

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
62. Band, 1969

S. 17—34

Die obere Kreide der rumänischen Karpaten

Von **Marcel Lupu**, Bukarest *)

Mit einer Abbildung und drei Tabellen

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	17
2. Die obere Kreide der Ostkarpaten	18
2.1. Die obere Kreide der Daziden	18
2.1.1. Die Kristallin-mesozoische Zone	18
2.1.2. Die Sinaiaflysch-Einheit	21
2.2. Die obere Kreide der Modawiden	22
2.2.1. Die Teleajen-Einheit	22
2.2.2. Die Schwarzschiefer-Einheit	22
2.2.3. Die Tarcău- und die Rand-Einheit	23
3. Die obere Kreide der Südkarpaten	23
3.1. Der getische Bereich	25
3.1.1. Das Sopot-Becken	25
3.1.2. Das Rusca Montana-Becken	25
3.1.3. Das Hatzeg-Becken	26
3.1.4. Das Brezoi-Becken	27
3.1.5. Das Olănești-Gebiet	27
3.2. Das danubische Autochthon	28
4. Die obere Kreide im Apuseni-Gebirge	29
4.1. Die südlichen Apuseniden	29
4.2. Die nördlichen Apuseniden	31
5. Schlußbemerkungen	31
6. Literatur	32

1. Einleitung

Auf rumänischem Gebiet unterscheiden wir drei große karpatische Einheiten, und zwar: die **Ostkarpaten**, von der nördlichen Landesgrenze bis zum Dîmbovitatal, die **Südkarpaten**, vom Dîmbovitatal bis zur Donau, und das **Apusenigebirge** im Westen des Landes. (Siehe Abb. 1.)

Auf Grund des Alters der Orogenese wurden im Rahmen der rumänischen Karpaten zwei Hauptbereiche unterschieden: erstens die **Daziden** (Interniden), die durch eine Kreide-Orogenese gekennzeichnet sind, und zweitens die **Moldawiden** (Externiden), die sich in einer späteren, hauptsächlich neogenen Orogenese gebildet haben.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Marcel Lupu, București, Șos. Kiseleff 55.

In diesem Sinne gehört der innere Teil der Ostkarpaten (die transkarpatische Flyschzone, die Kristallin-mesozoische Zone und der innere Teil der inneren Flyschzone) zu den Daziden, während der äußere Teil der inneren Flyschzone sowie die äußere Flyschzone als Moldawiden bezeichnet werden.

Die Südkarpaten sowie das Apuseni-Gebirge, dessen Hauptgebirgsbildungsphasen sich während der Kreide und hauptsächlich in der oberen Kreide abgespielt haben, gehören insgesamt den Daziden an.

Was den Oberkreidezyklus der Daziden betrifft, ist als erste und fast allgemeine Charakteristik seine transgressive Lagerung zu bezeichnen. Als ein zweites Merkmal des Oberkreidezyklusses tritt die Tatsache hervor, daß an seiner Basis immer Vracon-Ablagerungen erscheinen. Die Fazies der Oberkreideablagerungen ist in den Daziden verschieden: Flysch (einschließlich Wildflysch), Schelffazies, pelagische Fazies und sogar frühzeitliche Molasse-Fazies im Gegensatz zu den Moldawiden, wo nur eine kalkige Flyschfazies bekannt ist.

2. Die obere Kreide der Ostkarpaten

Bei Besprechung der ostkarpatischen Oberkreide werden folgende tektonische Einheiten, die größtenteils auch faziellen Einheiten entsprechen, in Betracht gezogen: die obere Kreide der Daziden (die Kristallin-mesozoische Zone mit einem nördlichen Teil, einschließlich des transkarpatischen Flyschbereiches, und einem südlichen Teil) und die obere Kreide der Moldawiden (Teleajen-Einheit, Schwarze Schiefer-Einheit, Tarcău und Rand-Einheit).

2.1. Die obere Kreide der Daziden.

2.1.1. Die Kristallin-mesozoische Zone.

Im nördlichen Teil der Kristallin-mesozoischen Zone liegt die Oberkreide transgressiv, meistens auf Kristallinen Schiefen des moldawischen Massivs. Cenoman, höchstwahrscheinlich auch mit Vracon*) an der Basis, ist durch Konglomerate, die in *Exogyra*- und *Mantelliceras*-Kalkarenite übergehen (GH. ILIESCU u. a. 1967), vertreten.

Im südlichen Teil des moldawischen Kristallins, im Hăghimaş-Gebirge, liegen 700 Meter mächtige Konglomerate über der während der austrischen Orogenese gebildeten Hăghimaş-Decke (M. SANDULESCU, 1969). In den mergeligen Zwischenlagen dieser Konglomeratserie sind *Rotalipora apenninica* und *R. greenhornensis*, die ein Cenoman-Alter beweisen (JANA SANDULESCU, 1969), vorhanden.

In einem am Westrand des moldawischen Kristallins befindlichen Becken (Glođu-Becken) folgen über Cenoman-Konglomeraten und *Exogyra* führenden Sandsteinen rötliche Sandsteine und sandige Mergel mit *Inoceramus labiatus*, *I. latus* und *Gaudryceras mite* (V. МУТИНАС, 1959).

*) Das Vraconnien entspricht dem obersten Alb (aufgestellt von E. Renevier [1868] bei La Vraconnaz im Waadtländer Jura, Schweiz).

DIE OBERE KREIDE DER OSTKARPATEN

	D A Z I D E N		M O L D A W I D E N					
	Kristallin-mesozoische Zone und Transkarp. Bereich Nördlicher Teil Südlicher Teil		Sinaiaflysch- Einheit	Teleajen-Einheit	Schwarze Schiefer- Einheit	Tarcäu- und Rand-Einheit		
Danien	Couches rouges	Graue und rote Mergel Kalkige Sandsteine	Couches	Inoceramen- Sandsteine Zwischenlagen von roten Tonen Sandig-toniger Flysch	Sandstein- führender	Kalkiger Flysch		
Maastr.			rouges		Flysch			
Camp.			Sandsteine Konglomerate		Mergelige Serie		Glimmerige Sandstein- Bänke	Sandig- mergeliger Flysch mit mergelig- kalkigen
Senon. Sant.							Flyschoide Sandstein- Mergel- Serie	
Coniac	Mergelige Sandsteine	toniger	Zwischenlagen					
Turon	Kalkige Sandsteine Konglomerate	Bunte Mergel Kalkige Sandsteine	Flysch mit Sandstein- Bänken Bunte Mergel und Tone	Rote und grüne Tonschiefer mit Tuffiten und Hornsteinen	Rote mergelige Kalke und Radiolarite und Mikrokonglomerate			
Cenoman			Tuffite					
Vracon								

Tab. 1

Mit Ausnahme dieses eben erwähnten Beckens liegen die Turon-Ablagerungen immer diskordant auf dem Westrand des moldawischen Kristallins. Sie bilden damit die Flanke des sogenannten Transkarpatischen Bereiches.

