

Stanisław Zuber

**Powierzchniowe ruchy tektoniczne,
geneza wulkanów błotnych oraz geologiczne warunki
powstawania złóż naftowych.**

**(Sur les mouvements tectoniques superficiels, la genèse des
volcans de boue et sur les conditions géologiques de la
formation des gisements pétrolifères).**

Wstęp.

We wrześniu 1925 r. podczas Międzynarodowego Kongresu Wiertniczego (Congrès International de Forages) wygłosiłem odczyt wydany później jako oddzielny tomik przez Revue petrolifère pt. „l'Activité des volcans de boue en relation avec la structure des plis gazifères et quelques arguments contre la migration du pétrole“.

W pracy tej zostały zestawione tak najważniejsze rezultaty badań ogłoszonych wcześniej (p. spis literatury) jak też i wnioski wysnute na podstawie faktów obserwowanych na wybrzeżach morza Kaspijskiego.

Późniejsze spostrzeżenia dokonane w Karpatach fliszowych, na rumuńskim Podkarpaciu, przedewszystkiem zaś na Bałkanach (Czarnogóra i Albania) w złożach nafty i asfaltu bardzo różnorodnych co do swego typu facjalnego, przyniosły mi znaczną ilość zupełnie nowych danych, pozwalających obecnie na te uogólnienia, które w roku 1925 nie miały jeszcze dostatecznych podstaw.

W niniejszej pracy zostały uwzględnione i powtórzone materiały kaspijskie według redakcji cytowanej rozprawki z r. 1925 wraz z pewnemi dopełnieniami, dalej zaś najnowsze me spostrzeżenia dotyczące się przedewszystkiem kwestji powstawania złóż naftowych. W ciągu opracowywania wyników badań ubiegłego roku, miałem sposobność omówienia ich z prof. J. N o w a k i e m, czemu zawdzię-

czam obecne sformułowanie problemów tyczących się rozprzestrzenienia ropy we fliszu, odpowiednie do obecnego stanu prac nad tym tematem.

I

Studjum tak zwanych fałdów djapirowych (plis au noyau de percement) z którymi stoi w związku tak przeważna część wulkanów błotnych jak też i złóż ropnych Kaukazu i Rumunii, zainicjował prof. L. Mrazec, wprowadzając ten termin do geologii w r. 1907 w pracy p. t. „Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. Poglądy Mrazec'a znalazły w Rosji wielu zwolenników. Najwybitniejszy z nich I. M. Gubkin rozpoczął nawet cały szereg badań w tym kierunku i konstatując obecność fałdów w zupełności odpowiadających definicji „djapiry“ zebrał bardzo obszerny materiał obserwacyjny, o wiele pełniejszy niż na to pozwalają naprzykład warunki przyrodzone terenów rumuńskich. Poprzednio, na wiele lat przed cytowaną pracą Mrazec'a ogłosił Andrusow¹⁾ szereg danych o budowie Tamańsko-Kerczeńskich fałdów, na czym oparł się później Mrazec.

Dogodność warunków pogórza kaukaskiego polega przede wszystkim na ciągłości odsłoneń. Dzięki im możemy obserwować najdrobniejsze nawet szczegóły budowy. W okolicach Baku rozporządzamy ponadto danymi tysięcy wierceń i setek studzien ręcznych, co pozwala na wykluczenie niemal wszelkiego elementu hipotetycznego z opisów struktury fałdów. Tak zachodnia kończyzna Kaukazu (półwysep Tamański i część Kerczeńskiego) jak wschodnia, zajmująca wybrzeża morza Kaspijskiego (półwysep Apszeroński oraz tereny między nim i północno-wschodnim brzegiem równiny nad rzeką Kurą) zajęta jest przez bardzo charakterystyczny typ fałdów. Przebiegają one nieregularnymi wąskimi pasmami, przy czem ich kierunek zmienia się zależnie od szerokich tarcz synklijalnych, morfologicznie występujących jako płaskowzgórza. Stosunek siodła do łęków można określić w sposób następujący: Synkliny są z reguły bardzo płaskie t. j. niesfałdowane i niemal wolne od większych zaburzeń. Ruchy tektoniczne, które dały początek siodłom zaznaczyły się na budowie środkowych części i tych obszer-nych łęków tylko we formie niewielkich stosunkowo uskoków lub spękań, przecinających płaskowzgórza. Antykliny same tworzą

¹⁾ Patrz spis literatury.

względnie wąskie strefy, które tylko się rozszerzają w miejscach nurzania się ich osi. Są one przeważnie bardzo krótkie, to też długość ich rzadko przekracza cztery do sześciu razy szerokość. Poszczególne siodła łączą się ze sobą w sposób wysoce charakterystyczny. I tak konstatujemy albo zupełny zanik fałdu lub znaczne jego wygładzenie przy zanurzaniu się, albo przechodzenie w nowy fałd, o ile znajduje się w pobliżu i to fałd posiadający odmienny kierunek osi, często nawet prostopadły do kierunku pierwszej antykliny. Nowy fałd przecina zazwyczaj nagle kierunek uprzedniego, na miejscu zaś zanikającego już siodła widzimy gwałtowne spiętrzanie się warstw. W innych wypadkach obserwujemy bezpośrednie zetknięcie się dwu fałdów o mocno nachylonych, a nawet prostopadłych flankach, związanych ze sobą przez wąziutką strefę syklinalną jeszcze bardziej zgniecioną. Synklina taka, wychodząc w powietrze zwięza się jeszcze bardziej i pozwala na połączenie się osi obu wypiętrzeń, te zaś tworzą wtedy ze sobą bardzo ostry kąt¹⁾.

Nawet najbardziej ostre formy antyklin opisanego typu tworzą na mapie figury raczej regularne. Aby wystąpiła pstrokaczna budowa ośrodków siodła należy się posługiwać szczegółowym zdjęciem topograficznym w dużej podziałce. Podobnie dzieje się gdy się staramy zestawić przekrój poprzeczny przez centralną część djapirowego siodła. W owych środkowych częściach występują warstwy podścielające środkowo-pliocenijską serję produktywną, od pontu i sarmatu aż do paleogenu włącznie. Właśnie tam widzimy często grzebienie tektoniczne tj. bardzo wąskie prostopadłe grzebieniaki starszych warstw wdzierające się pomiędzy młodsze mniej zdyzlokowane utwory. Morfologicznie wydzielają się one jako grupy pagórków czasem dość chaotycznie rozrzuconych, które odbijają od tła krajobrazu zboczy siodła zbudowanych przez warstwy o wiele mniej zdyzlokowane i o innej konsystencji. Podobne grzebienie tektoniczne albo się rozszerzają, nie tracąc zazwyczaj stromości warstw, albo też zanikają łącznie z ogólnym pogrążeniem się osi. Rozszerzanie się terenów centralnych jest często związane ze zwiększeniem się komplikacji budowy. Tylko nieznaczne segmenty tychże wykazują budowę zgodną lub prawie zgodną ze strukturą zboczy siodła, reszta bywa z reguły znacznie silniej zdyzlokowana.

¹⁾ Szkic rozmieszczenia osi siodła na półwyspie Apszerońskim został zestawiony według najnowszych danych przez Biuro Geologiczne syndykatu Aznieft w r. 1922. Podaje go w zmniejszonej podziałce K. B o h d a n o w i c z („Tereny i złoża naftowe“ 1924).

Budowę centralnych części fałdów wschodnio-kaukaskiego pogórza można określić jako nagromadzenie okruchów tektonicznych, w których występujące warstwy nie są pofałdowane w ścisłym tego słowa znaczeniu. Co więcej, nierzadkie są wypadki występowania czegoś w rodzaju niewielkich protuberancji, złożonych z warstw starszych, które literalnie przebijają pokrywę młodszych. Wszystkie niemal warstwy, które pojawiają się w jądrach składają się z fliszu, wykształconego przeważnie jako łupki ilaste, margliste, z cieniutkimi wkładkami wapieni dolomitycznych lub krzemienistych, bardzo twardych margli lub czasem piaskowca. Stanowią one z reguły materiał plastyczny i reagujący tem intensywniej na wszystkie ruchy tektoniczne. Chaotyczność struktury „jąder“ daje się tem silniej odczuć, o ile posiadamy dokładnie ustaloną miąższość i wzajemne następstwo warstw jądrowych, występujących bardziej na zachód od Baku w fałdach regularnych. Właśnie kwestja ich pojawienia się w związku z normalną miąższością stanowi szczególnie najbardziej uderzający. Oto w terenach jądrowych mamy zgrupowane na przestrzeni czasem nie większej nad pół kilometra kwadratowego, odsłonięcia zespołów niewielkich kier i pasemkowatych protuberancji, wśród których są reprezentowane zazwyczaj wszystkie ogniwa trzeciorzędu, który w normalnym rozwoju wykazuje z reguły grubość paru tysięcy metrów.

Jest rzeczą godną uwagi, że charakter litologiczny poszczególnych serji nie odgrywa decydującej roli w ich pojawianiu się w jądrach. Niekoniecznie muszą to być najtwardsze warstwy, które się najintensywniej przebijają. Przeciwnie, często zdarza się, że właśnie najbardziej plastyczne i sypliwe łupki zachowują się aktywniej, gdy tymczasem warstwy bardziej zbite ustępują na drugi plan. W innych wypadkach bywa odwrotnie i warstwy twarde stanowią element przebijający, przyczem jako bardzo sztywne, pojawiają się w formie zkliwżowanych odłamów, stanowiąc kontrast ze sprasowanymi plastycznymi łupkami.

Rozwojowi poziomemu warstw jądrowych odpowiada najzupełniej całość profilu antykliny tego typu. Między jej skrzydła wygięte z reguły bardzo regularnie i przechodzące z reguły stopniowo w synklinę, bywa zazwyczaj wtłoczona masa jądrowa. Zawsze uderza tutaj brak ciągłości profilu. Poza sprawą znacznych różnic w upadzie stromym w środku, znacznie zaś bardziej połogim po bokach, obserwujemy albo brak całych seryj albo conajmniej poszczególnych horyzontów zanikających ku środkowi. Czem bardziej

jest zakłócona budowa jądra, tem więcej warstw ulega wygnieceniu. Dopiero opodal, ku peryferji wypiętrzenia, zalegają serje normalnie.

Godną uwagi jest inna jeszcze okoliczność. W pewnych segmentach siodeł widzimy, że pod warstwami, które na powierzchni tworzą regularne sklepienia, pojawiają się w głębi inne, prostopadłe. Zjawisko to występujące najczęściej w kończynach jąder, mogłoby nasuwać przypuszczenie transgresji, która pokryła teren uprzednio sfałdowany. W rzeczywistości jest inaczej, bo zwykle między serją normalnie się zamykającą i między warstwami prostopadłemi, leży brekcja niewątpliwie tektoniczna. Co więcej hiatus, któryby w takich wypadkach powinien istnieć między wierzchem serji normalnie zalegającej oraz stromej, jest bardzo nieznaczny, co zresztą nie przeszkadza, by w partjach maksymalnej elewacji jąder kontrast stratygraficzny dosięgał bardzo znacznych rozmiarów. Jeżeli na kończynach siodeł zmniejsza się on do tego stopnia, że podlegają mu nawet warstwy należące do jednej i tej samej serji, to znowuż w obrębie jednego i tego samego wypiętrzenia zjawisko to powtarzać się może w różnych warstwach zależnie od ogniwa antyklin, w którym one się znajdują. Wszystkie fałdy występujące na półwyspie Apszerońskim oraz wzdłuż wybrzeży na południowy zachód od Baku wykazują te same cechy zasadnicze, można je zaś klasyfikować według wieku odpowiednich kompleksów warstw występujących w synklinach.

W najbliższych okolicach Baku na północ i na północny wschód synkliny są wypełnione przez górny pliocen (piętro Apszerońskie), podczas gdy w siodłach występuje serja produktywna, odpowiednik piętra pontyjskiego i dackiego (Dacien) znanego z Rumunji. W partjach jądrowych przeważają warstwy miocenu, zato paleogen występuje fragmentarycznie. W strefie nadmorskiej na SW od Baku siodła są tak dalece pokryte przez potężnie wykształcone utwory górno-pliocenijskie, że zaledwie gdzieniegdzie mamy do czynienia z odkrywkami najwyższych poziomów serji produktywnej¹⁾.

Oddalając się od Baku ku zachodowi oraz północno-zachodowi spotykamy inne warunki. Pokłady piętra Apszerońskiego znikają, ich miejsce w synklinach obejmuje serja produktywna, którą dalej zastępują jeszcze starsze pokłady, a więc pontyjskie, wreszcie zaś

¹⁾ Jedyny wyjątek, o którym należy wspomnieć, stanowi znana w literaturze grupa wysp Swiatoj, Żyłoj wraz z rafami Nieftianyje Kamni. W tych terenach występują silnie wypiętrzone warstwy serji produktywnej i zajmują tam szeroką przestrzeń.

miocen. „Djapiryzm“ daje się zauważyć, ale w mniej wyraźnej formie, bo nie tylko siodła się rozszerzają, ich zaś partje środkowe przybierają budowę bardziej regularną, lecz również i synkliny zatracają formę miednicowatych tarcz.

Badanie zasięgu różnych pięter pokładów pliocenu wykazuje ich stały zanik na zachód od Baku. W synklinach najbliższych okolic Baku są zgodnie rozwinięte kompletne serje, pozatem zaś wszystkie warstwy biorą udział w procesie fałdowym. W terenach o 40—60 kilometrów na zachód pliocen występuje już we formie należących do różnych pięter teras, nieznacznie tylko zdyslokowanych, pokrywających dawniej pofałdowade „djapiry“, które były znowuż zerodowane jeszcze przed utworzeniem się (lub równocześnie z tworzeniem się) teras plioceńskich.

Aby wyczerpać kwestję genezy bakińskiego typu fałdów djapirowych zajmijmy się teraz opisem regularnie zbudowanych segmentów tych siodeł.

Wszystkie fałdy okolic Baku należą do t. zw. typu brachyantyklinalnego, ich zaś osi nie są nigdy prostolinijne. Wszędzie gdzie osi wypiętrzeń zmieniają kierunek, tam ta zmiana zaznacza się obfitością dyzjunktywnych dyzlokacji. W takich wypadkach warstwy młodsze o ile pokrywają sklepienia fałdów są poprzecinane całą siecią uskoków i spękań. Widać to wybornie na odsłonięciach w najbliższem sąsiedztwie strefy osiowej, gdzie regularne gdzieindziej, łukowate linje wystąpień poszczególnych warstw stają się przerywane i zamiast jednostajnego kompleksu, widzimy zbiorowisko drobnych niejako kier poprzedzielanych uskokami o mniejszej lub większej amplitudzie. Ogólny obraz sklepieniowych spękań świadczy o tworzeniu się fałdów w warunkach nie pozwalających na normalne gięcie się warstw, które spękaniem reagować musiały na ciśnienia górotwórcze.

Przeważna część siodeł i to szczególnie tych, których kierunek jest najbardziej zbliżony do kierunku WNW-ESE lub nawet W-E. są przecięte szeregiem podłużnych uskoków o znacznej amplitudzie. Uskoki te zaczynają się i kończą pękami prawie równoległych drobnych uskoków, które łączą się w jeden ogromny, powiększając swą amplitudę w kierunku maximum elewacji, gdzie różnice między skrzydłami takiej dyzlokacji dochodzą nawet paruset metrów.

Uskoki tego typu przecinają siodła nie na samej osi wypiętrzenia, lecz przechodzą na jednym ze zboczy sklepienia a mianowicie na tem, które jest bardziej strome.

Jest rzeczą godną uwagi, iż tym uskokom nie towarzyszą zazwyczaj drugorzędne równoległe dyzlokacje. Występowanie ich widzimy jedynie w pobliżu kończyn, a więc w strefie spękań zamierania względnie powstawania wielkich uskokowych dyzlokacji. Brzegi głównego uskoku zdradzają zawsze bardzo wyraźne zgniecenia oraz ślady rozrywania się pokładów. Uskoki tego typu mogły się tworzyć jedynie w chwili intenzywnego fałdowania przekraczającego wytrzymałość warstw. Różnica między nimi i poprzednio opisanymi nieregularnymi spękaniem sklepień jest bardzo wyrazista.

Budowa zboczy antyklin półwyspu Apszerońskiego wykazuje niemniej charakterystyczne cechy. Poprzeczny profil przez oba skrzydła jest z reguły asymetryczny zależnie od przebiegu osi siodła. Stosownie do jej wygięć profil ten tworzy linię wklęsłą od strony wklęsłej zakrętu fałdu, zachowuje zaś wypukłość od strony wypukłej. Przy wklęsłym profilu obserwujemy bardziej strome upady w bezpośrednim sąsiedztwie osi antykliny, zmniejszają się zaś one przy wypukłym, przyczem maximum nachylenia znajduje się dopiero opodal centrum, bliżej peryferji siodła. Porównując szereg przekroi z różnych odcinków jednego siodła widzimy, że „wklęsłości“ lub „wypukłości“ przechodzą z jednego zbocza na drugie i to nawet na bardzo krótkich przestrzeniach. Wspomnianej wklęsłości profilu towarzyszy niekiedy tendencja do obalania się skrzydła, co jest dla Baku bardzo rzadkiem zjawiskiem. Dotychczas znamy tam dwa odcinki antyklin o obalonem jednym skrzydle i to tylko na bardzo krótkiej, nie przekraczającej paru set metrów przestrzeni. (Wschodnie skrzydło antykliny Kirmaku, oraz również wschodnie skrzydło siodła Szubany, leżącego po przeciwległej stronie bakińskiej synkliny. Por. mapkę u B o g d a n o w i c z a).

Dzięki znacznej ilości wierceń przeprowadzonych, w obrębie szeregu roponośnych antyklin, można było ustalić wiele szczegółów ich budowy i to szczególnie w obrębie ich zanurzania się, lub na skrzydłach. Przekroje otworów wykazują z reguły lokalne zwiększenie się miąższości warstw serji produktywnej ku peryferji siodła, obserwowane obok ogólnego pogrubienia się tych warstw od zachodu, od granic zasięgu serji, ku wschodowi t. j. ku najbliższym okolicom Baku i na południe ku dolinie rzeki Kury. Zjawisko peryferyjnego zwiększania się miąższości pokładów obserwowane w poszczególnych profilach szybowych, wywołuje wrażenie, że to nie tyle zwiększa się miąższość, ile samo nachylenie warstw, tembardziej, że mamy siodła, gdzie owa pozorna grubość

wzrasta tak regularnie, że daje to czasem możliwość graficznego ujmowania powiększenia się głębokości znacznieszego, niżby wypadało to z upadów obserwowanych na powierzchni. Ścisłe badanie charakteru wszystkich szczegółów wzajemnego następstwa pokładów wykazuje, że obok pewnych wygięć warstw zależnych od ogólnej budowy skrzydeł antykliny, występują facjalne zmiany samych pokładów. I tak te same poziomy zbliżone do strefy osiowej wykazują w porównaniu z peryferją znacznie większą piaszczystość. Zwiększanie się ilości ilastych wkładek zachodzi powoli i stopniowo, w sposób łatwy do stwierdzenia. Pozatem nie wszystkie horyzonty zmieniają się równocześnie, a więc są pojedyncze warstwy, które na dużych przestrzeniach jednych i tych samych skrzydeł danego siodła pozostają bez zmian, istnieją znowuż całe kompleksy pokładów serji produktywnej, które odznaczają się zmiennością tylko w pewnych regionach, wykazując stałość gdzieindziej.

Tak na przykład górne poziomy zmieniają się w terenach bardziej oddalonych od granicy zasięgu serji (Ramany—Surachany). W antyklinach bardziej zbliżonych do granicy i należących do terenów starszego fałdowania, zmienność najbardziej daje się odczuwać w najniższych poziomach (Binagady).

W tych ostatnich można nawet stwierdzić brak pewnych spągowych pokładów niepojawiających się w strefie odsłoneń kontaktu serji produktywnej z łłami pontyjskimi. Poziomy te zjawiają się dopiero w odległości paruset metrów od centralnych parceli i to nie nagle, lecz stopniowo. Przyczynę tej zmienności oświetla wybornie fakt, że powierzchnia pontu podścielającego serję produktywną wykazuje wyraźnie erozyjne nierówności, powstałe albo bezpośrednio przed, albo równocześnie z utworzeniem się serji i to prawdopodobnie jedynie w najbardziej wzniesionych częściach tworzącego się siodła.

Przypuszczenie co do erozji działającej w początkowym stadium tworzenia się serji produktywnej potwierdza obecność dużych odłamów łłów pontyjskich, rozsianych w poziomach serji produktywnej odsłaniających się w pobliżu djapiry w Binagadach.

By zakończyć kwestję budowy „djapir“ bakińskiego typu należy wspomnieć jeszcze o dwu faktach.

Pierwszym jest nieobecność leżących fałdów mimo, że mapa geologiczna pozwalałaby czasem na takie przypuszczenia. Wiercenia wykonane w obrębie djapirowych wypiętrzeń i to w pobliżu kontaktów z serją produktywną nie dały żadnych pozytywnych da-

nych w tym kierunku. Studium porównawcze nad kierunkami i budową fałdów bakińskich daje ten sam wynik. Wyjątki skrzydłowego przewracania się warstw jako lokalne i związane z ogólnym zgnieciem grzebieniowatych i znajdujących się między dwiema pobliskimi synklinami mogą co najwyżej świadczyć o intensywności ruchów, ale nie o istnieniu powierzchniowych nasunięć.

Podobnie jest też z uskokami, których znamy tak wiele w okolicach Baku. Uskoki są zawsze zgodne, brak wśród nich nasunięciowych, nawet w miejscach największych osiowych dyzlokacji, o których wyżej była mowa.

Pozatem uderza jeszcze nieobecność drugorzędnych fałdzików, których możnaby się spodziewać na skrzydłach antyklin o skomplikowanej budowie jąder, oraz w dodatku złożonych przeważnie z plastycznych ilasto-łupkowych warstw. Ruchy orogeniczne, choć względnie intensywne, ograniczyły się do wypiętrzenia fałdów o prostej budowie zboczy, znaczniejsze zaś zakłócenia zostały zlokalizowane tylko w najbliższym sąsiedztwie diapirowych centrów.

Wzajemny stosunek wąskich i z reguły stromych siodła do szerokich, tarczowo zbudowanych synklin nasuwa przypuszczenie, że sfałdowanie antyklin bakińskiego typu nie powinno sięgać bardzo głęboko. Analiza przekrojów pewnych odcinków siodła pozwala nawet na graficzne obliczenie głębokości rozpostarcia się tych dyzlokacji, która według wszelkich danych nie przekracza w większości wypadków dwu tysięcy metrów.

Porównawcze studjum form tektonicznych okolic Baku daje możliwość ustalenia poszczególnych stadiów górotwórczego procesu. Bakińską „djapirę“ należy uważać za wynik dwu faz ruchu, z których pierwsza powolna, zaznaczająca się na przestrzeni o wiele szerszej niż kulminacja dzisiejszych brachyantyklin musiała zachodzić równocześnie z osadzaniem się pokładów, dając pewne różnice w ich miąższości tylko blisko centrów.

Drugiemu rodzajowi ruchu, niewątpliwie gwałtownemu i raczej paroksyzmatycznemu, zawdzięczamy ostateczne ukształtowanie się djapiroidalnego, pełnego ostrych zakłóceń, profilu. Jeżeli pierwszy był przyczyną znacznych różnic miąższości pokładów i powstawania słabizn w miejscach podnoszenia się terenu, erodowanych nawet w czasie osadzania się nieprzerwanych serji w pobliżu synklin, drugi musiał działać szczególnie intensywnie właśnie w tych miejscach, gdzie brakło pokrywy zbudowanej z odpowiedniej masy sedymentów. Tak powolne ruchy pierwszej fazy jak orogenetyczne

w ścisłym tego słowa znaczeniu, posuwały się falami od zachodu względnie północnego zachodu ku południowi i południowo-wschodowi. Każda faza intensywnego fałdowania była krótką, czego na przykład dowodzą minimalne różnice stratygraficzne między warstwami dyzlokowanymi i pokładami pokrywającymi je i wykształconymi już pod postacią teras. Na zachodzie (60—80 klm na WNW od Baku) fałdowanie miało miejsce przy końcu sarmatu, w najbliższych zaś okolicach Baku, w obrębie wielkich złóż naftowych, przy końcu okresu apszerońskiego, a więc u schyłku pliocenu. W strefie brzeżnych wyniosłości blisko stepów ujścia rzeki Kury faza najwyższego napięcia orogenetycznego zaszła już w postpliocenie i to nie w najniższym lecz bezpośrednio przed osadzeniem się środkowego piętra starokaspijskich teras.

Wszystkie te ruchy zachodziły bez wątpienia na powierzchni wzmiankowanych terenów. Miejscowe epejrogeniczne ruchy niewątpliwie stojące w przyczynowym związku z orogenicznymi, wstrząsającymi strefę sąsiednią, później zaś następujący końcowy paroksyzm, rozprzestrzeniający się jak już powiedzieliśmy od północnego zachodu, musiały niezmiernie intensywnie odbijać się na morfologii tych krain, tak jak zresztą wszystkie tektoniczne ruchy, których areną były wybrzeża morza Kaspijskiego. Ta powierzchniowość ruchów jest główną przyczyną braku ciągłości w profilu bakińsko-kaspijskich siodeł.

Zestawiając ogólny poprzeczny przekrój każdej antykliny, można by wprawdzie przypuszczać możliwość powietrznej rekonstrukcji warstw pozornie zniesionych przez erozję, lecz taka możliwość będzie tylko fikcyjną. W rzeczywistości rekonstrukcja może sięgać tylko do regionów bardzo bliskich dzisiejszemu niveau, jak o tem zresztą świadczy charakterystyczne zmniejszanie się grubości pokładów od maximum zajmujących synkliny, do minimum w obrębie siodeł.

Istnieją wszelkie dane stwierdzające, że istnieć musiały owe pokłady w centrach tylko w znikomej ilości. Brak obciążenia wzdłuż osi powstających siodeł, musiał w decydujący sposób ułatwiać posuwanie się ku górze odłamów starszych pokładów. Reasumując wszystkie dane dotyczące się genezy bakińskich fałdów dochodzimy do wniosku, że mamy tu bezwarunkowo do czynienia z pewnym zasadniczym, choć może bardzo skrajnie stojącym genetycznym typem siodeła, będącego wynikiem dwufazowego działania sił górotwórczych.

Pierwsza długotrwała, to faza powolnego wypiętrzania się ze współdziałaniem albo erozji lub, co nawet jest częstsze, znacznego osłabienia sedymentacji, druga to krótka faza paroksyzmatycznej orogenezy.

W danych wypadkach będzie raczej obojętna głębsza przyczyna ruchów rozprzestrzeniających się od strony ogromnego, młodego łańcucha wschodnio-kaukaskich fałdów i dlatego też nią się w danej chwili bliżej nie zajmujemy, ześrodkowując uwagę tylko na kwestję mechaniki powierzchniowego fałdowania.

O ile całokształt zakłóceń djapirowych, jakie możemy oglądać we fałdach wschodniej i zachodniej kończyn Kaukazu nie da się może tak często obserwować, o tyle gdzieindziej napotykamy również pewne szczegóły budowy przegubów siodeł, które nasuwają wnioski co do głębokości, w jakiej mogło zachodzić fałdowanie danego typu.

Zdarza się często, że sklepienie antyklin w terenach normalnie pofałdowanych, szczególnie gdy chodzi o niewielkie siodła, nie zagina się normalnie, lecz załamuje się, przyczem warstwy w strefie załamania się są pogruchotane, temu zaś nie towarzyszą objawy wygniatania. Te ostatnie skądinąd nader charakterystyczne i choć z reguły pełne wygięć, nie przerywające ciągłości profilu, ustępują niejednokrotnie miejsca chaotycznemu nagromadzeniu się odłamków twardszych płyt wśród miększych ilastych warstw, przyczem daje się zauważyć niejako tendencja do podchodzenia tych skupień ku górze. Oba skrzydła siodełka mogą się utrzymywać na jednej linii, gdy ilasto-łupkowa brekcja zajmująca środek, podnosi się, tworząc coś w rodzaju niewielkiej protuberancji nad idealnym łukiem zamykania się siodła jakieby się utworzyć było powinno, gdyby nie proces spękania.

Tego rodzaju zaginanie się małych siodełek obserwowałem n.p. w obrębie Karpat Zachodnich między Nowym Sączem i Limanową, we wschodnich zaś, mimo tylu terenów, gdzie obfitują drugorzędne fałdowania, nie spotkałem śladów podobnej budowy. Jedyne może chaotyczność uwarstwienia, dziwnie przypominającą rezultaty intensywnego fałdowania, zaszłego względnie blisko od powierzchni zdają się wykazywać krawędzi niektórych karpackich nasunięć.

Wymienione fakta nie przekraczają co prawda granic przypuszczeń, mogąc się zresztą odnosić do drugorzędnych późniejszych ruchów, zaszłych po utworzeniu się wielkich łusek karpackich. W tym kierunku mogłyby one może pozwolić na bardziej konkretne ujęcie tego problemu dla polskich Karpat.

Zupełnie inaczej przedstawia się sprawa na rumuńskim Podkarpaciu. O ile sama strefa fliszowa nastęrcza podobnie jak polskie Karpaty jedynie pewne szczegóły, mogące służyć jako punkt wyjścia do ilościowych dociekań na temat głębokości, w której miały miejsce ruchy fałdujące, o tyle podkarpackie siodła stanowią zespół klasycznych djapir¹⁾, choć szczegóły ich genezy nie dają się tak jasno wyświecić, jak to może się dziać np. na Kaukazie. Różnica między kaukaskimi i rumuńskimi djapirami polega przede wszystkim na ich rozmieszczeniu. Kaukaskie, jakżeśmy to już zaznaczyli, leżą nieregularnie oraz tworzą wiązki i rozgałęzienia lub łukowate pasy, zależnie od kształtu wąskich i okrągłych synklin. Rumuńskie podkarpackie siodła są rozmieszczone zonalnie i posiadają osi równoległe lub prawie równoległe. Pozatem budowa ich jąder jest również regularniejsza od typu kaspjskiego. Nietylko same diapiry solne wykazują cechy powierzchniowych dyslokacyj. Zdradzają je również i to w sposób zupełnie niedwuznaczny wąskie wypiętrzenia starszych warstw, które w brzeżnej strefie Karpat rumuńskich występują między synklinalnymi pasmami. Klasycznym przykładem wtłaczania się miękkich sypliwych i silnie potrzaskanych pokładów oligocenu między warstwy miocenijskie, jest Bustenari²⁾.

Rumuńskie siodła naftowe występujące w związku z masami solnymi, posiadają bardzo wyraźne ślady fałdowań zachodzących stosunkowo na niewielkiej głębokości. Tak sam profil poprzeczny i podłużny siodła, jak też jednorodność elementów stratygraficznego składu djapirowych jąder, wykazują znaczne różnice w porównaniu z kaukaskimi. Jak wiadomo jądra solnych diapir rumuńskich składają się wyłącznie z warstw miocenijskiej formacji solnej, obok których wyjątkowo tylko występują ślady dolnomiocenijskich pokładów.

Przyczynę tego zjawiska upatrywać należy w bardziej równomiernym przebiegu fałdowania plioceńskiego okresu. Rumuńskie fałdy nie wykazują wyrazistej różnicy między początkową fazą spokojną a paroksyzmatyczną, końcową. Niewątpliwie zależy to

¹⁾ M. Kraus. Vertikaldruck Tektonik (Logarithmische Spirale) und Oel-lagerstätten. Petroleum XIX N^o 6. 1923. L. Mrazec. Les plis diapirs Ct. rendus des séances de l'Inst. géologique de Roumanie T. VI (wyd. w 1927 r.).

²⁾ Porównać: Mrazec. Über die Bildung der rumänischen Erdöllagerstätten Congrès Inter. de Pétrole III session. Bustenari zwiędziłem w towarzystwie geologów T-wa Steaua Romana, Dr. Krausa i Krejci'ego. Szczegóły budowy złoża były wówczas przedyskutowane na odsłonięciach.

w znacznym stopniu od strefowości rozwoju pokładów oraz względnej równoległości osi siodeł, w przeciwieństwie naprzykład do znanych nam już kaukaskich warunków. Z analizy profilów podanych w cytowanych pracach *M r a z e c a* i *K r a u s a* wynika, że ukształtowanie się profilu rumuńskiego typu zależało bezwarunkowo od współdziałania erozji lub osłabionej sedimentacji zależnych od powolnego wypiętrzania się podłoża warstw. (Do tej kwestji będziemy niejednokrotnie jeszcze wracać w następnych rozdziałach z racji rozpatrywania warunków koniecznych dla powstawania złóż naftowych).

Poglądy obu wymienionych autorów, mimo że traktują bardzo zbliżone problemy, różnią się od siebie dość zasadniczo w komentowaniu genezy form djapirowych. Prof. *M r a z e c* przypisuje decydującą rolę zesuwananiu się warstw od centrum wypiętrzenia ku jego peryferji, i to przede wszystkim w stadium początkowym, zamało zaś uwzględnia nierównomierną sedimentację. Pozatem, mimo że punkt wyjściowy stanowią rumuńskie i kerczeńsko-tamańskie fałdy jest on skłonny do traktowania jako djapiryzm każdego rodzaju budowy siodła o partji centralnej bardziej stromo nachylonej niż skrzydła.

Tymczasem djapirowość fałdów, jak zresztą i sam *M r a z e c* zaznacza, pojawiająca się tak często w terenach zajętych przez warstwy bardzo młode i zakłócone przez niedawne intensywne ruchy, stoi genetycznie bardzo daleko od faktów wziętych pod uwagę przez *M r a z e c a*. Wynika to zresztą i z właściwości djapir tak kaukaskich jak i rumuńskich, odznaczających się nienormalną strukturą i to tych właśnie, które dały powód do wprowadzenia tego terminu do geologii.

O wiele zgodniej z faktami obserwowanymi w przyrodzie, traktuje problem w swych pracach Dr. *K r a u s*, uważający diapirę rumuńską za rezultat nie tylko nierównomiernego osadzenia się warstw, lecz także za wynik skomplikowanego procesu wypiętrzenia się warstw w kierunku prostopadłym, w zależności od różnic ciśnienia między odciążoną, wypiętrzającą się antyklina i przeciążoną synkliną.

O ile ruchy w obrębie wypełnionych przez młode osady synklin, znajdujących się wzdłuż podnoszących się łańcuchów górskich, przyjmują formę plikatywnych dyslokacji, wtedy tworzą się typowe djapiry występujące z reguły we formie brachyanty-

klin¹⁾. Możemy mieć jednak do czynienia z budową innego rodzaju i to bardziej złożoną, jaką obserwujemy na półwyspie Bałkańskim, wzdłuż wybrzeży Adriatyku, którą cechują również zjawiska powierzchniowego fałdowania. Na zachód od strefy znacznych nasunięć występuje tam szeroki pas zajęty przez większe lub mniejsze eoceńsko-kredowe masywy wapienne wynurzające się z pod 1000—2000 metrowej fliszowej pokrywy. Tak w południowym Montenegro, w pobliżu ujścia Bojany jak bardziej na południe w Albanii występują warstwy helweckich wapieni litotamniowych, pokrywających najniższe partje synklin między masywami wapiennymi, albo też terasowato występujących w pobliżu dawniej już zerodowanych masywów.

