**Obserwacje hydrogeologiczne** określają cechy skały pod względem wodonośności, a także obejmują rejestrację stwierdzonych przejawów wód podziemnych i ich właściwości. Obserwacje takie powinny obejmować:

- lokalizację zaobserwowanych przejawów wód podziemnych (np. źródeł, wysięków, itp.),
- właściwości tych wód (właściwości fizykochemiczne),
- kierunek spływu wód podziemnych,
- wodochłonność, wodoprzepuszczalność (lub wodoszczelność) skał,
- lokalizację, kierunki i charakter powierzchni (drożność) uskoków lub spękań z wyciekami wody.

**Obserwacje geologiczno-inżynierskie** dotyczą przede wszystkim przejawów współczesnych procesów geodynamicznych z uwzględnieniem ich przyczyn (np. ruchy mas skalnych, procesy krasowe, działalność wiatru), zjawisk tektonicznych, a także cech gruntów. Większość tych danych mieści się w zakresie obserwacji dotyczących współczesnych procesów oraz obserwacji faktów tektonicznych. Dodatkowo do obserwacji geologiczno-inżynierskich będą należały:

- plastyczność skał,
- makroskopowa ocena gruntów (konsystencja, wilgotność, zawartość  $\text{CaCO}_3$ ),
- erozja boczna, powodująca podcinanie zboczy i zaburzenie ich statyki itp.

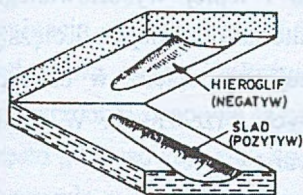
Wymagające szerszego omówienia jest, wchodzące w zakres obserwacji litologicznych i ogólnogeologicznych, zagadnienie określania spągu i stropu ławic. Problem ten dotyczy wyraźnie uwarstwionych skał osadowych o zaburzonym ułożeniu w odkrywcę.

Na obszarach stabilnych, gdzie stopień deformacji tektonicznych jest niewielki, ustalenie następstwa stratygraficznego nie następuje zwykle większych trudności. Problem pojawia się, gdy pierwotne ułożenie warstw skał osadowych zostało zaburzone. W ustaleniu właściwego następstwa stratygraficznego pomagają wskaźniki stropu i spągu warstw, których poprawna interpretacja ma zasadnicze znaczenie.

Do takich wskaźników należą pewne teksturalne i strukturalne cechy o różnej genezie, m.in.:

- struktury erozyjne (np. ślady kropeł deszczu, rysy wleczeniowe, ślady prądowe),
- struktury erozyjno-depozycyjne (np. ripplemarki, warstwowanie przekątne),
- struktury depozycyjne (np. uziarnienie frakcjonalne).

Struktury erozyjne zostają zwykle utrwalone w osadzie w postaci odlewów na dolnych powierzchniach ławic piaskowcowych, które pokryły i zakonserwowały drobne szczegóły rzeźby pierwotnego dna (rys. 12.4). Dotyczy to zarówno struktur powstałych w sposób mechaniczny (np. śladów prądowych), jak i tzw. hieroglifów organicznych, przedstawiających utrwalone ślady działalności organizmów dennych. Najlepsze warunki do powstania tego typu struktur erozyjnych stwarzają osady drobnoziarniste (ilaste i

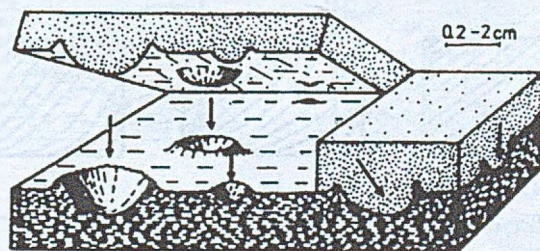


Rys.12.4. Ślad i jego odlew na dolnej powierzchni ławicy piaskowca [wg Gradzińskiego i in., 1986]

mułowcowe), jako że wykazują wysoki stopień spoistości. Jednak ze względu na pelityczny charakter osadu formy te rzadko mogą przetrwać w stanie kopalnym. Jeśli jednak osad mułowcowy lub ilasty zostanie przykryty materiałem piaszczystym, struktury erozyjne zostają zachowane w formie odlewu w tym osadzie, ze względu na małą ściśliwość i szybką diagenezę osadu piaszczystego.

Poniżej omówiono niektóre z częściej spotykanych i łatwiejszych w interpretacji struktur.

**Ślady kropeł deszczu** (lub gradu) występują na stropowych powierzchniach ławic w formie licznych, izolowanych zagłębień. Zagłębienia te mają charakterystyczny kształt kraterów, tj. wklęsłe dna obrzeżone kolistym grzbietem (rys. 12.5). W efekcie ukośnego padania kropeł deszczu mogą one być asymetryczne i głębsze z jednej strony. Struktury tego typu najczęściej powstają w osadach rzecznych oraz w osadach okresowo wynurzających się środowisk przybrzeżnych morskich i jeziornych. Ślady kropeł deszczu i gradu występują na powierzchniach stropowych iłowców, mułowców, rzadziej drobnoziarnistych piaskowców. W stanie kopalnym występują one zazwyczaj masowo, w dwu postaciach: jako formy pozytywowe na górnych powierzchniach warstw, lub – częściej – jako odlewy na powierzchniach dolnych, tworząc niewielkie kopulaste wyniosłości.



Rys.12.5. Ślady kropeł deszczu

**Ripplemarki** są formami dna, które mogą występować na powierzchni luźnego i drobnoziarnistego osadu. Mają one postać rozmieszczonych rytmicznie zmarszczek. Powstają w wyniku przemieszczania ziarn osadu przez prądy wody lub powietrza oraz w trakcie falowania. Rozwój ripplemarków prowadzi do powstania charakterystycznych dla poszczególnych ich typów struktur wewnętrznych (np. warstwowania przekątnego).

*Ripplemarki falowe* mają grzbiety wydłużone poprzecznie w stosunku do kierunku falowania, zwykle symetryczne w przekroju poprzecznym (rys. 3.19a). Grzbiety

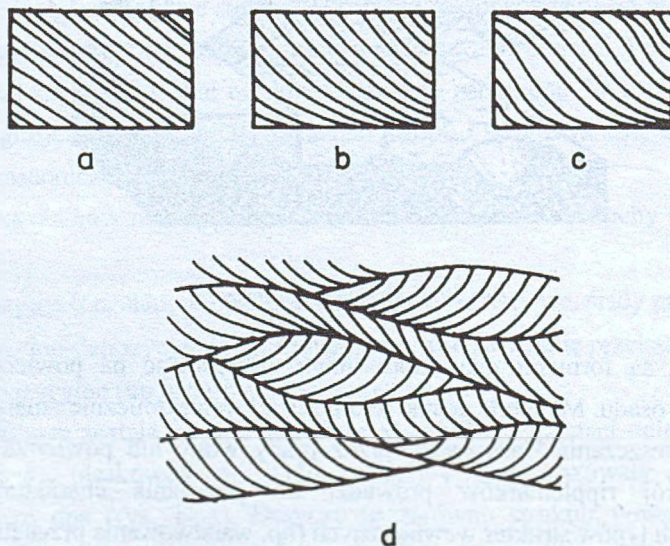
ripplemarków falowych zbudowane są z materiału grubszego i lepiej wysortowanego, natomiast w obniżeniach między ripplemarkami gromadzi się materiał drobniejszy i cięższy (np. minerały ciężkie i miki). Ten typ ripplemarków występuje najczęściej w osadach plażowych morskich i jeziornych, rzadziej w osadach szelfowych i rzecznych. W stanie kopalnym zachowują się zwykle na powierzchniach stropowych warstw.

*Ripplemarki prądowe* są to nasypy o charakterystycznych tarasowym kształcie. Ich grzbiety zorientowane są poprzecznie do kierunku ruchu wody (rys. 3.19b). Występują one w osadach prawie wszystkich środowisk morskich i wodno-łądowych; szczególnie liczne są w osadach rzecznych i kanałów pływowych. W stanie kopalnym najczęściej zachowują się małe ripplemarki.

*Ripplemarki eoliczne* kształtem przypominają ripplemarki falowe, są jednak od nich znacznie mniejsze (o wysokości do 1 cm). Rzadko zachowują się w stanie kopalnym, głównie w osadach pustynnych.

Wszystkie typy ripplemarków, a zwłaszcza małe, o wysokości dochodzącej do kilku centymetrów, są bardzo dobrymi wskaźnikami stropu osadów i kierunku transportu (patrz rozdział 3.4). Mają one szczególnie duże znaczenie, gdy w osadzie zachowała się przekątna laminacja ripplemarkowa.