Das Gebiet, wo die Schichtfolge der oberen Kreide mächtiger und etwas vollständiger ist, befindet sich ganz im Norden von M a r a m u r e ș. Hier transgredieren auf den kristallinen Schiefen polymikte Konglomerate, die in eine flyschoide (Sandstein-Mergel-)Serie übergehen.

Das Alter dieser Serie, die schwach gefaltet ist, konnte durch Funde einiger Inoceramen, darunter auch *Inoceramus labiatus* (GH. ILIESCU u. a. 1967) als Turon belegt werden. Mit einem Konglomeratniveau an der Basis, wo einige Rudisten, darunter *Hippurites sulcatus*, bestimmt wurden, folgt diskordant eine aus Mergeln und sandigen Mergeln bestehende pelagische Serie. Die aus *Globotruncana fornicata*, *G. arca*, *G. lapparenti* bestehende Mikrofauna kennzeichnet ein Santon-Campan-Alter. Der obere Teil der Serie besteht aus rötlichen Mergeln und sandigen Mergeln (einer Art Couches rouges-Fazies), in welcher der Übergang zum Paleozän wegen der Anwesenheit von *Globigerina linaperta*, *G. trilocolinoides*, *Globorotalia crassata* angenommen werden kann.

Die obere (Couches rouges-)Fazies der Senonschichtfolge liegt öfters transgressiv direkt auf den Kristallinen Schiefen. Im südlichen Maramures stehen Orbitoidenkalke (GH. BOMBITA 1966) an, die höchstwahrscheinlich Schelfablagerungen des nördlichen Teils des transsylvanischen Massives darstellen.

Im südlichen Teil der Kristallin-mesozoischen Zone sind Oberkreideablagerungen in zwei Gebieten vertreten, und zwar im Perșani-Gebirge, das eine innere Zone, und in der Umgebung von Brașov (in einem etwas weiteren Sinne), das eine äußere Zone darstellt.

Im Perșani-Gebirge liegen die Oberkreideablagerungen diskordant auf den Strukturen und dem Deckenbau, die sich während der austri-schen Phase gebildet haben.

Der Oberkreidezyklus beginnt in diesem Gebiet mit einer an *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* reichen Kalkarenit-Serie (S. PAULIUC 1968), über welcher im oberen Teil *Rotalipora*-führende Kalkmergel folgen. Zwischen dem oberen Cenoman und Oberturon tritt eine Lücke auf. Die oberen Turonablagerungen, die öfters an der Basis Konglomerate haben (D. PATRULIUS u. a. 1968), sind durch graue und manchmal rote Inoceramenmergel vertreten. Die reiche Inoceramenfauna sowie Ammoniten, wie *Lewisiceras mantelli*, *Barroisiceras haberfelneri*, beweisen aber auch die Anwesenheit des Coniacs im oberen Teil der Serie. Damit endet der Oberkreidezyklus im Perșani-Gebirge.

Im Gegensatz zum Perșani-Gebirge ist im äußeren Gebiet des südlichen Teiles der Kristallin-mesozoischen Zone die gesamte Schichtfolge der oberen Kreide vorhanden.

Die Transgression beginnt in diesem Bereich mit grobgebankten Sandsteinen und polymikten Konglomeraten, die im südlichen Teil eine reiche Vracon-Ammonitenfauna mit *Schloenbachia rostrata*, *Parahibolites tourtiaie*, *Ostlingoceras puzosianum* und — im oberen Teil — Cenoman-Ammoniten, wie *Mantelliceras mantelli*, *Calycoceras naviculare* u. a., führen.

Im oberen Teil des Cenomans wird die Schichtfolge pelagisch und besteht fast ausschließlich aus Mergeln. Die Mikrofauna ist reich an Praeglobotruncanen und, im oberen Teil der Schichtfolge, an *Globotruncana lapparenti* (JANA SANDULESCU 1966). Im Santon erscheint neben der Mergelfazies eine zweite, Kalkfazies. Die kalkige Randfazies (JANA SANDULESCU 1966) besteht aus detritischen Kalken, in denen öfters Rudisten, wie *Radilites galloprovincialis*, *Joufia* (DENISA LUPU, mündliche Mitteilung) sowie Orbitoiden, Sideroliten erscheinen. Als interessant ist herauszuheben, daß die hier erscheinende Rudistenfauna eine hauptsächlich südmediterrane ist; die eben erwähnten Arten sind im Gosaubecken unbekannt, wie auch die Anwesenheit von Rudisten im Maastricht. Auf diese Merkmale wird öfters in den Südkarpaten und im Apuseni-Gebirge hingewiesen werden.

Die Mergelfazies des Senons besteht hauptsächlich aus Couches rouges und grauen Mergeln mit reicher Mikrofauna. Es besteht kein Übergang zum Paleozän, weil die paläogenen Ablagerungen (Nummulitenkalke) diskordant darüber liegen.

Als Hauptmerkmale der zur Kristallin-mesozoischen Zone gehörigen Oberkreideablagerungen wären die detritische, teilweise auch im Schelfbereich gebildete, hauptsächlich aber pelagische Fazies und die meist feststellbare Lückenhaftigkeit der Schichtfolge hervorzuheben.

Was die Orogenese betrifft, scheint es, daß die Zeit, die der subherzynischen Gebirgsbildungsphase entspricht, durch etwas deutlichere Lücken oder Diskontinuitäten zu erkennen ist.

2.1.2. In den äußeren Daziden (Sinaiaflysch-Einheit) sind Oberkreideablagerungen nur im südwestlichen Teil bekannt. Hier beginnt die Oberkreidetransgression mit einer an Vracon-Ammoniten (*Ostlingoceras puzosianum*, *Mariella bergeri*, *Schloenbachia rostrata*, *Stoliczkaia*) reichen Sandstein- und Mergel-Serie (G. MURGEANU, D. PATRULIUS 1957), die diskordant auf der stark gefalteten Unterkreide liegt.

Ein Merkmal, das für die Moldawiden charakteristisch ist, erkennen wir auch im Sinaiaflysch-Bereich, und zwar die Anwesenheit von roten Mergeln im Cenoman. Die Cenoman-Fauna ist reich; sie besteht aus *Mantelliceras*, Inoceramen sowie Rotaliporen. Im Turon setzt sich die Sedimentation der mergeligen, manchmal bunten Serie fort; hier sind Praeglobotruncanen, *Globotruncana lapparenti* (am oberen Teil) sowie *Lewisiceras* sp. (D. PATRULIUS u. a. 1968) bekannt. Zur Zeit besteht kein Beweis für die Anwesenheit des Coniaciens und, da die Obersanton- oder sogar Campanablagerungen transgressiv über dem Turon liegen (sowie auch über Unterkreide), besteht die Vermutung, daß diese Lücke in Zusammenhang mit der subherzynischen Phase stehen könnte.

Die von Obersanton oder Campan bis zum Ypresien reichenden Ablagerungen bestehen aus bunten, hauptsächlich roten Globotruncanen-reichen Mergeln. Die Kreide-Paläogengrenze ist in diesem Bereich nur durch die Mikrofauna feststellbar.