Masywy wapienne wraz z ich pofałdowaną pokrywą fliszową występują w serji wielkich skibowatych cokołów ograniczonych od zachodu uskokami, przyczem z reguły cokół złożony z warstw starszych nasuwa się ku zachodowi na młodszy, ku północy zaś obniża się w ten sposób, że zaciąg fliszu stanowi schodową linię.

Otóż helwet, który występuje na cokołach fliszowych we formie teras niezgodnie pokrywających starsze pokłady, przybiera wielokrotnie na miąższości poza obrębem ich wypiętrzenia. Wzdłuż krawędzi fliszowych wystąpień, obserwujemy najmłodsze warstwy miocenu oraz pliocenu, które składając tym razem szereg cokołów, odznaczają się swą miąższością rosnącą skokowo ku zachodowi lub północno-zachodowi. Właściwości przekroju albańskiego neogenu niejednokrotnie opisane (E. Nowack, Bourcart, p. spis literatury) uderzają swą kontrastowością, gdyż różnice poszczególnych pięter dosięgają tam wieluset metrów. Ze względu na temat obecnego rozdziału zajmiemy się dwiema kwestjami, a mianowicie stosunkiem twardych masywów wapiennych do wiotkiej pokrywy fliszowej oraz paleomorfologicznymi konsekwencjami nadmienionych różnic w miąższości bałkańskiego neogenu.

Tak zmięty często w niezliczoną ilość siodełek flisz, jak i masywy wapienne, nawet w pobliżu terasowatych pokryw helwetu, nie wykazują żadnych cech powierzchniowego fałdowania. Te cechy zdradza natomiast ogólny wzajemny stosunek masywów wapiennych do fliszu. Wewnętrzna struktura warstw numulitowego eocenu wykazuje znaczną obfitość wygięć, z nieodłącznym oraz

¹⁾ Nawet djapiry rumuńskie uszeregowane zonalnie, posiadają bardzo krótkie odcinki elewacji, oddzielone od siebie znacznie dłuższymi segmentami depresji.

zawsze niezmiernie plastycznym fałdowaniem. Zato pojawieniu się wapieni wśród fliszowych pokładów towarzyszy często potrzaskanie zewnętrznych części masywu jak i charakterystyczne lokalne przewracanie się wapieni na flisz. O ile część tych niby — nasunięć uformowała się pod wpływem napierania masywów na sąsiadujące z nimi od zachodu masy fliszu, o tyle wschodnie krawędzi lub kończyny masywów, zachowują się diapirycznie zgodnie ze schematem przedstawionym dla masywów solnych Rumunji przez Krausa.

Jeżeli struktura wapieni i budowa fałdzików fliszowych rozwiniętych w synklinach pozwala wprost na wykluczenie fałdowania się na podobnie nieznacznej głębokości, jak to bywa z djapirami, o tyle stosunek masywów do fliszowego otoczenia pozwala na innego rodzaju wnioski. Oto wiotkie pokłady fliszu stanowią tak znaczny kontrast ze sztywnymi i absolutnie jednorodnymi masywami wapiennymi, że przy każdym intensywniejszym ruchu musiało być przyjąć do tworzenia się form djapirowych nawet przy tych głębokościach w których mogły dokonywać się te ruchy.

Różnice w miąższościach pokładów miocenu i pliocenu związane pozatem ze zmianą facji, świadczą również, że osadzały się one przy bardzo intensywne ruchach podłoża. Ostateczne stadium uformowania się cokołów przypada na najwyższy pliocen. Wpływy tych warunków odbiły się na charakterystycznym pogruchootaniu neogeńskich cokołów, przedewszystkiem zaś na chaotyczności uskoków, które w terenach zaburzeń najnowszej daty przybierać mogą nawet formę rozpadlin.

Przy omawianiu tak struktury oraz genezy wulkanów błotnych jak przedewszystkiem problemów naftowych, będziemy nieraz wracać do faktów znanych nad Adrjatykiem. Wspomnimy teraz jeszcze o jednym typie powierzchniowych form zaburzeń tektonicznych. Chodzi tu o budowę naftonośnych wypiętrzeń antyklinalnych, znanych ze wschodnich wybrzeży morza Kaspijskiego. W paru miejscach znajdują się tam płaskie, owalne wypiętrzenia plioceńskich warstw poprzecinane gęstą siecią mniejszych i większych uskoków, rozbijających wypiętrzenia na niezliczoną ilość minjaturowych horstów, grabenów etc. Są to tereny wyspy Czeleken oraz na lądzie stałym, wzgórze Nefte-dagh i Buja-dagh, znakomicie opracowane przez rosyjskiego geologa K. Kałickiego. Budowa ich jest wynikiem powolnego wypiętrzania się szerokich

antyklin. (zmniejszanie się grubości warstw w obrębie sklepienia oraz powiększania się jej na peryferji) połączonego z zapadaniem się i pękaniem, najintensywniejszem w centrum siodła. Tak jeden jak drugi proces, odbywały się równolegle, posiadając bez przerwy powierzchniowy charakter. Najciekawszem zjawiskiem jest istnienie na wyspie Czeleken (uroczysko Aliguł) wielkiego, typowo djapirowego wypiętrzenia fliszowych, paleogeńskich¹⁾ margli i piaskowców, znanych również z okolic Baku, jak też i z dalej na wschód leżących gór Kiuren-dagh. Fliszowe to wypiętrzenie przebija pokłady pliocenu, tworząc trzon o niezmiernie chaotycznej budowie, najzupełniej harmonizujący stromością upadów większych odłamów warstw z bakińskimi djapirowymi zjawiskami. Już Kalicki przypuszcza istnienie związku między tem wypiętrzeniem a śladami działającego w pliocenie błotnego wulkanu. Tak jest rzeczywiście, bo porównanie budowy masywu z bezsprzecznie djapirowymi zjawiskami Kaukazu, pozwala go uważać za djapirowe wypiętrzenie i które również odpowiada, jak to zobaczymy w następnym rozdziale, budowie wgłębnej części wulkanu błotnego. Jego istnienie w obrębie płaskiego rozległego siodła, gdzie upady przewyższające 20—30° należą do lokalnie ograniczonych zjawisk, stwierdza możliwość tworzenia się tego rodzaju form nie przy wypiętrzaniu się, lecz raczej z racji intensywnego zapadania się i osiadania znaczniejszych połaci siodła. (Nadmienić należy, że niektóre uskoki, nawet o amplitudzie przekraczającej 100 metrów, powstały znacznie później od utworów piętra bakińskiego, uważanego za najniższe ogniwo czwartorzędu).

Wszystkie przytoczone przykłady powierzchniowej orogenezy wykazują, że jest ona połączoną z całym szeregiem przejawów wysoce charakterystycznych. Skonstatowanie ich pozwala na bardzo ścisłe, niemal ilościowe ustalanie warunków, w których miała miejsce tak sedimentacja jak i ruchy. Każdy wypadek wymaga oddzielnego traktowania, bo zawsze mamy do czynienia z odmiennym zespołem zjawisk. Będzie nim n. p. kontrastowa i zasadniczo prosta kaukasko-kaspijska dwufazowość (z dodatkiem może trzeciej fazy wtórnych ruchów, dających znać o sobie przez dłuższy czas, już po ostatecznym wielkim paroksyzmie). Podobnie na całokształt orogenezy może się składać szereg epejrogenicznych oscylacji, poprzedzanych niejako etapami fałdowania *sensu stricto*, lub też

¹⁾ Wiek bartoński zielonych margli stwierdził prof. Zuber (por. Flisz i Nafta. Lwów 1927).

właśnie samo fałdowanie odgrywa podrzędną rolę, główna zaś przypada tworzeniu się dyzjunktywnych zaburzeń, które również mogą przybierać formę paroksyzmów.

W każdym razie wszelkie zjawiska tego rodzaju nasuwają możliwość ustalenia skali, opierającej się na elementach o zmiennej intensywności, stojących we wzajemnym związku i odpowiednio warunkujących ostateczną budowę danego terenu. Elementami będą z jednej strony fałdowania powolne niejako epejrogeniczne i fałdowania w ścisłym tego słowa znaczeniu, dalej tworzenie się dyzjunktywnych dyzlokacji o zmiennej amplitudzie i rozmaitem tempie powstawania. Z drugiej strony będziemy mieli zjawiska sedymentacji więcej lub mniej intensywnej, oraz erozji.

W gruncie rzeczy ten schemat można stosować bez zmian dla wszystkich prostszych form tektonicznych bez wyjątku. Aby mógł nim się posługiwać w poszczególnych wypadkach, koniecznym jest jedno zastrzeżenie, a mianowicie, że strona tektoniczna schematu tyczy się wyłącznie zniekształceń warstw zachodzących faktycznie na samej powierzchni i nie sięgających wiele głębiej nad tysiąc, w wyjątkowych wypadkach na dwa tysiące metrów.

Rozpatrywanie fałdowań bardziej wglębnej natury nie wchodzi w zakres niniejszej pracy.

II.

W zagadnieniu wulkanizmu błotnego należy wyróżniać trzy kategorie problemów. Pierwsza tyczy się objawów zachodzących na powierzchni, a więc przebiegu samego wybuchu i wogóle aktywności wulkanu przejawiającej się często we formie gwałtownych erupcji. Studium takie polega przedewszystkiem na badaniu śladów wybuchu tak na powierzchni jak w dostępnych częściach krateru i kanałów wybuchowych, nie mówiąc już o stałych obserwacjach źródeł błotno-gazowych znanych pod nazwą salz. Druga kategoria obejmuje sprawę związku istniejącego między złożami gazu i ropy, a wulkanami błotnymi. Trzecią wreszcie grupę tworzą najważniejsze zagadnienia, tyczące się wglębnej struktury wulkanów błotnych, ich rozprzestrzenienia w związku z budową geologiczną terenów i wreszcie samej genezy tego zjawiska.

Na samym wstępie należy zaznaczyć, że wyjaśnienie szczegółów nie będzie jeszcze wyczerpywać całego tematu, ponieważ z kwestjami czysto „wulkanicznymi“ są połączone jeszcze inne,

które wydają się z początku jedynie luźnie związanymi. Taką będzie na przykład sprawa budowy i genezy fałdu djapirowego oraz możliwy stosunek między nim i wulkanem błotnym. Nie mniejszą, jak zobaczymy rolę odgrywają przemiany natury paleogeograficznej, zawsze posiadające znaczenie, o ile tylko mamy do czynienia z ruchami tektonicznymi zachodzącymi w warstwach znajdującymi się tak blisko powierzchni. Podobnie należy traktować sprawę wpływu wulkanów błotnych na sąsiadujące z nimi złoża ropy i gazu, co jak łatwo przewidzieć, ma pierwszorzędne znaczenie przy ekspertyzie naftowej. Zespół zjawisk obserwowanych przy działalności wulkanów błotnych dość trafnie zwanych przez Schtebera. (p. lit.) wulkanoidami polega na eruptywnym wylewaniu się znacznych ilości błotnistej masy złożonej z rozartego iltu oraz pomieszanej z odłamami skał istniejących w głębi. Wylewowi towarzyszy nader często gwałtowny wybuch gazu połączony zazwyczaj z ich samozapalaniem się.

Źródła błotne (salzy), których czasem bardzo wiele znajduje się w pobliżu wulkanów, posiadają zazwyczaj niewielkie rozmiary i stanowią zjawisko o raczej wtórnym charakterze. Wśród nich wyróżniamy dwa typy: jeden chwilowy i krótkotrwały, połączony z końcowym stadium erupcji; drugi długotrwały, który odpowiada fazie wygasania następującej po okresie burzliwych erupcji¹⁾.

Istniejąca obszerna opisowa literatura podaje nam szereg analogji istniejących między działalnością i morfologią wielkich wulkanów błotnych i prawdziwych, ogniowych wulkanów. Podobieństwo to jest jednak tylko formalne, gdyż istnieją bardzo zasadnicze różnice pomiędzy obu zjawiskami.

Według zachowania się mas wylewnych dzielimy wulkany błotne na:

a) Wielkie, bezkraterowe rozlewiska, gdzie błotnisto-ilasta brekcja wypełnia i pokrywa centralne części fałdów. Rodzaj ten zasługuje na specjalną uwagę i dlatego też nim się więcej będziemy zajmować.

b) Zwykłe wulkany, występujące pojedynczo lub grupowo. Do tego rodzaju należą również szczególne pokrywy błotne nie tworzące stożków, będące rezultatem działalności pojedynczego krateru. Tu zaliczamy również wulkany zapadliskowe

¹⁾ O tem szerzej w mej pracy: „Wybuch wulkanu błotnego na wyspie Łoś“, Kosmos 1924.

niespotykane, na Kaukazie, znane zato na turkestańskim wybrzeżu morza Kaspijskiego.

c) Wulkany błotne kopalne, których stożek został po wygaśnięciu zupełnie zniesiony przez erozję, co odsłoniło w głębsze części kanałów. Typ *b* jest najbardziej znany, większość opisów wulkanów błotnych tyczy się właśnie tego rodzaju. Właśnie tu następuje morfologia stożków dobrą sposobność do wyróżnienia form młodych lub odmładzających się, dojrzałych oraz starczych, wszystkie zaś one zależą przedewszystkiem od stopnia aktywności danego wulkanu oraz od konsystencji wyrzucanych materiałów.

Na wielkich rozlewiskach mogą również istnieć pojedyncze stożki lokalnych wybuchów. Na wschodnim Kaukazie znajduje się strefa, w której przeważa rozlewiskowy rodzaj wulkanów. Pas ten rozpoczyna się na południe od miasta Szemachy i ciągnąc się wzdłuż rzeki Pirsagat, sięga aż do wybrzeży morza Kaspijskiego.

Rozróżnianie rozlewiskowego typu od wielostożkowatych skupień natrafia niekiedy na trudności natury morfologicznej, to zadanie jest jednak ułatwione chociażby z tej racji, że kaukaskie rozlewiska są ograniczone wyłącznie do rejonu doliny Pirsagat. Reszta, to jest wulkany bakińskie, o różnej dojrzałości form, dalej naprzykład wulkany kerczeńsko-tamańskie należą już do drugiego rodzaju, ewentualnie zaś do trzeciego, spotykanego zresztą tylko sporadycznie.

Rozlewiska są ściśle związane jedynie z najmłodszymi fałdami omawianych terenów. Brekcje błotne rozwinięte w pasie doliny Pirsagat, pokrywają powierzchnię wielu kilometrów kwadratowych odsłaniając się w głębokich debrach ścianach i urwiskach wciętych wyłącznie w ilastych masach. Tylko gdzieniegdzie pośród nich pokazują się izolowane większe bloki litych warstw, należące do rozmaitych pięter podłoża serji produktywnej. Świadczy o tem między innymi również budowa synklinalnych plateaux, których warstwy podnoszą się charakterystycznie w kierunku brekcjowych skupień, jak również rzadkie odsłonięcia litych pokładów, to jest dolnych poziomów apszerońskiego piętra lub górnych serji produktywnej, odsłaniające się w miejscach pozbawionych brekcji.

Gwałtowne erupcje, poprzedza wzdzymanie się terenu w pobliżu krateru, czy dawnego, czy też nowego, znajdującego się w takim razie *in statu nascendi*. Wypukłość taka odznacza się niezliczoną ilością spękań promienistych i koncentrycznych, z nich zaś

największe przechodzą również i na teren nienaruszony, poza obręb wypukłości. Zato po wybuchu obserwujemy zjawisko wprost przeciwne. Wylanie się znacznych warstw błota jest przyczyną lokalnego zapadania się terenu wzdłuż koncentrycznych szczelin, często tych samych, które przedtem tworzyły się z racji wypiętrzania się, znacząc sobą wglębne przygotowywanie się wybuchu.

Trudno bywa zazwyczaj ocenić, czy wulkan błotny jest rzeczywiście wygasły, bo sama obserwacja powierzchniowych zjawisk nie wystarcza. Znamy dużą ilość zupełnie młodych stożków, które potworzyły się w obrębie dawnych, niemal zupełnie zniesionych przez erozję i to w miejscach, gdzie nic nie zdradzało ukrytej żywotności. W każdym razie brak objawów aktywności i jej mniej lub więcej wyraźnych śladów, jest mimo wszystko podstawą dla uznania wulkanu za wygasły.

O ile odnowienie się wulkanoidu w międzyczasie nie nastąpi, działalność erozji robi swoje, odsłaniając z początku podstawę stożka później zaś jego wybuchowe kanały. Aktywny ongi wulkanoid, staje się kopalnym. W Bakińskich terenach znamy zaledwie kilka przykładów, pokaźnych nawiasem mówiąc, rozmiarów, niewątpliwie kopalnych, błotnych wulkanów. Na wyspie Czekelen istnieją dwie duże grupy, K a l i c k i podaje jeden przykład z kraju Zakaspijskiego (Boja-dagh) z Krymu mamy u A n d r u s o w a dane o podobnych śladach (p. lit.).

We wglębnej strukturze wulkanoidu należy wyróżnić przede wszystkim kanał główny oraz jego boczne odgałęzienia. Ogólny ich wygląd wybitnie przypomina zjawisko znane pod nazwą djamentem, opisane dość szczegółowo przez H a u g a¹⁾ (Szkocja) i przez S t u t z e r a²⁾ (złoża djamentowe w Kimberley, z ich kominowemi skupieniami „blue ground,„) z tą tylko różnicą, że te prawdopodobnie zupełnie analogiczne zjawiska, istnieją we formie bardzo zmienionej ze względu na swój paleozoiczny wiek i bardzo posunięty metamorfizm.

Poziomy przekrój błotnego kanału jest zazwyczaj owalny. Komin taki przebija otaczające go warstwy nawet w miejscach pozabawionych jakichkolwiek dyzjunktywnych dyzlokacji, jak uskoki lub spękania. Bywają znowuż wypadki, kiedy brekcja zapełnia całą szczelinę lub nawet tworzy iniekcje we formie sieci żył zachodzących w najdrobniejsze szczelinki. Bieg tych żył jest bardzo różno-

¹⁾ E. Haug: „Traité de Géologie“.

²⁾ Otto Stutzer: „Die wichtigsten Lagerstaetten der Nichterze“.

rodny, niekiedy zanikają one zupełnie, niekiedy znowuż rozszerzają się nagle, tworząc kieszeniowate skupienia lub nowe rozgałęzienia. Poza tem w pewnych wypadkach wciskają się one między warstwy.

Warstwy, przez które przechodzą owe żyły metrowych nierządki szczelin, pozostają zazwyczaj nienaruszone: brzegi szczelin nie wykazują śladów dyzlokacji oraz co więcej mamy nierządki żyły, w których tkwią twarde odłamy, o rozmiarach równie wielkich jak same szczeliny.

Kształt wielu iniekcji pozwala na wniosek co do takiej plastyczności masy błotnistej w czasie tworzenia się żył, jakiej nie możnaby najzupełniej przypuszczać przy dzisiejszej brekcjowatej konsystencji wypełnień. Problem ten staje się naprawdę zagadkowym, jeżeli wziąć pod uwagę, że budowa warstw w miejscu znajdowania się żył często zupełnie wyklucza możliwość późniejszego zwięzania się szczelin, które jako szersze mogły być uprzednio wypełnione.

Ściany głównych kanałów wybuchowych nie zdradzają żadnych wyraźnych śladów rozrywania warstw. Przeciwnie brekcja przebija warstwy poziome, pozostawiając jedynie ściany kontaktów zlekka oszlifowane.

Poza zjawiskami błotnisto-wulkanicznymi, spotykamy w okolicach Baku brekcje czysto tektoniczne, wypełniające nieduże szczeliny i małe uskoki, wśród których znajdują się odłamki dość nawet wiotkich, niższych warstw, zalegające na kilkadziesiąt metrów wyżej nad temi warstwami. Skład tych odłamków jest z reguły dość jednorodny, co różni je od pstrokacizny brekcji wulkanicznej. Analiza tego drobnego, choć wcale nie błażego szczegółu, pozwala na zrozumienie pewnych analogji form brekcji rozwiniętych w dżapirowych jądrach, które, jak zaraz zobaczymy, zdradzają jeszcze bliższą analogję z brekcjami wulkanów błotnych. Ona właśnie posłuży nam do zasadniczego ujęcia genetycznej strony całego zjawiska.

* * *

Omawiając teraz sprawę roli gazów i ropy w wybuchach wulkanów błotnych, należy zająć się pewnem podobieństwem jakie istnieje między nimi a wybuchowemi szybami naftowemi, lub jeszcze bardziej wielkimi fontannami gazowemi, których gwałtowność przechodziła nieraz najpotężniejsze erupcje przyrodzone. Wszystkie niemal opisy wybuchów wulkanoidów zwracają uwagę na pożary gazowe, tak że z reguły pozostajemy pod wrażeniem,

że ciśnienie gazu ropnego jest główną przyczyną zjawiska. Pozory przemawiają za tym poglądem, bo też tak sąsiedztwo wulkanów błotnych ze złożami ropy, jak pojawianie się jej śladów w salzach we formie wysięków oraz jako impregnacji odłamów skał błotnej brekcji podnoszą jeszcze silniej to wrażenie.

Tymczasem szczegółowe badanie przebiegu samego wybuchu, które doprowadziło do ustalenia wszystkich jego faz, pozwala również nieco inaczej patrzeć na korelację, która istnieje między intensywnością erupcji, ilością gazu oraz istnieniem śladów ropy w pokładach wyrzucanych. Daje się to ująć w następujący sposób:

1) Ilości gazu, które wydobywają się z krateru w chwili wybuchu nie są wcale tak znaczne, jakby się na pozór zdawać mogło. Największe, eruptywne ekshalacje są pozatem bardzo krótkotrwałe, bo nie trwają dłużej jak kilka minut, będąc pozatem przedzielone od siebie wieloletnimi interwałami, w czasie których gazy nie wydzielają się zupełnie, albo też znikome ich ilości. Ogólny fajerwerkowy pożar wybuchającego gazu nie przeciąga się nigdy dłużej jak do momentu wylania się brekcji błotnej. Zanik przypływu gazu należy przypisać nie tyle zasklepieniu się kanalików i szczelin w świeżej brekcji błotnej, skąd wydobywa się on, żywiąc drobne ogniki płonące na polach świeżego wylewu, lecz poprostu z racji zbyt małej ilości gazu nawet w wewnętrznej części krateru.

2) Znamy wybuchy, w których wielkie pożary gazów miały miejsce bez odpowiedniego wylewu błota. Co więcej zdarzały się inne, poprzedzone bardzo typowem pęcznieniem powierzchni, którym nie towarzyszyła ani przedtem ani równocześnie, żadna mniej lub więcej intensywne eksplozja gazów.

3) Zjawiska eksplozji, w czasie której wylatują w powietrze duże odłamy gruntu lub głazy, zależą raczej od prężności gazu silnie ściśnionego w chwili wybuchu, co dzieje się znowuż wskutek posuwania się mas błotnych ku powierzchni, aniżeli zależy od naprawdę wielkich jego ilości.

4) Ilości gazu, wydobywające się w czasie wieczystej, nieprzerwanej zazwyczaj działalności zwykłych wodnych i błotnych salz, mogą być wprawdzie znaczne, lecz ich istnienie nie wpływa zasadniczo na powiększanie lub zmniejszanie się gwałtowności wybuchu. Znamy wielkie wybuchy (wyspa Łoś p. lit.), gdzie istniały tak przed wybuchem jak i po nim niezmiernie aktywne błotne źródła, które i potem swej działalności nie przerwały i na odwrót

istnieją inne wulkany, gdzie w czasie wieloletniego zastoju między wybuchami, nic nie zdradza ukrytej aktywności.

Kwestję pojawiania się ropy w produktach wybuchu można specyzować nieco inaczej:

Ropa pokazuje się często na powierzchni błota salz i źródeł wodnisto-gazowych, nawet niekiedy w znacznie większych ilościach, nieco rzadziej zato w brekcji gwałtownych wybuchów. Poza to nie brak wulkanoidów, których produkty nie zawierają żadnych śladów ropy, choć mimo to ich aktywność wcale na tem nie cierpi. Badane potoki i pokrywy błotne wykazują na ogół stosunkowo mało śladów nafty. Spotykamy co prawda w brekcji lokalne impregnacje, ale zawsze są one związane z odłamkami skał pochodzących ze serji znanych z odsłoneń lub z eksploatowanych złóż, jako stale naftonośne. Możemy nawet z reguły stwierdzić, że wyraźnie roponośne pokłady dostarczają również brekcji pełnej impregnacji. Na odwrót duże masy odłamów i błota pochodzące z serji pustych, nie wykazują, jak się tego można spodziewać, żadnych śladów ropy. Najbardziej może są charakterystyczne brekcjowate margliste wapienie wkładek wschodnio-kaukaskiego górnego miocenu. Normalnie zawierają one tylko drobne kawerny z kroplami ropy, tak wtedy, gdy zalegają w normalnych warstwach, jak kiedy pojawiają się one w brekcji. Forma zalegania w nich ropy zostaje niezmienną. Ten ostatni, swoisty typ roponośności, znamy wybornie z normalnych odsłoneń górnego miocenu, przedewszystkiem zaś z ubogich zresztą terenów eksploatowanych w płytkich ręcznych studniach.

Z reguły możemy w bakińskich terenach ustalić kompletny przekrój geologiczny przez warstwy wulkanicznego siodła. Nawet gdy stożek erupcyjny jest bardzo obszerny i nie pozwala na zupełnie bezpośrednio zbadanie podłoża, to jednak na podstawie porównawczego studjum sąsiednich odsłoneń dochodzimy do wystarczająco dokładnego określenia geologicznego składu warstw podłoża. I właśnie na podstawie takiego studjum daje się zawsze ustalić związek między śladami ropy w produktach erupcji i warstwami naftowymi, istniejącymi w głębi.

Wiemy doskonale, że wulkanoidy znajdują się na odsłoneciach różnych pięter, ich aktywność nie zmniejsza się zaś zupełnie, jeżeli naprzykład we wgłębnym profilu brak bogatych w ropę warstw serji produktywnej. Co więcej, zdarza się bardzo często, że stożek wulkanu zbudowany jest na segmencie antykliny

zawierającym całość warstw serji produktywnej. Mimo to ilość odłamków tych warstw bywa zupełnie znikomą, przeważać zaś mogą inne, pochodzące ze znacznie starszych pokładów.

Jedną rzecz możemy w każdym razie uważać za stwierdzoną, a mianowicie fakt, że obecność wysięków oraz impregnowanych odłamów jest tylko dowodem istnienia w głębi, pod stożkiem, pokładów mniej lub więcej roponośnych. Coprawda fakt ten nie tłumaczy bynajmniej znachodzenia się w brekcjach a nawet częściej przewagi skał paleogeńskich, które i ropy nie zawierają i leżą w dodatku znacznie niżej pod warstwami plioceńskich i górno-mioceńskich roponośnych utworów.

Tymczasem ograniczymy się na skonstatowaniu, że obecność ropy w produktach erupcji, świadczy tylko o fakcie zniszczenia pewnej ilości pokładów roponośnych przy procesie tworzenia się wulkanu błotnego. Rola nafty jako takiej jest zbyt mało znacząca, aby ją traktować jako czynnik mniej lub więcej wpływający na proces wybuchu.

Niemal to samo cośmy powiedzieli o nafcie, możemy powtórzyć odnośnie do wód słonych przesycających błoto-erupcyjne pokrywy lub wyciekających z niezliczonych solz i gazowo-błotnych źródeł. Zaznaczyć należy, że naprzykład błotna brekcja jest z reguły ciastowato gęsta i wody w niej jest stosunkowo niewiele. O ile chodzi o wody źródeł gazowych, to jest ich stosunkowo o wiele więcej, choć może w stosunku do całości wulkanu nie tak dużo, jak to bywa naprzykład na liniach normalnego wypiętrzania się wodonośnych poziomów. Jak zawsze w złożach ropy i solanek decydującym jest i tutaj chemiczny skład wód solzowych. Otóż stwierdzić możemy na podstawie dość obfitego materiału analiz wody pochodzącej z najrozmaitszych wulkanoidów, że ten skład jest bardzo różnorodny, odpowiadając zawsze mieszaninie wód tych formacji, których odłamki przeważają w obrębie danego wulkanu.

Jest ogólnie znanym faktem, że skład chemiczny wód pochodzących z różnych poziomów, zmienia się zależnie od ich położenia stratygraficznego i facjalnego rozwoju. Oceniając z tego punktu widzenia zmienność wód solz, dochodzimy do wniosku, że znajdowały się one w poszczególnych warstwach i mogły się pojawić w formie obecnej dopiero po silnem zaburzeniu ongi spokojnie zalegających pokładów.

By wyczerpać temat, należałoby jeszcze zająć się kwestją źródeł

i wysięków gazowych lub ropnych, pospolitych w roponośnych terenach i do złudzenia przypominających zjawiska, o których powyżej była mowa. Do tego tematu wrócimy jeszcze w następnym rozdziale; teraz ograniczymy się jedynie do zaznaczenia, że w większości wypadków płyny t. j. ropa lub woda słona, oraz gazy pochodzą z pokładów znajdujących się bezpośrednio pod wysiękami. Stojąc w bezpośrednim związku z warstwami naftowymi, pojawiają się one na linjach drobnych dyslokacji, małych uskoków lub szczelin albo też wzdłuż odsłoneń pokładów bogatych w ropę, gaz lub wodę.

Znamy wszelkiego rodzaju przejścia między wulkanami błotnymi oraz solzami sensu stricto, a zwykłymi ropno-gazowymi źródłkami, lecz mimo to możemy zawsze te zjawiska rozgraniczyć. Podstawą dla takiego rozgraniczenia będzie zawsze ogólna budowa tektoniczna segmentu antykliny, na którym mają miejsce odpowiednie objawy. Gdy ta struktura jest zupełnie prosta, wtedy i rozmieszczenie wysięków ropnych nie nastęrcza żadnych wątpliwości, tembardziej, gdy ich ropa i woda pochodzi z niegłębokich poziomów. Gdy tylko budowa pozwala na przypuszczenie istnienia w głębszych komplikacji z rodzaju opisanego w pierwszym rozdziale, wtedy mamy wszelkie dane do przypuszczenia wulkanoidalnych przyczyn istnienia tego rodzaju źródeł. Ich forma i rozmieszczenie potwierdza zazwyczaj ten pogląd, bo obok zwykłych wysięków pojawiają się z reguły również i stożkowate salzy oraz w ten sposób pulsujące bełkotki, że ich geneza nie da się połączyć ze zwykłym przesączaniem się płynów i gazów.

Rozmieszczenie wulkanów błotnych dostarcza również wielu ciekawych danych. Jak już wspomnieliśmy (rozd. I) budowa jąder djapirowych jest związana zwykle z pewną asymetrią profilu obu zboczy siodła, z których jedno jest bardziej strome, drugie zaś połogie. Pozatem obserwujemy tam uskoki rozrywające siodło w bezpośrednim sąsiedztwie kulminacji. Otóż właśnie w pobliżu tych uskoków znajdują się zazwyczaj wulkanoidy. Podobnie też zaznaczają one swą obecnością bliskość pogrążających się jąder. Podobnie też sterczą wulkanoidy w tych miejscach sklepień, gdzie obserwujemy najpierw warstwy połego leżące na samej kulminacji, które zaraz potem załamują się stromo ku peryferji, w kierunku jednego ze zboczy.

Podobnie bywa i w innych wypadkach. Tereny solzowe, gdzie wielkich stożków już niema, gdzie jednak mamy obfitość małych, nasuwają również podejrzenia wulkanoidalności ich pochodzenia.

Znajdują się one najczęściej również w miejscach pograżania się djapirowych ośrodków. To samo możemy powiedzieć o niektórych ugrupowaniach solz naftowych, znajdujących się w osiowych partjach antyklin. Ich nafta pochodzi wprawdzie z blisko zalegających roponośnych poziomów i odpowiada przejściowemu typowi salzy, o którym dopiero co była mowa, ogólna jednak struktura siodła, obfitość spękań i możliwość, często zresztą się sprawdzająca, istnienia wgłębnych djapirowych komplikacji, pozwalają nam również traktować je jako prawdziwe salzy.

Prawdę mówiąc, nie jest łatwą rzeczą ustalić jakieś ogólne reguły, któreby pozwalały na ich stosowanie we wszystkich wypadkach. Przeciwnie, nieregularność budowy sioseł djapirowych, zmienność samych warstw, obecność nafty lub jej brak w warstwach podłoża wulkanów, wreszcie różnice w wieku poszczególnych antyklin, są przyczyną zmuszającą nas do traktowania każdej sytuacji w odmienny sposób. Pewne jednak wytyczne badań pozostają i one to pozwalają na wyjaśnianie wypadków rzadszych i pozornie nawet wyjątkowych.

Takim byłby fakt zastosowania tych metod z racji budowy podłoża dwu wielkich stożków Othman-bazi-dagh i Boz-dagh, znajdujących się na zachód od Baku w odległości około 40 km. Oba one znajdują się na brzegach dwu obszernych tarczowatych synklin złożonych z warstw piętra apszerońskiego, a więc jak gdyby poza obrębem nawet kończyn zanurzających się antyklin. Tymczasem bliższe studjum wykazuje obecność częściowo nawet stromych sioseł, których osi nurzają się właśnie w kierunku tych miejsc synklin, na których rozsiadły się oba wymienione wulkany. Inny przykład widzimy na wulkanie Achtarma, który będąc już zupełnie niemal zerodowanym i pozornie wygasłym, obudził się w 1923 r. Nowy krater utworzył się w punkcie kulminacji jądra złożonego z brunatnych amfizylowych łupków górnego oligocenu, a więc w miejscu wyjątkowym, gdyż stożki zazwyczaj lokują się w obrębie zanurzania się, a nie elewacji. Ten rzadki wypadek tłumaczy obecność potężnego uskoku, w którego obrębie znalazł się nowy krater. Wyrzucił on był brekcję złożoną z warstw znajdujących się w obrębie obsuniętego skrzydła, a więc odłamy łupków górno mioceńskich, nie zaś oligoceńskich, które pojawiły się w brekcji tylko w znikomej ilości. Podobnie jak odnowiona Achtarma, usytuowany jest wygasły wulkan Beiuk-dagh w Binagadach ¹⁾).

¹⁾ S. Zuber, por. Spis literatury.

Inną skalę faktów przynoszących nam szereg dowodów raczej negatywnego znaczenia upatrywać możemy wśród warunków istniejących w obrębie bardzo stromych i zgniecionych segmentów djapir. Zdawałoby się na pozór, że one to powinny dostarczać najlepszych warunków dla powstania wulkanów błotnych lub przynajmniej salz. Tymczasem właśnie w tych terenach brakuje ich zupełnie. Tłómaczy się to natężeniem ciśnienia górotwórczego, tak wielkiem, że nie pozwoliło na utworzenie się brekcji lub, mówiąc ściślej, na jej akumulację. Zato gdy tylko następuje zanurzenie się osi, któremu towarzyszy również zagięcie lub załamanie się jej kierunku, wtedy natychmiast jesteśmy świadkami wulkanoidalnych objawów.