**Laminacja przekątna** (a w szerszym ujęciu warstwowanie przekątne) powstaje w rezultacie depozycji ziarn przemieszczanych przez prąd wody lub powietrza. Ze względu na

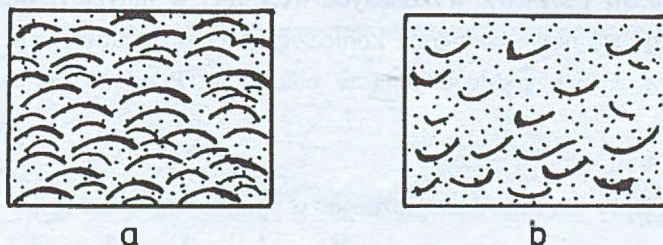


Rys.12.6. Typy laminacji ze względu na sposób dochodzenia lamin przekątnych do powierzchni granicznych zestawu: a - kątowa, b - styczna, c - sigmoidalna, d - wielozestaw przekątnie laminowany

kształt najbardziej wskaźnikowym typem laminacji do określania stropu i spągu jest laminacja styczna (rys. 12.6). Jeśli w osadzie występują liczne zestawy lamin przekątnych, dodatkową cechą wskaźnikową może być charakter powierzchni między zestawami. Powierzchnie stropowe są najczęściej wyraźnie erozyjne, natomiast w dolnej części laminacja często „dopasowuje się” do powierzchni spągowej zestawu (rys. 12.6). Laminacja przekątna występuje w osadach niemal wszystkich środowisk sedimentacyjnych. Może być bardzo przydatnym wskaźnikiem stropu i spągu, zwłaszcza gdy występuje w osadzie wraz z ripplemarkami.

**Orientacja muszli** należy do teksturalnych cech wskaźnikowych stropu i spągu. Skorupy o miseczkowatym kształcie (np. małży lub ramienionogów), które były deponowane jako rumosz, przyjmują w osadzie dwie pozycje w zależności od sposobu transportu i depozycji. Gdy są transportowane przez prądy trakcyjne (np. falowanie, prądy przydenne), przyjmują pozycję hydraulicznie stabilną, tzn. układają się wypukłymi stronami ku górze. Występują wtedy zwykle w dużym nagromadzeniu, tworząc charakterystyczne osady, tzw. muszlowce (rys. 12.7a).

W przypadku gdy muszle transportowane są w zawieszynie lub opadają swobodnie na dno układają się wklęsłymi stronami ku górze (rys. 12.7b). Występują wtedy w osadzie zwykle pojedynczo.



Rys.12.7. Orientacja muszli w osadzie: a - pozycja hydraulicznie stabilna, b - pozycja hydraulicznie niestabilna

### 12.3. Dokumentacja sporządzana w odkrywkach

Odkrywki (odsłonięcia) są miejscem, gdzie można dokonać najbardziej wiarygodnych i najpełniejszych obserwacji faktów geologicznych. Szczególnie cenne są pomiary (zapisane w postaci liczbowej) charakteryzujące występujące w odkrywce zjawiska. Dotyczą one zarówno elementów tektonicznych, jak i litofacjalnych. Do elementów tektonicznych, których pomiarów można dokonać w odkrywkach za pomocą kompasu geologicznego, należą: bieg i upad warstw, uskoku i spękań, kierunki osi drobnych fałdów. Do elementów litofacjalnych

można zaliczyć miąższości warstw, kierunki ułożenia i rozciągłości otoczków, okruchów i ziarn (a także ich wielkość) w skałach klastycznych.

Obserwacje uzyskane w trakcie pracy muszą być udokumentowane w notatniku terenowym. Dokumentację taką stanowi opis tekstowy, a także szkice, rysunki, plan odsłonięcia, fotografie i profile. Bardzo istotnym elementem dokumentacji są pobrane w odsłonięciach próbki, odpowiednio opisane. Miejsca pobrania próbek powinny być zaznaczone na wykonanych w odkrywcę planach lub profilach. Etykietka zawierająca numer odkrywki i oznaczenie warstwy, z której próbka została pobrana, powinna być umieszczona na opakowaniu, a jej duplikat – wewnątrz opakowania.

Po ogólnym zapoznaniu się z terenem przystępuje się do lokalizacji odkrywek i analizy zjawisk i procesów geologicznych w nich występujących. Ponieważ wszystkie fakty zaobserwowane w odkrywkach są szczególnie ważne, należy opracowywać je bardzo starannie, a cały zebrany w nich materiał analityczny porządkować po powrocie z terenu. Geolog kartujący w odsłonięciu nie może pominąć żadnego napotkanego zjawiska, nawet wtedy, gdy nie potrafi na tym etapie prac właściwie go zinterpretować.

Po zapoznaniu się z odsłonięciem i wstępnej ocenie jego istotności dla kartowanego terenu podejmuje się decyzję o sposobie dokumentowania odkrywki. Jeśli nie wnosi ono nowych faktów geologicznych, wystarczy opisać ogólnie odsłonięcie, odwołując się do szczegółowych opisów i szkiców wykonanych wcześniej w innych odsłonięciach. Jeśli w odsłonięciu znajdują się nowe elementy, konieczny jest szczegółowy opis obserwowanych utworów w kolejności ich występowania w odkrywcę. Przykład takiego opisu podano poniżej.

Przykładowy opis profilu litologicznego w piaskowni (od ogniwi najniższych ku najwyższym):

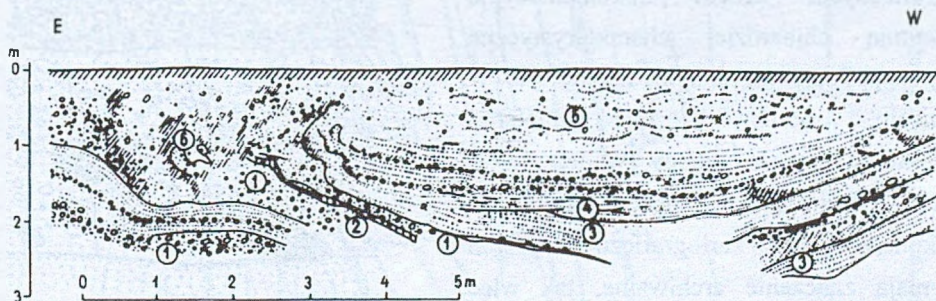
1. Maksymalna stwierdzona miąższość 2 m. Bardzo drobnoziarniste piaski mułkowe i mułki piaszczyste z soczewkami i przewarstwieniami ilastymi oraz poziomami konkrecji węglanowych. Falista laminacja zmarszczkowa.
2. Strefa osadów silnie zróżnicowanych pod względem uziarnienia; głównie piaski różno- i gruboziarniste. Występują przewarstwienia piasków ilastych i soczewki żwirów z otoczkami. Miąższość 1.2 – 1.7 m. Widoczne warstwowanie o nachyleniu ku S, od 15° do 24.5°.
3. Piaski i żwiry o miąższości do 3.5 m. Pochylone warstwowanie równoległe o nieciągłym charakterze lamin i przekątne warstwowanie klinowe. W obrębie frakcji żwirowej występują otoczki wapieni i dolomitów, skał krystalicznych (prawdopodobnie pochodzenia skandynawskiego) i krzemienie górnouralskie.



4. Piaski średnioziarniste, rdzawoszare, o średnim stopniu wysortowania, w dolnych partiach – uziarnienie frakcjonalne. Powyżej piaski warstwowane poziomo z licznymi przewarstwieniami mułkowymi. Kompleks poprzecinany szeregiem uskoków o małych zrzutach, nachylonych ku N ( $8^\circ$  do  $10^\circ$ ). Miąższość kompleksu: 2.5 – 2.8 m.
5. Silnie zapiaszczona glina zwałowa (o miąższości 2 m), o niejednorodnej strukturze. Smugowana równoległe, z przewarstwieniami silnie zorsztynizowanych piasków gliniastych w dolnej partii. W górnej partii liczne otoczaki granitów skandynawskich do 30 cm średnicy.

Duże odsłonięcia powinny zostać okonturowane na podkładzie topograficznym lub na papierze milimetrowym (np. za pomocą ciągu busolowo-taśmowego). Wykonuje się ponadto rysunki i szkice (przykład na rys. 12.8 i 12.9) oraz fotografie, dokumentujące całe odsłonięcie lub poszczególne jego fragmenty. Należy pamiętać o tym, iż same fotografie są materiałem niewystarczającym, gdyż często nie oddają faktów zaobserwowanych w terenie. Dlatego, przynajmniej niektóre fotografie powinny być uzupełnione szkicem - przykład pokazuje rys. 12.10 i fot. 6.