2.2. Die Oberkreide der Moldawiden.

Die Diskussion über die Oberkreideablagerungen wendet sich nun der nächsten, im Osten anschließenden Einheit der Moldawiden zu.

Der wesentliche Unterschied zwischen der Oberkreide dieser tektonischen Einheit und derjenigen der Daziden besteht darin, daß in den Moldawiden die Oberkreide fast ausschließlich in Flyschfazies entwickelt ist.

2.2.1. Die Teleajen-Einheit.

Wie in der früher besprochenen Siniaiflysch-Einheit sind auch in der Teleajen-Einheit die Oberkreideablagerungen nur im südlichen Anteil bekannt.

Hier liegt die Unter-Oberkreidewende innerhalb einer ungefähr 3500 m mächtigen, aus einer rhythmischen Sedimentation von Sandsteinen, Tonschiefern und Mergeln bestehenden Flyschserie. Im oberen Teil der Serie treten rote und bunte Tone und Mergel mit einer Rotaliporen-Mikrofauna auf.

In den äußeren Gebieten dieser tektonischen Einheit setzt sich die Sedimentation der Unterkreide-Flyschbildung in der selben Fazies bis in das Turon fort. Im oberen Cenoman und im Turon kommen hier kalkige, glimmerige Sandsteinbänke vor. In diesen Sandsteinen gibt es Granodiorit und rote Feldspatfragmente, die von einer vermuteten Kordilliere (Cumanische Kordilliere — G. MURGEANU 1937) hergeleitet worden sind. Die Cumanische Kordilliere, die bis in das Senon bestanden haben soll, dürfte die zwei großen Sedimentationsbereiche der Ostkarpaten getrennt haben.

Im südlichen und südwestlichen Teil dieser tektonischen Einheit sind die Oberkreidebildungen durch Flysch mit mergeligen und teilweise rötlichen Tonzwischenlagen vertreten. Im oberen Senon wird die Fazies etwas gröber, indem Sandsteine (mit *Inoceramus balticus*) überwiegen; Zwischenlagen von roten Tonen sind auch bekannt; Eozän liegt diskordant darüber.

2.2.2. In der nächsten, nach außen hin folgenden tektonischen Einheit, genannt „Schwarzschiefer-Einheit“, die als Fortsetzung der Silesischen Einheit der nördlichen Karpaten betrachtet wird, ist ein allmählicher Übergang von der Unter- zur Oberkreide bekannt. Im oberen Teil einer mit Hauterive beginnenden Flyschserie kommen ungefähr 100 m mächtige rote und grüne Tonschiefer, mit Tuffiten (I. BANCILA 1957) und Hornsteinzwischenlagen vor. Die Fauna und Mikrofauna besteht aus *Parahibolites tourtiaie*, *Neohibolites minimus* sowie *Rotalipora apenninica* und *Rotalipora reicheli*, die ein Vracon-Cenomanalter beweisen.

Die Turonablagerungen der Schwarzschiefer-Einheit sind durch eine sandig-mergelige Flyschsedimentation, die zur Entstehung massiver Sandsteine führt, gekennzeichnet; eine Sedimentation, die ununterbrochen bis in das Paläogen andauert.

2.2.3. In den äußeren tektonischen Einheiten, der Tarcău- und der Randeinheit (zone marginale) ist infolge der tektonischen Beanspruchung die gesamte Schichtfolge der oberen Kreide nur selten vertreten. Der Beginn der Oberkreideserie ist, wie im übrigen Moldawidenbereich, durch einen grau-roten, mergelig-kalkigen Horizont charakterisiert. Tuffite sind auch bekannt; sie werden in den äußersten Gebieten durch Radiolarite (I. DUMITRESCU 1952) ersetzt.

In denselben äußersten Gebieten sind auch Mikrokonglomerate mit von Vorland abgetragenen Grünschieferelementen bekannt.

Turon und Senon sind in diesen Einheiten durch eine überwiegend kalkige Flyschserie vertreten. In den inneren Gebieten sind auch Sandsteine und Hornsteinlinsen vorhanden, während in den äußeren Gebieten die Fazies meistens mergelig-kalkig ist.

Häufig sind auch hier wieder Zwischenlagen von Konglomeraten mit Grünschieferfragmenten, die eine Ablagerung von Vorlandmaterial darstellen.

In den inneren Regionen reicht diese Flyschfazies bis in das Danien (einschließlich), in den äußeren aber bis ins Paläogen.

Der Überblick über die obere Kreide der Ostkarpaten gestattet uns einige Folgerungen, die folgendermaßen kurz zusammengefaßt werden können:

— Vom inneren (westlichen) zum äußeren (östlichen) Teil der Ostkarpaten macht sich ein Übergang von einer detritischen zu einer überwiegend kalkigen, flyschartigen Fazies bemerkbar.

— In den inneren Zonen ist der obere Teil der Oberkreide meistens durch pelagische „couches rouges“-Ablagerungen vertreten, während in den Moldawiden die roten oder bunten Niveaus am Anfang der Oberkreide erscheinen.

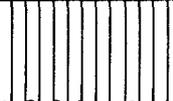
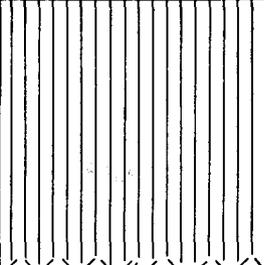
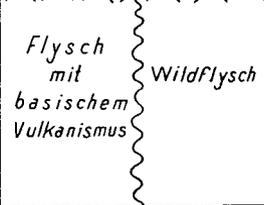
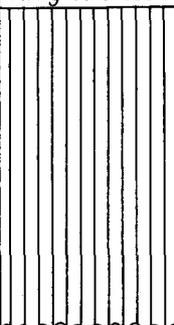
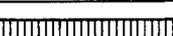
— In den inneren Zonen (in den Daziden) ist die Schichtfolge der oberen Kreide lückenhaft, gegenüber den äußeren Zonen (Moldawiden), wo sie im allgemeinen lückenlos ist.

3. Die Oberkreide der Südkarpaten

Wie früher ausgeführt wurde, gehören die Südkarpaten dem inneren Kreidefaltungsgebiet der Karpaten an. Während der Kreide fand hier die Überschiebung der getischen Decke über das danubische Autochthon statt; eine Überschiebung, die in der austrischen Phase begann und höchstwahrscheinlich in der subherzynischen Phase vollendet wurde.

