

DIE ENTSTEHUNG DES VULKANISCHEN KAOLINS UND DAS ANDESIT-PROBLEM*

İsmail SEYHAN

Institut für Lagerstättenforschung der Türkei, Ankara

1. EINLEITUNG

Die Kaoline werden in Literatur meist als Verwitterungsprodukte feldspatreicher, saurer Gesteine betrachtet. Die im Zuge der schnellen Aufwärtsentwicklung der keramischen Industrie vorangetriebenen Arbeiten über die Kaolin-Geologie zeigten es, dass die türkischen Kaoline hauptsächlich an die vulkanischen Gesteine gebunden sind. Für die Bildung der Kaolinlagerstätten ist es notwendig, dass die Kaolinisierung der Feldspate schon während der vulkanischen und magmatischen Vorgänge einsetzt. Der schnelle und umfangreiche Wechsel des pH-Wertes ist für die Trennung der Si- Al- und Fe-Oxyde wichtig. Diese chemischen Vorgänge und die Paragenese des Kaolinit mit den Mineralien vulkanischer und magmatischer Herkunft können nicht mit der Verwitterung durch die deszendente Wasser allein erklärt werden. Sowohl die gangartigen, hydrothermalen Kaolinlagerstätten in magmatischen, subvulkanischen und vulkanischen Gesteinen, als auch die lateralen -Kaolinisierungszonen sind hauptsächlich durch die Wirkung der sauren, thermalen Lösungen entstanden.

2. DER CHEMISMUS DER KAOLIN - BILDUNG

2.1. Verteilung des Al-Gehalts in der Erdkruste

Nach dem Sauerstoff und dem Silizium ist das Aluminium das häufigste Element in der Erdkruste. Die Feldspate und die Tonminerale, die dieses Element enthalten, sind in gleicher Masse weit verteilt. Da die Feldspate sowohl in basischen, als auch in sauren Gesteinen in grösserer Menge vorhanden sind, ist der 15 % ige Al_2O_3 -Gehalt der Basalte und Gabbros denen der Rhyolite und Granite gleich. Nach zweifacher Anreicherung des Al-Gehaltes bei der Kaolinisierung bilden sich die Tonminerale mit ca. 30-40 % Al_2O_3 . Bei einer nochmaligen, zweifachen Anreicherung während der Bildung der Bauxitminerale erhöht sich der Al_2O_3 -Gehalt auf ca. 50-80 %. Eine Anreicherung an Al ist zwar auch an Apliten, Pegmatiten, Aluniten und metamorphen Mineralien und Gesteinen wie Korund, Sillimanit und Schmirgel zu finden; sie spielen jedoch während der Kaolin-Bildung keine wichtige Rolle als Nebengestein. Im basischen Milieu sowie in basischen Gesteinen kommt es zu keiner Anreicherung des Al_2O_3 -Gehaltes, weil die in diesen

Gesteinen weit verbreiteten Elemente wie Ca, Mg und Fe in den Gittern der Tonminerale miteingebaut werden.

2.2. Die Kaolinisierung der Feldspate und die Einwirkung der anderen Minerale

Der Orthoklas, der das Hauptmineral des Nebengesteins von Kaolin ist, enthält 64,63 % Si_2O , 18,49 % Al_2O_3 und 16,88 % K. Während der Verwitterung durch die deszendente oder durch die thermale Wasser verlieren die Feldspate ihren ganzen K-Gehalt sowie einen Teil ihrer Kieselsäure und nehmen eine bestimmte Menge H_2O auf und bilden sich in das Mineral Kaolinit um, das 39,56 % Al_2O_3 , 46,50 % SiO_2 und 13,94 % H_2O enthält. Demnach bedeutet die Kaolinisierung die Bildung der Al-Hydrosilikate aus Al-Alkalisilikaten.