Omówiwszy kwestję pojawiania się ropy i gazu oraz rozmieszczenia wulkanów, zajmiemy się z kolei kwestją ich genezy. Znajdując się pod wrażeniem gwałtowności erupcji, bylibyśmy może skłonni przypisywać i nadal gazom główną rolę w błotnym wulkanizmie. Jednak jak widzieliśmy już, tak gazy jak ropa odgrywają rolę jak gdyby akcesoryczną, niewystarczającą bynajmniej dla wyjaśnienia całości objawów. Spróbujemy poszukać tego wyjaśnienia w budowie podłoża wulkanów, zawsze zresztą pamiętając o zasadniczych rysach tektoniki oraz genezy bakkańsko-kaukaskiego djapirowego fałdu.

* * *

Porównanie kolejnego rozwoju fałdów wschodnio-kaukaskiego podgórze i zestawienia tych danych z intensywnością działalności wulkanów błotnych w szeregu stref o mniej lub więcej młodych dyzlokacjach, dalej porównując działalność wulkanoidów, dzisiejszą i dawniejszą we wszystkich poszczególnych fazach erupcji, dającą się tak wyraziście określić na podstawie śladów, dochodzimy do wniosku, że przyczyna ich powstawania nosi charakter raczej orogeniczny.

I tak przede wszystkim samo pojawianie się znacznych ilości błotnej brekcji, wylewającej się w przeciągu niewielu minut przy wielkich erupcjach, dalej znane nam już objawy pęcznienia terenu w obrębie krateru poprzedzające wybuch, pozwalają stwierdzić istnienie większych wgłębnych nagromadzeń brekcji. Brekcja ta, której podnoszenie ku górze musi poprzedzać burzliwą erupcję i której utworzenia się niepodobna sobie przedstawić w chwili samego wybuchu, mogłaby się tworzyć tylko w wysoce swoistych warunkach.

Ważniejszymi jeszcze będą dane pozwalające stwierdzić, że zjawiska błotno-wulkaniczne odgrywały jeszcze niedawno w obrębie bakińskich djapir rolę ważniejszą od obecnego ich znaczenia. Wielka nietrwałość erozyjna potoków i pokryw błotnych, równocześnie zaś ogromne rozprzestrzenienie ułamków skał, niewątpliwie pochodzących z dawnych, dziś zupełnie zniszczonych przez erozję potoków błotnych, dostarcza poważnego poparcia naszemu twierdzeniu. Ślady te obserwujemy we wszystkich starszych i młodszych terenach wschodniego Kaukazu.

Geneza wulkanów błotnych była po raz pierwszy jasno oświetlona przez Abicha (p. lit.). Hipotetyczne wówczas ustalenie faz erupcji było oparte na szczegółach budowy ogromnego wulkanu błotnego Arsena lub jak on dziś się nazywa *Airan-Tekian*, należącego do typu pośredniego między rozlewiskiem i pojedynczo-kraterowym. Centralna część wulkanu przedstawia duże jezioro, otoczone potokami błotnymi, spływającymi ze zboczy, pośród gigantycznych bloków apszerońskich wapieni. Pozycja tych ostatnich pośród brekcji zdradza charakter ruchów, wskutek których były one w tak swoisty sposób zdzlokowane.

W pracy swej pt. *Über eine im Caspischen Meere erschienene Insel*, zestawia Abich następujący schemat wielkiej erupcji, która odpowiada rozlewiskowemu typowi. Ruchy początkowe polegają na wzdymaniu (Intumeszenz) pokładów, czemu towarzyszy ich ogólne wypiętrzanie się, związane z tworzeniem się wielkich uskoków (Spaltenerhebung). Bezpośrednio po tem następuje wylew mas tej właśnie błotnistej brekcji, której parcie ku górze powinno było wedle Abicha, wywołać zjawisko wypiętrzania i mogło zarazem uformować drogę do wylewu błota na zewnątrz.

Nie znający szczegółów stratygrafji Abich, przypisywał tworzenie się fałdów Kaspisko-kaukaskiego typu, wypychaniu pokrywy górnych pokładów przez brekcję pochodzącą z dołu, traktując działalność wulkanoidów jako stojącą bardzo blisko ogniowego wulkanizmu. Mimo swych braków, które dziś jesteśmy w stanie uzupełnić, hipoteza Abicha oparta na bezpośredniej obserwacji, nie straciła na wartości.

Niejednokrotnie podkreślałem powyżej, że fałdy djapirowe tworzyły się w ciągu pliocenu oraz postpliocenu, wskazując wyraźną dwufazowość ruchów. Proces ten dokonywując się na samej powierzchni, bez koniecznego obciążenia, musiał być przyczyną tworzenia się brekcji, złożonej z odłamków pokruszonych tward-

szych wkładek i soczewek, rozsianych w glinianej masie rozartych łupków ilastych i iłów. Przyczyny takiej właśnie deformacji pokładów leżą bezwarunkowo w kontrastowości składu petrograficznego większości serji, gdzie twardsze wkładki znajdujące się wśród miękkich i wiotkich pokładów musiały się kruszyć i łamać przy paroksyzmatycznym fałdowaniu. Właśnie to pękanie ich stać się musiało przyczyną, dlaczego plastyczne pokłady również uległy chaotycznemu zniekształceniu.

Każda antyklina, która się tworzyła na powierzchni w sposób opisany w poprzednim rozdziale, musi wykazywać swoiste pogrucho-tanie pokładów. Jeżeli teraz zwrócimy uwagę na fakt, że większość warstw trzeciorzędu tych krain zawiera poziomy z wodą słoną lub z ropą, będąc przy tem stale gazonośną, wtedy zrozumiemy, jak dalece pogrucho-tanie warstw w środkowych częściach siodła musiało w warunkach szybkiego paroksyzmatycznego fałdowania i przy obecności wody i gazu wywołać tworzenie się znacznych mas błotnistej brekcji. Jej składnik „błotnisty“ nie jest niczem innem jak rozartą masą ilastych pokładów.

Jak wiemy już, ruch końcowy jąder był wertykalny, jak tego zresztą dowodzą wszystkie profile djapir. Pozatem są wszelkie dane, by twierdzić, że maximum szybkiego tego ruchu było osiągnięte w centrum siodła, odcieżonem w okresie osłabionej sedymentacji lub nawet częściowej erozji. I nic dziwnego, że końcowemu stadium posuwania się jąder ku górze musiało towarzyszyć samorzutne eliminowanie pogrucho-tanych części warstw wygniatanych ku górze i nie mogących utrzymać się w obrębie normalnie zalegających pokładów, które takimi pozostały tylko na skrzydłach. I ten właśnie proces okazał się pierwszą fazą formowania się wulkanów błotnych i jemu odpowiada typ rozlewiskowy.

Większość rozlewisk, które rozwinęły się w pasie antyklin rzeki Pirsagat zawiera brekcję, w której przeważają skały pochodzące z serji, podścielających serję produktywną. Pozatem pośród odłamów skał pochodzących z głębi, widzimy również bloki twardej warstw pliocenu, pochodzących z rozerwanej uprzednio pokrywy. Tak dzieje się naprzykład na wulkanie Arsena. Pewną wyjątkowość i to bynajmniej nie na wszystkich wyspach-wulkanoidach panującą, zdradzają wulkany Bakińskiego Archipelagu znajdujące się na przedłużeniu pasma Pirsagatu. Tam widzimy wyłączne panowanie serji produktywnej w brekcji.

Schemat orogenezy oglądany przez pryzmat koncepcji Abicha

można przyjąć z następującymi modyfikacjami. Wypiętrzanie się warstw połączone z ich pękaniem, nie jest niczem innym, jak tworzeniem się fałdu, w którym część osiowa jest już *in statu nascendi* ogólnie spękaną i ponadto nadwątloną przez erozję. Powierzchniowe najmłodsze warstwy składające sklepienie wytwarzają w końcowym stadium rumowisko bloków, głębsze zaś, starsze, grupują się w grzebienie i protuberance djapirowe, o swoistych cechach, znanych nam już z I rozdziału.

Sposób, w jaki owe djapirowe kulminacje centralnych partji siodeł się zanurzają, pozwala często oczekiwać przedłużenia zaburzeń na kończynach siodeł w miejscach, gdzie sklepienia są potraskane, zgniecione zaś są głębsze djapirowe partje. Podejrzenie to jest z reguły uzasadnione z tej racji, że właśnie na tychże kończynach tkwią pojedyncze stożki wielkich nawet rozmiarów.

W każdym razie fałdowanie w takich miejscach było o wiele mniej intensywne i z tej racji musiało się na pojedynczych stożkach kończyć. Maximum aktywności rozlewiskowych wulkanoidów powinna przypadać na koniec paroksyzmatycznej fazy fałdowania.

Era ich burzliwej działalności byłaby raczej krótkotrwałą, przyczem zniknięcie brekcji i rumowiska pod wpływem erozji byłoby równoznaczne z likwidacją objawu. Pozostawać mogłyby jedynie salzy wydzielające wodę, gaz i ropę ze zbrekcjowanych niższych pokładów.

Inaczej przedstawia się natomiast sprawa ze wszelkimi stożkowymi wulkanami, znajdującymi się na siodłach o częściowo chociażby zachowanym sklepieniu. By pojawić się na powierzchni, brekcja musiała sobie przebijać drogę wśród warstw znacznie mniej zdylatowanych, nawet czasem prawie poziomych. Do utworzenia się rozlewiska dojść w tych warunkach nie mogło.

Wspominaliśmy o nietrwałości powierzchniowych skupień brekcji usuwanej przez czynniki erozji, atakujące nadzwyczaj szybko jej elementy ilaste, przyczem pozostają tylko twarde odłamy. Gdy zato chodzi o stożkowe wulkany, rzecz przedstawia się inaczej, bo chociaż ich materiał ulega równie szybko erozji, to jednak stałe odmładzanie się wulkanów z racji nowych wybuchów, wypełnia braki spowodowane przez erozję. Właśnie wtedy bywają wynoszone na powierzchnię coraz to nowe ilości brekcji, niewątpliwie aż do chwili, póki wgłębne rezerwy zupełnie się nie wyczerpią.

Mówiąc o budowie kanałów lub djatrem wulkanoidów zaznaczyliśmy, że tworzą one drogi, przez które ongi torowała sobie

brekcja błotna drogę na powierzchnię ziemi. Nasuwa się kwestja
możności odnalezienia faktycznie najgłębszego ogniska brekcjowego.
Zadanie to wydałoby się nader prostem ze względu na różnorod-
ność stanu, w którym znajdują się poszczególne siodła okolic Baku.
Dostatecznem byłoby naprzykład wyszukanie tak zdenudowanego
siodła, aby wzdłuż jego osi, wykształconej niewątpliwie we formie
djapiry, odnaleść do tego stopnia zniekształcony odcinek, któryby
mógł odpowiadać podobnemu hipotetycznemu skupieniu.

Tymczasem ścisła obserwacja stawia nas w obliczu zupełnie
nieoczekiwanych faktów. Oto, jeżeli uważnie śledzimy za budową
niektórych najbardziej zaburzonych segmentów djapir, musimy za-
uważyć, że chaotyczność ich uwarstwienia przypomina bardzo często
i to do złudzenia brekcję wulkanoidów. Jedyną różnicę stanowi
tylko jednorodność stratygraficznego składu takiego odcinka, który
w ten sposób mimo chaotycznego pogruchołotania warstw, harmo-
nizuje w gruncie rzeczy ze swem djapirowem otoczeniem. Auten-
tyczna brekcja znana nam z djatrem, stanowi z reguły element
obcy pośród otaczających ją pokładów, gdy brekcja djapirowa taką
nie bywa. Jeżeli jednak weźmiemy pod uwagę, że niejednorodność
stratygraficznej przynależności materiału nie jest koniecznem zja-
wiskiem i że są wulkany¹⁾, których brekcja wykazuje odłamy
skał pochodzących z jednej i tej samej serji, wtedy nasz problem
nabiera nieco odmiennego zabarwienia.

Otóż tych analogji doszukiwać się jednak należy w najgłęb-
szych, najbardziej zdyzlokowanych protuberancjach djapirowych.
Zestawiając różnorodną brekcję, porównując ją
z bardziej jednorodnymi typami i chaotycznie zbu-
dowanymi segmentami jąder dochodzimy do wniosku,
że całe zagadnienie sprowadza się do długości drogi,
którą musiała brekcja przebyć między miejscem,
gdzie się utworzyła, a miejscem do którego w końcu
została wypchniętą. Im ta droga jest krótszą, tem
więcej prawdopodobieństwa pozostaje, że brekcja
zachowa jednorodność, im zato jest dłuższą, tem
bardziej musi się powiększać jej pstrokacizna. Mając

¹⁾ Wulkanoidy-wyspy Bakińskiego Archipelagu, t. j. Kuryński Kamień,
Swinoj, Łoś (p. lit.) posiadają brekcję złożoną ze skał serji produktywnej.
Stożki wulkanów okolic siodła Binagady, zbudowane na odsłonięciach gór-
nego miocenu, podścielającego serję produktywną, złożone są wyłącznie ze
skał paleogenu.

bardzo obszerny materiał porównawczy, oparty na badaniu całego szeregu siodeł djapirowych, dochodzimy do ostatecznego wniosku, że poszukiwanie korzeni djatrem, któreby były podobne do nich samych, nie ma racji bytu. Faktyczne korzenie nie są niczem innym, jak tylko najbardziej zdyzlokowanymi częściami jąder, które łączyć się muszą, tworząc długą skalę przejść z prawdziwymi djatremami o brekcji najzupełniej już odpowiadającej materiałowi, z którego usypane są stożki wulkanoidów.

Proces wulkanoidalnego wypierania brekcji ku górze można zreasumować w następujący sposób: Należy się nań patrzeć jako na spontaniczne eliminowanie druzgotu tektonicznego, powstającego przy paroksyzmatycznej orogenezie powierzchniowej. Djapirowe jądra nie są niczem innym jak temi częściami siodeł, które zostały mniej lub więcej odłączone oraz izolowane od reszty warstw. Jako takie wyparte ku górze, znajdują się one wgniecione pomiędzy młodsze pokłady. Części ich mniej zdyzlokowane mogły się były ostać zachowując mocno zresztą naruszony związek ze skrzydłami. Inne partje zupełnie pogruchotane i niejako zgangrenowane w momencie maximum wypiętrzającego ciśnienia dostarczyły brekcjowego materiału wulkanom błotnym.

Jeden rodzaj eliminacji mógł się być dokonać odrazu we formie tworzenia się rozlewisk. Drugi rodzaj, o ile brekcja i rumowisko powstało pomiędzy wypiętrzającym się jądrem a wyginaniem i pękającym tylko sklepieniem, wymagał i wymaga, z racji głębszego początkowego położenia brekcji, znacznie dłuższego czasu. Istnienie jednego rodzaju nie wyklucza drugiego, oba one mogą być nawet współczesne, to jest na polach rozlewiskowych mogą zachodzić erupcje brekcji pochodzącej z głębszych skupień. Tego rodzaju różnice są wyłącznie ilościowe.

Całego jednak przebiegu tej niby-migracji wielkich mas pokruszonego i roztartego materiału skalnego niepodobna sobie wyobrazić bez współdziałania jakiegoś ułatwiającego ten proces czynnika. Samo ciśnienie górotwórcze chociażby nawet wyrażające się w najbardziej paroksyzmatycznych ruchach, nie jest wystarczające. Otóż tym czynnikiem jest w naszym wypadku współudział wód warstwowych i gazu. Naftę pozostawiamy na uboczu, jako element ilościowo nawet w pobliżu najbogatszych złóż ustępujący bezwarunkowo na

bardzo daleki plan. Zjawiska podobnej eliminacji mogą zachodzić wyłącznie w wypadku, gdy warstwy są dostatecznie wiotkie i zawierają większą lub mniejszą ilość twardych wkładek, które osłabiają ich plastyczność. Gdy wśród nich istnieją poziomy wodonośne oraz są ponadto warstwy gazonośne, co zresztą w tego rodzaju formacjach jest stałym zjawiskiem, wtedy z rozartych ilastych pokładów tworzy się błoto zawierające znaczną ilość gazu. Ten ostatni nie tylko że musi ułatwiać posuwanie się mas ku górze, lecz również nadaje zjawisku eliminacji erupcyjną formę.

Zestawienie budowy djapir i struktury (względnie jej braku) najbardziej zdeformowanych ich odcinków, tłumaczy nam w dość prosty sposób możliwość momentalnego pojawiania się setek tysięcy metrów kubicznych brekcji wyrzucanej w momencie wybuchu. Wyjaśnia nam ono również rozmiary dawniejszych wybuchów, które były bezwątpienia znacznie silniejsze. Zrozumiałą staje się kwestja żywotności wulkanu, zależnego od istnienia skupień nie tyle samej brekcji lecz w wypadku, o ile zachowała ona wodo oraz gazonośność.

Pozostawałaby teraz do omówienia sprawa głębokości, z której pochodzą erupcyjne masy poszczególnych wybuchów. Środkiem dla jej oceny są temperatury mierzone bezpośrednio po wybuchach. Rezultaty tych pomiarów dają z reguły głębokości niewiele przewyższające 1000 metrów, co skądinąd zgadza się z głębokościami ewentualnych skupień brekcji, otrzymanymi na podstawie graficznej konstrukcji. Dotychczas znamy z okolic Baku jedyny przykład na wysoką temperaturę gazowych ekshalacyj powybuchowych, które miały miejsce po wybuchu wulkanu Łok-Batan w styczniu 1924 r. Wypadek ten nie jest zresztą miarodajnym z tej racji, że zachodzi wówczas możliwość długotrwałego pożaru gazów, w którejś z głębszych szczelin krateru.

Mówiąc o dwu rodzajach salz, podkreślaliśmy sekrecyjny charakter krótkotrwałych źródeł gazowo-błotnych, pojawiających się w pobliżu krateru bezpośrednio po wybuchu. Nie są one niczem innym, jak rezultatem wydzielania się płynnych części brekcji błotnej.

Mniej więcej analogicznie przedstawia się sprawa zwykłych długotrwałych salz. W tym ostatnim wypadku mamy do czynienia z powolnym wydzielaniem się wody, gazu i czasem ropy, przesycających bardziej naruszone części tak samych djapir, a więc najgłębszych części wulkanoidów, jak i samej brekcji. W niektórych wypadkach mamy do czynienia z przesiąkaniem warstwowych ga-

zonośnych solanek, znajdujących się w pokładach silnie naruszonych przy pobliskich wulkanoidach. Wydzielanie się takie może odbywać się przez długi bardzo czas, jeszcze nawet wtedy, gdy brekcji zostało albo bardzo mało z racji kompletnego zdenudowania wulkanonośnej djapiry lub wtedy, gdy ta brekcja straciła już zdolność migracji.

* * *

Jeżeli same gazy są czynnikiem mogącym powiększyć ruchliwość brekcji i nadawać jej wylewaniu się erupcyjny charakter, o tyle ich obecność także jeszcze nie wystarcza, by wzruszać najgłębsze skupienia. Na to potrzeba przejawienia się czynnika mogącego o wiele intensywniej działać. Aby owe masy brekcji mogły ruszyć ku górze z dość znacznych głębokości i to przy pozostającym bez zmian powierzchniowym ukształtowaniu terenu, koniecznym jest ogólne naruszenie wglębnej równowagi.

I rzeczywiście historia pojedynczych wulkanów błotnych zdradza nagłe budzenie się ich, czego naprzykład nie poprzedzają większe zmiany na powierzchni, czem mogłyby być w danym wypadku działania erozji i denudacja pewnej części pokrywy. O tych przyczynach ogólnej natury świadczyć może jeszcze fakt, że budzenie się wulkanoidów nie bywa zazwyczaj sporadycznym. Przejawia się ono odrazu na szeregu stożków, leżących zazwyczaj w jednej i tej samej strefie tektonicznej.

Już oddawna zwrócili badacze Kaukazu uwagę na pewien związek zachodzący pomiędzy gwałtownymi wybuchami i trzęsieniami ziemi. Mówi o tem *Abich*, choć podane przezeń fakta nie są dostatecznie przekonywujące. Podobnie w okresie 1902—1904 t. j. bezpośrednio przed i w ciągu dwu lat po wielkim trzęsieniu ziemi, które zniszczyło miasto Szemachę na wschodnim Kaukazie, nastąpił szereg wielkich, bardzo gwałtownych wybuchów, o czem bliższe dane znajdujemy u *Krasnowa* i *Webera* (p. l.). Niestety brak nam było i będzie danych rejestrujących drobne lokalne wstrząśnienia, których areną bywają niewielkie strefy wypiętrzeń leżących, jak wiemy, w bezludnych¹⁾ okolicach stepów południowego i wschodniego Kaukazu.

¹⁾ Wybuchy niezawsze mogą być zauważone z racji bezludności okolic. Z reguły dowiadujemy się tylko o tych, którym towarzyszą głośne eksplozje i pożary gazów, lub np. pojawianie się nowych wysepek i mielizn, jeżeli chodzi o wybuchy podmorskie.

Rozstrzygnięcie tego problemu przyniósł rok 1923, który po-
zatem zaznaczył się również szeregiem mniejszych wstrząsów na
wybrzeżach morza Kaspijskiego.

Już przedtem, w ciągu badań wykonywanych wzdłuż osi an-
tyklin bakińskich, zauważyłem znaczną ilość najzupełniej świeżych
szczelin i spękań, przecinających nietylko wyniosłości, lecz również
równiny znajdujące się na miejscach zupełnie zniwelowanych siodałów.
Szczelin tych niepodobna było przypisać ani erozji ani np. wysy-
chaniu. W ciągu lata 1923 r., z racji oględzin uszkodzeń 180 kilo-
metrowej linii wodociągu Baku-Szołtar zauważyłem, że uszkodzenia
cementowej rury nosiły wyraźne cechy tektonicznych naruszeń. Po-
łożenie ich w pobliżu antyklin, które przecina linja wodociągu,
uskokowy wygląd zniekształceń, oraz znajdowanie się zgodnych
z nimi spękań gruntu, tego samego rodzaju jak te, które obser-
wowałem uprzednio na równinach, dawały pewność, że mamy
w danym wypadku do czynienia ze zjawiskiem powolnego wy-
piętrzania się siodałów, zachodzącego właśnie w strefach osiowych.

Gdy ponadto we wrześniu tego roku, wodociąg został w ciągu
jednej nocy uszkodzony w nowym zupełnie miejscu, wskutek utwo-
rzenia się sieci drobnych uskoków i pęknięć o łącznej amplitudzie
ok. 45 centymetrów, stało się zupełnie jasnym, że ruchy te mogą
dosięgać zupełnie pokaźnych rozmiarów. Zaznaczyć należy, że two-
rzeniu się tych dyzlokacji nie towarzyszyły dostrzegalne wstrząsy,
uszkodzenie zaś zostało stwierdzone tylko z powodu przerwy w do-
pływie wody.

Było to jak widzimy prawdziwe kryptosejsmiczne zjawisko.
Znany podobne im wstrząsy, wyjątkowość zaś i względna nowość
obserwacji polega na tem, że mógł być zostać zarejestrowany tak
czas, w którym to nastąpiło, jak też rozmiary zniekształceń, które
zostały zbadane ilościowo, dzięki istnieniu linii wodociągu.

Jeszcze bardziej znamienem jest obudzenie się po około 30
latach podwodnego wulkanu, leżącego w bardzo mało aktywnej
strefie na północ od półwyspu Apszerońskiego. Wulkan ten należał
do tego samego pasa wypiętrzeń, w którym utworzyły się owe
uskoki.

W ciągu lat 1922—1923 ponawiały się ciągle wybuchy wzdłuż
dwudziesto-kilometrowej linii wypiętrzeń o kierunku osi E-W, znaj-
dujących się na zachód od Baku (pięć wybuchów) i co więcej,
jedną z erupcji było wspomniane małogazowe odmłodzenie się
wulkanu Achtarma.

Już sam fakt ześrodkowania się erupcji wzdłuż pewnego systemu wypiętrzeń daje dużo do myślenia. Oglądany w świetle kryptosejsmicznych ruchów nabiera on nawet wielkiego znaczenia, bo zmusza wprost do przyjęcia tektonicznych impulsów jako przyczyny reaktywowania się wulkanoidów.

Konsekwencje tych faktów są następujące. Djapiry znajdujące się od okresu paroksyzmów we względnym spoczynku, nie przestały być areną wstrząsów, związanych z powolnym, prawdopodobnie wtórnym, wypiętrzaniem centrów. Wstrząsy te następują prawdopodobnie zawsze wtedy, gdy napięcia wywołane ustawicznym ściskaniem się siodła i ich wypiętrzaniem dochodzą do pewnego maximum, kończącego się niejako wyładowaniem połączonym z dalszym tworzeniem się spękań. Ogólne sejsmiczne zakłócenia, których widownią był wschodni Kaukaz w roku 1902, mogą przyspieszać i ułatwiać ten proces. Powolne zwiększanie się ciśnień i ich niewątpliwe raptowne opadanie przy tworzeniu się szczelin, musi naruszać równowagę, na co najbardziej czułymi powinny być głębokie skupienia brekcji. Ilościowo rzecz daje się również ująć, gdyż możliwe ściskanie się centrów djapirowych, wyrażane przez sumę drobnych powierzchniowych dyzlokacji powinno dawać w sumie objętości bezwarunkowo nie mniejsze od ilości mas wylewających się przy erupcjach.

Według wszelkich danych zaczerpniętych z powierzchni, owe głębokie skupienia brekcji nie powinny zajmować zbyt wielkich części antyklin. Rozmiary współczesnych błotnych potoków, kubaturą nie przekraczających dwustu, trzystu tysięcy metrów, świadczą nawet o tem, że owe głębokie niejako ogniska wulkanoidów zajmują przestrzeń znikomo małą w porównaniu do ogólnej objętości siodła. Gdy jednak przyjąć pod uwagę rozmiary dawniejszych stożków i starszych, gigantycznych wprost, błotnych potoków, stosunek ten silnie zmienia się na korzyść wulkanów.

Na uwagę zasługuje jeszcze jeden szczegół. Oto nawet wtedy, gdy wybuch był poprzedzony przez wzrost napięć i przez wstrząsy wywołane pękaniem, to każdy większy wylew był równoznaczny z przewyższającą poprzedni nadmiar ciśnień utratą półpłynnych skupień. To właśnie jest powodem, dlaczego po wielkich wylewach, a więc po intensywnej eliminacji brekcjowo-błotnych i gazonośnych mas, musi w pobliżu ośrodka erupcji z kolei następować osiadanie powierzchni, dające początek koncentrycznie spękanym wądołom, z reguły znamionującym starsze, zamierające wulkanoidy.

Wszystkie przytoczone fakta tyczą się wyłącznie djapirowych wulkanoidów i odnoszą się do kaspisko-kaukaskiego pogórza, stanowiącego klasyczną krainę tak ze względu na ilość, jak i na rozmiary wulkanów błotnych. Drugą taką krainę tworzą półwyspy Kerczeński i Tamański, których salzy należą do tego samego typu, choć tam panują wyłącznie stożkowe wulkany, mniejsze niż wschodnio-kaukaskie i prawdopodobnie nieco starsze, choć równie intensywnie działające. W tej strefie ropa odgrywa jeszcze bardziej akcesoryczną rolę z tej prostej przyczyny, że brak tam zupełny bogatych jej złóż.

Sądząc z opisów również i wulkany innych krain, występujące w terenach bardzo młodych fałdowań, należą do tej samej kategorii. Takimi byłyby wulkaniki Burmy (Noetling, Blumer p. lit.) do tego też rodzaju zaliczamy mało aktywne salzy Berca i Beciu w Rumunji (Mrazec, Teisseyre).

Nie wdając się w analizę faktów, znanych z literatury, przejdziemy do omówienia innego, zupełnie odmiennego typu, o którym wspominaliśmy w poprzednim rozdziale; chodzi tu o zapadliskowo-uskokowy. Znamy ich cały szereg. Trzy wulkany, dwa aktywne i jeden kopalny, ale zato bardzo wielki, znamy z wyspy Czeleken, ślad kopalnej djatremy zaś z antykliny Buja-dagh w kraju Zakaspijskim. Ponadto cały szereg jeziornych i dużych ilastych salz, istnieje na Zakaspijskiem wybrzeżu na północny-wschód i północ od miasteczka Czykiszlar, na rosyjsko-perskiej granicy.

Jedynie wulkany wyspy Czeleken oraz salzy i djatrema Buja-dagh'u są dostępne bliższemu badaniu. Salzy i jeziora okolic Czykiszlaru występują na alluwiach, więc o ich budowie nic się nie da powiedzieć. Dwa z wulkanów Czelekeny wykazują obecność brekcji w warstwach górnego pliocenu. Działały one w tym czasie, a więc dawniej jak bakińskie, tworząc płaskie bardzo wyniosłości, zbudowane prawdopodobnie nie jako stożki, lecz pokrywy błotne n. p. w rodzaju wysp-wulkanoidów. Jeden z nich a mianowicie Porsu-göl (p. Kalicki-Czeleken) po okresie¹⁾ działalności brekcjowej osunął się był, tworząc lejkowatą obszerną zakłębłość, dziś jeszcze aktywną jako jeziorna salza.

¹⁾ Brekcjowa działalność wulkanów Czelekeny przypada na piętro apszerońskie i trwa aż do okresu tworzenia się środkowego piętra teras kaspijskich. Tymczasem na Kaukazie, mimo, że istnieje tam kilka kopalnych djatrem, niepodobna stwierdzić, by ta działalność istniała n. p. w okresie apszerońskim. Byłoby to o tyle zrozumiałe, że ostatnia faza fałdowania dla

Jeziorne salzy okolic Czykiszlaru należy również uważać za takie zapadliska, powstałe na miejscu szerokiej, połogiej wyniosłości. W pierwszym rozdziale wspominaliśmy o masywie Aliguł na w. Czeleken, traktując go jako specjalny rodzaj djapirowego wypiętrzenia. Budowa tego masywu odpowiada najzupełniej pojęciu o koniecznym wyglądzie najgłębszych części błotnego wulkanu, gdzie występują tak djapirowe ugrupowania we formie prostopadle stojących kier paleogenu, poprzedzielane kompletnie zbrekcjowanymi segmentami. Obecność ponadto drobnych djatrem tworzących brekcjowe apofyzy w szczelinach warstw pliocenu dowodzi tem dobitniej łączności Aligułu tak ze zjawiskami djapirowymi, jak z błotnym wulkanizmem. W danym wypadku obserwujemy na bardzo niewielkiej przestrzeni najgłębszą część djatremy i zaraz obok, o paręset kroków, kanał wulkanika wykształcony w warstwach dowodzących, że ten ostatni nie należy do wgłębnej części wulkanoidu, lecz przeciwnie do górnej strefy. Dowodzi tego również i charakter brekcji.

Zachodziłoby pytanie jak wyglądać mogło tworzenie się brekcji w warunkach, które niewątpliwie różniły się od kaukaskich. Materiały są w danym wypadku o wiele skromniejsze i dlatego ograniczymy się tylko do oparcia się na fakcie (p. rozdział I), że szybkie tempo tworzenia się uskoku w obrębie połogich zakaspiskich siodeł, mogło stwarzać korzystne warunki dla powstawania brekcji oraz jej skupień, podobnie jak to się stało z djapirowatem wypiętrzeniem Aligułu.

Jest bardzo możliwe, że w danym wypadku należałoby doszukiwać się analogji między krótkotrwałymi niby-salzami wywołanymi przez wygniatanie wodonośnych pokładów wzdłuż szczelin, po silnych trzęsieniach ziemi¹⁾.

Wspomnimy teraz jeszcze o jednym przykładzie odbiegającym nieco od schematu typowego wulkanoidu. Chodzi tu mianowicie o złoża asfaltu w Selenizy (Albanja). Zbudowane z warstw najwyższego miocenu i dolnego pliocenu tworzą one chaotycznie potrzaskany pas, rozwinięty na podłożu wapieni eoceńskich. Tak

wulkanonośnych siodeł przypada dopiero na koniec apszerońskiego okresu. W strefie o fałdach starszych, ślady dawniejszych wulkanów istnieją prawdopodobnie tylko we formie djapirowych wgłębnych zniekształceń. Kopalnych potoków tam dotychczas nie skonstatowano.

¹⁾ Kayser I t. Trzęsienia ziemi: Achaja (1861 r.), Zagrzeb (1880), Charleston (1886).

niezmiernie liczne uskoki, jak drobne siodłowate, pozałamywane wypiętrzania, wykazują charakterystyczną rumowiskową budowę znamionującą powierzchniowe dyzlokacje. Wprawdzie nie mamy tu do czynienia z djatremami, lecz sama budowa niektórych drobnych zresztą bardzo masywów ilastych włączających się pomiędzy młodsze dolno plioceńskie konglomeraty, daje podstawę twierdzeniu, że chodzi tu o zjawisko bardzo do wulkanoidów zbliżone. Śladów działania wód brak, za to posiadamy ślady wylewania się asfaltowej, gęstej ropy, która dostarczyła materiału do tworzenia się większych lub mniejszych skupień asfaltu, bardzo tam pospolitych. Pozatem na całym terenie występują ślady intensywne, długotrwanie płonących ogni, które wydobywać się musiały z głębokich szczelin, przepalając ich ściany.

Całe złożo uległo zupełnemu odgazowaniu, z ropy pozostały również tylko stwardniałe asfaltowe składniki.

W budowie wszystkich tak bardzo zakłóconych terenów Selemizy biorą udział wyłącznie młode pokłady, niema zaś śladu starszych. Wszystkie zakłócenia Selemizy można traktować jako rezultat ruchów 100—200 metrowej płyty wiotkich, bardzo rozmaitych pod względem petrograficznym osadów (iły, piaski bitumiczne, żwiry nawet bardzo grube, kruche i słabo zcementowane piaskowce lub konglomeraty). Płyta ta osuwała się po bardzo sztywnym podłożu wapieni numulitowych, które się kruszyły i osiadały krami, na co reagowała wiotka pokrywa chaotycznym zdyzlokowaniem.

* * *

W dyskusji, którą miałem przed dwu laty z prof. J. Nowakiem, zwrócił mi on uwagę na możliwość traktowania pochodzenia djapirowych protuberanc kaukaskiego typu jako rezultatów odkłuwania i odrywania się powypiętrzanych uprzednio warstw paleogenu ukrytych pod niezgodnie leżącymi pokładami miocenu. Tego rodzaju komentowanie daje się najzupełniej zastosować do tych zjawisk tembardziej, jeżeli zważymy, że powierzchniowe ruchy muszą być słabem odbiciem wielkich poziomych przesunięć zachodzących na głębokościach poniżej 1500—2000 metrów.