DIE OBERE KREIDE DER SÜDKARPATEN

Tab. 2

G E T I K U M						D A N U B I K U M
	ȘOPOFBECKEN	RUSCA MONTANA-BECKEN	HATZEG-BECKEN	BREZOI-BECKEN	OLĂNEȘTI GEBIET	
<i>Danien</i>	?	<i>Kontinentale und Vulkanogen-sedimentäre Formation</i>	<i>Kontinentale und Vulkanogen-sedimentäre Formation</i>			
<i>Senon</i>	<i>Maastr. Kalkige Mergel</i>	<i>Flyschserie</i>	<i>Sandsteine und Mergel Konglomerate</i>	<i>Detritische Kalke flyschoide Serie Sandsteine Konglomerate</i>	<i>Sandige Mergel Rudisten-Kalke Konglomerate</i>	
<i>Santon</i>	<i>Konglomerate</i>				<i>Sandige Mergel</i>	<i>Flysch mit basischem Vulkanismus</i>
<i>Coniac</i>						<i>Wildflysch</i>
<i>Turon</i>	<i>Sandstein - Mergel</i>	<i>Inoceramen-Mergel</i>	<i>Flyschoide Serie Massive Sandsteine</i>		<i>Mergel</i>	
<i>Cenoman</i>	<i>Serie</i>	<i>Sandsteine mit Pecten und Exogyra</i>	<i>Ammoniten-Mergel</i>		<i>Sandsteine</i>	<i>Tonschiefer-Serie</i>
	<i>Detritischer kalk</i>	<i>Konglomerate</i>	<i>Kalkige Sandsteine Konglomerate</i>	<i>Sandsteine</i>	<i>Konglomerate</i>	<i>Bunte Mergel</i>
<i>Vracon</i>						

Marcel Lajpu

Die Oberkreideablagerungen wurden in zwei Hauptsedimentationsbereiche sedimentiert, und zwar in den getischen und in den danubischen.

3.1. Der getische Bereich.

In diesem Bereich erscheinen Oberkreideablagerungen in einigen Becken, in deren Schichtfolge stratigraphische Unterschiede auftreten. Was in allen Becken gemeinsam bleibt, ist der transgressive Charakter der Basis der Oberkreideablagerungen.

Im Gegensatz zu den älteren mesozoischen Ablagerungen sind diejenigen der oberen Kreide besser im nördlichen Teil der Südkarpaten vertreten.

3.1.1. Im südlichsten Becken (Sopot-Becken), das sich im Südbanat befindet, beginnt die Oberkreide mit detritischen (AL. CODARCEA, GR. POP 1964) Kalken mit einigen Muscheln, darunter auch Rudisten, die ein Vracon-Cenoman-Alter besitzen.

Im Turon ist die Schichtfolge ebenfalls detritisch und besteht aus Sandsteinen und Mergel mit *Praeglobotruncana* und *Globotruncana marginata*. Senon liegt transgressiv und wird von Konglomeraten und kalkigen Mergeln mit *Globotruncana lapparenti-lapparenti* repräsentiert. Ob in der Senonschichtfolge auch das Obersenon vertreten ist, bleibt immer noch unbestimmt.

3.1.2. Das nächste Becken im Norden ist dasjenige von RUSCA MONTANA. Hier transgrediert die obere Kreide (A. DINCA fide N. GHERASI u. a. 1968) mit Konglomeraten, über denen Exogyra- und Pectenführende Sandsteine folgen.

Die Schichtfolge wird im Turon pelitischer, indem die Hauptgesteinstypen hauptsächlich aus Mergeln und mergeligen Kalken bestehen. Faunen und Mikrofaunen sind im mergeligen Niveau zu finden und bestehen aus einigen Inoceramenarten (wie *Inoceramus inconstans*) und Globotruncanen (*Globotruncana angusticarinata* und *G. lapparenti*).

Im Santon hat die Sedimentation einen flyschoiden Charakter und wird durch einen rhythmischen Wechsel von Quarzsandsteinen und Mergeln gekennzeichnet. Der flyschoide Charakter der Serie setzt sich auch im Campan fort, vielleicht auch im unteren Maastricht. Im oberen Teil dieser Serie verringert sich der Mergelgehalt, und die Sandsteine enthalten Pflanzenreste und Wurmspuren. Die Mikrofauna dieser Serie besteht aus *Globotruncana carinata* und *G. arca*.

Der obere Teil der Kreideschichtfolge dieses Beckens wurde bis unlängst als zum Danien gehörend betrachtet. Es ist aber höchst wahrscheinlich, daß die mikropaläontologischen Untersuchungen, die jetzt in diesem Gebiet im Gange sind, zum Ergebnis führen werden, daß diese Ablagerungen ins Maastricht gehören.

In dieser letzteren Oberkreideserie wurden drei Horizonte unterschieden, und zwar:

— ein unterer Horizont, der immer transgressiv ist, und welcher aus Konglomeraten (manchmal mit Schrägschichtung) besteht, die im Sandstein und schließlich in kohle-führende Tonschiefer übergehen. In den oberen Niveaus erscheinen Süßwassermollusken sowie eine Flora, die hauptsächlich aus *Credneria* und *Sabal major* besteht.

— Der zweite Horizont ist ein vulkanogen-sedimentärer; er besteht hauptsächlich aus tuffitischen-andesitischen Agglomeraten und sogar aus Laven sowie Konglomerat- und manchmal Sandstein-Zwischenlagen.

Die magmatischen Vorgänge, die am Ende der Kreidezeit und am Anfang des Paläogens aus den Südkarpaten und aus dem Apuseni-Gebirge bekannt sind, wurden von BERNHARD VON COTTA (1863) unter dem Namen „Banatite“ beschrieben. Heute werden zwei, ihrem Alter und ihrer Petrographie gemäß verschiedene Typen magmatischer Vorgänge unterschieden (D. GIUSCA u. a. 1965): ein immer effusiver, subherzynischer Magmatismus, der während des Senons tätig war, und der banatitische Magmatismus, der nach dem Ende der Kreide bis ins untere Eozän reichte. Diesem letzteren Typus gehören hauptsächlich intrusive, aber auch effusive Gesteine an.

— Über dem vulkanogen-sedimentären Horizont, bestehend aus Produkten des subherzynischen Magmatismus, folgt ein dritter detritischer, hauptsächlich konglomeratischer Horizont, mit dem die Kreideschichtfolge endet.

3.1.3. Im H a t z e g - B e c k e n beginnt der Oberkreidezyklus mit einer diskordanten Serie; anfangs mit Schelfcharakter, dann pelagisch und flyschoid sowie schließlich kontinental und vulkanogen-sedimentär wie im Rusca Montana-Becken.

Die Transgression beginnt mit Konglomeraten, die manchmal roten Zement besitzen, infolge der Abtragung von während des Albiens gebildeten Bauxiten. Die Konglomerate gehen schnell in ein charakteristisches kalkig-sandiges Niveau über; ein Niveau, welches besonders reich an Itruvien, Nerineen und Pectiniden sowie auch an Rudisten ist (DENISA LUPU 1966). Die erste mergelige Schicht enthält Exemplare von *Mantelliceras mantelli*, und die folgenden auch andere Cenoman-Ammoniten. Turon ist stark regressiv und detritischer als das Cenoman, da es aus groben und grobgebankten Sandsteinen besteht. An der Basis dieser Serie tritt *Inoceramus labiatus* auf. Im oberen Teil wird die Turonserie flyschoid.

Mit einem groben Konglomeratniveau, in welchem *Actaeonella gigantea* und einige Exemplare von *Hippurites gosaviensis* vorkommen, beginnt das Senon (bzw. Obersanton-Campan), das im allgemeinen von einer detritischen Serie repräsentiert wird.