Auf verschiedene Art und Weise nehmen die eisenreichen Minerale sowie Quarz und Glimmer, die häufig die Feldspate begleiten, an dem Vorgang der Kaolinisierung teil. An hydrothermalen Kaolingängen ist häufig zu sehen, dass der Quarz-Gehalt des Nebengesteins mit dem aus Feldspaten freiwerdenden Kieselsäure-Überschuss Opalgänge bildet, die die Kaolingänge als Salbänder begleiten. Der Quarz-Gehalt der Kaoline, die durch die chemische Verwitterung «in situ» entstehen, kann dagegen durch Schlämme entfernt werden. In den kaolinisierten Tuffen, die reich an feinkörnigem Quarz sind, kommt es häufig vor, dass die teilweise mobilisierte Kieselsäure die Kaoline zementiert und sie verhärtet. Die Kaoline, die sowohl an freiem Quarz als auch an Kieselsäure im Bindemittel arm sind, entstehen hauptsächlich aus schwach sauren bis neutralen, vulkanischen und magmatischen Gesteinen. Denn, es ist nicht möglich, dass die Ionen, die die Kaolinite bilden, sich von dem Quarz des Nebengesteins weit entfernen, obwohl die Kieselsäure im sauren Bereich nur wenig löslich ist. Aus diesem Grunde sind die Kaoline quarzreich, wenn das Nebengestein quarzreich ist.

Die die Feldspate begleitenden Glimmer finden sich in Kaolinen entweder als Hydromuskowit und Hydrobiotit wieder, oder werden sie als Ionen der Fe- und Alkali-Oxyde weggeführt oder treten sie als Glimmer-Neubildungen in tonigen Sedimenten wieder auf. Die K-Gehalte, die aus Feldspaten und Muskowiten sowie die Ca- und Na-Gehalte, die aus Plagioklasen stammen, bilden bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Kaoline keine grossen Nachteile; doch aber die eisenreichen Minerale kommen an der ersten Stelle bei den qualitätsvermindernden Bestandteilen des Kaolins.

2.3. Die Änderung des pH-Wertes und die Paragenese in Kaolinlagerstätten

Die Grundbedingung für die Bildung des Kaolins höherer Qualität ist die Trennung der Elemente Si, Al und Fe, die in der Erdkruste sehr häufig vorkommen und deswegen meist zusammen auftreten. Im niedrigen pH-Bereich, d.h. in stark sauren Lösungen gehen die Fe- und Al-Hydroxyde in die Lösung. Beim Aufsteigen des pH-Wertes setzen sich zwischen pH: 3-4 Fe-, zwischen pH: 5-8 Al-Hydroxyd ab. Wenn der pH-Wert über 9-10 übersteigt, d.h. die Lösung stark basisch wird, so beginnt sich das Al-Hydroxyd wieder aufzulösen. Die Kieselsäure, die im gleichen Milieu immer vorhanden ist, löst sich im sauren Bereich wenig, im Alkalischen erheblich ab. Demnach bilden sich im sauren Bereich das Mineral Kaolinit mit dem $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$: 1/2-Verhältnis, im alkalischen Bereich das Mineral

Montmorillonit mit dem Verhaeltnis $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$: 1/3-4. Die sauren Bedingungen entstehen bei der Kaolinbildung durch Kohlen-, Schwefel- und Humussaure. Die Vorgaenge, die die sauren Bedingungen zu Ende bringen und neutrale oder basische pH-Werte schaffen, sind u.a. das Vertreiben des CO_2 , die Erhöhung der H_2O -Zufuhr, die Verwitterung der basischen Gesteine und Kalke in der naeheren Umgebung sowie der Übertritt der Na- und K-Ionen in die Lösung. Die anderen Vorgaenge, die neben der Aenderung des pH-Wertes auch eine chemische Sedimentation bewirken, sind u.a. das Übertreten des Löslichkeitsgrades sowie das Vertreiben oder die Verdunstung des lösenden Mittels.