Opierając się na opisach brekcji możnaby łatwo dojść do wniosku co do częstości kopalnych śladów wulkanów błotnych, mimo że samo zjawisko należy do względnie rzadkich. I rzeczy-

wiście niektóre brekcje szczególnie gdy są rozwinięte w ilastych pokładach przypominają niekiedy do złudzenia błotno-wulkaniczne.

Otóż przy tego rodzaju komentowaniu konieczna jest bardzo daleko idąca ostrożność. Należy zawsze pamiętać, że o wulkanoidalności danego druzgotu może świadczyć jego stosunek do ogólnej budowy. Mamy bardzo wiele wypadków zachodzących wtedy, gdy ulegają zniszczeniu twarde wkładki łupków lub piaskowców zalegające wśród plastycznych iłów. Masa brekcji powstała w ten sposób jest niewątpliwie skłonna do zapełniania kawern lub bardziej rozwiniętych segmentów wypiętrzeń. Wulkanoidalne ułożenie się jej może nastąpić tylko wówczas, gdy przy tem współdziałałaby woda, lub woda i gazy zarazem. Jeżeli tego nie było, wtedy mamy do czynienia ze zwykłą brekcją tektoniczną.

I zaznaczamy raz jeszcze, że chaotyczność układu skupień brekcji, czy np. nieregularność spękań świadczyć może jedynie o powierzchniowości ostrych wstrząsów, które wpłynęły na tektonikę danego terenu. Aby wytworzyć się mogły wulkany błotne potrzeba trzech warunków, ruchów tworzących brekcję opisanego typu, dostatecznej ilości płynów i słabszego lub silniejszego współdziałania gazów. Ponadto koniecznem jest, aby zakłócenie równowagi w pokładach było tak znacznem by umożliwić mogło ono posuwanie się brekcji ku górze, więc aby zachodziły zupełnie swoiste warunki powierzchniowych ruchów.

Zato o ile warunki tektoniczne pozwalają na powstanie zjawiska, nie sprzyjają mu zaś warunki istniejące w samych warstwach, wtedy komplikacje zachodzące w budowie siodeł mogą się łatwo sprowadzić tylko do tworzenia się wypiętrzeń starszych skał wciśniętych pomiędzy warstwy młodsze, w sposób jaki widzimy często w kaukaskich djapirach, gdzie zgniecione kry paleogenu mogą się pojawiać wśród plioceńskich, słabo nawet zdyzlokowanych warstw.

III.

Należy wyróżnić dwa pojęcia migracji mogącej odgrywać jakąkolwiek rolę w tworzeniu się złóż naftowych. Jedną z nich nazwiemy migracją tworzącą złoża, drugą zaś niszczącą (*lagerbildende und lagervernichtende Ölwanderung*) albo inaczej komigracją i dyzmigracją.

Pośród zjawisk dyzmigracji możemy rozróżnić trzy ich grupy:

- 1) Grupę pierwszą tworzą wszystkie t. zw. źródła naftowe, jak

wycieki i wysięki ropy wydobywającej się wprost z odsłoniętych warstw. Na powierzchnię dostaje się w ten sposób nie tylko sama ropa, lecz i towarzyszące jej gazy. Tylko wyjątkowo wycieki ropne dosięgać mogą znacznie większych rozmiarów i z reguły ropa tak gęstnieje w pobliżu odsłonieć (utlenianie się lub utrata lżejszych składników), że o wyciekaniu większej ilości niema mowy. Korzystniejsze nieco warunki dla wyciekania ropy z odsłonieć mamy, o ile one znajdują się pod wodą, w pobliżu brzegów morza lub jezior. W tych wypadkach dochodzi do tworzenia się impregnowanych ropą teras lub złóż napół wyschniętej ropy znanej w Azji pod nazwą kir. Te ostatnie tworzyć się mogą czasem i w suchych warunkach, o ile wyciekającej ropy jest dostateczna ilość.

Co prawda pojawiania się takich wtórnych nacieków w stanie kopalnym należy do rzadkich zjawisk.

2) Do drugiej grupy zaliczymy wszelkie pojawianie się nafty związane z wulkanizmem błotnym. O tem mówiliśmy obszernie w poprzednim rozdziale. Do tej kategorii należą również wszelkie wysięki powstałe wskutek jakiegokolwiek naruszenia roponośnych pokładów. Będą niemi naprzykład źródła na uskokach lub występujące w popękanych kulminacjach siodeł. W takich wypadkach łatwo o współistnienie tak wysięków odsłonięciowych jak szczelinowych.

3) Na ten typ składają się nieliczne wypadki pojawiania się ropy we formie niejako erupcyjnej. Chodzi tu o kilka przykładów szczegółowo opisanych przez Kalickiego na wyspie Czëleken, które miałem sposobność zbadać osobiście w r. 1919, przekonując się jak dalece opis i oryginalne tłumaczenie podane przez Kalickiego zgadzają się z rzeczywistym stanem rzeczy.

Zjawisko to wygląda w sposób następujący: w terenie, gdzie ono występuje, istnieje jedno-dwu metrowa warstwa górnopliocenijskich piasków silnie gazonośnych i impregnowanych ropą. Warstwa ta leży niemal poziomo i jest z boków ograniczona izolującymi uskoki. Pokrywą tworzy parumetrowa serja zbitych, nieprzepuszczalnych marglistych iłów. Pod działaniem deflacji zmniejsza się powoli grubość pokrywy tak, że ona staje się w końcu zbyt słabą, aby wstrzymać napór gazów z roponośnego pokładu. Napół płynny piasek ropny pod ciśnieniem swych gazów podnosi pokrywą i rozrywając ją, tworzy obszerną injekcję, która przyjmuje albo formę przypominającą lakkolit, albo w innych miejscach wygląda jak dajk (dyke), o ile piaski wybuchają wzdłuż

szczeliny. Zjawisko znamy wyłącznie we formie kopalnej. Jest najzupełniej możliwe, że tu przyczyną było nie samo tylko zmniejszenie się grubości pokrywy, lecz również parcie ze strony sąsiednich horstów zgniatające wspomniany odcinek, który tworzy rów tektoniczny.

Gdy chodzi o dyzmigrację wywołaną sztucznie, a więc w trakcie eksploatacji, wtedy jesteśmy świadkami niesłychanie intensywnej migracji ropy z otworów świdrowych. Tysiące cystern ropy wraz z milionami metrów kubicznych gazu wydobywające się z pojedynczych szybów w bardzo krótkim czasie, zdają się dowodzić jak dalece uzasadnione mogłyby być wszelkie migracyjne wnioski. Jeżeli jednak zważymy, że właśnie w najbogatszych pokładach brak jest bezpośrednio dostrzegalnych śladów życia organicznego, że tam z reguły mowy niema o możliwości stwierdzenia wprost istnienia materiału, z którego mogły powstać te ogromne ilości kopalin, wtedy zrozumiałem zdaje się powstanie wszelkich komigracyjnych teorii. Ich podstawą stały się przesłanki oparte nie na zjawiskach zachodzących w warunkach przyrodzonych, lecz na sztucznie wywołanej eksploatacyjnej niby-migracji. Sztuczność polega na gwałtownym naruszeniu równowagi panującej w pokładach przez otwór wiertniczy, usuwający na bardzo małej przestrzeni ciśnienie warstw pokrywających roponośny pokład. Ropa wygniatana przez ciśnienie pokładów około otworu, podpływa w otworze, pędzona w dodatku przez gazy, rozpuszczone przy ciśnieniu w ropie, intensywnie się zaś wydzielająca w momencie przebiccia pokładu.

Nie należy zapominać, że nawet w wypadkach gwałtownych fontann, promień działania pojedynczego szybu nie przekracza jak uczy doświadczenie, 50—60 najwyżej zaś 100 metrów. Dla pokładów ilastych bywa on jeszcze mniejszy. Przykłady szerokiego zadziałania bardzo produktywnych otworów nie są tak częste i zależą od wyjątkowych warunków, których zresztą nie będziemy rozpatrywać ze względu na rozmiary niniejszej pracy.

Zanim przejdziemy do dalszych rozważań, omówimy stosunki panujące w kaspijskich złożach ropy, a więc w Baku i na wyspie Czeleken. Opierać się będziemy wyłącznie na faktach obserwowanych na odsłonięciach i w studniach kopanych, zostawiając przeważnie na uboczu dane zebrane w otworach wiertniczych. Te, mimo że ich w wymienionych krainach jest bardzo wiele, nie są wystarczające.

Zacznijmy od stratygrafji półwyspu Apszerońskiego (Baku).

Paleogen. Tworzy on potężną serję wykształconą w dolnej części jako pstre ily i łupki tworzące przejście do kredy podobnie rozwiniętej na całym wschodnim Kaukazie. Część górna składa się z zielonawych marglistych łupków i białych margli. Wszystkie poziomy zawierają liczne choć cienkie wkładki piaskowca. W części górnej rozwinięta jest 100—150 metrowa serja brunatnych łupków ze szczątkami ryb.

Ropę spotykamy tylko sporadycznie i to bardzo rzadko. Tworzy ona nieznaczne wycieki występujące na odsłonięciach margli.

Oligocen-Miocen. Łupki bitumiczne występują na całym północnym i wschodnim Kaukazie w niezminiającej się facji znanej pod nazwą serji majkopskiej (Gubkin). Zazwyczaj łupki te nie są roponośne z wyjątkiem niewielu miejscowości znajdujących się 40—60 km od Baku na zachód.

Miocen I. Iły *Spirialisowe*: serję tę tworzą margliste szare ily z wkładkami twardych dolomitycznych lub krzemienistych wapieni. Ropa występuje w nieznacznych i lokalnych impregnacjach szczelin i kawern wapieni,

II. Sarmat-Meot: część dolna wykształcona jest analogicznie do serji spirialisowej, górna zaś pod postacią miękkich łupków przepełnionych okrzemkami i szczątkami zoster. Poza tem pospolite są tu szczątki ryb.

Ropę znajdujemy w niewielkich ilościach w kawernach i spękaniach wapieni. Poza tem tworzy ona impregnacje w ilych oraz występuje we wkładkach piaskowców rozwiniętych niekiedy w warstwach górnej połowy serji. W okolicach Baku miąższość serji mioceńskiej nie przewyższa 200—300 metrów.

Tak dalej na zachód oraz na południowy-zachód jak wzdłuż północnego Kaukazu, miocen wykazuje znaczne zwiększenie się miąższości, przyczem obserwujemy również wzrost piaszczystości.

Pont (dolny). Szare zbite ily z cienkimi wkładkami marglistych wapieni. Tworzą one na półwyspie Apszerońskim około stumetrową serję izolującą warstwy serji produktywnej od trzeciorzędu rozwiniętego w spągu.

Serja produktywna. Jest to utwór kontynentalny o typie molasowym. Ze względu na temat zajmujemy się nią bliżej.

Część dolna: t. zw. warstwy z Kirmaku. Najniższy ich dział stanowią podkirmackie gruboziarniste piaski z niewielu wkładkami ily. Serja ta posiada średnią miąższość około

40 m. W obrębie antykliny Binagady wyklinowuje się ona w pobliżu osi siodła, grubieje zaś ku peryferji, podobnie jak ku wschodowi. W Binagadach jest ona wybitnie roponośną, gdy w Bałachanach (t. j. na wschód) tworzy niebezpieczne wodniste kurzawki, zupełnie ropy pozbawione.

Serja Kirmaku (*sensu stricto*) tworzy środkową część dolnego działu najbardziej jednostajną. Jestto kompleks warstewek ciemno-szarych lub brunatnych iłów, mniej lub więcej piaszczystych, z drobno-ziarnistymi ilastymi piaskami, tworzącymi zazwyczaj dość rozległe soczewki. Nietylko prawie wszystkie piaski ale także i niekiedy iły są w tej serji roponośne. Ropa jest gęsta o ciężarze gatunkowym około 0.925. Miąższość serji jest na zachodzie nieco mniejsza, ku wschodowi zaś półwyspu wzrasta. W średnim waha się ona w granicach od 150 do 250 metrów.

Strop dolnego działu stanowi tak zwana serja nadkirmacka złożona w dolnej połowie z piasków często gruboziarnistych, w górnej zaś stanowiąca powrót do typu kirmackiego. Miąższość nadkirmackich warstw wynosi 40—50 m w zachodnich roponośnych siodłach (Binagady, Szubany) dosięga zaś na wschodzie (Bałachany) 70 a nawet 80 m. W Bałachanach są piaski serji wszędzie silnie roponośne i tworzą horyzont eksploatacyjny. Podobnie jest koło miasta Baku w rejonie Bibi-Ejbat, gdzie wspomniane piaski dały szereg pierwszorzędných wybuchów. Ku zachodowi i północozachodowi serja staje się płoną i tylko w Binagadach na peryferji południowego stoku wykazuje roponośność.

Część środkowa. Dział ten rozpoczynają w spągu żwiry i bardzo gruboziarniste piaski, ku górze mamy żwiry drobniej ziarniste, dopiero zaś wśród piasków stropu pojawiają się sporadyczne soczewki iłów lub skupienia ilastych otoczków, pochodzących z warstw miocenu, które były erodowane w czasie osadzania się serji produktywnej. Środkowy dział jest z reguły wodonośny. Tylko na niewielkiej przestrzeni w pobliżu kulminacji siodła Bałachany oraz na polu Bibi-Ejbat wykazuje on naftonośność, dość zresztą słabą i pozbawioną znaczenia przemysłowego. Miąższość tego działu waha się między stu i stu dwudziestu metrami.

Część górna. Najniżej leży 250—300 metrowa serja bałachańska. Spąg jej stanowi stopniowe przejście do środkowej części. Charakteryzuje go obecność warstewek ilastych otoczków. W całej serji bałachańskiej przeważają piaski tworzące pas 40—60 metro-

wych kompleksów. Uwarstwienie tych ostatnich wykazuje wyraźne ślady eolicznej sedimentacji. Miąższość zwiększa się z reguły ku peryferji wypiętrzeń. O zachowaniu się tej serji była mowa przy opisie budowy skrzydeł Bakińskich djapir (r. I).

Roponośność przejawia się w terenach Bibi-Ejbat, Bałachany i Surachany. Jest rzeczą charakterystyczną, że tylko tam znajdują się poziomy ropne, gdzie widzimy naprzemianległość pokładów iłów i warstw piasku.

Nad serją bałachańską zalega tak zwana serja sabunczyńska złożona w przeważnej części z iłów brunatnych, czerwonych i żółtawo-szarych, we wzajemnem następstwie z piaskami, wykształconemi jako bardzo stałe poziomy. Miąższość serji wynosi około 300 metrów. Strop warstw serji produktywnej stanowią warstwy surachańskie, wykształcone podobnie jak serja sabunczyńska, o miąższości zmiennej, która rośnie ku wschodowi i południu od 90 do 200 a nawet 300 metrów.

Podział serji produktywnej jest oparty na różnicach piaszczystości odpowiednich kompleksów. W każdym z działów, zależnie od terenów, wyróżniamy jeszcze poszczególne poziomy produkcyjne.

Ogólna budowa pokładów wykazuje nieustanną zmienność warstewek; na metrowy kompleks wypada nierzadko po kilkaset drobnych wkładek i warstewek, różniących się od siebie barwą lub piaszczystością. Mimo to całość pozwala na wyróżnianie kompleksów piasków lub iłów, które same przez się mogą się znowu składać z niezliczonej ilości wkładczynek. Jak już wspominaliśmy, roponośność zwiększa się z reguły przy pojawianiu się naprzemianległości iłów i piasków. Wielkie, niepodzielnie piaszczyste kompleksy są z reguły puste lub wodonośne.

Na uwagę zasługują solanki warstw serji produktywnej, wykazujące dla poszczególnych poziomów oraz zależnie od większych regionów stały skład chemiczny. W warstwach kirmackich ciężar gatunkowy wód wynosi około 2° Béaumé, w części środkowej 3° Bé, w serji bałachańskiej (pola Bałachany, Sabunczy, Ramany) 4° Bé, w warstwach zaś sabunczyńskich i surachańskich dochodzi on do 10° a nawet 14° Bé.

Naodwrot ropy stają się od stropu ku spągowi coraz cięższe, to jest od 0·850—0·930, zależnie od warstw i od terenów. Kirmacka ropa jest bogata w asfaltowe składniki, górne zaś (bałachańska i sabunczyńska) w smary, naftę i benzynę.

Ślady życia organicznego są w serji produktywnej niezmiernie

rzadkie. I tak szczątki *Characeae* występują nierzadko w iłach różnych kompleksów. W najniższych pokładach kirmackich znamy nikłe ich ślady, oraz nierzadkie skorupki małżoraczków. Ponadto w paru miejscach najwyższych warstw serji spotykamy sporadycznie *Unio* i *Melania*, wreszcie *Planorbis*.

Piętro Akczagylskie (środkowy lub nawet górny pliocen). Iły warstwowane, szare lub brunatne, niekiedy nawet czarne, z warstewkami popiołów wulkanicznych, zawierają często skamieliny (fauna reliktowa typu sarmackiego, szczątki ryb).

W niektórych terenach (Bibi-Ejbat Sucharany) są one gazo- nośne a nawet (Sucharany) zawierają one bardzo lekką, białą naftę.

Miąszość Akczagylu wynosi około 20 metrów, ku zachodowi rośnie ona bardzo znacznie i na południowym pogórzu Kaukazu, w Jelisawetpolskiej gubernji, dosięga 2000 a nawet więcej metrów, przy równoczesnej zmianie facji.

Piętro Apszerońskie (najwyższy pliocen). W spągu przeważają iły, ku górze pojawiają się zlepieńce, piaski oraz muszlowce. Miąszość piętra w terenach naftowych waha się od 300 do 400 metrów, ku południowemu zachodowi rośnie ona bardzo znacznie, podobnie jak miąszość akczagylu.

Na podstawie obfitej i charakterystycznej fauny dzielimy piętro na trzy działy: dolny, środkowy i górny. Typ fauny jest wybitnie pontyjski i stanowi wielki kontrast z akczagylską pseudo-sarmacką. Roponośność wykazują piaszczyste iły spągu piętra, rozwinięte na peryferji Bałachano-Sabunczyńskiej antykliny.

Piętro apszerońskie kończy kompleks pokładów występujących fałdotwórczo w okolicach Baku. Z wyższych jeszcze młodych serji występują utwory szeregu piąter t. zw. starokaspijskich teras, rozpoczynających się od t. zw. piętra bakińskiego. Fauny poszczególnych piąter tworzą szereg, czasem nawet dość kontrastowych przejść, aż do współczesnej kaspijskiej fauny. Wszystkie warstwy, nawet mniejsze, występują wybitnie niezgodnie we formie teras. Zgodność i to tylko piętra bakińskiego widzimy jedynie w pobliżu rzeki Kury, t. j. w pasie rozlewisk błotnych oraz wzdłuż paru siodeł leżących bardziej na południe.

* * *

Najważniejszym być może argumentem, który był w ciągu ostatnich dziesięcioleci bagatelizowany, jest sprawa naprzemianległości poziomów ropo- i wodonośnych. Problem ten był zupełnie

niedwuznacznie podkreślany tak przez Höfera („das Erdöl“) jak i Beeby-Thompsona (Oilfields of Russia), ale brak opracowania szczegółów rozprzestrzenienia ropy wpłynął prawdopodobnie na to, że takie postawienie kwestji nie znalazło oddźwięku u badaczy naftowych. Otóż jest znanem i to nietylko w terenach bakińskich, że tak poszczególne nietylko serje, lecz i poziomy posiadają warstwy wodonośne o bardzo stałym i na wielkich przestrzeniach mało się zmieniającym składzie chemicznym solanek. Ponadto każdy typ wody wykazuje pewne fizyczne własności pojawiania się. Leżą one zawsze warstwowo i — właśnie, gdy chodzi o wodę — tworząc nieprzerwane podziemne pokrywy, między którymi zalegają dopiero roponośne horyzonty. Te ostatnie posiadają znowuż cechy innej kategorii. Charakteryzuje je zawsze ciężar gatunkowy. Skład chemiczny nie jest dla bakińskich rop ściśle znany, ze względu na obecność węglowodorów cykloalifatycznych o zmiennej bardzo strukturze drobinowej i w dodatku łatwo ulegającej rozpadowi. Charakterystyka jaką posiadamy, opiera się na właściwościach destylacyjnych, co zresztą wystarcza przy wstępnej ocenie różnic poszczególnych typów.

Zmienność rop jest w pionowym kierunku raczej mniejsza, niż naprzykład wód, w poziomym zato zmiany zachodzą strefowo t. j. n. p. ku wschodowi pojawiają się ropy parafinowe, smarowe etc., przyczem zresztą wzrost ciężaru gatunkowego w miarę spotykania w głębszych poziomów daje się z reguły obserwować.

Te ogólne uwagi nie wyczerpują bynajmniej sprawy i nie stawiają jej we właściwym świetle. Czynią to dane szczegółowe, oparte na bezpośredniej obserwacji. I tak przedewszystkiem uderza zawsze fakt, że roponośność nie zwiększa się przy zwiększaniu się ilości ilastych wkładek, o czem zresztą mówiliśmy już podobnie jak o fakcie, że wielkie kompleksy piasków są z reguły płone.

Roponośność nie jest stałą dla poszczególnych horyzontów, których zresztą właściwości petrograficzne pozostają bez zmian, podobnie jak i sam sposób ich znajdowania się w pokładach. Tak jest naprzykład z podkirmackimi gruboziarnistymi piaskami, które w Binagadach tworzą najbogatszy, zupełnie bezwodny poziom ropny, zaraz zaś dalej, ku wschodowi, w obrębie antyklin Kirmaru i Bałachan, stanowią jeden z najobficiej wodonośnych horyzontów. Struktura profilu siodła pozostaje w obu wypadkach analogiczna. Podobne zjawisko zachodzi i w innych warstwach na mniejszą

skalę, w obrębie jednych i tych samych siodeł i co więcej, przy przy analogicznej budowie, bo w pobliżu ich kulminacji.

Ponadto, obserwując szczegóły rozprzestrzenienia ropy widzialne w studniach ręcznych, spotykamy tego rodzaju zjawisko: warstwy iłów, które w serji produktywnej nigdy nie są bitumiczne, znajdują się między warstwami piasku przesyconego ropą. Przeciwnie często się zdarza, że między suchemi piaskami, znajdują się warstewki iłów, zawierające impregnacje ropy. Podobnie spotykamy ily roponośne, przykryte w stropie przez suche piaski, posiadające zaś w spągu roponośne piaski lub też naodwrot piaski tak stropu jak spągu owych ropnych iłów są suche. Co więcej, a zdarza się to bardzo często, piaski ropo- i gazonośne, bardzo nawet bogate, leżą pod serją piaszczystą silnie nasyconą wodą („pływun“ wiertaczy rosyjskich). Jedne piaski od drugich są oddzielone kompleksami iłów, wśród których leżą w dodatku drobne wkładki roponośnych piasków w ten sposób, że między wodą i ropą nie bywa więcej jak jeden, dwa metry odległości (przejście między serją żwirów serji środkowej i warstwami nadkirmackiem).

Stopień nasycenia piasków jest bardzo różny — od piasków z minimalną zawartością ropy do prawdziwych ropnych kurzawek, których połowa objętości warstwy składa się z nafty, znamy wszystkie przejścia. W serji kirmackiej można zacytować cały szereg faktów istnienia podobnie bogato nasyconych pokładów, które w dodatku tworzą obszerne soczewki. Do tego ostatniego faktu wrócimy, gdy będzie mowa o wyspie Czelekien, gdzie spotykamy się z jeszcze bardziej uderzającymi faktami tego rodzaju.

Jeżeli chodzi o rozmieszczenie wody i ropy w warstwach lub o fakt współistnienia wodnych i suchych piasków, to nierzadko obserwujemy zjawisko istnienia wodnych piasków nad suchemi, przyczem jedne od drugich mogą być oddzielone paromilimetrową warstewką ıłu, wystarczającą przy równowadze istniejącej w nie-naruszonych pokładach, aby na pozór znikoma izolacja była dostateczną. Co więcej, między kompleksami roponośnych piasków może wybornie istnieć poziom silnie wodonośny. O ile jest on nie-
tknięty przez wiercenie, to fakt takiego fatalnego sąsiedztwa niema znaczenia dla każdej z osobna warstwy.

O nieregularnem rozmieszczeniu ropy wzdłuż pewnych warstw świadczyć będzie inny fakt, zaczerpnięty wprawdzie z rezultatów wiertniczych, ale sprawdzony na całym szeregu faktów.

Oto niektóre piaski zawierają w pobliżu odsłoneń tylko so-

lankę, dalej zaś, ku peryferji antykliny pojawia się w nich ropa i poprzednio wodonośny poziom staje się eksploatacyjnym, wody zaś znikają. (Binagady — piaski serji nadkirmackiej).

Wypadek ten, świadczący na pozór przeciwko bezwzględnemu stosowaniu teorii antyklinalnej, jest tylko dowodem nieregularnego i mało zależnego od tektoniki rozmieszczenia ropy w pokładach. Tłumaczy go obecność drobnych wkładek iłłów, które nie zmieniając ogólnego charakteru profilu, przecinają migrację w jednej i tej samej serji.

Wogóle da się stwierdzić, że w regularnie wykształconych warstwach piasków rozprzestrzenienie ropy jest zazwyczaj równomierne, o ile zaś uwarstwienie przybiera, jak na przykład w warstwach kirmackich, charakter soczewkowy, wtedy nasycenie ropą pokładów przybiera swoiście niestały charakter, intensywność zaś nasycenia zmienia się tak pionowo jak i poziomo, zależnie od soczewek. Gdy chodzi o ogólne rozprzestrzenienie roponośności przynajmniej w wielu wypadkach w siodłach bakińskich, należy stwierdzić, że i tu daje się skonstatować wyraźny wzrost roponośności w miarę przybliżania się do kulminacji siodła. Regułą to nie jest, bo znamy dużo faktów stwierdzających wzrost zawartości tak ropy jak i wody w odpowiednich horyzontach ku peryferji.

W terenach mało naruszonych przez eksploatację możemy skonstatować następującą gradację cech. W pobliżu kulminacji warstwy są roponośne; nieco dalej roponośność, która w pewnej strefie osiąga swe maximum, zaczyna spadać. Zaczynają się piaski najpierw bardzo słabo ropne, wreszcie zupełnie suche. Dopiero na samej peryferji pojawiają się wodonośne.

Wogóle bezpośredni kontakt ropnej strefy z okalającą wodną (t. zw. Edgewater amerykańskich geologów) w poszczególnych pokładach jest ograniczony w Baku wyłącznie do wypadków, gdzie znaczna część pola naftowego została gruntownie zawodnioną. O ile mamy do czynienia ze zdrowymi jeszcze warstwami, wtedy pozostaje nienaruszony poprzedni stosunek. Dotychczasowe zresztą dane nie pozwalają ustalić absolutnych, peryferyjnych granic produktywności poszczególnych poziomów.

Uskoki dostarczają nam niemniej pouczających danych. Znamy wielką ilość przykładów, gdy uskoki, bardziej zaś jeszcze szczeliny i spękania otwierają drogę dla dyzmigracji. W ten sposób przedostaje się na powierzchnię woda, rzadziej coprawda ropa. Zauważyć należy, że taka migracja lokalna odbywa się wyłącznie

w kierunku pionowym i płyny rozprzestrzeniają się na boki tylko w wyjątkowych razach. Tak bywa naprzykład gdy dzięki uskokowi dochodzi do bezpośredniego kontaktu warstwy bogatej w ropę z poziomem silnie wodonośnym. Otóż zdarza się, że wtedy ropne piaski zostają lokalnie zwilżone wodą przesączającą się z wodonośnej warstwy przyczem w ten sposób daje się wytłumaczyć zjawisko istnienia roponośnych i zarazem wodonośnych piasków, co nawet daje się wybornie badać na odsłonięciach. Szereg takich faktów obserwujemy w zachodniej części siodła Binagady-Churdałan (por. mapkę u Bogdanowicza l. c.). Wśród tych odsłonieć istnieją również odcinki, noszące ślady przesączania się wody z dołu, z niższych warstw, przyczem zawodnieniu uległo jedno skrzydło tylko na przestzeni kilku metrów, drugie zaś zostało nietknięte nawet w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku.

Wogóle dysmigracja wzdłuż szczelin uskokowych odbywa się z trudem i to tylko w tych wypadkach, gdy uskoki posiadają charakter rozpadlinowy. Znamy kilka takich miejscowości w okolicach Baku, gdzie na powierzchni pojawiają się znaczne ilości ropy, dzieje się to jednak z racji obecności warstw bezpośrednio pod powierzchnią ziemi, lub gdy istnieje cała gęsta sieć szczelin łącząca niegłębokie pokłady ropne z powierzchnią.

Poza tymi wypadkami, uskoki o budowie normalnej nie tworzą podatnych dróg dla dyzmigracji. Dzieje się to przede wszystkim z tej racji, że uskoki są zazwyczaj zamknięte. Poza tem, przy tworzeniu się uskoków w kompleksach iłów i piasków, ily wykazują wielką plastyczność i zgniatane rozprzestrzeniają się po ścianach uskoków, zaklejając niejako wszelką drogę dla wędrówki tak wzdłuż ścian dyzlokacji, jak i z warstw położonych po jednej stronie uskoku, do położonych po przeciwległej.

Na istnienie tego rodzaju stosunków mamy o wiele więcej przykładów i to nietylko w terenach bakińskich.

Przejdźmy teraz do faktów innej kategorii, a mianowicie do stosunków roponośnych warstw występujących w djapirach lub wogóle zalegających w spągu serji produktywnej.

Jeden, wyjątkowo instruktywny przykład miałem sposobność szczegółowo zbadać w obrębie binagadzkiej djapiry¹⁾. Znajduje się tam niewielka protuberancja, zajmująca kilkaset metrów kwa-

¹⁾ Szczegóły i rysunki w cytowanej pracy rosyjskiej i w „Erdöllagerungsverhältnisse in Binagady“, p. lit.

dratowych powierzchni, złożona z górnioceńskich iłów z brekcjowatymi wapieniami dolomitycznymi. Tak iły jak wapienie są nadzwyczaj silnie impregnowane ropą. Owa djapirowa protuberancja przebija iły pontyjskie oddzielające serję produktywną od niższych warstw. W ten sposób tworzy się bezpośredni kontakt miocenu z ropnemi piaskami serji. W danym wypadku widzimy rzadko spotykane bezpośrednie zetknięcie się dwu najzupełniej odrębnych roponośnych kompleksów, należących w dodatku do różnych facji, oraz zawierających inne gatunki ropy. Dodać należy, że iły protuberancji są nadzwyczaj silnie zdyzlokowane jak zwykle w takich segmentach djapir, warstwy zaś serji produktywnej są tylko stromo nachylone, zdradzając jedynie słabe ślady zgnieceń w bezpośredniem sąsiedztwie kontaktu.

Otóż piaski serji produktywnej, sąsiadujące z protuberancją są niemal płone. Pewną impregnację zachowują one, tracą jednak to nasycenie, które jest tak znamienne dla pozostałych segmentów antykliny. Tymczasem iły roponośnej protuberancji nie podlegają żadnej zmianie t. j. ich nafta nie wykazuje najmniejszej tendencji ku przeciekaniu w piaski.

Zubożenie warstw serji produktywnej w sąsiedztwie kontaktu daje się objaśnić uprzedniem lokalnem zresztą, krążeniem wód, którym ten typ dyzlokacji ułatwić musiał drogę. Nie jest zresztą wykluczone, że to krążenie odbywać się mogło z góry ku dołowi, więc prawdopodobnie mogło być jeszcze słabsze niż zazwyczaj.

Jeżeli teraz wziąć pod uwagę rozmieszczenie ropy wzdłuż antyklin, zauważymy, że maximum nasycenia i produktywności przypada w wypadkach zwykłych, pojedynczo zbudowanych fałdów, na odcinki najmniej zaburzone, a więc na spokojnie ułożone skrzydła siodła, wreszcie na ich kończyny, tworzące połogo zbudowane sklepienia.

Z tej właściwości możnaby wysnuć wniosek co do związku zachodzącego między zawartością ropy w piaskach, a spokojną strukturą fałdów. W rzeczywistości jest jednak inaczej. Ścisłe badanie zawartości ropy w warstwach nawet bardzo silnie wypiętrzanych, znajdujących się naprzykład w stromych segmentach siodła wykazuje, że i one są, a raczej były przed wypiętrzeniem równie bogate. Znamy długie strefy o warstwach prostopadłych lub prawie prostopadłych, gdzie naftonośność zupełnie się utrzymała i impregnacja pozostała równie intensywne. Różnica polega jedynie na eksploatacyjności zakłóconych terenów; w nich warstwy

zakłócone są z reguły albo daleko w głąb zwietrzałe, albo np. zawodnione (choć zachowują roponośność na powierzchni).

Dlatego też jeżeli można mówić o wpływie struktury na produktywność, będzie ów wpływ tylko ujemnym. Silne zdyzlokowanie warstw niszczy uprzednio bogatą roponośność, która zachowuje się tylko w tych miejscach, gdzie ruchy tektoniczne doprowadziły tylko do połogich i spokojnych form strukturalnych.

I dlatego stwierdzamy raz jeszcze, że typ dyzlokacji decyduje o konserwacji lub zniszczeniu złoża istniejącego uprzednio, przed ostatecznym wypiętrzeniem, a nie o tworzeniu się nowych roponośnych horyzontów lub skupień.

Wyczerpująco sprawdzony materiał wykazuje nam trudności jakie napotykać musi pionowa migracja, przejawiająca się w przyrodzie pod postacią dyzmigracji, a nie komigracji. Dla dopełnienia materiału, należy z kolei zająć się jeszcze sprawą możliwości migracji nie z dolnych warstw w warstwy wyżej położone, lecz kwestją możliwych wędrówek ropy w poszczególnych poziomach, z miejsc silnie nasyconych ku pustym. Ten rodzaj migracji zna dobrze przemysł naftowy szczególnie z racji zawadniania się pokładów pod naporem solanek¹⁾.

I jeżeli dziś pionowa komigracja nie jest już tak popularna jak była nią jeszcze przed kilkunastu laty, o tyle wędrówka płynów w samych warstwach, z synklin ku antyklinom, niema właś-

¹⁾ Przebiegowi zawodnienia poświęcono szereg ustępów w amerykańskiej literaturze techniczno-geologicznej (por. Ambrose: „Underground conditions in the Oilfields“). Doświadczenie solankowo-naftowego regime'u w Baku związane z zawodnieniem roponośnych, uprzednio nieraz bardzo bogatych piaszczystych poziomów, pozwala na natępującą syntezę: Woda nie wypiera ropy na całej przestrzeni, lecz się wdziera w uprzednio roponośne obszary, z których albo nafta została wyeksploatowana, albo tam, gdzie w sypkich warstwach potworzyły się wskutek eksploatacji kawerny, szczeliny lub rozluźnienia. Wdzieranie się wód odbywa się zazwyczaj żyłowo. Na kontakcie wody z ropą ta ostatnia się emulsjonuje, w ciągu zaś dalszego dopływu wody, niepodzielnie roponośny pokład zostaje niejako rozbity na gniazda ropne, pooddzielane zupełnie zawodnionymi przestrzeniami. Z tego powodu praktyczne znaczenie takiego pokładu zostaje zredukowane do minimum, bo nawet gdy gdziekolwiek istnieją jakieś niezawodnione parcele, nawiercenie zawodnionego już powszechnie poziomu rozszerza proces momentalnie i na dane miejsce. Wiertacze w Baku określają piaski spotykane w takich horyzontach jako „wodnisty naftowy piasek“ lub jeszcze charakterystyczniej jako „przeplukany naftowy piasek“.

ciwie przeciwników. Rozpatrzmy wobec tego możliwości jej w warunkach bakińskich złóż naftowych.