Przykład profilu wykonanego w odsłonięciu pokazano na rys. 12.8.



Rys.12.8. Fragment odsłonięcia moreny czołowej w okolicach Kosowa: 1 – żwir z glazikami, niewarstwowany o słabej segregacji, 2 – wkładki gliny zwałowej, 3 – piaski warstwowane ze żwirem, 4 – piaski drobnoziarniste z wkładkami mułku, 5 – piaski ze żwirem i rzadko rozrzuconymi glazami, 6 – strefa orsztyniczacji

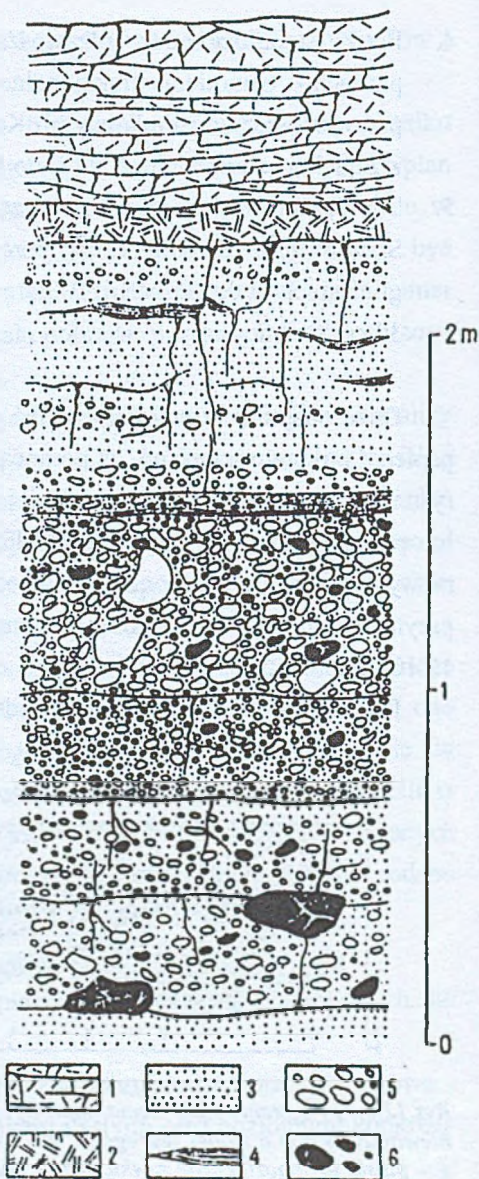
Rysunek ściany odsłonięcia zwany jest profilem geologicznym podłużnym do ściany odsłonięcia. Długość i wysokość ściany najwygodniej jest zmierzyć za pomocą taśmy mierniczej, tak by dobrać odpowiednią skalę rysunku. W niektórych przypadkach wystarczający jest pomiar krokówką długości ściany; jej wysokość można określić za pomocą kompasu geologicznego. Miejsce, z którego wykonuje się rysunek, powinno być, w miarę możliwości, oddalone od ściany o odległość dwukrotnie większą niż długość odsłonięcia. Rysunek sporządza się na papierze milimetrowym lub papierze w kratkę, co pozwala

zachować właściwe proporcje. Po narysowaniu konturów ściany nanosi się główne elementy geologiczne, np. granice warstw, przebieg uskoku itp., a następnie uzupełnia się rysunek dalszą treścią. Na rysunku konieczne jest umieszczenie kierunków świata (ewentualnie azymutu ściany), a także skali liniowej (rys. 12.10).

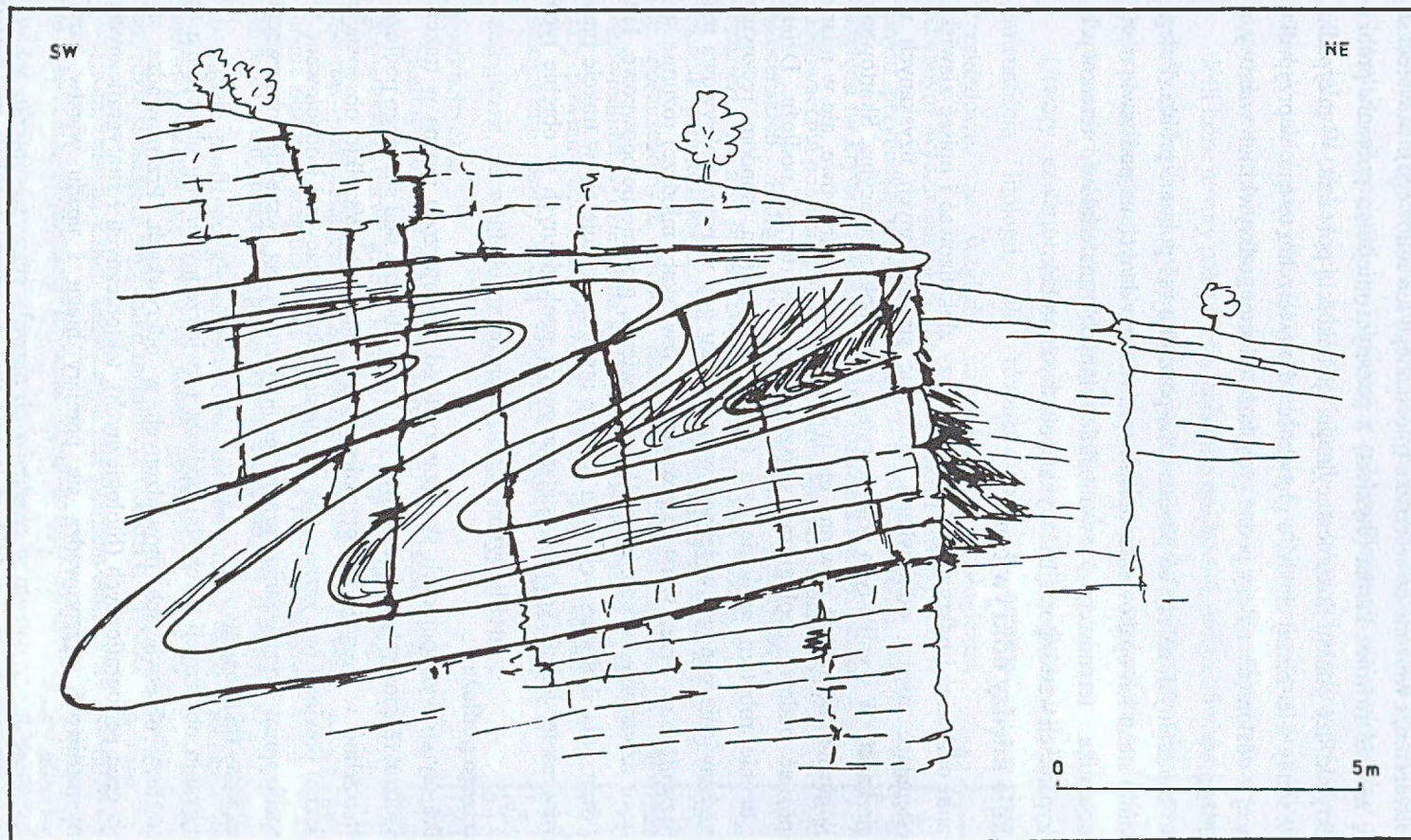
### Pobieranie próbek skal

Próbki pobierane są przez osobę kartującą w terenie przede wszystkim w odkrywkach, ale również w kolejnych punktach marszutowych. Przeznaczeniem próbek są często różne badania laboratoryjne (stratygraficzne, petrologiczne lub technologiczne), a także dokumentacja przeprowadzonych prac kartograficznych. Próbki dokumentacyjne reprezentują najbardziej charakterystyczne utwory napotkane na danym terenie lub w odsłonięciu. Stanowią one materiał porównawczy podczas pracy w terenie, a przede wszystkim podczas prac kameralnych. Po zakończeniu prac kartograficznych próbki takie mają znaczenie archiwalne, tak więc szczególną wartość mają okazy interesujące pod względem mineralogicznym lub paleontologicznym.