Die oben erwaehten chemischen Aenderungen verursachen das Auftreten verschiedener Mineralparagenesen in Kaolinlagerstaetten (s. Abb. 2). Wie im folgenden naeher beschrieben wird, treten diese Paragenesen in manchen Kaolin-gruben sehr deutlich hervor:

Die durch saure Lösungen aufgelösten Fe-Verbindungen bilden im Nebengestein der Kaolinlagerstaetten mehr oder minder wirtschaftliche Fe-Erzlagerstaetten, wenn die Erhöhung des pH-Wertes langsam vor sich geht. Wenn sich dieser plötzlich erhöht, so bleiben die ausgefaellten Fe-Verbindungen in den Klüften des Nebengesteins und im Kaolin selbst. Die bei dieser Aenderung des pH-Wertes beginnende Kaolinisierung verursacht das Freiwerden der Kieselsaeure in grossen Mengen. Diese Kieselsaeure verkieselt entweder das Nebengestein oder die Kaolinlagerstaette selbst. Das weitere Fortschreiten der Alkalitaet verursacht zuerst die Bildung der Kaoline ohne freien Quarz, dann das Auftreten der montmorillonitischen Minerale und schliesslich der Bauxite. Es ist haeufig zu beobachten, dass die Hauptstollen in manchen Kaolinwerken zuerst die sehr eisenreichen, sauren Nebengesteine und Kaoline, dann die nicht abschlaemmbaren, eisenarmen Hartkaoline, weiterhin der Reihe nach die abschlaemmbaren, quarzhaltigen Weichkaoline, quarzfreien Fettkaoiline, die bauxitischen Kaoline, die montmorillonitreichen Kaoline und schliesslich die basischen Nebengesteine wie Diabas und Serpentine durchschneiden. In den basischen Nebengesteinen können Magnesitlagerstaetten entstehen, deren geologische und tektonische Baueigenschaften denen der Kaolinlagerstaetten sehr nahe kommen. Wenn schwefelsaure Lösungen an der Kaolinisierung teilnehmen, dann bilden sich Gipskristalle, Alunite und gediegener Schwefel in Kaolinen. Diese Paragenese trifft man besonders in der Naehere der geothermischen Energiequellen und in der Nachbarschaft der Badeorten mit heissen Thermalwaessern.

Es ist theoretisch möglich, dass die waehrend der Kaolinisierung freiwerdenden Kaligehalte in den benachbarten Becken und Lagunen eine Salinarfazies einleiten. Die Tatsache jedoch, dass man in der Natur die Steinsalzvorkommen sehr haeufig, die Kalisalze aber sehr selten findet, zeigt, dass die K-Ionen von Tonmineralien abgefangen werden. Da die Ionengrösse des Natriums einen Einbau in das Gitter der Tonminerale unmöglich macht, kann dieses bis zum Meer wandern. Deswegen ist das K/Na - Verhaeltnis in der Erdrinde ca. 1/1, waehrend es im Meerwasser etwa 1/30 ist.

Es ist anzunehmen, dass die waehrend der Kaolinisierung freiwerdenden alkalischen Lösungen die Torfbildung begünstigen und andererseits die humussauren Lösungen der Moore die Kaolinisierung vorantreiben. Deswegen ist die Paragenese Kaolin — kaolinitische Tone — Braunkohle in der Natur sehr verbreitet. Es ist

ausserdem sehr haeufig zu beobachten, dass in hydrothermalen Kaolinlagerstaetten Cu-Pb-Zn-Sn-Sb-Mineraie auftreten. Alle diese Verbandsverhaeltnisse zeigen eindeutig, dass die Kaoline vorwiegend im Zuge der vulkanischen und magmatischen Vorgaenge gebildet werden. Die Verwitterung durch die deszendente Waesser bildet die zweite Phase der Kaolinbildung. In den lateralen Kaolinlagerstaetten, die in sauren Laven und Tuffen schicht- oder stockfoermig auftreten oder auf subvulkanischen oder plutonischen Massiven sitzen, sind die Zeichen der starksauren und hochthermalen Loesungen sehr haeufig. Was die Minerale Haematit und Magnetit fuer Fe, Kupferkies, Chalkosin usw. fuer Cu bedeuten, so haben die Minerale der Kaoline und Bauxite dieselbe Bedeutung fuer das Al. Diese als «Al-Erz» anzusehenden Minerale stehen genauso eng, wie die der Ersteren, mit den magmatischen und vulkanischen Vorgaengen in Zusammenhang.