Dla dolnych, kirmackich warstw jest ona niemal nie do pomyślenia. Mówiąc o charakterze dolnego działu serji produktywnej zwracaliśmy uwagę na częstość wkładek iłów w piaskach i na odwrót. Nawet w razie gdy soczewki piasków roponośnych nie tworzą izolowanych ze wszystkich stron kompleksów, to już samo istnienie skupień wielkiej ilości wkładek iłów musi stanowić wysoce hamującą zaporę dla posuwania się płynów wzdłuż jednych i tych samych warstw. W wyższych działach t. j. w serji bałachańskiej, a jeszcze bardziej w sabunczyńskiej mamy horyzonty piasków o wiele bardziej stałe oraz nie zdradzające większych różnic nawet na znacznych przestrzeniach. Gdy jednak się przyjrzeć samym poziomom ropnym i to najbogatszym, widzimy, że i tutaj, szczególnie ku peryferji antyklinalnej (rozdz. I) t. j. tam, skąd właśnie ropa przyjsćby mogła, pojawiają się wkładki iłów, których brak w centralnych częściach siodeł. Jeżeli jeszcze zważymy, że i w owych stale oznaczanych przez dzienniki wiertnicze horyzontach jako czysto piaszczyste, występują zazwyczaj cieniutkie wkładeczki iłów, doskonale widoczne w powierzchniowych odsłonięciach, wtedy i tu problem przedstawia się nie tak prosto, jakby się w myśl schematu antyklinalnego rozmieszczenia gazów, ropy i wody zdawać mogło. Poza to nie należy zapominać, że ropa gnieździ się z reguły w tych kompleksach, gdzie właśnie wkładki ilaste są częste, brak jej zaś tam, gdzie są same tylko piaski.

Aby stwierdzić napewno, że ropa migruje ku centrom antyklinalnej pędzona przez wody boczne, koniecznym byłoby stwierdzenie, że oba płyny znajdują się w stałym kontakcie na peryferji produktywności poszczególnych poziomów. Tymczasem, jak już uprzednio zaznaczyliśmy, w niektórych pokładach zaraz po strefie ropnej, następuje nie strefa wód bocznych lecz strefa sucha, poprzedzona przez pas obniżającej się produkcji. Aby móż ten problem dla Baku rozwiązać w sposób definitywny, należałoby mieć więcej danych zebranych przez bardzo głębokie wiercenia, na peryferjach antyklinalnej. Trudności, które one napotykają ze względu na ogromną ilość wód znacznie obfitszych na zboczach siodeł, niż w tych samych poziomach w terenach osiowych, poza to same głębokości do jakich trzebaby wiercić, nie są dobrym bodźcem dla tego rodzaju badań.

Pozostawiając rozstrzygnięcie problemu czasowi, podkreślamy znaczenie konsystencji petrograficznej warstw jako utrudniającej poziomą migrację ropy

Teraz pozostawałaby do omówienia sprawa możliwości pochodzenia ropy serji produktywnej z głębszych pokładów. W tym kierunku wyraził najbardziej konkretną hipotezę G u b k i n (p. lit.) tyczącą się tak złóż Majkopu jak Baku. W myśl tej hipotezy ropa miałaby pochodzić z bitumicznych łupków serji majkopskiej jako ze skały macierzystej, skąd pod wpływem ciśnienia mogła się dostać w piaski serji produktywnej pokrywającej djapiry. Obecnie ta koncepcja będąca pochodną analogicznej hipotezy prof. M r a z e c'a straciła o tyle na aktualności, że ostatnio opowiedział się i prof. Mrazec za znajdowaniem się ropy warstw meockich *in situ* (p. lit.), której pochodzenie wywodził dawniej z warstw rumuńskiej formacji solnej jako skały macierzystej.

Argumenta świadczące przeciwko koncepcji G u b k i n a są następujące:

1) Warstwy majkopskie występują w znikomej ilości w bańskich djapirach, szczególnie gdy chodzi o siodła odznaczające się największą produktywnością.

2) W siodłach o roponośnej serji produktywnej nie zawierają one nafty.

3) Pojawienie się łupków majkopskich nie wpływa na stopień nasycenia występujących w pobliżu piasków serji produktywnej.

4) Bezpośredni kontakt łupków majkopskich z warstwami serji produktywnej zdarza się bardzo rzadko, albo też te warstwy serji, które widzimy najbliżej wystąpień majkopskich bywają właśnie bezropne (nb. o ile należą do poziomów stale pustych w danej strefie).

5) Wogóle ów bezpośredni kontakt należy do wyjątkowych wypadków, ponieważ serja produktywna jest z reguły izolowaną od spągowych warstw przez ilastą serję pontyjskich lub górno-mioceńskich utworów. Co więcej właśnie te ostatnie zawierają stale nieznaczące ilości ropy o wiele lżejszej niż nafta dolnego działu serji produktywnej. Wogóle należy dodać, że warstwy majkopskie tworzą w okolicach Baku kompleks o miąższości 400—600 metrów, który jest zbyt mały, aby dostarczyć ropy serji, która ma miąższość co najmniej dwa razy większą. Znamy nadto ilaste otoczaki pochodzące z warstw majkopskich, znajdujące się w dolnych warstwach bałachańskiej serji (część dolna działu górnego

serji produktywnej), gdzie dostały się z racji erozyjnych procesów działających w czasie jej osadzania się. Bitumiczność tych odłamków niczem się nie różni od bitumiczności warstw *in situ*.

Jeżeli chodzi o zawartość ropy w warstwach miocenu, lżejszej jak powiedzieliśmy już, od ropy serji produktywnej, to zależy ona również od struktury terenów występowania. Jako znacznie lżejsza, łatwiej może zniknąć z pokładów, to też brak jej w bardziej zaburzonych częściach djapir, skąd mogła zniknąć tylko drogą dyzmigracji. W potężnie rozwiniętych warstwach paleogenu brak jest łupków bitumicznych, z wyjątkiem lokalnie występującego w oligocenie 100—200 metrowego kompleksu łupków z rybami. Brak też tam roponośnych warstw, ropę zaś znamy tylko wyjątkowo, w sporadycznych wysiękach. Ogólny charakter tej kilkutyśiąco-metrowej masy pokładów fliszu nie pozwala nawet serjo traktować pochodzenia stamtąd ropy.

Wogóle wszystkie warstwy podłoża serji produktywnej są odsłonięte i dostępne najbardziej drobiazgowemu badaniu. Na możliwość pochodzenia z któregośkolwiek z nich ropy produktywnej nie wskazuje ani ich skład petrograficzny ani tektonika. Widzieliśmy już, że nawet w tych wypadkach, gdy można było podejrzewać jakikolwiek związek, przypuszczenie to musiało upaść z racji prostego zestawienia faktów.

Najważniejszym ponadto argumentem przeciw wywodzeniu rodowodu bakieńskiej ropy ze starszych pokładów jest sama historia początkowego stadium tworzenia się djapir, o czym była już mowa w I. rozdziale. Wiemy doskonale, że w okresie osadzania się niższych poziomów serji produktywnej, przyszłe djapiry były już w znacznej części odsłonięte. Otóż te właśnie ilaste pokłady pontu i górnego miocenu, które już wówczas tworzyły odsłonięcia, zachowały dotychczas ropę. Jeżeli była możliwość tworzenia się jakichkolwiek wtórnych akumulacji, to powinny były być one podobne do dzisiejszych skupień ropnych na odsłonięciach. Tymczasem nic na to nie wskazuje i przeciwnie ropne pokłady warstw kirmackich wykazują wszelkie cechy pierwotnego złoża.

* * *

Złoża wyspy Czelekien dostarczają nam faktów bardziej konkretnych i łatwiej dających się ująć w całość. W swoim czasie podał je Kalicki (p. lit.) więc wystarczy przytoczyć jego poglądy

rozszerzając je tylko nowemi danemi jeszcze silniej potwierdzającymi wywody tego badacza.

Stratygrafia warstw wyspy przedstawia się w sposób następujący:

Mesozoicum. Wapienie i żyłowe skały wybuchowe identyczne z występującymi w najbliższym masywie około portu Krasnowodsk. Pojawiają się tylko w produktach wybuchu Aligułu i pochodzą prawdopodobnie nie z litych pokładów lecz z otoczków leżących według wszelkich danych w spągu kontynentalnej pstrej serji.

Paleogen. Warstwy z Aligułu znane z poprzednich wzmianek. Między warstwami z Aligułu a nowszemi pokładami istnieje znaczna przerwa.

Pliocen. Dolny i środkowy, być może że także najwyższy miocen. Pstra serja (po rosyjsku „Krasnocwietnaja tołszcza“ lub wprost „krasnocwiet“), odpowiada częściowo bakińskiej serji produktywnej.

Kontynentalne piaski białe, rude i czarne, ility ceglasto-czerwone oraz zielonawe. Miąższość nieznana, niewątpliwie paręset jeżeli nie więcej metrów. Stropowe 10—20 metrów pstrej serji zawierają kilka nadzwyczaj silnie nasyconych ropą warstw piasków, tworzących jedyny naprawdę wartościowy poziom eksploatacyjny. Pozatem serja odznacza się niesłychaną obfitością solanek o gęstości 20—22° Beaumé, zawsze bez względu na głębokość, gorących, o temperaturze 30°—72° C.

Piętro Akczagylskie. Miękkie ility cienko warstwowane, wykształcone podobnie jak na półwyspie Apszerońskim. Miąższość w środkowej części wyspy 10—20 m, ku wschodowi rośnie dochodząc do 50 a nawet 100 m.

Piętro Apszerońskie. Gruboławicowe margliste szare ility, zbite. Zawierają kilka kompleksów czarnych bezwapiennych tłustych iłów. Muszlowce występują tylko w górnej części, rozwinięte bardzo słabo, przyczem tworzą tylko parometrowe ławice. W warstwach piętra występuje kilka 1—2 metrowych poziomów piasków ostro się wydzielających na tle zbitych iłów. Są one nadzwyczaj silnie nasycone ropą, tworząc nawet gdzieniegdzie eksploatacyjne poziomy. Miąższość warstw zwiększa się ku peryferji.

Piętro bakińskie (postpliocen). Wykształcone są podobnie jak warstwy poprzednie i tworzą element górotwórczy (w przeciwieństwie do Baku, gdzie zalegają niezgodnie i raczej

terasowo). W dolnej połowie bakińskich warstw znajduje się kilkanaście cienkich wkładek piasków, nawet soczewkowato wykształconych, oraz równie ostro jak Apszerońskie odcinających się od szarych iłów. Piaski te bywają równie silnie nasycone ropą.

W a r s t w y z *Corbicula fluminalis*. Wykształcone są podobnie do obu poprzednich serji, czasem coprawda występują one we facji piaszczystej. Zawierają ropne impregnacje w pobliżu Aligułu.

T e r a s y K a s p i j s k i e: jako terasy występują dopiero najwyższe poziomy starokaspijskich teras, odpowiadające górnej części środkowego działu i najwyższemu poziomom kaukasko-kaspijskich teras.

Tak pliocen morski jak i postpliocen wyspy Czelekien oraz formacje uprzednio wymienionych zakaspijskich wypiętrzeń, tworzą razem kompleks deltowych osadów analogiczny do warstw obecnie osadzanych przez rzekę Kurę wpadającą po przeciwległym brzegu morza. Wyrazistość i różnorodność odsłoneń obserwowanych na wyspie, pozwoliła Kalickiemu na bardzo dobitne skonkretyzowanie tezy o pierwotności tamtejszych złóż naftowych. Argumenta te przytaczam, rozszerzając je ze względu na własne spostrzeżenia i porównanie danych Czelekien z faktami zaobserwowanymi w innych terenach.

O pierwotności nadzwyczaj bogatego poziomu ropnego w strobie pstrej serji przekonujemy się na odsłonięciach. Charakter impregnacji w piaskach jest tam rzeczywiście przekonujący, pozatem znamy szereg miejsc, gdzie ropne piaski poprzecinane przez liczne uskoki są transgresyjnie pokryte przez ily akczagylskie. Tak w okresie tworzenia się uskoków jak podczas transgresji były one roponośne.

O tubylczości ropy w warstwach wyższych świadczy ogólna izolacja naftowych piasków, dalej bardzo charakterystyczne odosobnienie skupień ropy w pewnych poziomach piasków, bezwarunkowo niezależących od jakichkolwiek zakłóceń warstw. Równie świadczy o tem obecność nadzwyczaj nasyconych piasków, występujących we formie soczewek, kompletnie izolowanych wśród gruboławicowych, zbitych i absolutnie bezropnych iłów.

Argumenta Kalickiego popierają dwie kategorie faktów. Najpierw trudności dedukowania ropy z pstrej serji, oraz charakter wszystkich dyzlokacji uskokowych. One to, choć tak częste i noszące charakter rozpadlinowy, nie otwierają wcale możliwości dla komigracyjnego przedostawania się ropy. O ile mamy ślady migracji, to wywołały one tylko tworzenie się wyraźnie wtórnych skupień,

zupełnie odbiegających od typu poziomów, słusznie uważanych przez Kalickiego za pierwszorzędne. Do owych wtórnych skupień wrócimy niebawem. Pozatem miejsca, gdzie poziomy ropne występują w pliocenie, odznaczają się właśnie znacznym spokojem złoża, ponadto zaś soczewki i warstwy roponośnych piasków należą do typu przesyconego. Ropa stanowi conajmniej 40—50% warstwy, a więc zawartość jej przekracza przyjmowany przez migracjonistów współczynnik porowatości. Podobnie jak to było dla bakińskich złóż, tak i tutaj nasuwają się pewne zastrzeżenia co do możliwości migrowania ropy od strony peryferyjnych synklinalnych skupień, ku wypiętrzeniu. W danym wypadku mamy argumenta nieco odmiennej natury, gdyż właśnie czelekieńskie poziomy piasków o grubości ponad 1 metr, odznaczają się wielką stałością. Przedewszystkiem więc wysuniemy kwestję jednako intensywnej impregnacji, tak soczewek jak wreszcie bardzo cienkich i równie jak soczewki, przesyconych warstewek. Dalszym argumentem są różnopokoleniowe uskoki, które istniały lub tworzyły się na wyspie tak przed, jak w czasie, lub wreszcie bezpośrednio po utworzeniu się wyższych roponośnych poziomów. Jak to stwierdzają wyniki paru wierceń dokonanych na peryferji, naftoność Czelekienu kończy się bardzo rychło gdy posuwamy się ku krańcom wypiętrzenia. Mimo zniszczonego przez uskoki profilu, Czelekienu odpowiada bardziej niż którekolwiek inne złożo schematowi antyklinalnego występowania ropy. Fakt ten wymaga specjalnego wyjaśnienia.

Przeciwno wtórności złóż Czelekienu pozostają jeszcze argumenty paleogeograficzne, które mogą wyjaśnić nam również i przyczynę antyklinalności. Byłaby to sprawa deltowego pochodzenia pliocenu. Ona to pozwala tłumaczyć n. p. powstanie przesyconych piasków w odmienny sposób. Tej kategorii możliwości jest poświęcony ostatni rozdział niniejszej pracy.

Kończąc te uwagi podkreślimy jeszcze jeden fakt, który właśnie na Czelekienu w przeciwieństwie do Baku jest uderzający. Oto ropy tak pochodzące ze stropu pstrzej serji jak i z pięter apszerońskiego i bakińskiego należą do bardzo zbliżonego do siebie typu. Tłumaczenie tego zjawiska odkładamy również do ostatniego rozdziału.

* * *

Komentowanie warunków złóż ropy tak bakińskich jak czelekieńskich nie byłoby zupełnem bez rozpatrzenia paru wypad-

ków wtórnego występowania węglowodorów płynnych i stałych oraz warunków, jakie w tego rodzaju złożach panują.

Pierwszym typem będą impregnowane terasy. Dwa takie bardzo wyraźne wystąpienia obserwujemy w okolicach Baku¹⁾. Są to terasy środkowego starokaspijskiego piętra. Geneza jest bardzo prosta: na ówczesnym brzegu morskim znajdowały się odsłonięcia roponośnych pokładów, z których wyciekała ropa, zatrzymywana przez nagromadzone muszle. Później utworzył się był muszlowiec, w którym pozostały współczesne impregnacje.

Podobne zjawisko, choć na mniejszą skalę, znamy z wyspy Czelekien. Geneza jest o tyle odmienna, że muszlowiec został impregnowany przez parafinową ropę, wyciekającą wzdłuż uskoku, która wypełniła kawerny ozokierytem. (Istnieje nawet możliwość, że ropa jaka taka nie brała udziału w impregnacji, materiału zaś dostarczył sam ozokieryt, wynoszony przez termalne solanki).

Terasowe impregnacje odznaczają się niejednorodnością. Występująca ropa zachowuje się wyjątkowo w stanie płynnym. Tworzy ona raczej zgęstniałe, maziowate skupienia, wśród których są nawet części zupełnie stałe i jakby zaschnięte. W stanie płynnym występuje zwykle tylko w spągu takiej terasy. Pozatem impregnacje istnieją wyłącznie w bezpośrednim sąsiedztwie odsłonień warstw bogatych w naftę; o ile ich brak, impregnacje znikają natychmiast.

Do rzędu klasycznych wtórnych nagromadzeń węglowodorów, należą złoża ozokierytu na w. Czelekien. Są one zawsze związane z dołującym złożem jakiegokolwiek poziomu ropnego, naruszonego przez uskok lub szczeliny.

Tak samo jak w terasach, podobnie i w złożach ozokierytu obserwujemy wielką niejednorodność i niemal przypadkowość impregnacji lub skupień kopaliny. Poza klasycznymi złożami, nadającymi się do odbudowy, widzimy na wyspie niezliczoną ilość pomniejszych wystąpień ozokierytu, zawsze jednakowo się pojawiającego.

Reasumując powyższe uwagi i odwołując się do dyzmigracyjnych faktów zacytowanych na wstępie do niniejszego rozdziału, zaznaczamy raz jeszcze, że ropa może migrować i że migruje ona na-

¹⁾ Churdałan (p. mapkę u Bohdanowicza l. c.). Rysunek zresztą dość niejasno komentowany znajduje się u Gołubiatnikowa, p. lit. Pozatem podobne zjawisko widać w Binagadach, p. S. Zuber. lit.

wet bardzo często. Migracja obserwowana dziś w przyrodzie nosi z reguły charakter negatywny, a więc należy do kategorii dyzmigracyjnych zjawisk. Takie wędrówki ropy wzdłuż warstw pozostawiają zawsze bardzo wyraźne ślady, przede wszystkim we formie wtórnych impregnacji szczelin, któredy ropa się przedostawała. O ile dochodzi do tworzenia się powierzchniowych skupień, to cechy ich są zbyt swoiste, aby ich nie odróżnić od jednostajnego nasycenia pokładów ropą *in situ*.

* * *

Argumenta przeciwko migracji zaczerpnięte z kaspjskich złóż dają się zreasumować w sposób następujący:

1) Niemożność dedukowania ropy z pokładów tworzących podłoże naftonośnych kompleksów.

2) Swoiste warunki znajdowania się ropy w poszczególnych poziomach oraz istnienie rozległych izolatorów we formie nieprzerwanych horyzontów solanek występujących nawet na całej przestrzeni siodła.

3) Negatywny a nie pozytywny wpływ tektonicznych zaburzeń na złoża.

4) Historia rozwoju wypiętrzeń.

Konsekwencje powyżej opisanych faktów zmuszają nas do indywidualnego traktowania nie tylko całych naftonośnych kompleksów warstw, lecz nawet poszczególnych poziomów, tak ze względu na petrograficzny skład pokładów, jak na chemiczne i fizyczne właściwości oraz ilościowe zachowanie się ropy i solanek, a nawet gazów. Konsekwencje te sięgają jeszcze dalej. Nieprzerwane następstwo kaspjskich pokładów dają nam możliwość ilościowego określenia maksymalnej miąższości tych serji, które pokrywały warstwy zawierające dziś ropę. Dla Baku taką miejscowością są Surachany, zawierające poziom lekkiej białej ropy już na głębokości 200—300 m, która to głębokość nie była większą przez cały czas między uformowaniem się pokładów a stanem dzisiejszym. Dla najwyższych poziomów wyspy Czelekien te głębokości mogły być jeszcze mniejsze. Ciśnienia, które panować mogły w warunkach powierzchniowego fałdowania były wobec tych danych nieznaczące.

Przyjmując obecną średnią temperaturę roczną tych krain

(14—15° C) i głębokości 200—300 m otrzymujemy przy normalnym gradiencie 26 m dla Baku, temperatury bliskie lub nieco tylko większe nad 20° C. Dla Czelekienu, nawet przy przyjęciu skokowego powiększania się temperatury w obrębie pokładów psrej serji, temperatura dla bakińskich i apszerońskich roponośnych pokładów nie powinna nawet *in extremis* przekraczać 30—36° C.

Podobnie rzeczby się miała z geologicznym czasem trwania ropotwórczego procesu. Musiał on być bezwątpienia krótszy od odstępu, który dzielić mógł okres tworzenia się uskoków od chwili sedimentacji.

IV.

Fakta opisane w poprzednim rozdziale oraz wnioski na ich podstawie wysnute są tego rodzaju, że część ich można, przynajmniej porównawczo, starać się stosować i w innych warunkach, to jest nawet wtedy, gdy chodzi nietylko o facjalnie odmienne formacje, lecz też i wówczas, gdy np. materiałowi obserwacyjnemu brak jest ciągłości nieodzownej gdy chodzi o wyeliminowanie elementu hipotezy w rozpatrywaniu warunków występowania nafty w warstwach.

Rozpatrywane pod tym kątem widzenia złoża karpackie t. j. fliszowe Karpat Polskich i mioceno-plioceńskie Rumuńskiego Podkarpacia następują mimo znacznych różnic również i pewne podobieństwo. Materiał dotyczący się występowania ropy wykazuje znaczne luki przede wszystkim z racji niedostępności podłoża przynajmniej w bezpośrednim sąsiedztwie złóż. Poza to brak nam dostatecznych odsłoneń, a również i dane wiertnicze są więcej niż niekompletne szczególnie gdy chodzi np. o rozmieszczenie i skład chemiczny solanek.

Przyjrzyjmy się teraz paru szczegółom zalegania roponośnych pokładów znanych z odsłoneń fliszu Karpat Polskich.

Naprawdę charakterystycznymi i stale się powtarzającymi są wysięki i impregnacje ropne występujące w łupkach menilitowych. Pojawiają się one niezależnie od tektonicznych zaburzeń i noszą wybitnie warstwowy charakter. Takimi będą na przykład soczewki przesyconych ropą miękkich piasków występujące nad Oporem koło Synowódzka (Pobuk), zupełnie izolowane przez łupki. Dość należy, że ropne te piaskowce zawierają obfity detritus organiczny.

Mimo, że mamy tu do czynienia z fliszem, nie przestaje być uderzającą analogia z niektórymi plioceńskimi naftowymi pokładami, o których wyżej była mowa.

Nieinaczej należy się patrzeć na wysięki i impregnacje ropne tak częste na południowych stokach łusek, tam gdzie występują spokojnie leżące te same menilitowe łupki. Równomierność i rozległość nasycenia ropą piaskowca borysławskiego na południowym skrzydle fałdu (Mrażnica) mimo że ją znamy tylko z bardzo głębokich wierceń, zdaje się równie nastęrczać dane co do występowania tej ropy *in situ*.

Gdy chodzi o ropę eoceńskiego i kredowego fliszu to argumentem byłaby najpierw konsystencja kompleksów ilastych, łupkowych i piaskowcowych wkładek, *a priori* utrudniająca migrację. Właśnie w tych pokładach, w których zdawałoby się, najtrudniej migrować mogłaby ropa, występuje ona stale, pozostając nawet w cienkich pokrywach nasunięć i nie znikając z nich nawet przy wielkich naruszeniach. Inna rzecz, że niektóre roponośne antykliny szczególnie w Zachodnich Karpatach, wykazują wielką nierównomierność nasycenia niewątpliwie związaną z tektoniką. Tego rodzaju faktu możnaby objaśnić istnieniem nawpół wtórnych skupień ropy powstałych już pod wpływem bocznego ciśnienia.

W każdym razie kwestja występowania ropy w Karpatach Polskich pozostanie otwartą aż do chwili szczegółowego zbadania wzajemnego stosunku solanek i *regime'u* poszczególnych poziomów naftowych. Nie tylko gdy chodzi o złoża karpackie, lecz wogóle starsze, których fliszowość została tak zasadniczo ujęta na stronicach książki R. Z u b e r a p. t. „Flisz i Nafta“, kwestja *in situ* ropy nastęrcza o wiele więcej trudności. O ile kwestja znachodzenia się ropy w pokładach bardzo młodych jest stosunkowo dość prostą, o tyle n. p. sprawa jej konserwacji, wtórnych przeobrażeń złóż w ciągu długich epok i przy ciśnieniach, które dokładnie ocenić jest bardzo trudno, jest niewątpliwie daleką od definitywnego rozstrzygnięcia.

Geneza złóż rumuńskich, do niedawna będąca przedmiotem gorących sporów, weszła obecnie we fazę nie-migracyjną, z racji wypowiedzenia się prof. M r a z e c'a za *in situ* ropy w najbogatszych warstwach podkarpackiego meotu. Nawet w sprawie ropy wyższych pięter pliocenu (Dacien i Levantin), jako pochodzącej z macierzystych pokładów warstw meotu, wypowiada się M r a z e c jako o kwestji tylko prawdopodobnej. Stanowi to przeciwieństwo

z jego tezą wysuniętą przed 20 laty w pracy p. t. „Über die Bildung der rumänischen Petroleum-Lagerstätten“.

Inaczej przedstawia się sprawa poglądów Kraus'a (p. lit.), który przyjmuje tylko migrację poziomą, ze strony synklin ku djapirowym antyklinom. Ich wypiętrzanie się, które było bardzo zaakcentowane w okresie powstawania pokładów Dacien'u powinno było zdaniem Kraus'a zatrzymać ropę tego piętra wzdłuż południowych flanków antyklinalnych zapór, które zato nie istniały były jeszcze, gdy osadziły się warstwy meockie. Wskutek tego (cytujemy zdanie Kraus'a), roponośność meotu przejawia się po obu stronach antyklin i zależy od mniejszej lub większej pojemności synklin graniczących z wypiętrzzeniami i uważanych przez K. za macierzyste ongi rezerwoary ropy. Logiczna i napozór zgodna z obserwowanymi faktami, teoria Kraus'a posiada jedną słabą stronę. Mianowicie pokłady meotu tworzą kompleks mniej lub więcej zbitych piasków o nadzwyczaj charakterystycznej i stałej roponośności. Leżą te piaski we wzajemnem następstwie z bardzo licznymi wkładkami piaszczystych iłów. Tak impregnacją piasków jak formą wkładek iłów przypominają one warstwy kirmackie z Baku (p. r. III), które znowu stanowią formację, gdzie jakakolwiek pozioma migracja jest wprost nie do pomyślenia¹⁾.

Poza doskonale uzasadnionymi argumentami przeciwko możliwości pionowej migracji nafty, wartość teorii Kraus'a polega jeszcze na czemś innem. Mianowicie Kraus wykazuje, jak dajece budowa djapirowa konserwuje złoża ropy dzięki izolowaniu ich przez stromo się wypiętrzające jądro, co dla rumuńskich djapir ma wszelkie podstawy prawdopodobieństwa. Wreszcie ujmuje on kwestję zależności obfitej akumulacji materiału organicznego od paleogeograficznych i co więcej paleomorfologicznych warunków panujących w strefie przyszłych złóż. Do rozpatrzenia owych paleomorfologicznych warunków podłoża organogenicznych sedymentów, które dały początek nafcie, będziemy mieli sposobność wrócić w następnym rozdziale.

* * *

Aby zakończyć przegląd warunków rozmieszczenia ropy w złożach różnych typów, zajmijmy się teraz występowaniem ropy

¹⁾ Obserwacje w czasie wycieczki odbytej we wrześniu ubiegłego roku z dr. Kraus'em i Kreicim w okolicach Campiny i Telegi w miejscach o wybornych odkrywach meotu.

i asfaltu na półwyspie Bałkańskim¹⁾, t. j. na wschodnim wybrzeżu morza Adriatyckiego. Powołując się na zasadnicze rysy budowy geologicznej wyszczególnione w I rozdziale rozpatrzemy po kolei złoża według wieku warstw, w których one występują:

- 1) asfaltu w masywach wapiennych (eocen i mesozoicum);
- 2) złoża ropy we fliszu (górny eocen-oligocen).
- 3) pokłady ropy i asfaltu w mioceńskich i plioceńskich warstwach.

I. We wielu miejscach półwyspu Bałkańskiego znajdują się w wapieniach antyklinalnych masywów obfite impregnacje nawpół płynnego asfaltu. Tworzą one nierównomierne wypełnienia drobnych kawern i szczelin, oraz barwią białą, nietkniętą pozatem skałę w promieniu kilku centymetrów od skupień bituminu.

Najcharakterystyczniejsze takie złoża miałem sposobność zbadać w okolicy Ulcinja (Dulcigno) w Czarnogórze. W tej miejscowości wzdłuż pasma wzgórz Katran²⁾. W krzemionkowatych eoceńskich wapieniach, leżących bezpośrednio pod białymi płyto-wemi, przepelnionemi nummulitami, występują owe impregnacje asfaltu, związane w tem miejscu z niewątpliwym poziomem stratygraficznym, odślaniającym się wzdłuż osi antykliny między wapieniami rudystowemi a nummulitową formacją.

Analogiczne złożo znajduje się w Selenizy, gdzie podobne impregnacje istnieją w wapieniach eoceńskiego masywu. Ernest Nowack cytuje z Albanji (p. lit.) kilka takich znalezisk, należących prawdopodobnie do starszych warstw; podobne dane mamy również i z Grecji.

Nie znając ich osobiście, ograniczę się tylko do obu cytowanych złóż. Mimo że są wszelkie dane dla twierdzenia, że asfalt Dulcigno jest związany z pewnym określonym poziomem stratygraficznym, nie przestaje mieć znaczenia sporadyczność tego znaleziska. I wogóle wszelkie wystąpienia asfaltu w wapieniach t. j. w skale, która nie ma nic wspólnego z formacjami, w jakich z reguły spotykamy ropę i bituminy, noszą zawsze charakter wyraźnej odrębności przedewszystkiem ze względu na jednorodność warstw zawsze — poza podobnymi wypadkami — bezropnych.

Niepodobna się wypowiedzieć ani „za“ ani „przeciw“ *in situ*. Nawet przypuszczenie migracji „z góry“, w myśl faktów opisanych

¹⁾ Rezultaty moich badań dokonanych w ciągu r. 1927. Geograficzne rozmieszczenie złóż opisanych pod I i II znajduje się u E. Nowack'a (p. lit.).

²⁾ Od *catrame* po włosku smoła.

przez Haas'a i Hoffman'a dla Pechelbronn (p. lit.) nie ma dla Dulcigno żadnego znaczenia. Wzgórza Katran stanowią tam jedyne miejsce występowania bituminu, którego brak tak w młodszych formacjach (paleogen fliszowy i miocen) jak w starszych (kreda).

II. Ślady ropne we fliszu, zresztą słabe i sporadyczne, pokazują się od czasu do czasu w miejscach, gdzie formacja tworzy kompleksy ilastych i piaszczystych warstewek. Szereg takich znalezisk cytuje również E. Nowack.

Jedyne złoża produktywne znamy dotychczas w miejscowościach Drasciovitza i Pencova, znajdujących się w dolinie rzeki Szuszycy koło Valony. Roponośniami są pokłady tak zwanego dolnego fliszu, występującego u podnóża wielkiego wapiennego masywu złożonego (w pobliżu wystąpień ropy) z płytowych eoceńskich wapieni z krzemieniami. Flisz dolny posiada miąższość około 200 m. Roponośny flisz jest wykształcony pod postacią szaro-zielonawych iłów i ilastych oraz marglistych łupków z wkładkami ilastych wapieni nummulitowych i cienkich warstewek hieroglifowych piaskowców. W pobliżu stropu kompleksu, gdy znikają wkładki wapienne, widzimy wzajemne następstwo piaskowców oraz łupków ilastych, co stanowi w ten sposób parusetmetrowe przejście do tak zwanego środkowego fliszu. Ropa zalega w kilku poziomach w środkowej części dolnego fliszu. Wyraźne, a nawet dość obfite jej ślady pojawiają się w warstwach przejścia od dolnego do środkowego fliszu.

Roponośniami są ily zawierające gęstą, bogatą w smary naftę. Występuje ona albo w kroplach wypełniających szczelinki, albo na powierzchniach uwarstwienia albo wreszcie w obfitszych skupieniach na każdorazowej granicy iłów i wapiennych lub twardszych marglistych wkładek. W przejściowych warstwach ropę zawierają ilaste wkładki. Ropa leży bardzo równomiernie, tworząc powierzchniowe, widzialne po deszczach wysięki na kulminacjach drobnych, dość połogich, drugorzędnych siodełek, bądź też nawet w strefach niewątpliwie należących do drobnych łęków.

Jak wykazały wiercenia, spąg fliszu w swych ostatnich 40—50 metrach jest silnie wodonośny, a więc poziomy ropne są od wapieni oddzielone szeregiem wyraźnie wodonośnych poziomów. Sam charakter występowania ropy w Drasciovitzy nie różni się niczem od typów spotykanych we wszystkich z reguły złożach znajdujących się w ilastym fliszu. Ten sam typ znachodzenia się ropy i co więcej jej zachowania się przy nawiercaniu roponośnych po-

ziomów, widzimy np. we wielu terenach karpackich t. j. tam, gdzie występuje roponośny kredowy ilasty flisz. Tereny Drasciovitzy różnią się od karpackich swą bardzo prostą i spokojną budową, co pozwala na szczegółowe poznanie warunków rozmieszczenia ropy w tym typie pokładów nierzadko się powtarzających w formacjach różnego wieku.