Miejsca pobrania próbek w terenie powinny być oznaczone na sporządzanych szkicach i rysunkach, profilach czy zdjęciach fotograficznych sporządzanych w odsłonięciach. Fakt pobrania próbek w punktach dokumentacyjnych podczas marszuty powinien być odnotowany w notatniku terenowym. Próbki powinny zostać odpowiednio opakowane, tak



Rys. 12.9. Profil wykopu w kamieniołomie w Regulicach [wg Siedleckiego, 1954]: 1 – melafir o miąższości do kilkunastu metrów, 2 – skała kontaktowa melafirowa, 3 – piaskowiec arkożowy, 4 – wkładki ilaste lub ilasto-piaszczyste, 5 – otoczaki wapienne i kwarcowe, 6 – otoczaki zasadowej skały magmowej, zbliżonej do melafirów



Rys. 12.10. Przykład szkicu wykonanego w kamieniołomie. Przedstawia on fałd harmonijkowy w wapieniach krystalicznych, pokazany również na fotografii 6

aby nie uległy zniszczeniu, i włożone do woreczka (płóciennego lub foliowego). W woreczku tym powinna się znaleźć również kartka (etykieta) z podanym miejscem pobrania próbki, np. numerem odkrywki czy punktu dokumentacyjnego, głębokością pobrania. W przypadku próbki pobranej z sondy wiertniczej chodzi o głębokość od powierzchni terenu, w przypadku próbki pochodzącej z odsłonięcia należy podać głębokość od stopu odkrywki lub warstwy, z której pobrano próbkę.

Podczas prac kameralnych należy co pewien czas porządkować pobrane próbki. Polega to na skontrolowaniu stanu ich opakowania, opisu i sprawdzeniu danych na podstawie mapy geologicznej, notatnika terenowego, ewentualnie innych materiałów terenowych. W niektórych przypadkach warto sporządzić wykaz pobranych próbek.

## 12.4. Kartowanie między odkrywkami

Po skartowaniu odsłoneń i odkrywek w terenie należy zlokalizować i opisać zjawiska geologiczne występujące między odkrywkami, opierając się na danych uzyskanych w poprzednim etapie badań. W wyniku tych prac powstaje mapa dokumentacyjna. Skartowane wydzielenia geologiczne obejmować powinny nie tylko elementy pokrywowe, ale w miarę możliwości rozpoznać budowę geologiczną starszego niż czwartorzęd podłoża. Dzięki wykonanym w terenie robotom geologicznym (szybikom, szurform, sondom ręcznym) możliwe jest przedstawienie budowy wgłębszej, w przypadku gdy warstwa pokrywowa ma miąższość mniejszą niż 2 m. Przez warstwę pokrywową (tzw. skały młodsze) rozumie się zwykle skały wieku czwartorzędowego, na ogół mało zwięzłe, głównie polodowcowe, lub będące efektem wietrzenia skał starszych. Oba rodzaje utworów kartuje się w trakcie prac terenowych równocześnie, jednak sposób ustalania granic geologicznych w obrębie tych utworów jest różny.

### Kartowanie starszego podłoża

W przypadku płytko występujących skał starszych od czwartorzędu można w trakcie wykonywania marszrut terenowych zaobserwować lokalne wychodnie skał starszego podłoża, a także ich zwietrzelinę w pozycji nie przemieszczonej (*in situ*). Wszelkie obserwacje (granice geologiczne) powinny być zaznaczone na mapie dokumentacyjnej i odnotowane w notatniku. Pomocne przy wyznaczaniu granic geologicznych są wszelkie obserwacje morfologii terenu, szaty roślinnej itp.

Przy dokonywaniu obserwacji wychodni podłoża i zwietrzeliny *in situ* obowiązują te same zasady co przy obserwacjach prowadzonych w odkrywkach. Przeprowadza się obserwacje i opis cech petrograficznych (litologicznych), tektonicznych i stratygraficznych. Jeżeli jest taka możliwość, przeprowadza się pomiary biegu i upadu warstw, stref uskokuowych itp.

Zwietrzeliną *in situ* nazywa się produkt wietrzenia skał, nieprzemieszczony, znajdujący się w miejscu powstania. Taką zwietrzelinę traktuje się jako skałę starszego podłoża,

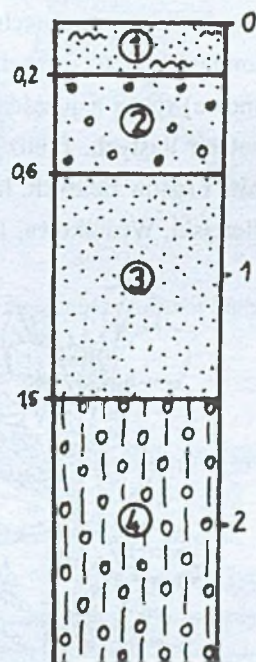
oznaczając ją barwą przyjętą dla danego wydzielenia geologicznego, w skład którego wchodzi skała macierzysta zwietrzliny. W obszarach górskich i wyżynnych należy pamiętać o możliwości pomyłki, wynikającej z zaklasyfikowania do zwietrzliny *in situ* utworów deluwialnych (stokowych) lub koluwialnych – a więc zwietrzliny przemieszczonej. Aby nie popełnić takiej pomyłki, dla potwierdzenia i udokumentowania prawidłowości obserwacji materiału zwietrzelinowego wykonywane są zwykle prace geologiczne.

Jeśli luźne utwory pokrywowe mają duże miąższości, uniemożliwiające rozpoznanie wglębnej budowy geologicznej, a występują na wystarczająco dużym obszarze (dającym się przedstawić w skali sporządzanej mapy), należy je traktować jako odrębne wydzielenie geologiczne.

### Kartowanie obszarów z pokrywą czwartorzędową

Utwory czwartorzędowe cechują się nie tylko dużą zmiennością litologii, ale również facji i genezy. Przykładowo, ze względu na kryterium litologiczne, odrębnym wydzieleniem mogą być piaski i żwiry, lub w innym przypadku piaski ze żwirami i mułki z iłami. Ze względu na kryterium stratygraficzne rozdziela się np. piaski zlodowacenia północnopolskiego od rozcinających je piasków holocenijskich. Biorąc pod uwagę czynnik genetyczny, rozdziela się np. piaski eoliczne od piasków rzecznych; czynnik geomorfologiczny pozwala na oddzielenie osadów np. poszczególnych tarasów rzecznych. Podczas ustalania odpowiednich wydzieleni na sporządzanej mapie wszystkie te fakty powinny być interpretowane łącznie, jako że podobne litologicznie osady mogą stanowić odrębne wydzielenie geologiczne, ze względu na różną sytuację stratygraficzną i hipsometryczną.

Kartując utwory czwartorzędowe należy zwracać uwagę na charakter i barwę gleby, które to cechy zależą od rodzaju utworów podścielających. Zasadniczych jednak obserwacji można dokonać zdejmując warstwę gleby za pomocą saperki lub łopaty. Gdy miąższość pokrywy jest duża, lub gdy chcemy sporządzić profil do głębokości kilku metrów (od 2 do 6 metrów), należy się posłużyć sondą geologiczną. Jest to narzędzie składające się z kilku metalowych żerdzi o długości 1 – 1.5 m; ostatnia z nich zakończona jest świdrem służącym do wiercenia. Najczęściej używane są dwa typy świderów: świder spiralny, używany głównie do wiercenia w utworach pylasto-ilastych i glinach, i świder rurowy, używany przede



Rys.12.11. Przykładowy profil sondy wykonanej ręcznie podczas kartowania między odkrywkami (skała pionowa podana jest w metrach): 1 – mułki i piaski mułkowane pokrywowe, 2 – piaski ze żwirami szaro-beżowe, niewarstwowane, 3 – piaski różnoziarniste, jasno-beżowe, 4 – glina zwalowa, piaszczysta z licznymi glazikami i żwirami, HCl<sup>++</sup>

wszystkim do wiercenia w utworach sypkich. Na żerdź nakładany jest klucz, dzięki któremu można wiercić ręcznie, najwygodniej w dwie osoby. Urobek wyciągany każdorazowo z otworu jest opisywany i przedstawiany graficznie w notatniku terenowym w formie profilu sondy (rys. 12.11).

### Określanie składu litologicznego warstw przypowierzchniowych na podstawie roślinności

W trakcie kartowania utworów czwartorzędowych należy zwracać uwagę na sytuację geomorfologiczną, a także prowadzić obserwację szaty roślinnej i charakteru upraw rolniczych – obserwacje te mogą być pomocne przy ustalaniu poszczególnych wydzieleni geologicznych. Na przykład, zwykle uprawy buraków cukrowych, koniczyzny i pszenicy są prowadzone na gruntach rozwiniętych na utworach ilastych (również glinie zwałowej), natomiast łubinu, owsa i ziemniaków – na utworach piaszczystych. Lasy iglaste (głównie sosnowe) rosną najczęściej na gruntach piaszczystych, natomiast liściaste (np. dąb, grab) na gruntach ilastych. Poniżej podano charakter podłoża dla niektórych bardziej popularnych drzew i roślin zielnych, łatwych do rozpoznania. Rysunki 12.12 - 12.21 pochodzą z pozycji: (Wierejski, Wostokowa, 1965).