Der obere Teil der Kreideschichtfolge ist im Hatzeg-Becken ähnlich derjenigen des Rusca-Montana-Beckens ausgebildet:

Der untere detritische Horizont besitzt (außer anderen lithologischen Typen) auch graue und rötliche Sandsteine und Tone, aus welchen FR. NOPCSA (1905) eine Dinosaurierfauna beschrieben hat. Es sind unter anderen *Kallokiboticum bayazidi*, *Machlodon suessi* und *Titanosaurus dacus* bekannt.

Im westlichen Teil des Beckens liegt der mittlere tuffitische Horizont direkt auf Turon, oder sogar auf dem kristallinen Untergrund. Als Unterschied gegenüber dem gleichen Horizont des Rusca-Montana-Beckens ist die Abwesenheit von Laven zu nennen. Der obere detritische Horizont ist sehr geringmächtig.

Weiter im Süden erscheinen im Petroșani-Becken Senonablagerungen, die aus sandigen Tonen und Mergeln mit Actaeonellen und *Inoceramus balticus* (I. DRAGHINDA 1956) bestehen. Diesen Ablagerungen wurde bis vor kurzem eine große Wichtigkeit zugeschrieben, da man sie als sowohl auf dem Getikum, wie auch auf dem danubischen Autochthon liegend betrachtet hatte. Die letzten Untersuchungen haben aber erwiesen, daß diese Ablagerungen nur auf dem getischen Kristallin liegen, so daß sie für die Bestimmung des Alters der Überschiebung der getischen Decke keine Bedeutung haben.

3.1.4. Ein anderes Gebiet, wo innerhalb des getischen Bereiches Oberkreideablagerungen erscheinen, befindet sich im Zentral- und Südteil der Südkarpaten, und zwar im Brezoi-Becken und in der Gegend von Olănești.

In der Nähe des Brezoi-Beckens sind an einigen Stellen Cenomansandsteine mit *Rotalipora reicheli* bekannt. Im Brezoi-Becken selbst transgredieren Santon-Konglomerate und Sandsteine auf Kristallin. Die Senonserie ist detritisch, manchmal mit flyschoidem Charakter und endet mit einem detritischen Kalkniveau vom Maastrichtalter mit Rudisten, Algen und Orbitoiden.

3.1.5. Eine interessante Lage besitzen die Oberkreideablagerungen im Olănești-Gebiet, an der Südflanke der Südkarpaten. Hier transgrediert auf Kristallin, Tithon- und Urgonkalken eine detritische Serie, welche mit *Vracon* beginnt und mit einigen Lücken sich bis ins Miozän fortsetzt. Diese über 10.000 m mächtige Abfolge, von der die Oberkreideschichten ungefähr die Hälfte einnehmen, hat sich in einem stark sinkenden Becken abgelagert, das eigentlich die Vortiefe der Südkarpaten darstellt.

In der Oberkreideschichtfolge dieses Gebietes (Gr. POPESCU, D. PATRULIUS 1969) sind zwei Zyklen vorhanden: ein erster Zyklus, der mit *Vracon*-konglomeraten beginnt, die dann in Sandsteine mit *Stoliczkaia* und *Idio-*

hamites übergehen. Die weiteren sandig-mergeligen Ablagerungen enthalten Mikro- und Makrofaunen, welche das ganze Intervall bis zum Coniac beweisen.

Ein zweiter Zyklus beginnt mit dem oberen Santon, dessen Konglomerate, oder Rudistenkalke, diskordant auf ihrem Untergrund liegen. Die Rudistenfauna (DENISA LUPU 1969) wird hier, ähnlich wie im früher erwähnten südlichen Teil der Kristallin-mesozoischen Zone der Ostkarpaten, von vielen südmediterranen Arten repräsentiert. Der obere Teil der Senonschichtfolge ist sandig-mergelig und enthält Maastricht-Ammoniten (GR. POPESCU, D. PATRULIUS 1969), wie *Parapachydiscus neubergicus* u. a.; diskordant darauf liegt Ypresien.

Die in diesem Gebiet auftretende Oberkreideschichtfolge wird im allgemeinen als eine frühzeitliche Molasse angesehen.

3.2. Das danubische Autochthon.

Das wichtigste Merkmal, wodurch sich die obere Kreide des Autochthons von derjenigen des Getikums unterscheidet, ist die Kontinuität von einer im Albien beginnenden, pelagischen mergelig-kalkigen Schichtfolge. Im oberen Teil wird sie toniger und enthält eine an Rotaliporen reiche Mikrofauna. Dieser pelagischen Serie folgen an einigen Stellen bunte Mergel. Der obere Teil der Oberkreideserie besteht aus zwei Fazies-Bereichen (AL. CODARCEA u. a. 1968). Der westliche wird gekennzeichnet durch Flyschfazies mit Sandsteinen und Konglomeratzwischenlagen, in deren oberem Teil Tuffe, Tuffite und sogar Lavaströme basischen Charakters (Porphyrite, Belugite — D. MERCUS, A. MERCUS 1965) eingelagert sind. Im östlichen Teil des danubischen Autochthons erscheint eine zweite Fazies, die durch eine Flysch-Schichtfolge, teilweise mit Wildflyschcharakter, durch polygene Konglomerate, chaotische Sedimentationsstrukturen und Olistolithe charakterisiert wird.

Das Alter der beschriebenen Oberkreideserie umfaßt das Intervall zwischen Cenoman und Untersenon bzw. Coniac mit *Globotruncanen* der *Globotruncana lapparenti*-Gruppe. Beweise für die Anwesenheit des übrigen Senons gibt es noch nicht.

Wenn man die Hauptmerkmale der Oberkreideablagerungen der Südkarpaten zusammenfaßt, erscheint vor allem der Unterschied zwischen den verschiedenen Fazies-Bereichen, in welchen die obere Kreide im getischen Bereich auftritt, und die verhältnismäßige Einheitlichkeit derjenigen des Autochthons auffallend. Selbst der Beginn der Oberkreidesedimentation ist in den zwei Bereichen verschieden, da im getischen Bereich eine Schelffazies herrscht, die gewissen Stabilitätsbedingungen entspricht, gegenüber der pelagischen Ausbildung im Autochthon. Während im Getikum die Flyschablagerungen untergeordnet auftreten, kommen sie im Autochthon ausschließlich vor.

Der obere Teil des Senons ist im Getikum molasseartig, sogar in kontinentaler Fazies entwickelt, im Autochthon hingegen ist er überhaupt noch nicht bewiesen.

Schließlich besteht ein Unterschied zwischen den magmatischen Vorgängen dieser zwei Bereiche, da im Autochthon noch ein ophiolithischer Magmatismus vorhanden ist, im Gegensatz zu dem Magmatismus subsequenter Art im Getikum.