III. Rozpatrzmy teraz warunki kilku złóż młodszych, z których każde stanowi odrębny typ facjalny.

P a ł t o s - V i s o k a. Na zerodowanym podłożu złożonym z monoklinalnie (ku północy) pochylonej parusetmetrowej serji białego, marglistego górnego fliszu (dolny miocen), znajduje się transgresyjna kilkudziesięciometrowa serja piasków, piaskowców oraz wapieni litotamniowych (helwet), pokrytych nieprzerwanym płaszczem marglistych iłów (iły badeńskie) o miąższości około 50 m. Nad iłami leżą potężne, gruboławicowe, przeważnie zbite piaski górnego miocenu z rzadkimi wkładkami siwych iłów (razem 250—300 m miąższości). Strop ich niknie również pod pochylonem ku północy *plateau* złożonym najpierw z piasków, jeszcze wyżej zaś z iłów i konglomeratów pliocenu. Pokłady środkowego i górnego miocenu zawierają nad wyraz bogatą i świetnie zachowaną faunę. W piaskach i wapieniach litotamniowych znajduje się obfita, wyłącznie morska fauna (*Cardita Jouanneti*, *Pectunculus* ogromnych rozmiarów, *Pecten*, *Venus* etc.) znajdujemy tam też jeżowce, korale i kolonie bryozów. Fauna iłów, facjalnie i paleontologicznie identycznych z badeńskimi jest jeszcze bogatszą. Wymieniona miejscowość stanowi jedno z najlepszych znalezisk w Albanji. W warstwach górnego miocenu widzimy obfitość ogromnych ostryg, występujących pojedynczo, nie zaś ławicowo (*Ostrea crassissima* i *gingensis*) oraz *Cerithium*, o typie zbliżonym do większych gatunków sarmackich.

Ropa gęsta, mazista, o znacznej zawartości asfaltowych składników, znajduje się 1) w skamielinowych piaskach helwetu, tworząc kilka poziomów nadzwyczaj efektownie odcinających się w krajobrazie swą barwą i formami, 2) w przeważnej części ostrygowych piasków. Rozprzestrzenie roponośności helwetu jest bardziej ograniczone niż górnego miocenu. Impregnacje górnego miocenu, bardzo bogate w centralnej części złoża, słabiej powoli ku peryferji i zanikają stopniowo, przyczem szybkość zanikania jest różną dla poszczególnych poziomów.

Sporadyczne wtórne impregnacje w postaci śladów dawnych,

zaschłych wycieków, naniesionych w pliocenie wraz z okruchami naftonośnych miocenijskich pokładów, znajdujemy w niższych kompleksach pliocenu na wysokości około 100 m nad stropem impregnowanej serji.

Jak zaznaczyliśmy już, piaski roponośne, szczególnie należące do piętra helweckiego, są bardzo bogate w skamieliny. Muszle nie tworzą warstewek, lecz tkwią chaotycznie porozrzucane w masie czarnych piasków, różniąc się od nich swym jasnym kolorem. Skorupy są doskonale zachowane i mimo znacznej gruboziarnistości piasków nie wykazują śladów działalności fal. Oprócz mięczaków, znajdujemy tam kolonie mszywiołów oraz koralii podobnie jak same piaski nasycone naftą.

Podłoże naftowej formacji jest wybornie odsłonięte na południowym zboczu góry, której północne pokryła formacja naftowa. Jej spąg możemy badać na znacznej przestrzeni. Warstwy podłoża należące do górnego fliszu i częściowo do środkowego, widoczne w dziesiątkach olbrzymich wąwozów, nie wykazują żadnych śladów ropy. Podobnie brak jest dyzlokacji w bezpośrednim sąsiedztwie złoża. Znajdują się one dopiero o parę kilometrów na zachód, to jest w miejscu, gdzie do najbliższych krańcowych, a więc słabych impregnacji jest jeszcze daleko.

Czysto morska, bogata w skamieliny formacja naftonośna stanowi wyjątek tak z powodu swej facji, jak też i dlatego, że właśnie facja sama znana z niezliczonych wprost wystąpień w środkowej Europie, nie bywa roponośną poza Bałkanami i Sycylią. I nawet w porównaniu z innymi analogicznymi złożami, Pahtos stanowi wyjątek ze względu na jakość i ilość skamielin przepełniających naftowe pokłady.

Byłoby bardziej niż gdziekolwiek nęcącym poszukiwanie migracyjnych możliwości dla ropy Pahtos'u. Tymczasem nie jest to zbyt łatwym.

I tak, jak już zaznaczyliśmy, najbliższe podłoże ropy nie posiada; od pasu wielkich uskoków znajdujących się na zachód jest daleko, pozatem zaś owa strefa uskoków niczego bezpośrednio wspólnego ze złożem niema. Tymczasem obecność wyraźnie wtórnych śladów ropy w dolnych poziomach pliocenu pozwala przypuszczać, że znajdowała się ona w warstwach formacji roponośnej już w chwili, gdy się pliocen osadzał. Jednostajność nasycenia warstw przedzielonych bezroponą serją badeńskich iłłów, dalej gęstość ropy tworzą nad wyraz poważne przeszkody, które *a priori*

zmuszają do patrzenia się na ewentualną migrację pahtoskiej ropy bardziej niż sceptycznie.

Selenizza-Romzi. Krótka charakterystyka tektoniki tego złoża znajduje się w II rozdziale. Stratygrafia oraz rozmieszczenie ropy zbadane w miejscach mniej naruszonych przedstawia się w sposób następujący:

Eocen-wapień nummulitowy podścielają całe złoża na niewielkiej głębokości. W głębi t. j. na paręset metrów pod ich stropem, istnieją skupienia płynnego asfaltu bezwątpienia podobnie rozmieszczonego jak asfalt w Dulcigno (p. I).

Miocen (środkowy t. j. prawdopodobnie helwet) pokrywa cienką 1—3 m warstwą zagłębienia skałki eoceńskiej wznoszącej się na południowy wschód od głównych odsłoneń asfaltowej formacji. Jest to lumachella ropna zawierając podobnie jak w Pahtos liczne morskie skamieliny (prawie wyłącznie *Pecten* i *Mytilus*).

Górny miocen. 1) 50—80 m serja piasków z nieznacznymi wkładkami iłów. Piaski są z reguły przesycone czarną asfaltową ropą. Skamieliny są bardzo rzadkie — znalazłem tylko jedną *Modiolę* i *Cerithium* typu sarmackiego.

2) Iły słodkowodne. 40—50 m serja zbitych siwych iłów zawierających słodkowodne ślimaki. Ropy na powierzchni serja ta nie zawiera. Krople gęstej asfaltowej mazistej ropy znalazłem w skamielinach pochodzących z iłów odsłoniętych w pobliskiej sztolni kopalni asfaltu.

3) Słonowatowodna formacja z t. zw. *Cardium edule* i *Cerithium*, tworząca kilkudziesięciometrowy kompleks żwirów poprzedzielanych ławicami siwych iłów wypełnionych *Cardium*. Serja zawiera kilka warstw ropnych piasków nasyconych czasem bardzo silnie. U stropu występują piaski z wkładkami zbituminizowanego drzewa przypominającego lignit. Poza warstwami piasku, ropa, zawsze gęsta i asfaltowa, leży w iłach, które równomiernie impregnuje w podobny sposób jak to się dzieje np. z iłami dolnego fliszu albo co jest jeszcze bardziej charakterystyczne, tworzy ciekłe skupienia w spągu parocentymetrowych ilastych wkładek, z których wypływa na świeżych odsłonięciach. Takich, zazwyczaj soczewkowatych warstewek pojawia się zazwyczaj kilka, jedna nad drugą, przyczem poprzegradzane są one jedna od drugiej ławicami bezropnych żwirów. Piaski całej tej serji są z reguły bitumiczne i posiadają brunatno-szarą barwę.

Przesyconych ropą poziomów mamy kilka. Warstwy te stanowią przejście do pliocenu.

Pliocen. Nad warstwami z *C. edule* leży potężniejsza ku zachodowi serja żwirów i piasków, mająca na terenie złoża Selenitzy miąższość 60—150 m. Jej strop tworzą skamielinowe piaski z morską fauną zawierającą jednakowoż pewne elementa słonowatowodne. Fauna ta odpowiada prawdopodobnie piętru Astiano. Piaski występujące wśród zlepieńców są przeważnie słabo bitumiczne (poza skamielinową, stropową formacją). Pozatem częste są wśród konglomeratów wtórne wystąpienia analogiczne do opisanych dla pliocenu złóż w Pahtos.

Wycieki asfaltowej ropy występują w łożysku rzeki Vojusa, odgraniczającej od północy tereny Selenizy. Znane są stamtąd niby-salzy opisane szczegółowo przez Coquand'a i Martellego (p. lit.), odpowiadające szczelinowemu typowi dyzmigracyjnych wysięków. Słabo naruszone pokłady asfaltu w stanie stałym nie zawierają. Występuje on tylko w najbliższym otoczeniu wsi Selenizza we formie masywów i brekcjowatych skupień w iłach należącej do opisanej powyżej formacji słodkowodnej. Pozatem występują tam potężne ławice konglomeratów, o niewątpliwie wtórnem, asfaltowem lepiszczu.

Wycieki ropne nad Vojusą, asfaltowe konglomeraty oraz ogólny charakter chaotycznie druzgotowej tektoniki wystąpień asfaltu pozwala je uważać za klasyczny przykład wtórnego złoża, podobnie jak są wtórnymi roponośne terasy starokaspjskie koło Baku lub złoża wosku ziemnego na Czelekienie (r. III). Ropa tego złoża, która dała początek asfaltowi pochodziła z naftowych piasków z Romzi (górny miocen). W czasie osadzania się słodkowodnych warstw musiała ona obficie wyciekać z niższych pokładów tworząc podobne, choć niewątpliwie większe skupienie i rozlewiska, jakie widzimy obecnie nad Vojusą. W trakcie dalszych dyzlokacji, którym uległy tereny (p. roz. II) przy niewątpliwym współudziale wyziewów gazów¹⁾ płonących w głębokich wówczas rozpadlinach, nastąpiło ostateczne uformowanie się krucho, pozbawionego lotnych składników, asfaltu.

Warstwy z *C. edule* są młodsze lub równoczesne z okresem formowania się wtórnych złóż asfaltu. W całej miejscowości wi-

¹⁾ Węglowodory, ze znaczną domieszką siarkowodoru, dziś również wydobywają się we wielu punktach.

dzimy wyraźnie dwa pokolenia warstw roponośnych. Pierwszą dolną serję stanowią morskie warstwy i czarne piaski górnioceńskie z Romzi, drugą zaś poziomy ropne zawarte pomiędzy iłami z *C. edule*. Dolna serja stratygraficznie odpowiada roponośnym warstwom z Pahtos, górna jest od nich młodszą i w Pahtos jest zastąpioną przez warstwy prawdopodobnie lądowe lub deltowe. Tektonicznie Selenizza i Pahtos należą do jednego cokołowego wypiętrzenia, z tą różnicą, że dyzjunktywne ruchy wywołały w ciągu miocenu częściowe zapadanie się wapiennego masywu w Selenitz, gdy północny kraniec cokołu jeszcze się podnosił. Warstwy z *C. edule*, zawierające ropę tylko na bardzo nieznacznej przestrzeni, pozatem zaś płone, pokryły transgresyjnie również i roponośną serję z Romzi. Bitumiczne piaski tej ostatniej, pokryte są bezropną tym razem ławicą skamielinową (z *C. edule*) wyznaczającą południowy kraniec naftonośnych utworów Selenizzy.

Właściwości bitumicznych i ropnych piasków Selenizzy wykazują dużo analogji z warstwami z Pahtos względnie z cechami występowania znanymi nam z wyspy Czelekien (p. roz. III oraz lit.). Impregnacje bogatych w ropę piasków są zawsze wysoce równomierne. Nie brak tu bardzo silnie nasyconych warstw, stanowiących plastyczne, maziste ciasto. Jeszcze bardziej charakterystycznymi są wkładki naftowych iłów. Ropa znajduje się zazwyczaj w spągu takich warstewek, gdzie tworzy nawet skupienia o kilkudziesięciu centymetrach kubicznych pojemności. Ku dołowi nie przesiąka ona, bo tworzy jak gdyby ochronną warstewkę złożoną ze sklejonych przez maziowatą ciecz ziarn żwiru. Powtórzmy, że wkładki te powtarzają się jedne nad drugimi, wykazując te same cechy roponośności.

Przeciwno migracji świadczy ponadto tak dzisiejsza konsystencja ropy jak i ta, która istnieć musiała w chwili, gdy się tworzyły maziowate rozlewiska niewątpliwie istniejące w początkowym okresie tworzenia się masywów i skupień asfaltu. Że wyciekająca wówczas ropa posiadała gęstość podobną do dzisiejszej, świadczyć będzie również istnienie charakterystycznych impregnacji w ławicach konglomeratów, które tworzyły się na ówczesnych wysiękach.

Pokłady roponośnej formacji z Romzi zawierały już ropę w czasie tworzenia się warstw z *C. edule*, które ją w paru miejscach pokryły, jakeśmy zauważyli już, transgresyjnie, ścinając zawsze bardzo jednostajnie i równomiernie impregnowane piaski. Kwestja

roponośności podłoża bitumicznych pokładów Selenizy nie przedstawia się tak jasno jak np. w Pahtos. Otóż skupienia plastycznego asfaltu w wapieniu eoceńskim, są sporadyczne, podobnie jak i inne bałkańskie znane z powierzchniowych odsłoneń. Tak samo pokłady miocenu oraz paleogeńskiego fliszu, występującego w najbliższej okolicy, ropy nie zawierają, albo tylko wykazują nieznaczne i to nawet wielce wątpliwej natury, impregnacje. Na podstawie analogii z kaukaskimi, wtórnymi złożami ropy (rozdz. II) mamy wszelkie dane, by twierdzić, że podobnie bogate znalezisko bituminów wymagałoby dla swej wtórności odpowiedniego bogactwa istniejącego w pobliskich starszych warstwach.

Na potwierdzenie wniosków opartych tylko na obserwacji samego rozprzestrzenienia ropy i asfaltu w omawianym złożu przybywa jeszcze jedna niezmiernie ważna i rzadko dostępna bezpośredniej obserwacji okoliczność. Jest nią wspomniana już obecność, szczątków drzewa, przypominających lignit. Otóż przy badaniu drzewo to wykazało wyraźną bituminizację. Wśród okazów spotykamy przejścia od mniej zbituminizowanych do zupełnie zamienionych na tak zwany asfaltyt¹⁾. Oprócz kawałków drzewa, znamy z Selenizy ility przepelnione detritusem roślinnym. Opisany fakt odpowiada najzupełniej przytoczonym danym przez prof. Zuberę dla wyspy Trinidad (Flisz i Nafta), gdzie formacja asfaltowa zawiera podobnie zbituminizowane szczątki roślinne.

Nie twierdząc żeby wyłącznie drzewo miało być dostarczyć materiału do tworzenia się bituminu, poprzestajemy tymczasem tylko na stwierdzeniu jego obecności. Jak już powiedzieliśmy, poza drzewem nie brak śladów zbituminizowanego rozślinnego detritusu, który niewątpliwie musiał być odgrywać bardzo wybitną rolę w sedimentach Romzi i Selenizy. Rozwój wszystkich pokładów, wykazujących częste oscylacje lub nawet ślady powierzchniowych wypiętrzeń, nieraz bardzo intensywne, świadczy ponadto,

¹⁾ Wstępne badania przeprowadziłem przy łaskawym współudziale dr. K. Maślankiewicza asystenta Zakładu Chemicznego U. J. oraz dr. Lilpopy współpracownika Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności. Mało zbituminizowane okazy, zewnątrznie przypominające lignit, gotowane ze stężonym roztworem KOH, dawały bardzo słabą reakcję. Silnie zbituminizowane nie dawały żadnej; nie barwią one również eteru i chloroformu. Asfaltyt w płomieniu nie topi się, lecz się żarzy, wydzielając gazy oraz daje charakterystyczną woń prażonego asfaltu.

że gęsta ropa tej formacji tworzyć się musiała przy obciążeniu jeszcze mniejszej ilości warstw niż np. nafta wyspy Czelekien i Baku. Dla niektórych terenów złoża wypadają znikome cyfry dla pokrywających je serji pokładów. Nie jest wykluczone, że właśnie w tych warunkach łatwiej się mogły zachować zbituminizowane odłamy drzewa, które przy większem ciśnieniu musiałyby może ulec zupełnemu przeobrażeniu.

Kuciowa koło Beratu. Na północny wschód od Beratu, po obu stronach rzeki Devoli, znajduje się wążka synklina o kierunku S-N, tworząca nawet częściowo „Graben“ o monoklinalnie pochylonych ku zachodowi warstwach. Synklinę tę wypełniają słodkowodne pokłady górnego miocenu niezgodnie spoczywające na zerodowanym podłożu zbudowanym z warstw górnego fliszu (białe margliste łupki i piaskowce). Stratygrafia przedstawia się w sposób następujący:

Górny miocen. Gruboławicowe piaski, poprzedzielane warstwami czarniawych sypliwych iłów, o miąższości 200—300 m. Piaski zawierają liczne, doskonale zachowane słodkowodne skamieliny (*Unio*, duże gładkie *Melania* lub *Melanopsis*, *Helix*) rzadkie odłamki kości ssaków oraz kawałki bardzo silnie zbituminizowanego drzewa.

Tak wszystkie piaski tej serji, jak też i większość iłów, zawierają gęstą ropę, choć lżejszą niż np. formacja Pahtos; w iłach mieści się ropa niekiedy w większych ilościach, wypełniając szczeliny lub znajdując się na płaszczyznach uwarstwienia, skąd często wycieka na odsłonięciach.

Charakterystycznymi są dla tej formacji skamieliny słodkowodne, które występują wśród naftowych piasków. Serja ta nie jest równomiernie impregnowaną na całej przestrzeni jej występowania. Maximum nasycenia jest widoczne na przestrzeni paru kilometrów kwadratowych w najbliższej okolicy wsi Kuciowa i Poliovina, na południe zaś i na północ impregnacje znikają stopniowo, mimo że charakter facjalny serji nie ulega widocznej zmianie.

Pont. Serję tę składają iły i margle szare, przepelnione słonowatowodnymi skamielinami (*Limnocardium*, *Congerina*, *Melanopsis*) przechodzące ku stropowi w piaskowcowo-wapniste warstwy. Ogólna miąższość nie przekracza 100—200 m.

Piacenziano-Astiano. Iły, piaski i piaskowce z fauną z *Cardium cf. edule* i *Cerithium*, niewątpliwie młodsze od na pozór analogicznych pokładów z Selenitzy.

Fakta przemawiające za występowaniem ropy *in situ* są następujące: równomierność i bogactwo impregnacji bez względu na ilastość czy piaszczystość zawierających je warstw. Ropy brak jest w sąsiadujących z impregnacjami pokładach fliszu. Zawiera on co prawda jedną niewielką roponośną warstwę, o podobnie gęstej ropie, która występuje na północ od opisanej synkliny. Warstwa ta jest izolowana od synkliny, pozatem zaś w miejscach, gdzie miocen i pliocen leży najbliżej od niej t.j. na ok. pół kilometra, impregnacji w tych warstwach nie widać zupełnie. Nad rzeką występują w pobliżu północnego krańca synkliny zbite iły prawdopodobnie tortońskie, które podścielają cały kompleks wyżej wymienionych warstw, stanowiąc spągową izolacyjną warstwę dla całej formacji. Na uwagę zasługuje absolutna słodkowodność fauny znajdującej się w naftowych pokładach. Obecność śladów drzewa wykazującego o wiele większą bituminizację, niż okazy z Selenizy, dostarcza bardzo jasnych danych co do materiału, z którego mogła być powstać ropa tej formacji.

Muriz. Wzdłuż częściowo nasuniętego masywu fliszu zgniatającego krawędź wielkiej synkliny znajdującej się między równiną Muzakia i cokółowem wypiętrzeniem koło miasteczka Ljuznia, znajduje się pas górnomiocenijskich słonowatowodnych utworów z *Ostrea crassissima*, *Neritina*, *Congerina*, zawierających parę poziomów piasków i iłów impregnowanych ropą. Znachodzenie się tu ropy jest analogiczne do pokładów okolic wsi Kuciowa. Strefa impregnacji jest wąska — cała formacja leży zaś na krawędzi synkliny.

* * *

Mimo że złoża mioceńsko-pliocenijskie południowej Albanii posiadają każde niejako wyjątkowy charakter, to jednak razem wzięte wykazują pewną wspólność cech. Przedewszystkiem nie tworzą one wyraźnych antyklinalnych nagromadzeń, o typie znanym z tylu miejscowości innych krajów, lecz znajdują się w zagłębieniach względnie na ich krawędziach, co nadaje im wygląd synklinalnych formacji. Najbardziej uderzającą jest pozycja złóż nad rzeką Devoli (Kuciowa) mniej, ale także dość wyraźną okazuje się sytuacja złoża w Muriz, Terasowate zagłębienie na kraju wielkiego bloku, zanurzającego się ku północy tworzy złoża w Pahtos. Może najmniej odpowiada temu schematowi Selenizza, ale i tam, mimo że roponośne pokłady pokrywają pokruszony masyw wapienny, to jednak całość wykazuje, że i tu mamy do czynienia z wypeł-

nieniami zagłębień w warstwach starszych. Jest rzeczą niezmiernie charakterystyczną, że wszystkie wymienione złoża znajdują się albo w bezpośrednim sąsiedztwie (Selenizza) albo w pobliżu (Pahtos) wielkich linii dyzlokacyjnych, albo też jak Muriz i Kuciowa, w strefach krzyżowania się dwu kierunków fałdowania południowego i równoleżnikowego. Co do Pahtos i Selenizy E. N o w a c k nawet wyciąga daleko idące konsekwencje i komentuje powstanie tych złóż drogą migracji wzdłuż linii dyzlokacyjnych.

Już dość szczegółowo mieliśmy sposobność omówić powody dla których dla tych złóż można wykluczyć migracyjne możliwości i przyjmując ich *in situ* w całej pełni. Tem niemniej związek między tektoniczną predyspozycją danych terenów, a istnieniem skupień bituminów niezaprzeczalnie istnieje. Do pewnego stopnia daje nam na to odpowiedź rozwój profilu neogenu obserwowany od wschodnich krańców zasięgu ku zachodowi. Oto wschodnie segmenty mioceńskiej pokrywy stanowią w tych wypadkach, gdy widzimy w nich złoża ropne, zatokowe formacje o stosunkowo nieznacznej miąższości, spoczywające na zerodowanym podłożu, przy braku całego szeregu ogniw stratygraficznych. Ku zachodowi, częścią zaś ku południowi, miąższość ich nie tylko, że się zwiększa wielokrotnie, lecz także pojawiają się tam niższe od helwetu ogniwa miocenu, tworzące parusetmetrowy kompleks. Ogólny rozwój warstw środkowego i najwyższego miocenu rozpatrywanych pod względem ich miąższości, oraz pewnych zmian facjalnych, którym one ulegają, pozwala je traktować jako osady, które mogły się być tylko nieznacznie rozwinąć na zerodowanych już wówczas, podnoszących się blokowatych antyklinach, osiągnąć zaś musiały wielkiej miąższości już w odległości paru kilometrów na zachód, bezpośrednio poza krawędziami cokołowych wypiętrzeń. Dzisiejsze linie tektoniczne (Störungslinien) N o w a c k a, o których wspominaliśmy w I rozdziale, przechodzą w miejscach tych krawędzi.

Właśnie ta kontrastowość hypsometrii lub raczej batymetrii podłoża musiała stwarzać zupełnie swoiste warunki dla akumulacji organicznego detritusu w miejscach dzisiejszych złóż.

Jest rzeczą zastanawiającą, że chociaż w południowej Albanii mamy cały szereg miejsc, gdzie tak helwet, jak górny miocen, leżą w najzupełniej analogicznych warunkach, to jednak istnienie złóż naftowych zostało jak gdyby zarezerwowane dla bardzo niewielu miejscowości. Pełne światło rzuca na tę sprawę bliskość stratygraficzna wymienionych formacji, które pozatem należą albo

do bardzo mało albo do niczego wspólnego ze sobą nie mających faciesów jak np. czysto morska formacja Pahtos i słodkowodna Kuciovej, lub słonowatowodne i lagunarne pokłady Selenizy, górnych poziomów Pahtosu oraz Murizu.

Otóż bez względu na to, że wszystkie te roponośne serie tworzyły się niewątpliwie kolejno i to we względnie dużym odstępie czasu, bo od helwetu aż do najwyższego miocenu lub nawet do dolnego pliocenu włącznie, oraz że ich sedymentacja mogła nie zachodzić jednocześnie, to jednak strefy podnoszenia się powolnego dzisiejszych wypiętrzeń musiały sąsiadować ze strefami znacznych zmian słoności wód. To właśnie mogło być powodem tak z jednej strony obumierania organizmów, jak łatwo mogło dawać sprzyjające warunki dla powstawania lokalnych skupień ich szczątków, w myśl koncepcji Krausa dla rumuńskich złóż naftowych (p. lit.).

* * *

Charakterystyka opisanych złóż naftowych nie byłaby zupełną, gdybyśmy nie wspomnieli jeszcze o jednym bardzo ważnym fakcie często się w różnych warunkach powtarzającym. Oto bez względu na pewne różnice lub naprzykład na dotychczasowy brak ilościowych analiz rop, zawierających węglowodory o bardzo złożonej budowie drobiny, nie da się zaprzeczyć fakt, że w pewnych miejscowościach lub strefach, pojawiają się w różnorodnych formacjach, ropy niezaprzeczenie należące do bardzo zbliżonego do siebie typu.

Tak jest w Rumunji, gdzie tak w meocie jak i w znacznie wyżej leżącym i od niego oddzielonem przez łąki pontyjskie piętrze Dacien znajduje się bardzo podobna nafta. Na Czelekienie widzimy to samo, bo i ropa stropu pstrej serji i będąca we facyjnie odrębnych warstwach plioceńska, wykazuje wyjątkowe wprost podobieństwo. Gdy chodzi o kraje bałkańskie to analogia bituminów jest jeszcze bardziej uderzającą, bo nietylko wszystkie neogeńskie złoża posiadają bardzo zbliżoną do siebie mazistą asfaltową naftę, lecz także i plastyczny asfalt masywu w Selenizy, asfaltowe ropy Grecji wreszcie smarowo-mazisty typ nafty z Drasciovitzy dalej nafta innych lokalnych, bliżej jeszcze nie zbadanych skupień we fliszu, świadczą bezwarunkowo o daleko idącym pokrewieństwie.

Fakta świadczące przeciwko migracji zmuszają nas do szukania innych dróg dla wyjaśnienia tego zjawiska.

Pewnych możliwości mogłyby dostarczyć dane paleoklimatyczne, np. w razie, gdyby chodziło o podobieństwo klimatu, które mogło odgrywać rolę w chwili osadzania się sedimentów organogenicznych i oddziaływać w pierwszym stadium ich przeobrażania się. Przypuszczenie to miałoby co prawda podstawę bytu jedynie dla względnie zbliżonych do siebie meockiej i dackiej naftonośnych serji Rumunii. Dla Czelekieniu i Bałkanów nie może ten pogląd mieć racji bytu chociażby tylko z racji odrębności facjalnej, jaka istnieje między poszczególnymi formacjami naftonośnymi.

O wiele bardziej miarodajną powinna być kwestja solanek. Tak n. p. na Czelekienie solanki wykazują podobieństwo tak w warstwach pstrej serji jak i piętra apszerońskiego. Bardziej jeszcze uderzającym jest fakt wyłącznego istnienia w Albanji solanek o bardzo niewielkiej zawartości soli, zato o stałej obecności siarkowodoru.

Na półwyspie Apszerońskim solanki odznaczają się znaczną zmiennością; w miocenie mamy słabo nasycone, o względnie dużej procentowej zawartości Na_2CO_3 , zaś w serji produktywnej rozróżniamy ich cały szereg o rosnącym ku górze stopniu nasycenia i o zmiennym wzajemnym stosunku pojedynczych składników. Mimo że facjalne różnice w samej serji produktywnej są minimalne, zmienność ropy jest uderzająco wielką.

V

Warunki znajdowania się nafty, o których była mowa w poprzednich rozdziałach albo wykluczają przyjęcie wędrówki tak ropy, jak i solanek w nienaruszonych pokładach, albo ograniczają tego rodzaju możności tylko do bardzo nieznacznych przemieszczeń. Z drugiej strony indywidualizacja traktowania poszczególnych już nie złóż, ale nawet poziomów lub serji roponośnych, wymaga specjalnego podejścia do przedmiotu wtedy, gdy n. p. chodzi o sprawy genetyczne. O ile w razie faktu wtórności zalegania stanowiłby ropa musiała, jako element obcy, przedmiot oddzielnego traktowania, o tyle gdy jest *in situ* geneza musi być rozpatrywana łącznie tak z historją sedimentacji danych pokładów jak i wszystkich późniejszych przeobrażeń. Naodwrot, bardzo szczegółowe poznanie pokładów, wyjaśnienie warunków, w jakich one powstały oraz w jakich znajdowały się w ciągu swego istnienia, dostarcza nam nieocenionych wprost kryterjów dla zgodnego z warunkami geolo-

gicznymi ujęcia sprawy genezy tak ropy, jak skał roponośnych i wreszcie solanek. Zestawieniu konsekwencji wynikających z opisanych faktów jest poświęcony rozdział niniejszy. Bardzo zasadniczą jest kwestja sposobu występowania ropy w najrozmaitszego gatunku pokładach. Niemal o wszystkich typach mówiliśmy w poprzednich rozdziałach. Reasumując te dane zaznaczę, że bez względu na formacje naftowe, przynajmniej we względnie młodych pokładach t. j. w utworach trzeciorzędowych, występowanie to wykazuje zawsze pewną typowość, związaną z konsystencją warstw.

Wapienie. Tak w wapieniach asfaltowych Bałkanów, jak we wkładkach wapieni wschodnio-kaukaskiego miocenu, ropa (lub asfalt, jak na Bałkanach) wypełnia przedewszystkiem kawerny i próżnie. Ponieważ ta skała bywa z reguły potrzaskana, więc i częste szczeliny są również wypełnione, ale tylko wtedy, gdy sąsiadują z kawernami, które robią wrażenie miejsc, w których ropa mogłaby być *in situ*. O ile kawerny roponośne nie są poprzecinane przez szczeliny, wtedy obserwujemy odosobnienie tych *sui generis* malutkich zbiorników płynu. Zbiorniki te wypełnione bywają ropą, bez względu na to, czy wapień są np. bitumiczne czy wolne od organicznych domieszek.

Iły, margle, łupki ilaste oraz margliste. Krople ropy znajdują się na płaszczyznach uwarstwienia lub wypełniają szczeliny. Zauważyć się daje istnienie malutkich zbiorników w spągu warstewek (Albanja). Ropa występuje w ilastych skałach jako element poboczny, t. j. domieszka nie mieszająca się z cząsteczkami skały. Dzieje się to przedewszystkiem w warstwach niebitumicznych i w dodatku zupełnie nie piaszczystych lub bardzo mało piaszczystych odmianach iłów i łupków. W bitumicznych łupkach możemy widzieć albo taki sam kroplowy charakter występowania nafty, lub też spotykamy impregnacje. Podobna impregnacja zdarza się też, gdy mamy do czynienia z piaszczystymi iłami. Sposób występowania ropy w iłach traktowany w świetle ogólnej ich nieprzepuszczalności oraz w myśl warunków, napotykanym w wielopoziomowych serjach, należy traktować z racji związku przyczynowego między genezą ropy wśród osadów ilastych i specjalnym sposobem osadzania się materiału ropotwórczego w warunkach, w których wogóle tworzą się podobne warstwy.

Piaski. O ile widzimy piaski roponośne, wtedy zauważyć się daje niezmiernie wyrazista równomierność impregnacji na znacznych nieraz przestrzeniach. Nierzadko pokłady bywają (Czelekien)

przesycone t. j. zawartość ropy przewyższa ewentualny współczynnik porowatości. Na wyspie Czelekien (K a l i c k i) spotykamy ponadto nierównomierność impregnacji w myśl ukośnego uwarstwienia odpowiednio do śladów bicia fal. Kwestja złóż ropy w piaskach była parokrotnie bardzo szczegółowo omawiana, więc nie wymaga dalszego oświetlenia.

P i a s k o w c e. Roponośne piaskowce tworzą cieńsze lub grubsze ławice, których impregnacja jest albo stałą i równomierną, tak jak to widzimy w piaskach albo wykazuje zupełnie swoiste cechy. W pierwszym wypadku chodzi właściwie poprostu o zbite piaski. W drugim zato napotykamy znowuż ogólną impregnację, ale nie stanowiącą głównego bogactwa skały. Ropa w wielkich ilościach wypełnia znowuż zazwyczaj bardzo drobne i gęsto w skale rozsiane kawerny, przyczem wtedy skała przybiera gąbczasty niejako wygląd.

Całość robi wrażenie, jak gdyby skała była rezultatem współczesnego tak djagenetycznego przeobrażania się skały, jak i przestaczania się pierwotnego materiału organicznego.

Tu nasuwa się jedna specjalna uwaga. W piaskach roponośnych i w piaskowcach zdarzają się nierzadko twardsze bulaste konkrecje, które przeważnie są albo zupełnie wolne od ropy, albo nadzwyczaj słabo impregnowane. Ogólny ich wygląd wyróżnia je tak dalece od tła roponośnej skały, że nieraz mogą one nasuwać przypuszczenie, że ropa pojawiając się w uprzednio przeobrażonej warstwie, musiała je napotkać jako już uformowane (tak np. patrzył na nie między innymi i prof. M r a z e c, p. lit.). Gdy się przypatrujemy tworzącym się obecnie roponośnym terasom w miejscach (p. roz. III), gdzie na brzegu morskim gromadzą się muszle i wyćieka ropa, wtedy widzimy, że „kamienienie“ takiej terasy może się dokonywać również i wtedy, gdy cała warstwa jest od samego początku przepelniona tłustą cieczą.

Bezropne konkrecje mogą odpowiadać znowuż albo miejscom, z których dostające się do warstwy wody mogą wyługować naftę, a więc bezropność taka może nosić wtórny charakter. Ten wypadek należy traktować jako wyjątkowy. Ogólne wytłumaczenie niosą za sobą rezultaty K a l i c k i e g o, tyżące się swoiście nierównomiernej impregnacji piasków, którą ten badacz słusznie uważa za jeden z dowodów, nawiasem mówiąc, wyjątkowo dających się obserwoać, na *in situ* nafty Czelekienu. I dlatego, jeżeli traktujemy roponośność jako rezultat równoczesnego przeobrażania się i materiału

organicznego i djagenezy samej skały, wtedy fakt istnienia miejsc nieropnych w skale odpowiadałby miejscom, w których również i pierwotnie nie było materiału organicznego. Zachodząca w tych miejscach djageneza musiała je intensywniej przeobrazić, nadając nieregularnym poprzednio skupieniom formę bulastych zrostków.