Rys.12.12. Buk zwyczajny (gałązka)

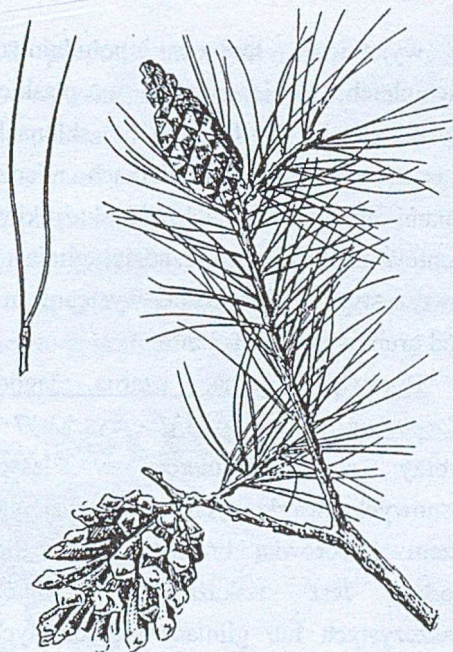
Buk (*Fagus sylvatica* L.) - rys.12.12 - tworzy zwarte wysokopienne lasy czyste lub współwystępuje z dębem, grabem, niekiedy sosną. Występuje w południowej i północno-zachodniej Polsce. W Karpatach i Sudetach tylko w dolnych reglach, wyjątkowo wyżej. Lasy bukowe są wskaźnikiem glin piaszczystych lub glin piaszczystych i piasków gliniastych leżących na wapieniach lub kredzie.

Grab (*Carpinus betulus* L.) - rys.12.13 - podobnie jak buk jest wskaźnikiem gleb piaszczysto-gliniastych o dużej miąższości, przeważnie podścielonych skałami wapiennymi.

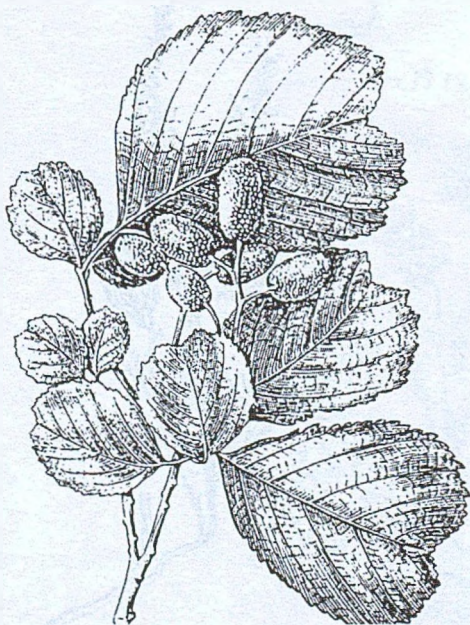
Sosna (*Pinus silvestris* L.) - rys.12.14 - tworzy czyste lasy sosnowe (bory) lub rośnie w zespołach razem ze świerkiem i gatunkami szerokolistnymi – bukiem, dębem, grabem. Zbiorowiska z przewagą sosny są wskaźnikami gruntów piaszczystych (często rozwiniętych na wydmach). Zbiorowiska, w których sosna ma pewien udział, wskazują na piaski i piaski gliniaste, podścielone glinami piaszczystymi lub skałami węglanowymi.



Rys.12.13. Grab zwyczajny (gałązka)



Rys.12.14. Sosna zwyczajna (gałązka i igły)



Rys.12.15. Olsza czarna (gałązka)

Olsza czarna, olcha (*Alnus glutinosa* L.) - rys.12.15 - rośnie najczęściej w zalewanych dolinach rzek i strumieni, na brzegach rzek, na obrzeżach rozległych, zamkniętych obniżeniach terenu. Zbiorowiska olszy czarnej wskazują na obecność płytko występujących (0-0.1 m) wód podziemnych, zwykle przepływowych. Grunty, na których występują, są piaszczysto-gliniaste, lub częściej są to torfy o miąższości do 3 m. Zarośla olszy czarnej na skłonach wskazują na wyloty źródeł.

Borówka brusznica (*Vaccinium vitis-idaea* L.) - rys.12.16 - jest rośliną rozpowszechnioną w Polsce na całym niżu,

z wyjątkiem terenów południowo-wschodnich; rośnie głównie na płaskich wierzchołkach i łagodnych skłonach, tarasach rzek lub zagłębieniach między wałami morenowymi. Jest wskaźnikiem gruntów piaszczystych, rzadziej gliniasto-piaszczystych z głębokością występowania wód gruntowych do 3-5 m.

Borówka czarna, czarna jagoda (*Vaccinium myrtillus* L.) - rys.12.17 - tworzy ciągłe kobierce w lasach sosnowych, świerkowych, często występuje razem z borówką brusznicą i trzęślicą modrą. Jest wskaźnikiem gruntów piaszczystych lub gliniasto-piaszczystych, niekiedy piasków lub piasków gliniastych podścielonych glinami piaszczystymi lub skałami węglanowymi. Wody gruntowe występują przeważnie na głębokościach od 1 do 3 m.



Rys.12.17. Borówka czarna (czarna jagoda)



Rys.12.16. Borówka brusznica



Rys.12.18. Wrzos zwyczajny

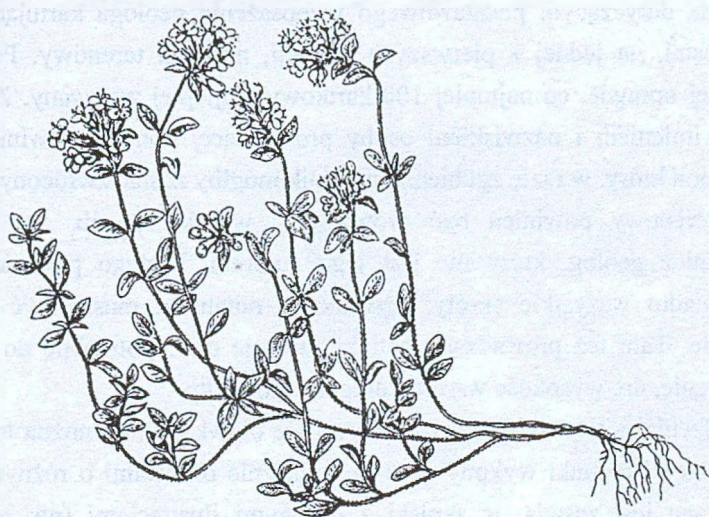


Wrzos (*Calluna vulgaris* L. Salisb.) - rys.12.18 - pospolity na całym niżu oraz w górach po piętro alpejskie. Zbiorowiska z przewagą wrzosu są wskaźnikami utworów piaszczystych, bywa że torfu o miąższości do 3 m, leżącego na piaskach. Wrzos tworzy zwykle czyste zbiorowiska (wrzosowiska), gdyż gleby na tych terenach są ubogie i kwaśne. Występuje razem z jałowcem pospolitym, bagnem zwyczajnym, czasem rośnie w sośninach.

Orlica pospolita (*Pteridium aquilinum* L. Kuhn.) - rys.12.19 - to paproć z czołgającym się kłączem (roślina trująca). Zbiorowiska z przewagą orlicy pospolitej wskazują na grunty piaszczyste lub gliniasto-piaszczyste, czasami podścielone skałami węglanowymi.



Rys.12.19. *Orlica pospolita*



Rys.12.20. *Macierzanka piaskowa*



Rys.12.21. Szałwia okregowa

Macierzanka piaszkowa (*Thymus serpyllum*) - rys.12.20 - występuje w suchych borach oraz tworzy skupienia na kamienistych skłonach. Zbiorowiska z przewagą macierzanki piaskowej wskazują na suche, przeważnie piaszczyste grunty lub żwirowate, płytkie eluwia wapienia.

Szałwia okregowa (*Salvia verticillata* L.) - rys.12.21 - pospolita jest w Polsce w południowej części niżu i w górach po regle dolne. Występuje zwykle na wierzchołkach i stromych skłonach wododziałowych płaskowzgórzy. Zespoły i zbiorowiska z udziałem szalwii okregowej wskazują na eluwia wapieni lub margli, często przykryte płytkimi glinami piaszczystymi.