4. Die Oberkreide im Apuseni-Gebirge

Im Apuseni-Gebirge sind, auf Grund ihrer stratigraphischen Gliederung und geotektonischen Entwicklung, zwei Haupteinheiten unterschieden worden: Die südlichen Apuseniden (Siebenbürgisches Erzgebirge), deren geologische Entwicklung mit einer 3000 m mächtigen Ophiolithserie im oberen Jura beginnt, stellen eine typische geosynklinale Mulde dar. Ihre Haupt-Entwicklung spielte sich während der Kreidezeit ab. Die nördlichen Apuseniden haben ihre Entwicklung in der unteren Trias begonnen und weisen eine fast ausschließlich kalkige Schichtfolge auf, die mit einigen Lücken bis in die Mittelkreide reicht.

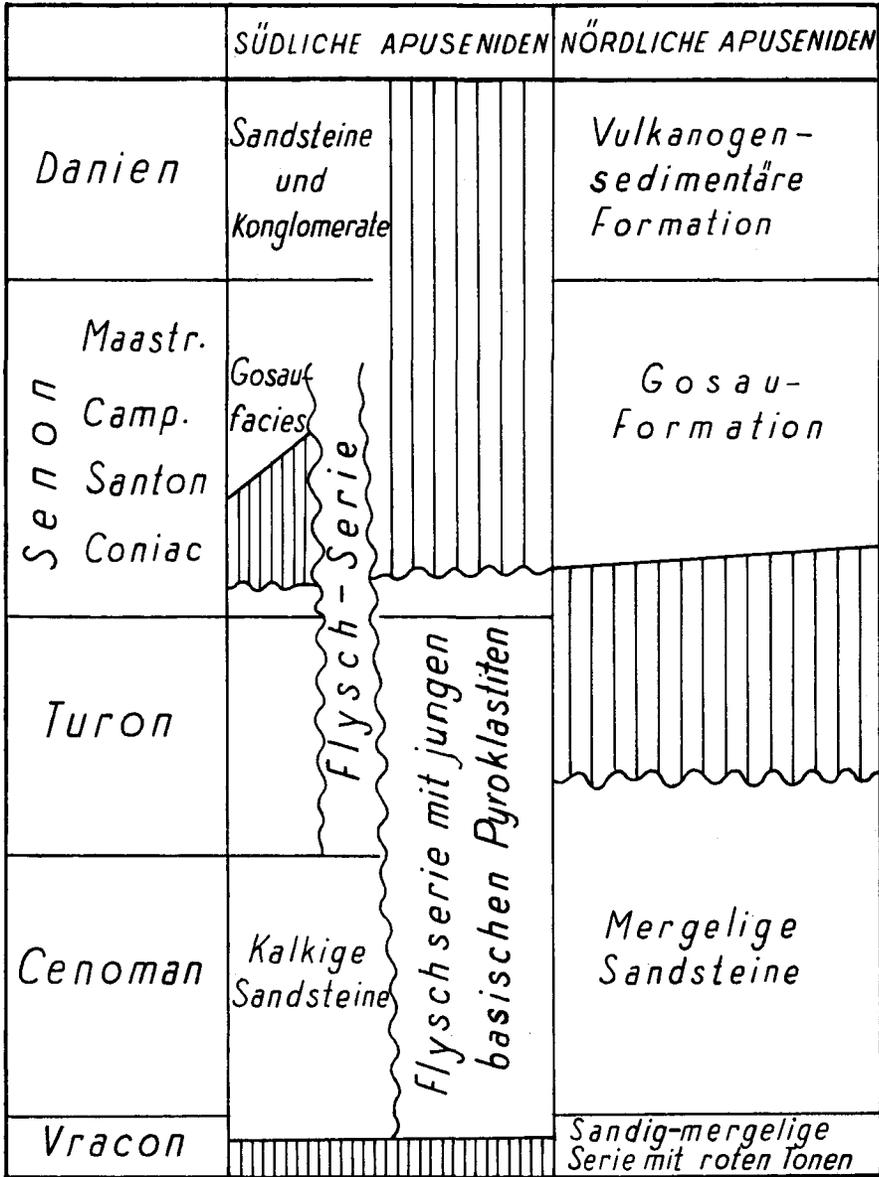
4.1. Die südlichen Apuseniden.

In den südlichen Apuseniden (Siebenbürgisches Erzgebirge) beginnt die auf der Südflanke stark transgressive Oberkreide mit einer Itruvien-, Brachiopoden- und Orbitolinen-reichen Kalksandsteinserie, genauso wie im Hatzeg-Becken. Die Schelffazies geht im Inneren der Mulde in eine sandig-mergelige Flyschfazies über, welche sich bis ins Turon-Coniac hinein entwickelt. Unterturon ist im Süden des Erzgebirges transgressiv und reicht oft bis zum kristallinen Untergrund hinab, wo es durch eine sandig-mergelige Schelffazies vertreten ist. Bemerkenswert ist, daß im Turonflysch im Inneren des Beckens einige Zwischenlagen von basischen Pyroklastiten vorhanden sind.

Die subherzynische Gebirgsbildungsphase ist im Siebenbürgischen Erzgebirge durch Bildung von Schuppenstrukturen gekennzeichnet. Dieser Phase folgt eine starke Transgression, die weit über den kristallinen Untergrund übergriff. Im westlichen Teil begann sie mit dem Coniac; allgemein verbreitet war sie aber im Santon. In der äußeren Flanke, dort wo der Untergrund aus Kristallinen Schiefen besteht, ist das Senon in Gosau-Fazies vertreten. Die Rudistenfauna ist reich und besteht, hauptsächlich im Süd-Westen des Erzgebirges aus Arten, die im Gosaubecken nicht bekannt sind und welche eine südwestliche, südmediterrane Herkunft beweisen. Im Inneren des Beckens geht die Gosau- in eine Flyschfazies über. Der obere Teil der Oberkreide-Schichtfolge ist fast ausschließlich grobdetritisch; es erscheinen auch schräggeschichtete Konglomerate. In einigen mergeligen Zwischenlagen weist die Mikrofauna ein Danien-Paleozän-Alter auf.

Der subherzynische Magmatismus macht sich in den Senonablagerungen durch die Anwesenheit von dazitischen Tuffen und Rhyoliten bemerkbar.

DIE OBERE KREIDE DES APUSENIGEBIRGES



Tab. 3

4.2. Die nördlichen Apuseniden.

In den nördlichen Apuseniden sind mit Bestimmtheit Senon und in letzter Zeit auch Cenoman und Unterturon bekannt geworden (S. BORDEA, D. ISTOCESCU, 1969). In diesem Gebiet fand während der subherzynischen Gebirgsbildungsphase die Überschiebung der Codrudecke (eigentlich des Codru-Deckensystems) über das Bihor-Pădurea Craiului-Autochthon statt.