* * *

Argumenta dla roślinnego pochodzenia ropy opracował prof. Z u b e r na podstawie współczesnych zjawisk sedymentacji w warunkach tropikalnego klimatu. Poglądy te niemal zupełnie wyczerpujące kwestję roponośności fliszu stanowiły od samego początku i dla mnie podstawę, z tą tylko różnicą, że przeważna część mych spostrzeżeń tyczyła się złóż o wiele młodszych aniżeli tereny, którymi zajmował się zmarły badacz i w dodatku należących do facji wprawdzie pozornie zbliżonych niekiedy do fliszu, lecz genetycznie często się zasadniczo różniących, jako kontynentalne lub zamknięto-basenowe. Jako terena o niezmiernie młodych formach tektonicznych nastęrczają natomiast te złoża znacznie więcej danych, tyczących się dziejów powstawania w nich ropy i konserwowania się jej w nich, również i po powstaniu.

Cechy młodych bardzo złóż dostarczają nam szeregu przykładów na powstawanie organogenicznych skupień w bardziej urozmaiconych warunkach, niż to się dzieć może przy fliszowej sedymentacji. I nie tylko tyczy się to samej ropy lecz i solanek, co ze względu na bezwarunkowe *in situ* tak jednych jak drugich płynów (rozdz. III i IV) nastęrcza nam możność bardzo nieraz szczegółowych dociekań co do różnorodnych paleogeograficznych stosunków, które warunkować musiały ich powstanie.

Przyjmując w całości poglądy prof. Z u b e r a, tyczące się powstawania skupień detritusu roślinnego na fliszotwórczych wybrzeżach, zajmijmy się szeregiem wypadków, które nasuwa nam bezpośrednia obserwacja niefliszowych złóż nafty.

W sprawie zoogenicznego pochodzenia ropy wypowiedział się zmarły autor negatywnie, ze względu na to, że miękkie części organizmów zwierzęcych ulegają rozkładowi przedtem jeszcze, nim do pokładów się dostaną. Trudno powiedzieć, czy jednak w pewnych warunkach, t. j. gdy chodzi o masowo występującą i masowo ginącą mikrofaunę krótkotrwałych słonych jezior, nie dostarczają również i organizmy zwierzęce materiału, akcesorycznie mogącego

wpływać na skład ropy. To przypuszczenie nie przeczy bynajmniej poglądom prof. Z u b e r a.

Kwestja materiału, z którego mogła być powstać ropa bogatych warstw słonowatowodnych formacji Rumunji (meot i dacien) nie różni się zasadniczo od sprawy pochodzenia ropy fliszowych pokładów. Nieco inaczej będzie się przedstawiać kwestja gdy chodzi o pewne specjalne wypadki. I tak naprzykład górnioceńskie warstwy wschodniego Kaukazu, z reguły roponośne, choć nie tworzące większych złóż, zawierają w takiej ilości szczątki morskiej trawy i okrzemek, że już to samo dostarcza dowodu na obfitą akumulację tego rodzaju ropotwórczego materiału.

Bardzo charakterystyczne ze względu na autochtoniczność ropy wyspy Czelekien (rozd. III) soczewki przesyconego ropą piasku, występują w stratygraficznie się wydzielających poziomach. Są to zupełnie wyraźne jak pozostałości cienkich piaszczystych pokryw, które mogły się były tworzyć w delcie tylko przy powodziach. Takie piaski znamy z delty rzeki Kury wpadającej do morza Kaspijskiego z Zakaukazia. Bywają one nader często przepełnione detritusem roślinnym, przedewszystkiem zaś szczątkami sitowia. W pewnych warunkach, gdy taką warstwę pokryją wody osadzające wyłącznie ily, wtedy początkowo nieprzerwana warstewka może zostać rozmytą i tylko soczewki będą znaczyć jej ślad.

O możliwościach pochodzenia materiału organicznego mioceno-pliocenońskich złóż Albanji mówiliśmy już dość szczegółowo (rozd. IV) i tylko pozostaje omówienie jednego wypadku a mianowicie znachodzenie się ropy w Pahtos. Do pewnego stopnia nieoczekiwanych danych dostarcza nam rozmieszczenie skamielin w helweckich piaskach. Otóż tę chaotyczność połączoną ze śladami bicia fal, grubością ziarna i doskonałym zachowaniem częstoć cienkich skorupek obserwujemy w tych miejscach plaży, gdzie fale tworzą zwały wodorosli. W nich zawarta bywa zawsze znaczna ilość muszel chronionych od zniszczenia przez trawę. Stąd obserwujemy w takich miejscach współistnienie śladów bicia fal, zachowanie się chaotycznych skupień skorup o bardzo różnej wytrzymałości, znajdujących się nie tylko wśród piasków lecz często nawet wśród żwirów. Natomiast na plażach, gdzie traw niema, muszle układają się regularnymi warstwami, przyczem zawsze daje się tam zauważyć mniejsze lub większe oszlifowanie skorup.

I właśnie na złożu Pahtos zapatrujemy się jako na pozostałość takich roślinnych plażowych nagromadzeń. Tego rodzaju

złoże skorup w piaskach miocenu jest bardzo częste, z tą tylko różnicą, że one nie zawierają ropy. W danym wypadku powstanie jej należy przypisać wyjątkowym warunkom konserwacji.

Wypełnienia kawern wapieni asfaltem lub jak w innych wypadkach ropą, należałoby z racji sporadyczności występowania tego rodzaju zjawisk uważać również za pozostałość niewątpliwie rozpowszechnionych skupień roślinnego materiału, dostarczanych przez wodorosle, które tylko w pewnych miejscach mogły się były zachować z powodu jakichś warunków, których natury w tej chwili nie da się określić. Niezmiernie ciekawą kategorię zjawisk, pozostawiającą jeszcze szereg nie dających się definitywnie rozwiązać problemów, przedstawiają nam złoża ropne serji produktywnej w Baku. Kontynentalność ich pochodzenia tak ze względu na sporadycznie zresztą spotykaną faunę, jak i na ogólny *habitus* warstw nie podlega kwestji. Najważniejszych w tym kierunku wskazówek dostarcza nam obfitość warstewek łu w roponośnych partjach przekroju (rozdz. III). O ile wielkie kompleksy piasków odpowiadają fazom subaerycznej sedymentacji, o tyle warstewki łu i cieńsze wkładki piasków są rezultatem osadzania się pokładów w jeziorach, prawdopodobnie krótkotrwałych i zależnie od położenia stratygraficznego danego poziomu, pokrywających ongi mniejsze lub większe obszary. Nierzadka obecność *Characeae* w łużach, w których ponadto, szczególnie w dolnej części kirmackich pokładów, obfitują skorupki małżoraczków, potwierdza nasz pogląd.

Mając wszelkie dane do traktowania bakińskich złóż ropy jako *in situ* nie posuniemy się zbyt daleko w hipotetyczności wnioskania, jeżeli powstanie tych złóż przypiszemy akumulacji wielkich ilości materiału organicznego, złożonego z mikroflory i co bardzo prawdopodobne, również z mikrofauny mogącej wzrastać w wielkich ilościach w czasie krótkich okresów istnienia jezior. Konserwowanie się takich organogenicznych osadów jest łatwo zrozumiałe ze względu na *regime*, który musiał istnieć w terenach tworzenia się serji produktywnej, oraz ze względu na warunki sedymentacji pustynno-jeziornej. Kontynentalność pochodzenia serji tłumaczy nam również istnienie w jej pokładach solanek, których nasycenie odpowiada niewątpliwie warunkom klimatycznym.

Stała obecność wkładek ilastych w roponośnych kompleksach odpowiada pozatem fazom powolniejszego osadzania się pokładów

o przewodze ilastych składników, które choć cienkie, pozwalały niewątpliwie na natychmiastową izolację świeżo utworzonych warstw. Potężne serje piasków noszą natomiast wyraźne ślady eolicznej lub torrencjalnej sedymentacji. W czasie ich powstawania nie mogły istnieć ani dogodne warunki dla gromadzenia się osadów organogenicznych ani też dla ich konserwacji.

Samo przeobrażenie się materiału organicznego i to nietylko na bituminy, lecz na prawdziwą naftę, może zachodzić już przy obciążeniu niewielką ilością warstw 200—300 m (rozdz. III i IV) i co zatem idzie nawet przy nieznacznej temperaturze wahającej się prawdopodobnie między 20° a 30° C. Rozumie się mamy ropy, szczególnie gdy chodzi o starsze a więc od paleogenu w dół, które musiały w ciągu swego geologicznego istnienia przechodzić i to niejedną, metamorfozę. Przy dzisiejszym stanie naszej znajomości składu chemicznego nafty daje się sprecyzować ważne prawo, dotyczące się różnic między ropami złóż młodych i starszych lub mówiąc ściślej, tych, których nafta w ciągu swego istnienia była poddana wielkim ciśnieniom.

Ropy młodsze charakteryzuje obecność węglowodorów cykloalifatycznych (nafteny) a nawet czasem drobnych ilości węglowodorów cyklowych. Zwykłe związki alifatyczne, poza najprostszymi, zawierającymi kilka atomów węgla w drobinie, odgrywają w tych ropach raczej podrzędną rolę. Natomiast w ropach starszych panują przedewszystkiem węglowodory alifatyczne. Fakt ten ogólnie obserwowany rzuca nam pewne światło na jakość przemian, którym ulegać mogą ropy względnie ich składniki. Logicznie jest to też zrozumiałe, jeżeli produktem dalszym są węglowodory alifatyczne bardziej trwałe od naftenów.

Prof. Z u b e r podaje w książce „Flisz i nafta“ następujący schemat możliwej hydrokarburacji celulozy:

		Gazy			
			Nafta	Gazy	
	Gazy	Gazy	Ozokieryt	Nafta	Gazy
	Celluloza—Humus—Kerogen—Asfalt—Ozokieryt—Nafta.				

Zastrzegając się co do roli ozokierytu, którego złoża wykazują (Czelekien i Borysław) wyraźną wtórność, zaznaczamy, że tego rodzaju koncepcja najzupełniej odpowiada warunkom przyrodzonym. I jeżeli trudno jest przypuszczać możliwość polimeryzacji prostych węglowodorów na wyższe, to warunki geologiczne jeszcze

mniej na to pozwalają. W pierwszej fazie tworzenia się ropy, t. j. przed zaistnieniem większych ciśnień w pokładach, pierwsze stadjum gazowe lub prawie gazowe jest nie do pomyślenia. Jak już zresztą z przytoczonego schematu wynika, związki składające kerogen t. j. ową substancję przejściową (Flisz i N. str. 338) mogłyby i prawdopodobnie mogą, przeobrażać się albo wprost na naftę, jak to przypuszczaćby należało dla lekkich typów okolic Baku, albo przechodzić przez długą i złożoną drogę asfaltowego stadjum. Ze zjawiskiem tego właśnie typu mamy niewątpliwie do czynienia w Albanji, bo właśnie owe określone jako zbituminizowane okazy drzewa¹⁾ odpowiadają najzupełniej pojęciu kerogenu.

Nie należy zapominać, że każda nafta stanowi mieszaninę węglowodorów o tak różnorodnym jakościowym i ilościowym składzie chemicznym, że dla każdego niemal poziomu stanowi odrębny, mniej lub więcej się wyróżniający typ. Z tej przyczyny ropotwórcze reakcje, których rezultatem były owe tak różnorodne mieszaniny i dla których wyjściowym materiałem musiała być, bądź co bądź tylko celuloza, musiały zależeć od jakiegoś czynnika w zupełnie swoisty sposób warunkującego reakcję.

Tym czynnikiem wszechobecnym we wszystkich znanych dotychczas złożach ropy są solanki lub wyrażając się ściślej, ze względu na stwierdzoną suchość wielu złóż, wogóle obecność soli w warstwach roponośnych. Wprawdzie skala różnic solanek jest o wiele skromniejsza niż dla nafty, to jednak i one odznaczają się wielką różnorodnością. Tam, gdzie one są zbadane, wszędzie okazuje się, że różnice są bardzo wyraziste tak w składzie chemicznym, jak i w nasyceniu wód solami. Jedna cecha jest z reguły wspólną im wszystkim: oto albo zupełny brak jonów SO_4 albo tylko bardzo nieznaczna ich ilość. Wielokrotnie mieliśmy sposobność zaznaczyć, że rozmieszczenie solanek w stosunku do poziomów ropy, pozwala je traktować jako *in situ* t. j. podobnie jak i samą naftę. Nieobecność lub rzadkie występowanie siarczanów łatwo pozwala tłumaczyć samo porównanie ze stosunkami panującymi w dzisiejszych odciętych od morza lagunach lub jeziorach. Tam rzeczywiście daje się bardzo często zauważyć zmniejszenie się ilości lub wprost zanik siarczanów. Traktując solanki jako kopalne wody, ongi nasycające podłoże jezior lub lagun, musimy również przyjść do wniosku, że zmniejszenie się ilości siarczanów mogło nastąpić conajmniej w chwili

¹⁾ Por. cytat z pracy Wall'a u Zuberu l. c. str. 335.

tworzenia się wodonośnych warstw, a nie po dostaniu się w pokłady. W danym wypadku będzie dla nas nawet rzeczą obojętną, czy współdziałały tu trudno dające się określić reakcje biochemiczne.

Tu wystarczy samo skonstatowanie, że nawet kilkuprocentowa zawartość w wodach rozpuszczalnych chlorków, przedewszystkiem sodu, rzadziej zaś i tylko w domieszkach, magnezu i wapnia, pozbawionych, ale tylko w niewielu wypadkach, węglanu sodu, musiała być niezbędnym czynnikiem, który bezwzględnie przeszkadzając karbonizacji szczątków roślinnych, wpływał decydująco na ich bituminizację a dalej na hydrokarburację.

Ograniczymy się tu do zaznaczenia zasadniczych cech tego przypuszczalnego procesu, związanych z chemią solanek. Omawianie możliwości w zakresie bituminizacji szczątków roślinnych wykraczałoby poza ramy niniejszej pracy, pozatem zaś byłoby to tylko powtórzeniem faktów stwierdzonych przez wszystkich naftowych badaczy i syntetycznie ujętych również przez prof. Z u b e r a (l. c.).

O wiele bardziej znaczącym jest współistnienie solanek ze złożami posiadającymi wyraźnie słodkowodny charakter. W tym wypadku jest miarodajnym powierzchniowe wysalanie się terenów położonych w klimatach o długotrwałej, skwarnej porze suchej. W takich okresach ulegają wysalaniu się nawet zbiorniki słodkowodne w porze deszczowej, przyczem fauna ich zazwyczaj wytrzymuje tę zmianę. Wogóle wszelkie tworzenie się¹⁾ słonych bagien czy n. p. powierzchniowe wzbogacanie się gleby w sole rozpuszczalne, jest z reguły związane, jeżeli nie z klimatem pustynnym, to w każdym razie z posiadającym skwarne suche pory roku. Nawet utwory fliszowe, które prof. Z u b e r racjonalnie uważa za produkt litoralnej sedymentacji w tropikalnym klimacie, wykazują bardzo wiele śladów powierzchniowego, bardzo intensywnego obsychania świeżo tworzących się warstw, co miałem sposobność gdzieindziej omówić (p. lit.).

Znajdowanie się solanek w złożach ropnych rozpatrywane pod paleoklimatycznym kątem widzenia, nabiera w ten sposób nader wielkiego znaczenia i co więcej, pozwala na rozszerzenie ropotwórczych możliwości ograniczanych przez prof. Z u b e r a do klimatów tropikalnych, na wszelkie wogóle krainy odznaczające się

¹⁾ Mówiąc o tworzeniu się słonych bagien nie mamy na myśli wtórnego nasycania się gleby solami, jakie obserwujemy np. w pobliżu wychodni solonośnych pokładów.

na tyle skwarnemi i suchemi okresami roku, któreby pozwalały albo na wysalanie się powierzchni sedymentacji, albo nawet tylko na konserwowanie się w świeżych warstwach soli w niej pozostałych, np. po cofnięciu się wód morza czy lagun.

W końcu poprzedniego rozdziału miałem sposobność wspomnieć, jak dalece różnaitości lub podobieństwu typów solanek odpowiada zmienność lub podobieństwo zasadniczych typów ropy. Nie chcąc zbyt daleko się posuwać drogą przypuszczeń, ograniczę się do zaznaczenia, że tego rodzaju fakty harmonizują najzupełniej z przyczynowością roli solanek przy tworzeniu się węglowodorów.

Na podstawie danych opisanych w poprzednich dwu rozdziałach możemy sprawę genezy ropy postawić w sposób zgodny z poglądami prof. Z u b e r a, rozszerzając je tylko na niefliszowe roponośne formacje. I właśnie owe złoża genetycznie tak bardzo odmienne od normalnego typu są najbardziej miarodajne dla oceny różnorodności geologicznych warunków, przy których może zachodzić możliwość nie tyle akumulacji szczątków roślinnych¹⁾, ta bowiem zachodzi przy wszelkiego rodzaju warunkach, ile ich konserwacji i to w swoistych „słonych“ warunkach.

Sam ów materiał może być bardzo różnorodny, od humusu Z u b e r a do terrygenicznego, również zhumusowanego miąża roślinnego, niekiedy grubego (Selenizza); mogą być nim wodorosle wyrzucane przez bicie fal na plażę, detritus roślinności lagunowej oraz skupienia mikroflory w zamkniętych jeziorach stepowych lub nawet pustynnych. Zasadniczym warunkiem wywołującym bituminizację jest niewątpliwie obecność soli rozpuszczalnych w później roponośnych pokładach. Sądząc z różnorodności nasycenia solanek, można już *a priori* twierdzić, że wystarcza sama obecność soli przy procesie. Mini um jej zawartości może być według wszelkiego prawdopodobieństwa nieznacznym. Jest logicznie uzasadnionym przypuszczeniem, że jakość słonych domieszek w pokładach wpływać powinna na rodzaj węglowodorów i na początkowe przynajmniej stadia procesu bituminizacji, oraz na przemiany drogą tworzenia się nafty wprost lub przy początkowej asfaltyzacji. Podobnie przedstawia się niewątpliwie sprawa konsystencji materiału organicznego dostającego się w pokłady. Ten ostatni dostawać się musiał, szczególnie w morskich, plażowych warunkach, w stanie bynajmniej nie rozłożonym i to bezwarunkowo nie zhumusowany. Wyżej przy-

¹⁾ Wyłącznie materiał roślinny, a nie łącznie ze zwierzęcym, który we formie mikrofauny może co najwyżej odgrywać rolę akcesoryczną.

toczone wnioski i przypuszczenia nie przekraczają ram zakreślonych przez bezpośrednią obserwację. O ile sam proces bituminizacji pozostaje nam nieznanym, o tyle warunki, w których musiał on się dokonywać, dają się już określić, przyczem ich skala obraca się zawsze w pewnych granicach.

Z tej właśnie racji możemy się zapatrywać na powstawanie roponośnych pokładów jako na rezultat równoczesnego współdziałania całego szeregu czynników.

Za stałą musimy uważać obecność rozpuszczalnych soli przy reakcji; niezależnie od ilości tych ostatnich następuje bituminizacja zamiast karbonizacji, która znowuż jest wyłącznie ograniczona do środowisk „słodkich“, t. j. zupełnie albo prawie zupełnie pozbawionych rozpuszczalnych soli. Jak już powiedzieliśmy, z tą sprawą są nieodłącznie związane pewne objawy klimatyczne, panujące przy tworzeniu się naftogenicznych formacji.

Poza koniecznymi chemicznymi warunkami istnieją niemniej konieczne, fizyczne. Tu możemy wyróżnić dwa elementy, których zgodny wzajemny stosunek doprowadza w końcu do zaistnienia złóż naftowych. Pierwszym jest szybkość tworzenia się osadów, z którą jest nierozzerwalnie złączona również ich jakość, a co zatem idzie i mniej lub więcej korzystne warunki izolacyjne. Drugim jest stosunek ilości organicznego materiału wnoszonego w tworzące się sedymenty.

Jak widzimy, oba te elementy są stosunkami, bo szybkość tworzenia się osadów jest właściwie stosunkiem ilości osadzającego się materiału do czasu, w którym ten proces się odbywa. W obu tych stosunkach analogiczną zmienną jest czas. Nie mając możliwości określić go ilościowo ze względu na trudności czysto geologicznej natury, zostawiamy tę sprawę na uboczu i przechodzimy do kwestji stosunku ilości pokładów do ilości substancji organicznej.

Jest rzeczą jasną, że aby dany pokład mógł stać się naprawdę roponośnym, koniecznym jest, by stosunek ilości osadzającego się organicznego materiału do grubości mineralnej masy warstwy przedstawiał pewną minimalną stałą. To minimum musi odpowiadać współczynnikiowi porowatości skały, bo o ile płynne węglowodory znajdujące się w tej warstwie nie nasycają jej kompletnie, wtedy impregnacja jest niezupełna, złożo zaś *de facto* nie istnieje. Jeżeli owa stała rośnie, wtedy obserwujemy przesycenie, ilość ropy

przewyższa współczynnik porowatości i warstwa staje się produktywną.

Przy tworzeniu się pokładów o silnie diastroficznym charakterze, zmienia się stosunek osadzającego się materiału organicznego do ilości warstw, na niekorzyść pierwszego czynnika; o ile nawet dochodzi do tworzenia się węglowodorów, to ulegnąć one muszą rozproszeniu chociażby ze względu na ogólny habitus danych warstw.

Ilościowe ujęcie stosunku znajduje poparcie ze względów facjalnych. Reasumując opisy zawarte w poprzednich rozdziałach, możemy stwierdzić, że obecność naftowych poziomów jest zawsze połączona z niedwuznacznymi śladami zwolnienia tempa sedymentacji. Stwierdza to np. niewielka miąższość naftonośnego miocenu Albanji, porównana z ogromem rozwoju płonnych serji. Bakińskie bogate poziomy ropne znajdują się tylko w kompleksach, których warstewki ilaste wyraźnie wykazują zwolnienie szybkości tworzenia się warstw; nie inaczej rzecz ma się z fliszem, którego ropne pokłady zawsze stoją w związku z naprzemianległością ilastych lub łupkowych warstewek, podczas gdy potężne kompleksy piaskowców pozostają płone.

Uwagi te bynajmniej nie mają na celu zbijanie tezy o diastroficzności osadów w obrębie roponośnych kompleksów. Samo tempo sedymentacji musi pozostać dość ożywione, zwolnienie zaś jego traktujemy wyłącznie w perspektywie maksymalnej intensywności.

Owo maximum jest zawsze związane z wielką intensywnością prądowania. W takich okolicznościach osadzają się materiały klastyczne, gdzie wprost mowy niema by zachowywały się materiały organiczne i właśnie w tych warunkach trudno by się mogły tworzyć większe ich skupienia. Ponadto, nawet w tych wypadkach, gdzie to ostatnie zjawisko mogłoby zachodzić, warunki maksymalnie intensywnej sedymentacji sprzyjać nie mogą wysalaniu się podłoża. Przeciwnie zwolnienie tempa jest związane z tworzeniem się ilastych warstw, tak bardzo potrzebnych dla izolacji skupień organicznego materiału. Równocześnie obserwujemy w lagunach, w zakątkach plaż, w niewielkich zagłębieniach dna morskiego, wreszcie w zamkniętych zazwyczaj basenach, objawy stagnacji i nie rzadko gnicia obficie gromadzącego się materiału organicznego. Tu ilościowość zjawiska idzie w parze z jakościowymi zmianami w charakterze osadów.

Utworzenie się złoża naftowego nie jest równoznacznem z jego konserwacją. W rozdziale III była mowa o niszczącem działaniu tektoniki w niektórych stromych segmentach djapirowych siodeł. To działanie jest jednak ograniczone, bo naogół biorąc, właśnie struktura djapirowa pomaga raczej konserwacji złoża, jak to np. widzimy w Rumunji w myśl wywodów Krausa (p. lit.). W warunkach kaukaskich struktura tego rodzaju zależna od paleomorfologicznych warunków tworzenia się djapir, może sprzyjać np. zachowaniu się ropy wtedy, gdy roponośne pokłady wyklinowują się ku centrom oraz nie tworzą wychodni w części kulminacyjnej. Podobnie konserwacyjnie działają też uskoki.

Bardzo zaburzona tektonika nigdy nie sprzyja konserwacji; złoża pozostają mniej lub więcej nietknięte tylko w częściach względnie mało zdyzlokowanych, o ile zaś ropa pojawia się w miejscach zaburzonych, wtedy jej występowanie nosi z reguły charakter raczej przypadkowy i bardzo zmienny. Wysoce niesprzyjającą okolicznością jest odsłonięcie poziomów naftowych przez erozję. Dzieje się to np. z reguły wtedy, gdy kulminacja siodła została silnie zdenudowana. Należy jednak zaznaczyć, że o ile nawet w takich wypadkach złożo traci lwią część swej wartości przemysłowej, nie przestaje ono istnieć jako takie. Przedewszystkiem szkodliwe działanie powietrza (utlenianie, wysychanie z powodu utraty lżejszych składników ropy, powodujące przedewszystkiem jej gęstnienie w pobliżu odsłoneń) nie rozciąga się na wielką odległość od odsłonięcia. Zależy to od jakości pokładów i od rodzaju ropy. Typy łatwo gęstniejące na powietrzu wytwarzają z reguły w pobliżu odsłoneń takie zgęstnienie nafty, że już przez to samo tworzy się strefa ochronna. Pozatem na konserwację naftowości monoklinalnych odsłoniętych segmentów wpływa i sam charakter roponośnych poziomów, zawierających z reguły częste wkładki ilaste. Te bronią złoża często nader skutecznie szczególnie jeżeli ropne poziomy są albo soczewkowate, albo gdy są np. poprzecinane uskokami o minimalnej chociażby amplitudzie. Przy bezpośredniej obserwacji są nad wyraz miarodajnymi ślady ropy w takich pokładach, które nam zawsze pozwalają ocenić, czy były one roponośne, bo nafta tak wtedy gdy migruje (rozumie się dyzmigracyjnie) jak wtedy, gdy znika z pokładów, nie ucieka nigdy bez pozostawienia bardzo wyrazistych śladów po sobie.

Nie kwestjonując zupełnie roli antyklin i wogóle zamkniętych, zabezpieczonych od wpływów erozji geologicznych rezer-

woarów ropy, w których ona mogła się ostać, niepodobna nie wysnuć reguły innego rodzaju. Oto, o ile w pokładach odpowiadających stanowi szczątkowemu złoża, posiadających zaś budowę względnie spokojną, nie ma ropy, to z tego nie wynika, że ona zanikła w biegu perturbacji geologicznych, lecz że jej tam poprostu wogóle nie było.

* * *

Teoria antyklinalna objaśnia wyłączny niemal związek złóż ropy z siodłowymi wypiętrzeniami oraz traktuje problem z punktu widzenia tektoniki. Powtarzamy pokrótce wytyczne tej teorii. Ropa znajdująca się w pokładach w towarzystwie solanek, oddziela się od nich w trakcie tworzenia się wypiętrzeń i migruje, jako lżejsza, ku wypiętrzeniom. Woda zbiera się w synklinach.

Mówiąc o złożach bardzo młodych, gdzie bezpośrednio obserwacji są dostępne wszystkie niemal szczegóły dotyczące rozmieszczenia węglowodorów jak i ich dziejów od chwili powstania, podkreślaliśmy niejednokrotnie jak dalece sama konsystencja nafto- nośnych poziomów nie pozwala na przypuszczenie poziomej migracji. Różnorodność rozmieszczenia bogatych w ropę partii jednego i tego samego kompleksu warstw, potwierdza jeszcze bardziej wątpliwości co do tektoniczności przyczyn istnienia ropy w antyklinach. Jeszcze bardziej wpływa na ten sposób komentowania fakt peryferyjnego ubożenia naftowych poziomów, gdy w nie- naruszonych uprzednio przez eksploatację pokładach spotykamy najpierw ropę, później zaś widzimy stopniowy jej zanik a dopiero potem, poza strefą suchą, zaczynają się wody. Naodwrot, nierzadko jesteśmy świadkami (Baku) zjawiska, gdy ropośność wzrasta ku peryferji. Stąd nie wypływa zupełnie, by właśnie owe synkliny miały być roponośne. Przynajmniej z przemysłowego punktu wi- dzenia rzecz ta zdaje się dla młodych złóż niebardzo jest do po- myślenia, w każdym zaś razie, ze względu na zwiększoną wodo- nośność synklin, technicznie pozostanie zawsze niesłychanie trudną dla stwierdzenia. Nie jest zupełnie wykluczone, że pewne kom- pleksy, szczególnie gdy chodzi o soczewkowate, o przewodze- iłów, mogą roponośność zachować nawet w synklinach.

Zanim jednak przejdziemy do komentowania pseudotekto- nizmu ropy w antyklinach, musimy zwrócić uwagę na dwa zasad- nicze rodzaje złóż, do których należą bogatsze skupienia ropy.

Do pierwszego należą młodsze złoża, mioceńskiego i plioceńskiego wieku zawarte w warstwach molasowego typu lub doń zbliżonego. Związane są one z fałdami, których powierzchniowa geneza nie ulega najmniejszej wątpliwości. Do nich należą złoża Kaukazu, kraju Zakaspijskiego, Rumunii, z niecytowanych w niniejszej pracy wymienimy Mezopotamię, Burmę, wyspy Sundajskie (Borneo, Jawa etc.). Do drugiego zaliczymy wszystkie złoża fliszowe zawarte w formacjach od najstarszych do paleogenu włącznie.

Pierwsze złoża stanowią grupę, której zasadniczą cechą jest nietrwałość. Ześrodkowane wzdłuż kulminacji siodeł, padających w pierwszym rzędzie ofiarą erozji, która zresztą działała już w czasie ich tworzenia się, nie posiadają one danych dla zachowania się. To ostatnie mogłoby zajść wyłącznie w wyjątkowych warunkach i jest przyczyną dlaczego złoża wymienionego rodzaju są, z bardzo nieznacznymi wyjątkami, ograniczone do najmłodszych formacji.

Inaczej jest ze złożami czysto fliszowymi. Ich tektonika, wyjąwszy sporadyczne wypadki, gdy flisz bierze udział w budowie djapirowych siodeł, wyróżnia je w nader decydujący sposób. Jest to tak charakterystyczne, że nawet udaje się skonstatować bardzo wyrazistą granicę, która istnieje między obu typami. Niepodobna w tej chwili stwierdzić napewno, czy typ pierwszy nie jest powierzchniowym odbiciem wglębnego drugiego, którego tak sposób powstawania jak też masywniejsza pokrywa dostarczają trwałości geologicznej. Jedno tylko jest możliwe do stwierdzenia, a mianowicie, że powierzchniowy t. j. pierwszy rodzaj posiada już w momencie powstania wszelkie dane nietrwałości.

Trudności, które napotyka wytlómaczenie znajdowania się ropy w antyklinach dzięki tektonicznym perturbacjom, zmuszają nas do komentowania zjawiska inną drogą. Wyjaśnienie przynoszą do pewnego stopnia fakta obserwowane w Albanji, właśnie dlatego, że jak już powiedzieliśmy (rozdz. IV) noszą one znamiona pewnej wyjątkowości pośród zazwyczaj spotykanych typów złóż naftowych. Świadczą one w dostatecznie wyrazisty sposób o możliwościach akumulacji organicznych osadów na krańcach podnoszących się antyklin. W danym wypadku akumulacja miała miejsce już w tych częściach, które znajdowały się niemal w obrębie synklin, gdyż antykliny wznosiły się już były wówczas.

Na wyspie Czelekien roponośność jest związana z tą strefą delty, gdzie nieorganiczna sedymentacja była słabszą i przerywaną

przez objawy lokalnie się zaznaczającej erozji, atakującej płaskie łąwice, na których niewątpliwie osadzały wody obficie detritus roślinny. Na peryferji delty ropy już nie znaleziono. O tem samem świadczą też roponośne poziomy Baku. Rozmieszczenie bogatszych skupień uzależnia je od morfologicznych warunków podłoża, które niewątpliwie musiały ułatwiać akumulację organicznego materiału.

Objawy, towarzyszące akumulacji organicznych osadów, potwierdzają to przypuszczenie w zupełności. O ile jakość osadzającego się materiału cięższego od wody — w danym wypadku nieorganicznego — zależy od prądowania, które automatycznie dokonuje jego segregacji na grubo i drobnoziarnisty, o tyle sedymentacja organiczna podlega zupełnie odrębnym prawidłom. Tak terrygeniczny materiał niesiony początkowo ku morzu, jak halogeniczny w niem się znajdujący, akumuluje się w końcu dzięki falowaniu w bezpośrednim pobliżu brzegów. I będzie rzeczą najzupełniej drugorzędną, czy to jest morze czy laguny, czy mniejszy lub większy kompleks basenów lądowych. Organiczny i to przedewszystkiem roślinny *detritus* zachowuje się zawsze jednako przy sedymentacji. Strefami akumulacji w obrębie powierzchniowo powstających siodeł będą z reguły albo wybrzeża oraz laguny, jak tego dowodzą na przykład złoża albańskie, albo rozległe łąwice jak na wyspie Czelekien, albo podnóża płaskich wyniosłości powstających djapir (Baku, Rumunja), wznoszące się w sedymentacyjnej kontynentalnej strefie.

Płaskie sedymentacyjne równiny warunkują współistnienie wielu drobnych baseników lub szerokich płytkich rozlewisk, natomiast przy wypiętrzaniach *in statu nascendi*, skupienia lokalizują się. W ten sposób znajdujemy wytłumaczenie niewątpliwie istniejącego związku między obszernością synklin graniczących z roponośnymi siodłami a ich bogactwem, wprost do tego obszaru proporcjonalnem. K r a u s szukał dla Rumunji rozwiązania problemu drogą tektonicznie uwarunkowanej migracji ropy od synklin ku djapirowym zaporom, wyjaśnienie zaś przynosi proste skonstatowanie możności bardziej intensywnej organogenicznej akumulacji raczej na skraju większych synklin niż małych. Tłumaczy to ponadto fakt lokalnego występowania ropy w pokładach dacienu, których powstanie przypada już na okres zupełnie wyraźnego wypiętrzania się djapir.

Przytoczone możliwości tyczą się jedynie złóż młodszych, na których *in situ* istnieje tyle dowodów. O ile chcemy z analogicz-

nego punktu widzenia rozpatrywać sprawę znachodzenia się ropy w antyklinach fliszowych, problem staje się o wiele bardziej złożonym. Przedewszystkiem sam rozwój facjalny utworów fliszowych nie pozwala na komentowanie szczegółów rozprzestrzenienia ropy, w duchu stosowanej uprzednio analizy. Jako utwory jednostajnych szerokich plaż tropikalnych odznaczają się osady fliszowe małą poziomą zmiennością. Jeden i ten sam typ poszczególnych serji przy niezminiającej się lub mało zmiennej grubości, utrzymuje się na znacznych przestrzeniach, zmiany zaś facjalne zachodzą zonalnie i to w granicach o wiele ciaśniejszych, niż np. kontrastowe różnice obserwowane w pokładach molasowych. W myśl uwag wypowiedzianych o młodszych złożach należałoby i we fliszu oczekiwać równomiernego rozprzestrzenienia ropy. Tymczasem, jak wiemy, właśnie we fliszu, w terenach bardziej zaburzonych, naftonośnemi są tylko wąskie strefy siodłowe, przyczem jednak ropa jest z reguły związana z pewnemi tylko poziomami. Co więcej, pozycja pasów ropnych jest przeważnie związana z czołowemi partjami nasunięć, tak że już to samo nasuwa przypuszczenie, że ropa musiała w takich miejscach ulec niewielkiemu przynajmniej, wtórnemu przemieszczeniu. Tak jest niewątpliwie, gdy chodzi o niektóre skupienia nafty znajdujące się w bardzo silnie zdyżlokowanych częściach antyklin. Wypiętrzenie dokonujące się pod wpływem lateralnie działającego ciśnienia nie mogło być prawdopodobnie przejść bez lokalnego wpływu na rozmieszczenie nafty.