## 12.5. Uwagi dotyczące prowadzenia notatnika terenowego

W rozdziale dotyczącym podstawowego wyposażenia geologa kartującego w terenie, wymieniony został, na jednej z pierwszych pozycji, notatnik terenowy. Powinien być to zeszyt w twardej oprawie, co najmniej 100-kartkowy, najlepiej zszywany. Zeszyt powinien być podpisany imieniem i nazwiskiem osoby prowadzącej notatkę. Powinien być podany również adres, pod który, w razie zgubienia, notatnik mógłby zostać zwrócony.

Notatnik terenowy powinien być prowadzony w taki sposób, aby mógł z niego skorzystać również geolog, który nie jest jego autorem. Dlatego powinien być jasny i czytelny, a ponadto wszystkie skróty używane w notatniku muszą być wyjaśnione na pierwszej stronie. Tam też prowadzący notatkę zapisuje dane potrzebne do podstawowych pomiarów w terenie, np. wysokość wzroku, długość kroku, itp.

Do prowadzenia notatek zwyczajowo używa się ołówka, choć można to robić również długopisem. Szkice i rysunki wykonywane są wyłącznie ołówkami o różnych grubościach. Zwykle stosowana jest zasada, iż zapiski z drobnymi ilustracjami (np. profilem sondy) prowadzone są jednostronnie – po prawej stronie otwartego notatnika. Strona lewa pozostaje

niezapisana, umieszcza się tam większe rysunki i szkice. Każdy taki rysunek opatrzony jest podpisem, mówiącym, co przedstawia i do którego punktu opisu się odnosi. Powinien ponadto być zorientowany względem stron świata i zaopatrzony w skalę (podziałkę).

Zapis tekstowy składa się z opisów marszrut i dokładnych opisów odsłoneń. Rozpoczynając zapiski, każdego dnia notuje się datę, warunki atmosferyczne, a także dokładną lokalizację punktu, od którego rozpoczyna się marszrutę, podając nazwę najbliższej miejscowości. Dla każdego kolejnego punktu zapisuje się odległość (w metrach) od poprzedniego i ewentualnie kierunek marszu, jeżeli uległ on zmianie. Numeracja punktów marszrutowych w notatniku musi odpowiadać numeracji na mapie dokumentacyjnej, gdzie równocześnie z zapisem lokalizuje się kolejne punkty.

Opisując utwory geologiczne występujące w trakcie marszrut, należy podawać ich sytuację geomorfologiczną. W przypadku opisu wychodni skał, spotykanych po drodze, należy podać zapis pomiarów tektonicznych, jeżeli możliwe jest ich przeprowadzenie. Jeżeli pomiary takie wykonywane są w odkrywkach, to na szkicu należy zaznaczyć miejsca wykonania pomiarów.

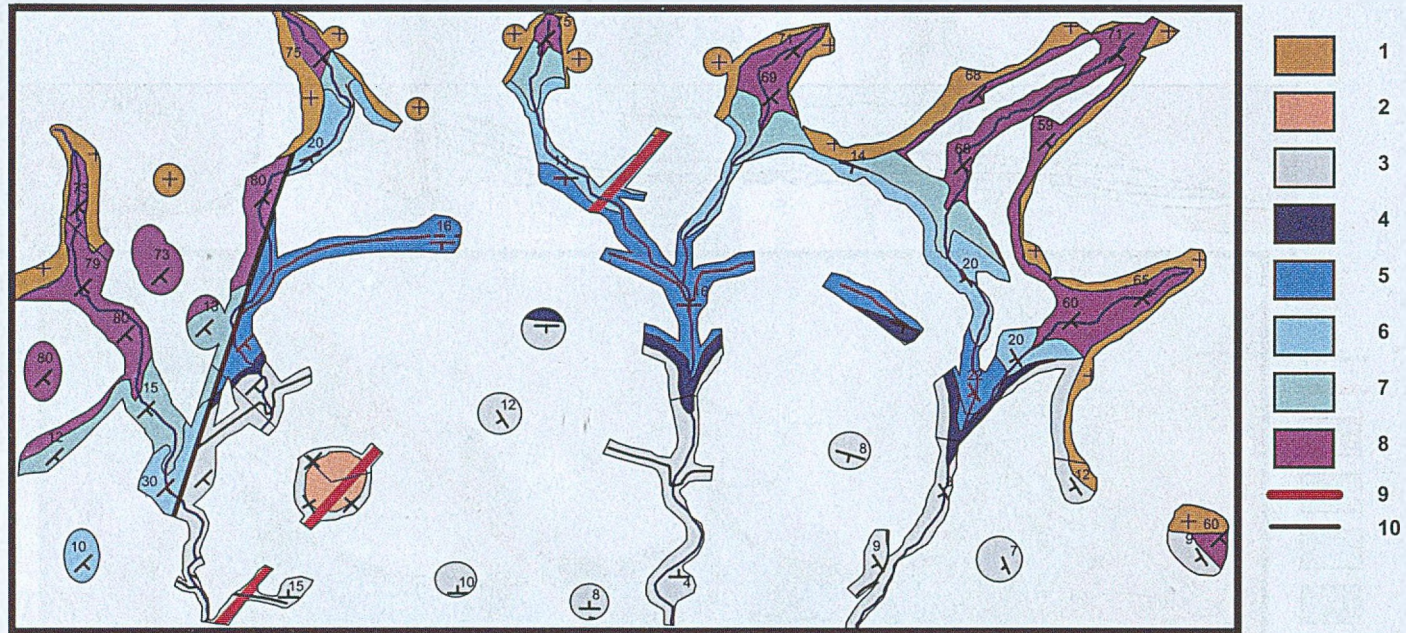
Notatnik terenowy wraz z mapą dokumentacyjną stanowią podstawę do sporządzenia map i przekrojów geologicznych, będących ostatecznym efektem prac kartograficznych.

### 13. UZUPEŁNIANIE INFORMACJI GEOLOGICZNYCH NA PODSTAWIE NIEPEŁNEGO OBRAZU KARTOGRAFICZNEGO

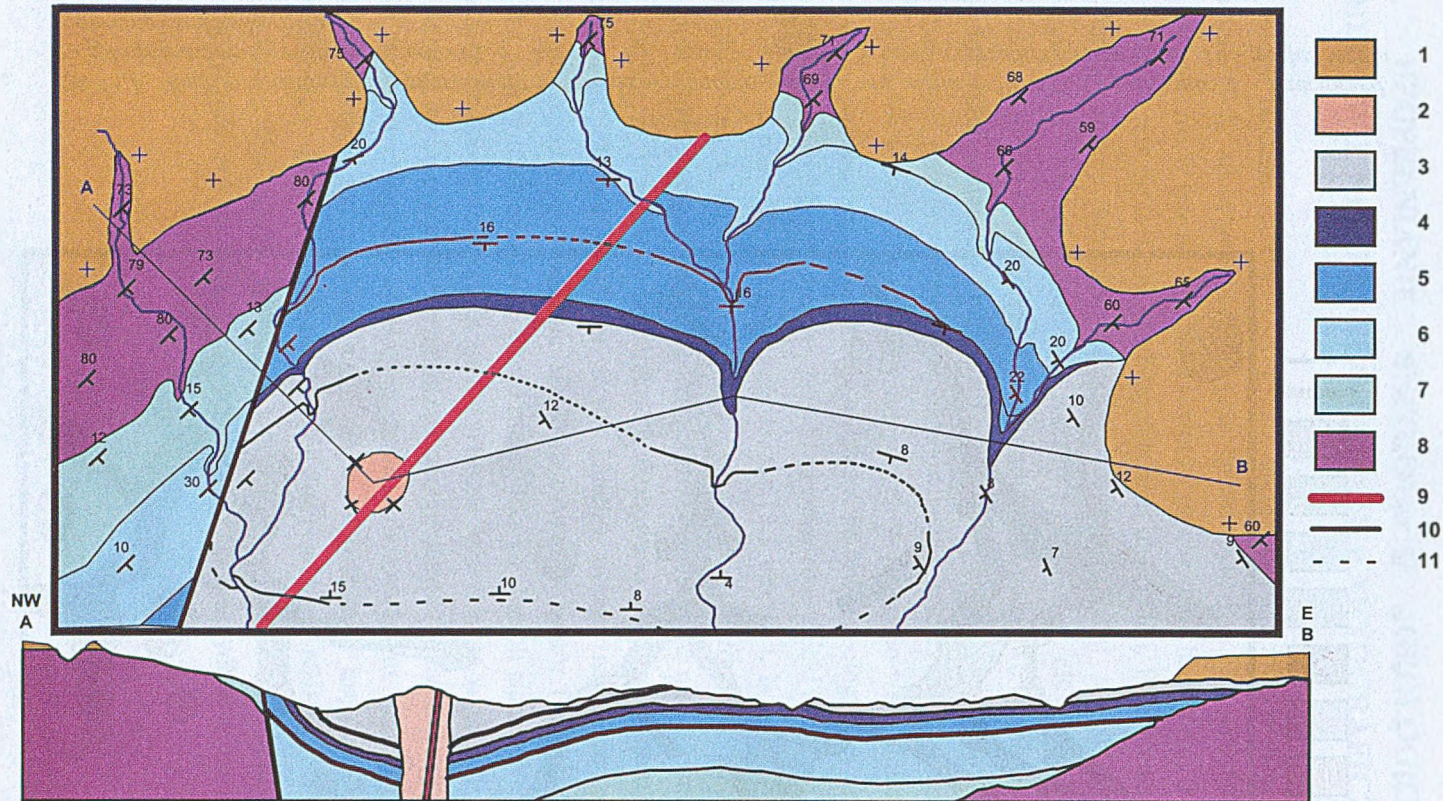
Mapy ukazane na rys. 13.1 i 13.2 służą ilustracji metody uzupełniania informacji geologicznych, zdobytych podczas prac terenowych. Rys.13.1 przedstawia jedynie obraz spenetrowanych w terenie wychodni utworów geologicznych. Możemy założyć, że pozostała część terenu jest niedostępna dla bezpośrednich obserwacji. Przedstawione zatem na mapie informacje zostały uzyskane dzięki zastosowaniu kilku metod wykonywania zdjęć geologicznego. Metoda profilowa została zastosowana dla terenów dolin rzecznych; stosunkowo dobrze rozwinięta sieć cieków stanowiła podstawę wyznaczania marszrut i dzięki niej uzyskano najwięcej informacji. Metoda granic geologicznych była użyta dla okonturowania przebiegu wychodni pokładów węgla, żyłowych ciał magmowych oraz granic geologicznych innych utworów, występujących w północno-wschodnim fragmencie terenu. Inne dane, pozwalające na uściślenie wiedzy o budowie geologicznej terenu w pozostałych, nie spenetrowanych poprzednio miejscach, zgromadzono dzięki metodzie punktowej.