Die in letzter Zeit durchgeführten Untersuchungen (S. BORDEA, D. ISTOCESCU, 1969) haben unter der Codrudecke die Anwesenheit mergeliger Sandsteine mit *Rotalipora* und *Praeglobotrucana* nachgewiesen. Transgressiv über der Codrudecke sowie über dem Autochthon liegen Gosauablagerungen, die eigentlich die einzige Fazies darstellen, in der das Unter-senon entwickelt ist. Die Gosauformation steht heute in einigen Becken an, in denen die stratigraphische Schichtfolge ungefähr dieselbe ist. Im westlichsten dieser Becken beginnt die Schichtfolge mit Coniac, das aus kohleführenden Sandsteinen mit *Corbula*, oder Charakalken besteht. Santon und Campan sind in Sandstein- und Rudistenkalk-Fazies entwickelt. Die letzten Rudistenkalkvorkommen gehören dem Untermaastricht an (DENISA LUPU, 1969); die aus diesem stratigraphischen Niveau bekannte Rudistenfauna (*Radiolites musculosus*, *Pseudopolyconites manjae* sowie *Colveria*) besteht aus Arten, die ausschließlich aus der südmediterranen Provinz bekannt sind. Das obere Maastricht besitzt im nördlichen Apuseni-Gebirge eine vulkanogen-sedimentäre Fazies.

Schlußbemerkungen

Die Geschichte der oberen Kreide der rumänischen Karpaten ist im allgemeinen ziemlich kompliziert. Die Faziesbereiche sind hauptsächlich in den inneren Gebieten, den Daziden, verschieden, die Schichtfolge lückenhaft und teilweise sogar schwer korrelierbar. Manche Faziesbereiche haben doch eine größere Verbreitung. So ist im Vracon-Untercenoman die kalkige sandsteinführende muschelreiche Schelffazies, in einem Bereich zwischen dem nördlichen Teil der inneren Zonen der Ostkarpaten und dem Erzgebirge verbreitet. Die Fauna weist auf eine südwestliche mediterrane Herkunft hin.

Als ein zweiter Bereich, wo im Cenoman eine charakteristische Fazies erscheint, können die äußeren ostkarpatischen Einheiten und sogar die Südkarpaten bezeichnet werden, wo die bunte tonig-mergelige Fazies bekannt ist.

Turon ist meistens in pelagischer oder Flyschfazies vertreten. Die bis in einen Teil der inneren Ostkarpaten reichende Inoceramenfauna weist für diese Zeit einen nördlichen Einfluß auf. Als eine Besonderheit kann die Wildflyschformation des danubischen Autochthons bezeichnet werden.

Im Senon werden die Faziesbereiche noch verschiedenartiger. Für manche der inneren Gebiete der Ostkarpaten ist die pelagische Fazies der bunten Mergel (Couches rouges) charakteristisch, während in den äußeren Gebieten die kalkige Flyschfazies herrscht.

Hauptsächlich im Apusenengebirge und, weniger typisch, im getischen Bereich der Südkarpaten, ist die Gosaufazies entwickelt. Als eine Eigentümlichkeit der Gosauformation der rumänischen Karpaten kann die Anwesenheit von Rudistenkalken im unteren Maastricht betrachtet werden.

Obwohl es in den meisten Gebieten weniger offensichtlich wie in der unteren Kreide ist, kann auch in der oberen Kreide von einem gewissen Zusammenhang zwischen faziellen und tektonischen Einheiten gesprochen werden.

Was die Orogenese während der Oberkreide betrifft, kann mit einer gewissen Sicherheit nur die subherzynische (vorgosauische) Phase festgestellt werden. Obwohl im äußeren Teil der Ostkarpaten kleine Lücken und Diskordanzen an der Basis des Santons existieren, ist dieses Gebiet keines mit einer subherzynischen Orogenese. In den Südkarpaten, wo die Hauptfrage die Bestimmung des Alters der getischen Überschiebung über das Autochthon ist, ist das als subherzynisch angenommene Alter auch nur indirekt bestimmt worden, und zwar durch das vermutliche Aufhören der Sedimentation des Wildflysches im Autochthon, im Coniac, sowie durch die Obersantontransgression im getischen Bereich.

Statt dessen konnte im Erzgebirge die subherzynische Gebirgsbildungsphase durch Bildung von Schuppenstrukturen und die nachher erfolgte Gosautransgression gut festgelegt werden.

Im nördlichen Apuseni-Gebirge transgrediert die Gosau über einem Gebiet, wo zwischen dem Unterturon und Coniac ein Deckenbau entstand, der auch der subherzynischen Phase entsprechen könnte.

Die laramische Phase ist in den Daziden, mit Ausnahme des Couches-rouges-Bereiches gut gekennzeichnet.

Im südlichen Apusenengebirge konnte, dank der Mikrofauna-Bestimmungen festgestellt werden, daß die laramische Phase als spätlaramisch zu bezeichnen ist (Unterpaleozän).

Das Ende der Kreidezeit bedeutet das Ende der Hauptentwicklungs-
etappe der Daziden, eine Zeit, in welche sich die Hauptelemente ihres
strukturellen Baues gebildet haben. Und zur selben Zeit begann eine neue
Phase ihres geologischen Werdeganges, die tardekynematische Etappe.

6. Literatur

Ostkarpaten

- Băncilă, I. (1958): Geologia Carpaților Orientali — Edit. didactică București.
Bombiță, Gh. (1966): Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiut-Poiana
Botizei. Dări de Seamă Com. Geol. LII/1 București.
Dumitrescu, I. (1952): Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza.
Anu. Com. Geol. XXIV. București.

- Joja, Th. (1958): Cercetări geologice între valea Răscei și Valea Agapiei. Anu. Com. Geol. vol. XXIV. București.
- Iliescu, Gh., Iliescu, Maria, Georgescu, D., Georgescu, Lenuta (1967): Asupra prezentei Cretacului superior în bazinul inferior al riului Viseu (Maramures). D. S. LII/3.
- Murgeanu, G. (1937): Sur une cordillière antesénonniène dans le géo-synclinal du Flysch carpathique. C. R. de l'Inst. Geol. Roum. T XXI. București.
- Murgeanu, G., Patrulius, D. (1957): Le Cretacé supérieur en bordure de la Leaota et l'age des conglomérats de Bucegi. Rev. Geol. Geogr. I. București.
- Murgeanu, G., Patrulius, D., Contescu, L., Jipa, D., Mihăilescu, N., Panin, N (1963): Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curbării Carpaților. Communications scient. Stratigraphie vol. III/2 Assoc. Geol. Carp. Balk. V-Congress. București.
- Mutihac, V. (1959): Observatii geologice și paleontologice la Glodu. Acad. R. P. R. Stud. Cerc. Geol. IV/2. București.
- Pauliuc, S. (1968): Studiul geologic al Persanilor centrali cu privire specială la Cretacul superior. Stud. tehn. și econ. J. 4. București.
- Patrulius, D., Ștefănescu, M., Popa, Elena, Popescu, Ileana (1968): Geology of the inner zones of the Carpathian Bend. Guidebook to Excursion 50 Ac XXII. International Geol. Congress.
- Săndulescu, Jana (1966): Biostratigrafia și faciesurile Cretacului superior din țara Bîrsei. D. S. Com. Geol. LII/2. București.
- Săndulescu, Jana (1969): Contribuții micropaleontologice la cunoașterea Cretacului din Sinclinalul Hăghimas. D. S. Com. Geol. LIV/3. București.
- Săndulescu, M. (1969): Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimas. D. S. LIV/3. București.