Tymczasem jednak fakty wyszczególnione w poprzednim rozdziale, przy omawianiu rozmieszczenia nafty we fliszu, zmuszają nas znowu do zajęcia bardziej niemigracyjnego stanowiska. Rozprzestrzenienie ropy w słabo naruszonych pokładach dolnego fliszu (Albanja) i jej znajdowanie się w spokojniej zbudowanych segmentach nasunięć ogiądane w perspektywie rozważań o możliwościach a raczej trudnościach znikania ropy z odsłoniętych partji fałdów, są jednak dość miarodajne. Niestety zawsze przy badaniach tego rodzaju pozostaje znaczna luka z powodu braku danych co do wszystkich, długotrwałych zresztą stadjów, które przechodzić musiało złożę w biegu wszystkich perturbacji tektonicznych. Tymczasem przy poszukiwaniu przyczyn powstawania poszczególnych skupień ropy na miejscach uprzedniej akumulacji materiału organicznego, natrafiamy znowu na prawdopodobieństwo braku predyspozycji tektonicznej z tej prostej przyczyny, że fałdowanie, któremu ulegały pokłady fliszowe zachodziło *en bloc*,

w każdym zaś razie inaczej niż kilkofazowe, zmienne wypiętrzanie się powierzchniowych siodła (rozdz. I). W każdym razie kwestja paleomorfologii podłoża roponośnych poziomów fliszowych odchodziłaby na dalszy plan, gdy jak widzieliśmy przy djapirowych odgrywa ona decydującą niemal rolę.

Nawet jeżeli przyjmujemy, że fliszowe złoża ropne posiadają lokalnie się wyrażające cechy wtórności, mimo to niepodobna nie widzieć, że bogatsze przynajmniej pasy i skupienia ropne występują lokalnie i jedynie razem wzięte układają się w pewne większe kompleksy. One to właśnie są związane prawdopodobnie nie tyle z głębszemi częściami depresji (t. j. z ich maximami) ile z bardziej podniesionemi minimami, co w ogólnym zarysie zgadzałoby się z lokalnem pojawianiem się ropy wzdłuż powierzchniowych wypiętrzeń w złożach młodszego typu.

By wyczerpać ten obraz wspomnijmy jeszcze o jednym zjawisku. Serje naftonośne pojawiają się rzadko sporadycznie. Zwykle w roponośnych terenach obserwujemy cały szereg nietylko poziomów w obrębie pojedynczej serji, lecz i całych roponośnych kompleksów. Ich produktywność bywa bardzo różną, znaczenie zaś posiada jedynie fakt długotrwałości ropotwórczych procesów w danym pasie. W takim wypadku mielibyśmy do czynienia ze sekularnem powtarzaniem się analogicznych warunków sedymentacyjnych, przy których mogą się w jednych i tych samych strefach tworzyć organogeniczne skupienia, później dające początek złożom ropy.

Pozostawałby do podkreślenia jeszcze jeden szczegół, obserwowany w złożach wszelkich typów. Oto jedne i te same poziomy nie zmieniają bynajmniej swego charakteru facjalnego przy obecności lub braku ropy. Piasek lub piaskowiec, wapień czy łupek jest zawsze identyczny bez względu na to, czy w jednym jego miejscu jest nafta, lub gdy jest on gdzieindziej pusty. Zjawisko to będące dla migracjonistów jednym z zasadniczych dowodów tłumaczy proste porównanie z plażowemi warunkami. Tak np. piaski na plaży pozostają takie same, czy wtedy gdy są czyste, czy też gdy są przemieszane ze zwałami trawy morskiej. Nieinaczej bywa z namulem morskim lub lagunowym.

Oprócz wymienionych dwu rodzajai złóż młodszych i starszych, możnaby przytoczyć jeszcze cały szereg zupełnie swoistych wystąpień ropy i bituminów, jak np. wspomniane już skupienia asfaltu w wapieniach bałkańskich, które układają się tylko częściowo w tym podwójnym podziale, ilościowo zaś ustępują na ostatni plan.

Istnieją pozatem złoża reliktowe, które wykazują wszelkie cechy złóż młodszych, należąc przytem do starszych formacji, które zdołały zachować swą naftoność. Takimi byłyby złoża zgrupowane koło starszych, mezozoicznych masywów solnych.

Aby uniknąć nieporozumień zaznaczamy, że określenie na podstawie wieku jest do pewnego stopnia rezultatem zbieżności cech, bo w rzeczywistości chodzi o dwa genetycznie odrębne typy, które mogą, lecz nie muszą być połączone ze sobą szeregiem przejść. Najbardziej odpowiadać im będą nazwy: złoża molasowe i fliszowe lub tektonicznie biorąc, złoża powierzchniowego i wglębnego fałdowania.

LITERATURA.

1. Abich H. acad. Über eine im Caspischen Meere erschienene Insel. Mém. de l'Acad. des Sciences St. Petersburg 1863.
2. Idem. Einleitende Grundzüge d. Geologie d. Halbinsel Kertsch u. Taman Mém. Ac. de Sc. de St. Petersburg 1865.
3. Ambrose A. W. Underground Conditions in the Oil Fiedls. Bureau of mines Bull. 195. Washington 1921.
4. Andrusow N. I. Geotektonika Kerczenskawo Połuostrowa. Materjały po geologii Rossiji XVI. 1893 (Géotéctonique de la péninsule Kertsch).
5. Idem. Geologiczeskija izsledowanija na Tamanskom połuostrowie Mat. po geol. Rossiji XXI. 1903.
6. Blumer. Die Erdöllagerstätten. Stuttgart 1922.
7. Bohdanowicz K. Tereny i złoża naftowe. Warszawa 1924 (seulement en polonais).
8. Bourcart. Les confins albanais administrés par la France. Rev. de Géogr. V. 1922.
9. Coquand H. Description géologique des gisements bituminifères et pétrolifères de Selenitza dans l'Albanie et de Chieri dans l'île de Zante. Bull. Soc. Geol. de France Paris 1868 I. XXV.
10. Gołubiatnikow D. W. Głównyje rezultaty rabot proizwiedionnych w 1903 godu na Apszeronskom połuostrowie. Bull. du Com. Géol. 1904. (Principaux résultats des travaux géologiques effectués en 1903 dans la péninsule d'Apchéron).
11. Idem. Bibi-Eibat I i II. (Mém. du Com. Géol. de Pétrograd. 1914 i 1916).
12. Gubkin I. M. Geologiczeskija izsledowanija w Kubanskom nieftenosnom rajonie. Arkusze: Anapa Rajewskaja i Temrjuk Gostogajewskaja. Mém. du Com. Géologique N. 115 Petrograd 1915. (Geologische Forschungen im Erdoelgebiete von Kuban).
13. Idem. Geologiczeskija izsledowanija w siewierozapadnoj czasti Apszeronskawo połuostrowa. Bull. du Com. Géologique 1914, 1915 i 1916 (3 zeszyty). (Geologische Forschungen im nordwestlichen Teile der Halbinsel Apscheron).

14. I. O. Haas et C. R. Hoffmann. Origine tertiaire du pétrole rencontré dans le jurassique du Bassin de Pechelbronn. Annales de l'office National des Combustibles Liquides II livraison I Année Paris 1926.
15. Kalickij K. P. Bakinskij Archipelag. Nieftjanoje i Słancewoje Choziajstwo (Oil and Shale Industry). N. 5—8 Moskwa 1921. (L'Archipel de Bakou, en russe).
16. Idem. O zaleganiu niefti na ostrowie Czelekenie. Mém. C. Géol. 59 1910. (Über die Lagerungsverhältnisse des Erdöls auf der Insel Tscheleken).
17. Idem & Weber. Czeleken. Mém. C. Géol. fasc. 63. 1911.
18. Idem. Nieftjanaja Gora (Nephtedagh)). Mém. C. Géol. N. 95. 1915.
19. Idem. W kakuju fazu geologiczeskawo cikła proischoдит obrazowanie nieftianych zależej. Mém. C. Géol. 1915. (Dans quelle phase du cycle géologique se produit la formation des gisements petrolifères — seulement en russe).
20. Idem. Geologia niefti. Moskwa 1921. (La géologie du pétrole — seulement en russe).
21. Krasnow A. n. Materiały k poznaniu grjaziewych wulkanow wostocznowo Kawkaza. Mém. de la Soc. des naturalistes de Kharkow XXIX. 1904. (Matériaux pour la connaissance des volcans de boue orientaux — seulement en russe).
22. Kraus M. Vertikaldruck-tektonik (Logarithmische Spirale) und Oellagerstaetten. Petroleum XIX. N. 6 Wien 1923.
23. Martelli A. Le formazioni bituminifere di Selenizza in Albania, Soc. geografica Italiana III. Roma 1906.
24. Mrazec L. Über Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. Bucarest 1907. Congrès du Pétrole.
25. Idem. Les plis diapirs. C. R. des Séances du Com. Géol. de Roumanie Tome VI. (1914—15) édit. en 1927.
26. Noetling. „The occurrence of Petroleum in Burma“. Mem. Geol. S. of India V. 27. 1887.
27. Nowack Ernst. Das albanische Erdölgebiet. N. 9 Petroleum XIX, Wien 1923.
28. Idem. Géologie von Albanien I. Teil. Die Malacastria. Stuttgart 1922. N. Jahrbuch für Mineralogie. Verlag Schweizerbart.
29. Idem. Beiträge zur Geologie von Albanien V Teil; das Hinterland von Valona. N. Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart 1926. Verl. Schweizerbart.
30. Weber. „Szemachinskoje ziemletriasienie“. D. Erdheben von Schemakha. Mém. du C. Géol. St. Petersburg 1905.
31. Schteber. „O wospłamienieniji wulkanoidnych gazow“. Izwestija Gorskawo Politechn. Instituta. Władikawkaz 1922. (Sur l'incandescence des gaz vulcanoïdes — en russe).
32. Zuber Rudolf. Flisz i Nafta. Lwów 1918. (Le flysch et pétrole — en polonais; résumé français publié: Revue de Géologie 1925 Nr. 274).
33. Zuber St. K poznaniu Bakinskawo Archipelaga wyd. red. miesięcznika Azerbajdzanskoje Nieftjanoje Choziajstwo Baku 1923. (Contributions à la connaissance de l'Archipel de Bakou — en russe).
34. Idem. Izwierżenie grjaziewowo wulkana Achtarma. A. N. Choz. N I. Baku 1923. (L'éruption du vulcan de boue Akhtarma — en russe).

35. Idem. Wybuch wulkanu błotnego na wyspie Łoś na morzu Kaspijskiem w związku z budową pliocenских fałdów Kaukazu. Kosmos T. 49. Rok 1924. Lwów. (L'éruption d'un volcan de boue a l'île de Loss sur la Mer Caspienne et sa connexion avec la structure de plis pliocéniques du Caucase).
36. Idem. Geologiczeskija izsledowanija w Binagadinskom nieftienosnom rajonie. Baku 1924. (Etude géologique sur le terrain de Binagady, en russe).
37. Idem. Die Erdöllagerungsverhältnisse in Binagady bei Baku genetisch betrachtet. Petroleum XXI. N. 8. 1915.
38. Idem. L'activité des volcans de boue en relation avec la structure des plis gazifères et quelques arguments contre la migration du pétrole. Paris. Ed. Revue Pétrolifère 1926.
39. Idem. Wydmy kopalne we fliszu karpackim. Mém. du Congrès des géographes slaves. Varsovie 1927. (Les dunes fossiles dans le flysch carpathique).

RÉSUMÉ.

La plupart des faits décrits dans les chapîtres I-III a été publiée dans l'ouvrage français „L'activité des volcans de boue en relation avec la structure des plis gazifères et quelques arguments contre la migration du pétrole“ (Paris Rev. Pétrolifère 1926). Cela permet de réduire le résumé de ces chapîtres au minimum, et de s'occuper seulement des faits nouvellement observés.

Le premier chapître est consacré à l'analyse génétique du pli „diapir“ le pli (au noyau de percement). Le profil du type Caucasi en nous démontre que les irrégularités de leur structure interne ne sont pas dues uniquement au mouvement tectonique seul. La formaton définitive a succédé seulement après une longue phase du soulèvement très lent, accompagné de l'érosion ou au moins d'une diminution de l'épaisseur de couches formées dans les parties surélevées. Les formes brusques du profil sont dues à un mouvement paroxysmatique final.

La manière dont les plis diapirs sont répartis sur les deux extrémités de la grande chaîne du Caucase, l'occidentale (presqu'îles de Kertsch et de Taman sur les bords de la Mer Noire) et l'orientale (la côte Caspienne), puis l'irrégularité de la position des axes de ces plis nous démontre clairement qu'il s'y agit des traces d'un vaste mouvement, se répandant en ondes dirigées vers la périphérie de ces extrémités.

Les plis diapirs roumains, dont les noyaux sont formés

par les massifs du sel, sont dus, eux aussi, aux mouvements superficiels, mais plus réguliers et dépourvus de la phase paroxysmatique finale.

Les „paroxysmes“ s'il s'y sont fait sentir, n'étaient que des décharges locales, dues à l'accumulation de pression orogénique, qui ont pu avoir lieu pendant toute la longue période de formation des diapirs roumains.

Les profondeurs du plissement diapiroïde n'atteignent qu'un mille et demi, exceptionnellement deux mille mètres. Il existe pourtant des cas où les différences de consistance des couches sont si notoires (p. ex. les massifs calcaires des pays balcaniques très rigides plissés sous les couches du flysch argileux excessivement meuble) que le phénomène du diapirisme peut avoir lieu même dans les profondeurs beaucoup plus grandes.

Mais le mouvement plicatif diapiroïde n'épuise pas le vaste domaine des mouvements superficiels. Le même peut avoir lieu avec la formation de fractures et de failles divisant p. ex. les blocs monoclinaux comme on le voit en Albanie, ou à l'île de Tchéléken sur la Mer Caspienne, où ces failles affectent un vaste soulèvement. Les preuves, qu'on a affaire avec les mouvements superficiels consistent dans la forme chaotique de ces dislocations et surtout dans l'aspect général de la brèche y existante, puis dans la tendance à former des fractures ou des failles béantes. La forme diapiroïde de certaines dislocations peut s'y trouver aussi à côté des disjonctives, comme on l'observe surtout dans l'île de Tchéléken. L'élément paroxysmatique de ces phénomènes consiste dans la rapidité de la formation des failles.

Même aux Carpathes flyscheux il y a des petits plis de second ordre dont les voûtes sont fortement fracturées d'une manière qui permet de supposer la même possibilité. Ce phénomène d'ailleurs bien rare et limité à certaines zones seulement, serait à attribuer aux mouvements secondaires ayant eû lieu après la période des grands plissements.

Le phénomène des volcans de boue est strictement lié avec le plissement superficiel. Les volcans caspiens se divisent en trois types suivant le développement des masses d'épanchement a) les grands épanchements sans cratères où les brèches couvrent les parties centrales des plis postpliocéniques, b) les volcans de boue en forme de cônes isolés, ou formant des groupes, qui se trouvent actuellement dans diverses phases d'activité, c) les

volcans de boue fossiles, dont les cônes ont été complètement ôtés par l'érosion et les parties intérieures de leur cheminées sont à découvert.

Les volcans caucasiens sont en rapport avec l'emplacement des axes des plis diapirs. Leur connexion avec les gisements de naphthe et de gaz est plutôt apparente, parce que la quantité des masses d'épanchement ne dépend pas directement de la quantité et de la pression du gaz. La composition de la brèche boueuse, des eaux salées, du pétrole et des gaz des volcans de boue harmonise avec le caractère des couches profondes. Leur élimination éruptive est précédée d'une destruction de couches aqui-gazi-ou naphtifères.

La genèse des volcans de boue peut être attribuée au plissement superficiel présentant des moments paroxysmatiques et ayant lieu aux zones du développement des séries contenant du gaz et de l'eau. C'est le gaz qui fournit le caractère explosif à la plupart des éruptions, mais elles ne peuvent avoir lieu que seulement aux terrains où existent des entassements profonds de la brèche boueuse. Cette brèche n'est pas mise en mouvement vers la surface par la simple pression du gaz. Ce phénomène est strictement lié avec les mouvements cryptosismiques et dans certains cas avec les véritables tremblements de terre.

Entre la brèche boueuse et la brèche tectonique qu'on observe dans les segments des noyaux de percement les plus disloqués, existent toutes les formes de passage. Nous sommes en plein droit de considérer la brèche des noyaux comme élément originaire de la boue d'épanchement.

Chaque terrain affecté par les mouvements superficiels peut donner naissance aux volcans de boue, pourvu que ces mouvements aient le caractère paroxysmatique et leur couches contiennent du gaz et de l'eau, tout en conservant le caractère meuble avec prévalence des roches argileuses. L'ensemble de tous ces caractères se voit si souvent aux terrains récents.

La présence de volcans de boue est déjà la preuve de l'existence précédente de mouvements tectoniques violents. Ils peuvent être plicatifs comme aux extrémités de la chaîne du Caucase, puis en Roumanie (volcans de Berca e Beciu) ou composés, plicatifs et disjonctifs. Ainsi s'explique l'existence de volcans de boue fossiles et actifs du territoire Transcaspien (île de Tcheleken, la zone côtière de Tchikischlar, Boya Dagh). Les dislocations récentes qui ont donné

naissance aux gisements d'asphalte à Selenizza (Albanie méridionale) représentent un cas un peu divers, parcequ'il y manque l'élément gazeux et aqueux et le rôle principal a été joué par l'épanchement du pétrole asphaltique très dense, provenant des couches du miocène supérieur.

Les mouvements superficiels qui peuvent donner naissance aux volcans de boue se trouvent probablement en connexion avec les autres, d'une étendue et échelle plus vaste, ayant lieu dans les profondeurs plus grandes que 1.500—2.000 mètres. Certains noyaux diapirs les plus disloqués devraient nous représenter des fragments de masses profondes arrachées de la zone limitrophe de deux mouvements à vitesse différente, l'un superficiel et plutôt fortuit, dépendant de la consistance de différentes séries des couches, et l'autre suivant seulement les grandes directions du plissement et indépendant du caractère lithologique des assises.

Le troisième chapitre s'occupe du problème de la non-migration du pétrole et de la discussion de la migration destructive (dismigration) puis de la possibilité ou plutôt de l'impossibilité de la migration créative des gisements (comigration). Les arguments de ce chapitre sont puisés des gisements caspiens (Bakou et l'île de Tcheleken). L'argument principal est fourni par les détails de la repartition des couches pétrolifères divisées par les vastes nappes aquifères à composition chimique des eaux strictement liée aux diverses séries. Ce n'est pas seulement la migration verticale, mais aussi l'horizontale (suivant les mêmes couches) qui est exclue dans la majorité des cas. La répartition des intercalations argileuses la rend moins que probable. La deuxième série des arguments est fournie par l'entière absence des assises originaires pétrolifères dans le substratum de la série productive, ou par leur quantité insuffisante et surtout par la présence du pétrole plus léger aux qualités chimiques diverses, existant dans les couches miocéniques des environs de Bakou. La troisième série des arguments est fournie par l'histoire de la formation des anticlinaux pétrolifères.

Dans l'île de Tchleeken ce sont précisément les conditions de la repartition du pétrole saturant bien souvent les lentilles sablonneuses du pliocène supérieur et même du quaternaire ancien puis la corrélation structurale entre les niveaux pétrolifères, qui ôtent toute possibilité d'une comigration. L'histoire paléogéogra-

phique du terrain nous offre les arguments de la même catégorie qu'aux environs de Bakou.

La fin du chapitre est consacrée à la description des imprégnations oléifères secondaires, des terrasses marines quaternaires, situées au voisinage des anciennes sources du pétrole, gisements d'ozocérite, puis de l'imprégnation dismigatoire des fissures, dont le caractère général permet de reconnaître la grande différence entre la saturation primaire et celle d'origine indubitablement secondaire.

Les différents cas étudiés par l'auteur dans les autres contrées sont décrits au quatrième chapitre. Aux gisements des *Carpathes flyscheux* de la Pologne on observe, malgré une profonde différence de l'âge et du facies des roches pétrolifères et de leur tectonique, certains phénomènes qui permettent d'y voir beaucoup d'analogie avec ceux des formations plus récentes. On peut la constater au moins aux affleurements des roches imprégnées. La consistance pétrographique des séries pétrolifères rend la supposition de la migration verticale peu probable. Même en tenant compte des grands changements tectoniques, l'auteur ne considère pas comme possible une migration horizontale, suivant les mêmes niveaux stratigraphiques que pour les cas exceptionnels et toujours sur un espace limité.

Les idées non-migrationistes exprimées dernièrement par prof. Mrazec à propos des gisements roumains (v. la liste bibliographique) trouvent un appui dans les mêmes arguments que l'auteur a cité pour les gisements caspiens. L'auteur commente la théorie de Kraus sur la provenance du pétrole des synclinaux en expliquant cette genèse du point de vue paléogéographique, comme strictement liée avec l'histoire des diapirs roumains dans leur développement graduel.

Les gisement bituminifères du versant oriental de l'Adriatique (Montenegro et l'Albanie) appartiennent aux types divers. Les imprégnations des calcaires éocènes (Dulcigno—Montenegro) appartenant aux roches absolument non-flyscheuses se rattachent à un niveau stratigraphique. Le bitume remplit les petites cavités en laissant libre la roche encaissante. L'isolement de ces imprégnations et l'absence des autres couches pétrolifères dans les environs de Dulcigno permet d'y voir un cas d'une imprégnation plutôt primaire, dont la genèse serait d'ailleurs bien difficile à expliquer. Excepté les faibles gisements pétrolifères

dans le flysch albanais, la répartition du bitume dans le néogène mérite une attention toute particulière.

Les assises pétrolifères néogéniques du miocène moyen jusqu'au sommet du miocène et la base du pliocène, existent dans beaucoup d'endroits de l'Albanie Méridionale. Ces gisements sont liés avec les extrémités des grands blocs anticlinaux flyscheux et marquent les limites des couches transgressives néogéniques qui occupent les synclinaux. Leur développement facial est varié, en allant du facies marin (helvétien très fossilifère et miocène supérieur de Pahtos avec les grandes huitres) puis du facies saumâtre et lagunaire de Selenizza (miocène supérieur — pliocène inférieur) jusqu'à une formation d'eau douce des environs de Berat (miocène supérieur). Toutes ces formations sont bien riches en fossiles qui abondent même dans les couches à pétrole.

Les arguments qui nous permettent de regarder ces gisements comme *in situ* sont suivants: 1) l'absence du pétrole ou sa présence seulement en traces dans le substratum, 2) la richesse et le caractère général des imprégnations, 3) la répartition très caractéristique dans les intercalations argileuses où le pétrole est accumulé remplissant même les cavités à la base de ces intercalations dont le substratum n'est pas pétrolifère, 4) la densité du pétrole qui forme une sorte de passage entre l'asphalte liquide et le pétrole proprement dit; cette consistance qu'on observe maintenant, devait être la même au moment de sa formation définitive, ce qui est prouvé d'ailleurs par les amas secondaires de l'asphalte; 5) la présence des traces abondantes de la substance végétale originale, sous la forme de morceaux de bois bituminifié à l'état d'une bituminification parfois bien avancée. Dans les couches marines fossilifères on trouve de traces d'une intense accumulation de végétaux marins, qu'on reconnaît grâce à une répartition caractéristique des coquilles dans les sables. 6) La reconstruction paléogéographique des endroits pétrolifères et le caractère superficiel des dislocations néogéniques.

Les gisements d'asphalte de Selenizza ne sont que des amas secondaires de l'âge pliocénique. Ils nous donnent la preuve que le bitume liquide était déjà formé au moment où les dislocations superficielles l'ont forcé vers la surface.

Le cinquième et dernier chapitre s'occupe des conclusions générales basées sur les faits examinés par l'auteur. Un grand nombre de gisements dont les conditions excluent entièrement la mi-

gration, ne permettent de la supposer que dans des limites assez restreintes. On doit seulement chercher à expliquer les conditions dans lesquelles l'accumulemeut de la matière organique pouvait s'effectuer. Chaque type de la roche pétrolifère montre des traits caractéristiques toujours constants. C'est d'une manière analogue et typique que gise le pétrole dans les calcaires (types caverneux des agglomérations du pétrole), dans les argiles, schistes et schistes argileux (gisement en gouttes qui remplissent les fissures ou les surfaces de stratification), dans les grès (type poreux) et enfin dans les sables (imprégnation entière des sables qui sont souvent hypersaturés). Ce mode de gisement est excessivement constant même si on prend les couches d'un âge géologique différent. C'est la consistance de couches qui y est décisive. Plus elles sont récentes, plus elles se montrent meubles. Aux gisements anciens prévalent les grès et les argiles qui prédominent, mais la repartition des hydrocarbures liquides dans la roche encaissante dépend de sa consistance. Il n'est pas besoin de répéter, que ce sont les roches sablonneuses qui monopolisent avec des exceptions très rares, les grandes quantités du combustible.

L'auteur adhère à la théorie végétale amplement élaborée par le feu Prof. Z u b e r (v. la liste bibliographique) n'admet que pour certains cas seulement l'influence, d'ailleurs accessoire, d'un accumulemeut des organismes zoogéniques appartenant à la microfaune.

Pour les gisements flyscheux, la théorie de R. Z u b e r qui explique l'accumulemeut du détritius végétal dans les deltas tropicaux est pleinement suffisante, mais pour les gisements non flyscheux et surtout pour les formations mollassiques elle a besoin d'être élargie. Il est certain qu'il s'y agit d'un accumulemeut du même genre, mais se formant dans des conditions différentes. Pour les imprégnations dans les calcaires il faut supposer la possibilité d'un accumulemeut des végétaux sur les récifs. Pour les conditions du néogène albanais ce serait ou bien la sédimentation de plage avec la végétation marine, lagunaire aux matériaux mixtes ou bien sédimentation lacustre aux matériaux terrestres. Pour les gisements de Bakou la seule solution est à chercher dans la possibilité de l'accumulemeut de la microflore des lacs temporaires, ce qui est d'ailleurs prouvé dans beaucoup de cas. Le même argument vaudrait pour la série bigarrée de Tcheleken, tandis que pour les couches plus récentes de la même île

l'explication est fournie par les conditions observées dans les deltas Caspiens actuels où se forment les couches sablonneuses remplies de végétaux terrestres.

Les conditions pour la formation de l'huile ne sont pas encore définies par la seule présence d'un accumulement végétal. La présence du sel comme agent bituminisateur en est indispensable. C'est seulement dans les conditions d'un climat sec, ou au moins ayant des périodes arides et à la fois chaudes, que l'arrichissement du soussol des accumulements avec du sel serait possible. Dans les conditions d'un climat modéré et régulièrement humide, cela ne peut pas avoir lieu. Les exigences de ce genre nous fournissent à la même fois des arguments pour commenter la genèse du pétrole du point de vue paléoclimatique.

Outre la formation des accumulements végétaux salés, c'est encore la possibilité de leur conservation pendant leur métamorphose qui est importante. On comprend maintenant le rôle des intercalations conservantes d'argile qui nous donnent à la fois la preuve d'un ralentissement de la sédimentation.

Le processus de la diagenèse pétrolifère n'exige pas toujours de grandes profondeurs. Au moins les couches pétrolifères les plus récentes, dont *in situ* est prouvé, contiennent du pétrole qui a pu se former sous une couverture pas plus épaisse que 200—300 mètres et dans une température pas plus élevée que 20°—30° C. Il existe une différence entre les pétroles récents, toujours „superficiels“ et les plus anciens qui ont du subir de fortes pressions. Dans ces pétroles anciens prévalent les simples hydrocarbures aliphatiques, tandis que les récents se distinguent par la prépondérance des hydrocarbures cycloaliphatiques (naphtènes).

Ceci est évident. Ce n'est pas une polimérisation des hydrocarbures simples en composés qui s'effectue, mais la décomposition allant vers les éléments plus stables. Les faits observés aux gisements des bitumes le prouvent pour beaucoup de cas, donc le schémat fourni par prof. Z u b e r (l. c.) trouve ainsi des preuves bien plausibles.

La genèse des eaux salées des gisements pétrolifères qui constituent un élément primaire, du même genre que le pétrole, mais resté probablement sans changement, serait à resoudre suivant l'analyse des possibilités paléogéographiques des bassins de sédimentation naphtogénique. L'absence presque entière de sulphates dans les eaux des gisements pétrolifères serait facile à expliquer

dans les formations lacustres ou même lagunaires, mais le problème devient beaucoup plus compliqué dans les cas, où on a affaire avec les dépôts marins. Cette question ne peut pas être résolue définitivement sans admettre la possibilité des réactions biochimiques ayant lieu aux moments de la formation des dépôts aquifères.

Suivant tous les faits observés aux gisements de pétrole, il faut regarder le rôle des sels solubles comme des agents bituminisateurs (sel gemme et les autres chlorures et rarement du carbonate de soude). Non seulement la présence de ces sels, mais aussi la composition chimique des eaux salées du gisements doit être en relation avec le caractère du pétrole. Bien qu'il ne soit pas possible de définir les détails de cette dépendance on réussit bien souvent à la constater. Dans beaucoup de gisements on observe l'analogie profonde entre les pétroles liés aux couches d'un âge et de facies différents (Albanie, Tcheleken, Roumanie). Au contraire, les autres gisements dont le facies des séries pétrolifères ne diffère que très peu, se distinguent par une grande variabilité des pétroles (Bakou). A la variabilité des pétroles se rattache une variabilité des eaux, tandis qu'à leur monotonie correspond toujours une certaine uniformité de la composition des eaux.

Cette corrélation parfois assez étrange regardée du point de vue paléogéographique ou plutôt paléoclimatique, permet d'y voir les traces de l'influence du genre de la salinité sur la marche de la décomposition naphtogénique de la cellulose, surtout pendant ses stades initiaux.

La formation des gisements de bitumes devrait être envisagée comme une résultante de différents facteurs à corrélation proportionnelle c'est-à-dire de la vitesse de la sédimentation et de la quantité de l'accumulation des sédiments organiques dans les futurs niveaux pétrolifères. Les séries pétrolifères, même si elles appartiennent aux formations au caractère diastrophique fortement accentué, nous montrent toujours des traces d'un ralentissement de la sédimentation. Les intercalations argileuses y jouent leur rôle bien significatif. A la sédimentation diastrophique trop vigoureuse se rattache au contraire, sinon un manque total du détritus organique, du moins une insuffisance qui empêche la formation d'un gisement véritable. Les conditions propices à la formation des gîtes naphtogéniques et surtout permettant la conservation de

leur salinité, puis leur isolement, ne peuvent subsister que dans des conditions tout à fait spéciales.

La conservation d'un gisement pétrolifère dépend grandement de sa structure. Aussi la structure anticlinale simple, comme sous la forme du pli diapir, fournit les meilleures possibilités de conservation. Mais aussi la forme monoclinale où la majeure partie des assises pétrolifères peut être mise sous l'influence destructive de l'atmosphère n'amène pas l'épuisement entier du terrain pétrolifère. Si les couches productives du gisement entamées par l'érosion perdent la majeure partie de leur valeur industrielle, le pétrole ne disparaît qu'aux couches directement soumises aux influences de l'atmosphère. On suppose bien volontiers que les couches éloignées des coupes dont le facies permettrait d'y supposer l'existence du pétrole, actuellement disparu, en contenaient jadis. Mais cette opinion n'est pas juste. L'examen minutieux des gisements fortement érodés nous prouve, que le pétrole ne disparaît pas des couches sans laisser des traces et si on ne le trouve pas ce n'est qu'une preuve assez évidente qu'il n'a jamais existé dans de tels niveaux.

L'étroite corrélation entre la forme anticlinale des gisements et leur richesse ne se laisse pas commenter par le développement graduel de leur tectonique, mais par les raisons paléomorphologiques des gisements *in statu nascendi*. Le profil des plis diapirs si changeant nous le prouve d'une manière bien évidente. Nous savons d'après l'observation des conditions actuelles, que l'accumulation du détritisme organique peut avoir lieu surtout dans le voisinage immédiat des bords de lacs et de lagunes, aux îlots et aux banquises. Les eaux accomplissent la ségrégation des matériaux inorganiques et déposent aussi le détritisme terrigène que l'halogénique dans la zone agitée par les vagues. Ces îlots, banquises au côtes émergentes ne sont dans la plupart des cas, que des anticlinaux naissants.

Ce schéma assez simple, ne se laisse pas tracer avec la même netteté pour les gisements flyschéens. Leur tectonique suit les lignes d'une étendue beaucoup plus vaste, et les stades antérieurs de leur plissement ne sont pas à étudier avec la même précision. D'ailleurs ces gisements sont les plus anciens et leur connaissance entière n'est jamais si accessible que dans le premier cas.

Ces lacunes ne nous permettent pas d'élucider tous les dé-

tails de la structure de ces gisements en connexion avec la répartition du pétrole. Tout en tenant compte des changements qu'ont dû subir ces gisements sous l'influence de l'orogénèse beaucoup plus intense qu'au cas du plissement diapiroïde, on peut aussi y supposer la corrélation paléogéographique entre les zones naptogéniques et les zones stériles, au facies subsistant mais aux conditions changeantes d'accumulement des dépôts organiques.

Le fait si connu que les niveaux pétrolifères ne sont presque jamais isolés mais qu'ils apparaissent dans les différentes séries superposées, même si leur facies ne reste pas constant, fournit des preuves que les conditions naptogéniques peuvent montrer une grande longévité et liées aux certaines zones, se répéter dans des conditions du facies et du genre de la sédimentation différentes.

Les gisements au facies flyscheux reconnus par prof. Zuber (l. c.) dans différents terrains: depuis le paléozoïque jusqu'au paléogène, présentent toutes les qualités qui leur permettent une longue conservation.

Les gisements liés avec les formations du type mollassique au contraire ne sont pas durables. Cela est dû aux conditions différentes de leur formation. Tandis que les gisements flyscheux appartiennent aux terrains du plissement profond, les gisements „mollassiques“ ne sont que superficiels. C'est pourquoi ils se conservent seulement dans des conditions tout à fait exceptionnelles. La limite entre les deux types est assez nette; qu'on classifie ces deux types principaux selon leur facies, ou selon la profondeur de leur plissement, cela n'a pas d'importance. Tous les deux genres de dénomination se correspondent réciproquement.