Mimo że pierwsze już spojrzenie na rys.13.1 upewnia, iż mamy do czynienia z mało skomplikowaną i czytelną budową, to uzupełnienie informacji geologicznej pomiędzy udokumentowanymi punktami (rys.13.2) może być obarczone niedokładnością.

Na mapie przedstawiono struktury zbudowane ze skał kambru, syluru, karbonu i trzeciorzędu. Stromo upadające skały kambru tworzą najstarsze ogniwo, na którym niezgodnie spoczywają łagodnie sfałdowane utwory syluru i karbonu. Piętro najwyższe tworzą utwory trzeciorzędowe, leżące niezgodnie na skałach starszych i zajmujące najwyższe położone fragmenty terenu. Miniona aktywność wulkaniczna wyrażona jest obecnością żyły kominowej wieku przedtrzeciorzędowego oraz młodszej (lecz również przedtrzeciorzędowej) dajki, której przebiegu nie jesteśmy w stanie śledzić na całym analizowanym obszarze, gdyż jest ona ukryta pod skałami trzeciorzędu w północnej części terenu. Zaangażowania tektonicznego dowodzi istnienie uskoku (o przebiegu NNE – SSW), widocznego w zachodniej części terenu. Widać, że wiek uskoku, podobnie jak intruzji magmowych, jest również przedtrzeciorzędowy; skrzydło wschodnie jest skrzydłem zrzuconym.



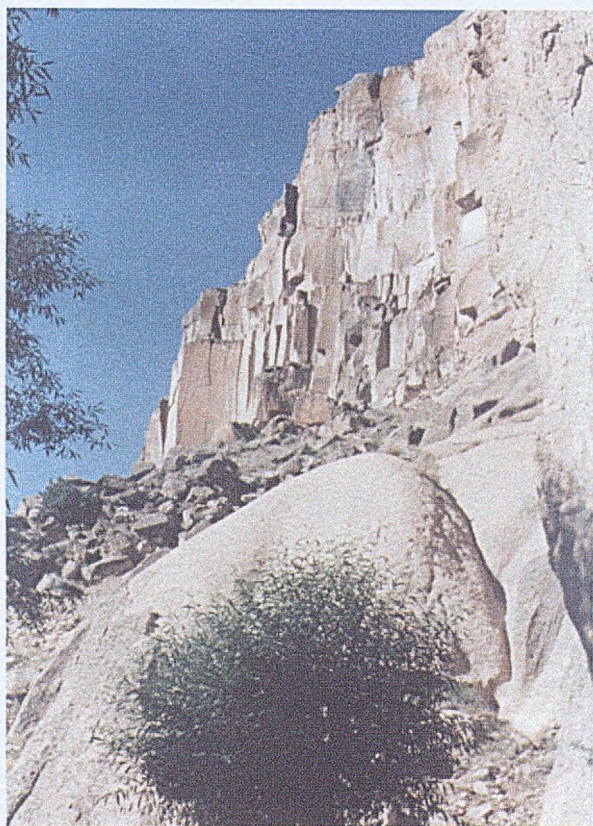
Rys.13.1. Mapa przedstawiająca skartowane w terenie wychodnie geologiczne, skala 1:50 000. Objaśnienia: 1 - trzeciorzęd, 2 - żyła kominowa (przedtrzeciorzędowa), 3 - karbon, 4-7 - sylur, 8 - kambr, 9 - dajka (przedtrzeciorzędowa), 10 - pokład węgla w obrębie osadów karbonu



Rys.13.2. Uzupełniona mapa geologiczna - odkryta wraz z przekrojem geologicznym wykonanym na linii lamanej AB  
 Objaśnienia: 1 - trzeciorzęd, 2 - żyła kominowa (przedtrzeciorzędowa), 3 - karbon, 4-7 - sylur, 8 - kambra, 9 - dajka (przedtrzeciorzędowa), 10 - pokład węgla w obrębie osadów karbonu, 11 - przypuszczalne położenie pokładu węgla (interpretacja)



*Fot.1. Cios i związane z nim formy wietrzenia w skalach granitowych (skaly Słonecznik - Karkonosze)*



*Fot.2. Cios w tufach. Na pierwszym planie widoczna eksfoliacja, będąca wynikiem wietrzenia (dolina Ihlary - Turcja)*



*Fot.3. Słupy bazaltowe (Štangarigel - Słowacja)*

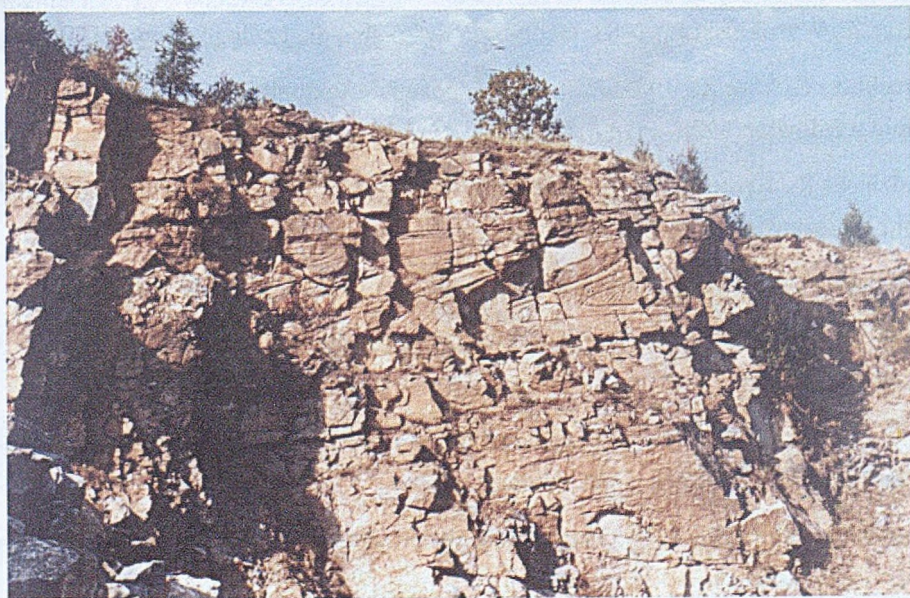


*Fot.4. Sfaldowane warstwy dolomitów (kamieniołom w Kostomłotach – Góry Świętokrzyskie)*





*Fot.5. Osuwisko nad brzegiem Czeremoszu, odsłaniające fałdy we fliszu - tzw. "Słoń" (Ukraina)*



*Fot.6. Leżący fałd harmonijkowy w wapieniach krystalicznych (Złate Hory - Czechy)*