3. DIE BILDUNG DES KAOLINS IM ZUGE DER VULKANISCHEN UND MAGMATISCHEN VORGAENGE

Die Qualitaet und die geologischen Eigenschaften der vulkanisch und magmatisch gebildeten Kaoline haengen von der Erstarrungstiefe und dem Chemismus des Magmas ab. Die Fragen, ob das betreffende Magma und die Laven basisch, neutral oder sauer sind und ob sie in vulkanischen, subvulkanischen oder plutonischen Tiefen erstarren, sind ausschlaggebend fuer die Entstehung der verschiedenen Kaolinlagerstaetten-Typen (s. Abb. 1).

3.1. Hypomagmatische (plutonische) Kaolinlagerstaetten

Waehrend die Erstarrung in plutonischen Tiefen durch die Kristallisation von unten nach oben vor sich geht, bildet sich parallel zum Kontaktrand—in der Zone der schnellen Abkuhlung—eine Schale mit felsitischer Struktur. Wenn das Restmagma, das sich in der Endphase der magmatischen Differentiation bildet, an Gasen und sauren Loesungen reich ist und trotzdem keinen allzusehr hohen inneren Druck hat und wenn die Dachgesteine tonig und tektonisch nicht gestoert sind, so kommt es zur lateralen Kaolinisierung der an Feldspat-Einsprengungen armen porphyrischen Schale und des Hauptgranites in ihren eigenen, hydrothermalen Loesungen. Die Kaolinlagerstaetten, die auf subvulkanischen und plutonischen Massiven sitzen, werden als Verwitterungsdecken der sauren Magmatite aufgefasst, was aber nicht immer treffend ist. Da diese Kaolinlagerstaetten (s. Abb. 1:1, 2) mit zahlreichen, hochtemperierten Mineralien, besonders mit Zinnsteinerzgaengen, zusammen auftreten, sollte es keinen Zweifel an ihrer autometamorphen Entstehung geben. Bei der Untersuchung der plutonischen Kaolinlagerstaetten muss im einzelnen folgendes geachtet werden: Der geringe H₂O-Gehalt—etwa 3 % des originellen Restmagmas und pegmatitischer Loesungen—, die Fragen nach der Quelle der fluechtigen Bestandteile (das Magma selbst, oder das Nebengestein und die unterirdischen Waesser), das Alkalisch-Werden der urspruenglich stark sauren Loesungen der pneumatholitischen Phase infolge der Aufloosung der Feldspate usw.

3.2. Pyromagmatische (subvulkanische) Kaolinlagerstaetten

Die Frage, in welchen Tiefen das Magma unter plutonischen, und in welchen Tiefen unter subvulkanischen Bedingungen erstarren wird, haengt von seinem