Südkarpaten

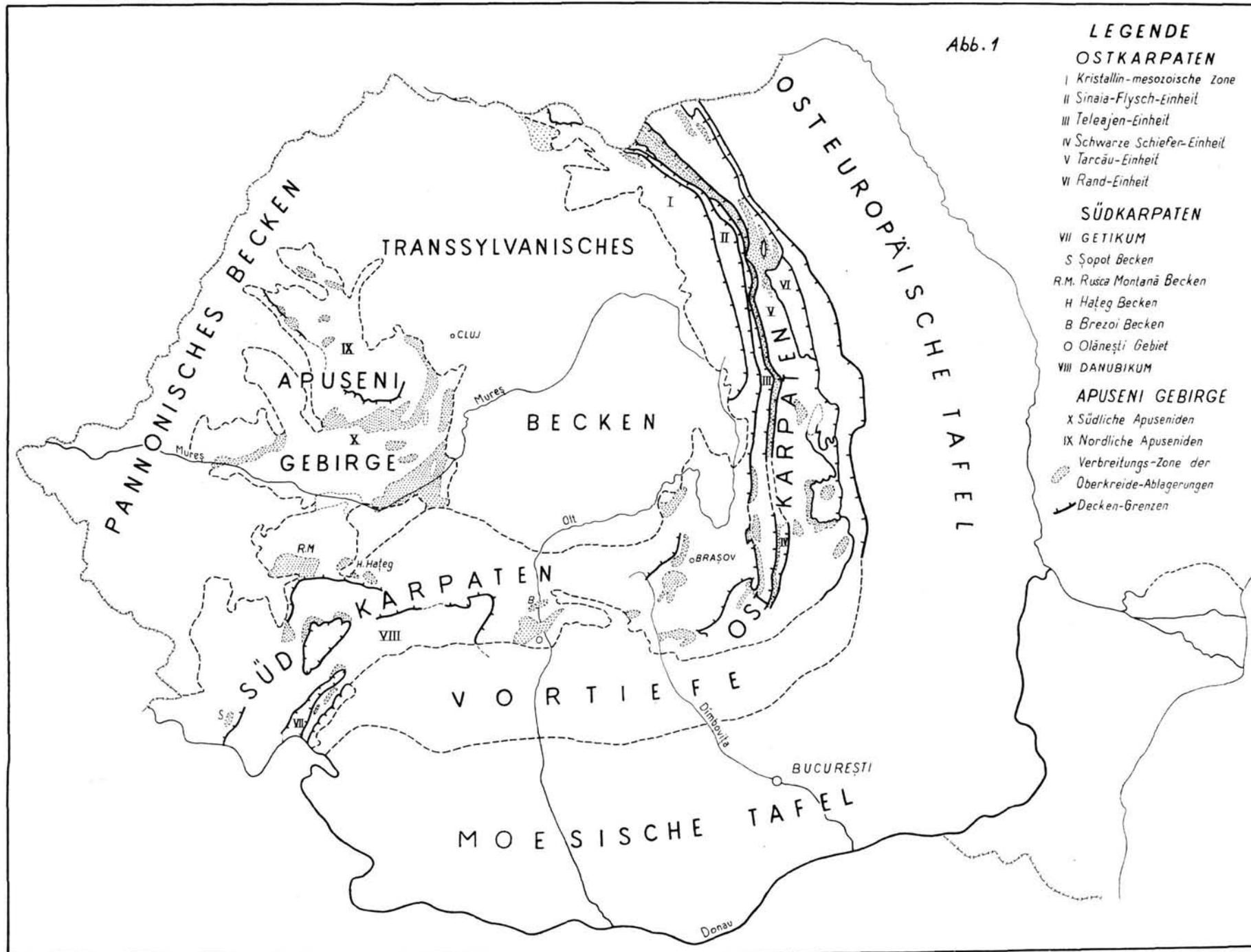
- Codarcea, Al., Pop, Gr. (1963): Contribuții la cunoașterea Cretacului din zona Sopot (Banatul de S). Acad. R. P. R. Stud. Cerc. Geol. VIII/2. București.
- Codarcea, Al., Bercia, I., Boldur, C., Constantinof, D., Maier, O., Marinescu, Fl., Mercus, D., Năstăseanu, S. (1968): Geological structure of the Southwestern Carpathians. Guidebook to Excursion 49 Ac XXIII Internat. Geol. Congress.
- Drăghinda, I. (1956): Prezența Cretacului superior în bazinul Petrosani. Comunic. Acad. R. P. R., VI/6. București.
- Gherasi, N., Muresan, M., Lupu, M., Stancu, Josefina, Savu, H. (1968): Note explicative à la carte géologique 1:200.000 feuille Deva. Bucarest.
- Giuscă, D., Savu, H., Cioflica, G. (1965): Les caractères chimiques de la province banatitique. Carp. Balc. Geol. Assoc. VII Congress Sofia.
- Lupu, Denisa (1966): Rudisti cenomanieni de la Ohaba. Stud. și Cerc. Geol. Acad. R. S. R. 1, Tom. 11.
- Lupu, Denisa (1969): Rudisti campanieni de la Pătești. D. S. Com. Geol. LV/1.
- Mercus, D., Mercus, A. (1965): Manifestări vulcanice în Cretaciul superior din Podisul Mehedinți. Rev. Inst. Petrol. Gaze, Geol. București.
- Nopcsa, Fr. (1905): Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervar-Deva, Ruskabanya. Mitt. ad. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Bd. XIV. Bdapest.
- Popescu, Gr., Patrulius, D. (1969): Formațiunile cretacice de pe marginea nordică a depresiunii getice în valea Oltului și masivul Vinturarița. D. S. Com. Geol. LIV/1 București.

Apuseni-Gebirge

- Bordea, S., Istocescu, D.: Contributii la cunoasterea stratigrafiei depozitelor cretacee din partea de W a muntilor Pădurea Craiului. D. S. Com. Geol. vol. LV/4 București (in Druck).
- Ianovici, V., Giuscă, D., Borcos, M., Ghitulescu, T., Lupu, M., Bleahu, M., Savu, H. (1969): Evolutia geologica a Muntilor Metaliferi. Edit. Acad. R. S. R.
- Lupu, M., Lupu, Denisa (1967): Stratigrafia si faciesurile depozitelor cretacee superioare din regiunea Bretelin-Cherghes. D. S. LII/2. București.
- Lupu, M., Lupu, Denisa (1967): Die Gosauformation im Apuseni-Gebirge. Com. Karp. Balk. Geol. Kongreß VIII Session Beograd.
- Lupu, Denisa (1969): Fauna de rudisti senonieni de la Remeti (Apusenii de nord). Stud. Cerc. Geol. Acad. R. S. R. Tom. XIV/nr. 1. București.

Eingegangen bei der Schriftleitung am 27. April 1970.

VERBREITUNGS-SKIZZE DER OBERKREIDE - ABLAGERUNGEN IN DEN RUMÄNISCHEN KARPATEN



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1969

Band/Volume: [62](#)

Autor(en)/Author(s): Lupu Marcel

Artikel/Article: [Die obere Kreide der rumänischen Karpaten. 17-34](#)