## LITERATURA

- Alexandrowicz S., 1959: Atlas do ćwiczeń z kartografii geologicznej, Wyd. Geol., Warszawa.
- Butler B.C.M., Bell J.D., 1990: Interpretation of Geological Maps, Longman Earth Science Series, London, New York.
- Butrym J., Zuchiewicz W., 1985: Wyniki datowań termoluminescencyjnych osadów czwartorzędowych Kotliny Sądeckiej (Karpaty Zachodnie), Przegl. Geol. nr 3, pp. 126-136.
- Ciołkosz A., Miszański J., Olędzki J.R., 1986: Interpretacja zdjęć lotniczych, wyd. II, PWN, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebniński S., 1960: Mapa Geologiczna Górnosląskiego Zagłębia Węglowego, Wyd. B - Mapa stratygraficzna bez utworów czwartorzędowych, 1:100 000, Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1974: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Daleszyce, skala 1:50 000.
- Gadomska S. (red.), 1967: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz M34-42C Morawica, 1:50 000, Inst. Geol. Warszawa.
- Glazer Z., Wysokiński L., 1983: Geometria wykreślna dla geologów, wyd. II, Warszawa.
- Górecki J., Kokesz Z., 1981: Wstępne rozpoznanie tektoniki spękania w centralnym rejonie węglowym LZW, Przegl. Geol. nr 4, pp. 166-175.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986: Zarys sedymentologii, Wyd. Geol., Warszawa.
- Grodzicki J. (red.), 1977: Zdjęcie geologiczne, tom I i II, Wyd. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Hakenberg M. (red.), 1966: Zdjęcie geologiczne, wyd. I, Wyd. Geol., Warszawa.
- Guzik O., Nózka M., 1958: Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, arkusz M33-58Ac Nowa Ruda, 1:25 000, Inst. Geol., Warszawa.
- Jaroszewski W. (red.), 1986: Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej, wyd. VI, Wyd. Geol. Warszawa.
- Koziański J., 1982: Kompas geologiczny. Technika i analiza pomiarów. Ćwiczenia z geologii dynamicznej, wyd. IV, Wyd. Uniw. Wrocławskiego.

- Liszkowski J., Stochlak J. (red.), 1976: Szczelinowatość masywów skalnych, wyd. I, Wyd. Geol., Warszawa.
- Marcinkiewicz A., 1960: Atlas form i typów rzeźby terenu Polski, skala 1:25 000, Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego, Warszawa.
- Mierzejewski M.P. (red.), 1992: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej, Państwowy Instytut Geologiczny, Instrukcje i metody badań geologicznych, z.51, Warszawa.
- Mojski J.E. (red.), 1978: Mapa Geologiczna Polski B - bez utw. czwartorzędowych, arkusz Toruń, 1:200 000, Wyd. Geol. Warszawa.
- Niewiarowski W., Wilczyński A., 1979: Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1: 200 000 Arkusz Toruń, Wyd. Geol., Warszawa.
- Różycki A.W., 1990: Podstawy topografii, Wyd. Uniw. Warszawskiego, Warszawa.
- Siedlecki S., 1954: Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Zagadnienia stratygrafii i tektoniki), Wyd. Geol., Biuletyn Inst. Geol. nr 73.
- Słowański W., Kotański Z., Hakenberg M., Królikowski C., Szczypa S., 1989: Kartografia geologiczna, wyd. I, Wyd. Geol. Warszawa.
- Szałamacha J., Walczak-Agustyniak. M., 1976: Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, arkusz Jazwina, skala 1:25 000.
- Wierejski N., Wostokowa J. (red), 1965: Przewodnik do określania składu litologicznego warstw powierzchniowych i głębokości występowania wód podziemnych, PWRiL, Warszawa.



**WYDAWNICTWO POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ**  
ul. Akademicka 5, 44-100 Gliwice  
tel. (32) 237-13-81, faks (32) 237-15-02  
[www.wydawnictwopolitechniki.pl](http://www.wydawnictwopolitechniki.pl)

**Sprzedaż i Marketing**  
tel. (32) 237-18-48  
[wydawnictwo\\_mark@polsl.pl](mailto:wydawnictwo_mark@polsl.pl)

**Wydanie III**

Nakł. 200 + 200 + 50

Ark. wyd. 14

Ark. druk. 13

Papier offset 70x100,80g

Oddano do druku 05.06.2012 r.

Podpisano do druku 04.05.2012 r.

Druk ukończono w czerwcu 2012 r.

Wydrukowano w Zakładzie Graficznym Politechniki Śląskiej w Gliwicach  
ul. Kujawska 1, tel. (32) 231-54-18  
zam. 169/12

18,5

## Książki Wydawnictwa Politechniki Śląskiej można nabyć w księgarniach:

---

### GLIWICE

- ◆ Księgarnia Wydawnictwa Pol.Śl. - Wydział Górniczy, ul. Akademicka 2 (32-237-17-87)
- ◆ „LAMBDA” – Wydział Górnictwa, ul. Akademicka 2 (32-237-21-40)
- ◆ „MERCURIUS”, ul. Prymasa S. Wyszyńskiego 14 b (32) 230-47-22

### BIAŁYSTOK

- ◆ Dom Książki (Księgarnia Naukowo-Techniczna, ul. Lipowa 43 (85-742-02-25)
- ◆ „EKOPRESS” Księgarnia Wysyłkowa, ul. Brukowa 28 (85-746-04-95)

### BYTOM

- ◆ Hurtownia Książki Technicznej „EWA”, ul. Piekarska 96/13 (32-281-18-18)

### GDAŃSK

- ◆ „EKO-BIS”, ul. Dyrekcyjna 6 (58-305-28-53)

### KATOWICE

- ◆ "Hirudina" Bartłomiej Dudek, księgarnia – antykwariat, ul. Ks. Bednorza 14, (32-352-04-48, gg: 4055893)
- ◆ Punkt Xero, Wydz. Transportu Pol. Śl. ul. Krasieńskiego 8

### KRAKÓW

- ◆ Punkt Sprzedaży WND – AGH, Al. Mickiewicza 30 (12-634-46-40)

### ŁÓDŹ

- Hurtownia „BIBLIOFIL”, ul. Jędrowizna 9a (42-679-26-77)

### POZNAŃ

- ◆ Księgarnia „Akademicka”, ul. Piotrowo 3 (61-665-23-24)
- ◆ Księgarnia Akademii Ekonomicznej (ekonomia, zarządzanie), ul. Powstańców Wielkopolskich 16 (61-854-31-48)

### RYBNIK

- ◆ „ORBITA”, ul. Rynek 12

### TYCHY

- ◆ „I JA TOURS”, ul. Żółkiewskiego 45 (604-142-328)

### WARSZAWA

- ◆ Studencka – ul. Polna 13, pawilon 7 i 8 (obok PW)
- ◆ Techniczna - ul. Kaliskiego 15 (22-666-98-02)
- ◆ Dom Wydawniczy MEDIUM - ul. Karczewska 18, (22-512-60-62)
- ◆ Księgarnia Akademicka OW PW, ul. Plac Politechniki 1 (22-234-61-44)
- ◆ Hurtownia „AVA” – Kobyłka, ul. Nadarzyńska 58, (22-423-67-78); 501-093-692



Książką zawiera opis podstawowych metod geologicznych oraz sposoby ich rozpoznawania, przedstawienia, przedłożenia w przestrzeni i na mapach geologicznych. Podano przykłady konstrukcji wykonywanych na mapach geologicznych, zmierzających do wyznaczenia parametrów położenia warstw, miąższości warstw, parametrów przemieszczenia uskokowego itp. Obszernie omówione są zagadnienia praktycznego wykorzystania map w interpretacji budowy geologicznej. Końcowa część pracy dotyczy metodyki prowadzenia terenowych geologicznych prac kartograficznych.

Przedstawione zagadnienia powinny być interesujące dla studentów geologii, górnictwa i innych dziedzin związanych z naukami o Ziemi.

**Słowa kluczowe:**

- struktury geologiczne
- mapy geologiczne
- przekroje geologiczne
- kartowanie

**ISBN 978-83-7335-957-4**

Wydawnictwo Politechniki Śląskiej  
44-100 Gliwice, ul. Akademicka 5  
tel. (32) 237-13-81, faks (32) 237-15-02  
[www.wydawnictwopolitechniki.pl](http://www.wydawnictwopolitechniki.pl)  
Dział Sprzedaży i Reklamy  
tel. (32) 237-18-48  
e-mail: [wydawnictwo\\_mark@polsl.pl](mailto:wydawnictwo_mark@polsl.pl)