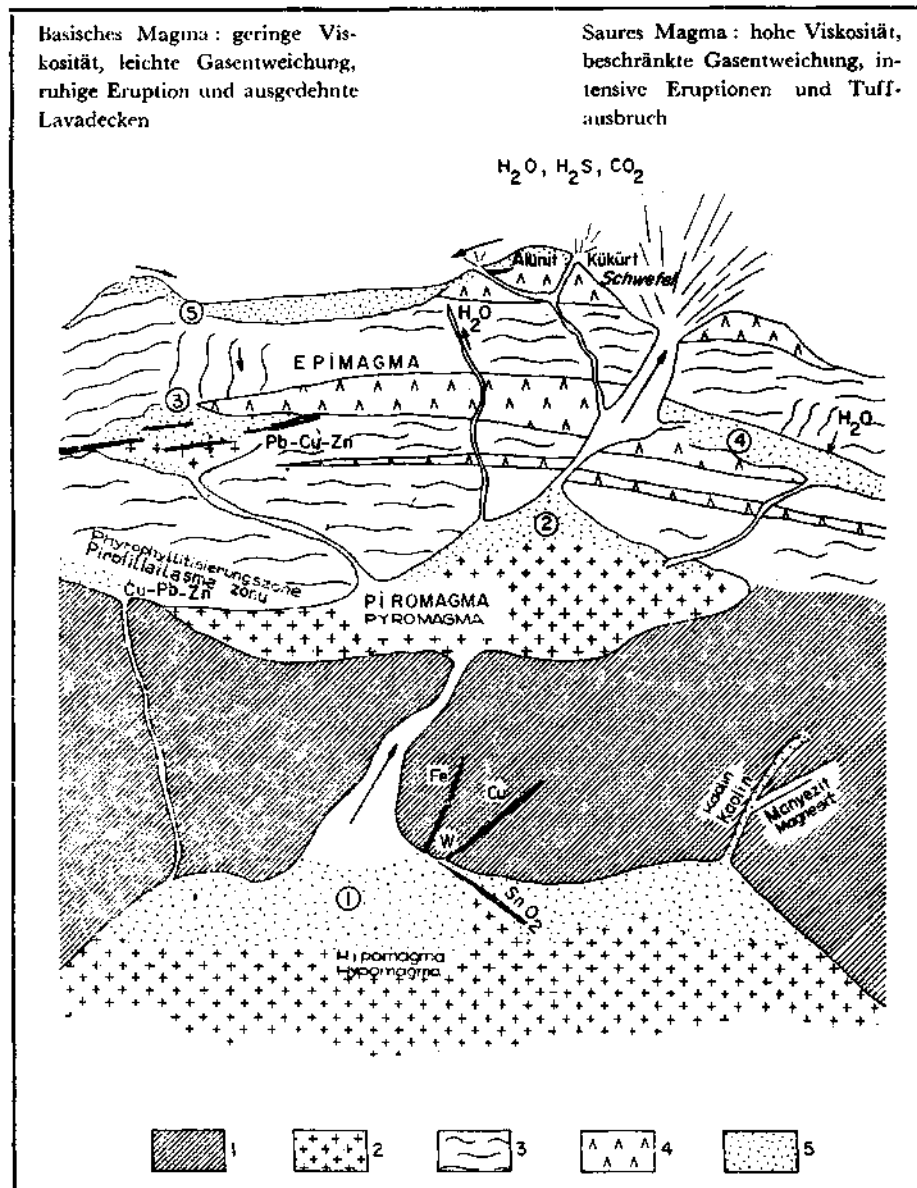


Abb. 1 - Das Bildungsschema der Kaolinlagerstätten.

1 - Metamorphe und sedimentäre Gesteine; 2 - Saure Gesteine (plutonisch und subvulkanisch); 3 - Laven; 4 - Tuffen; 5 - Kaolin.

Chemismus und von den petrographischen und tektonischen Eigenschaften des Hangenden ab. Wenn das Magma trocken und arm an flüchtigen Bestandteilen ist und unter einem gut abdichtenden, tonigen Dachgestein erstarrt, so können sich die plutonischen Bedingungen in 1,5 km Tiefe, ja sogar in besonderen Faellen in nur 0,5 km Tiefe einstellen. Wenn das Hangende aber aus harten, kompakten und dickbankigen Kalken und Sandsteinen besteht, bei denen Spalten und Klüften leichter entstehen, so können in den grösseren Tiefen als 3-4 km subvulkanische Bedingungen entstehen. (5) In welchen Tiefen es auch sei, so zeigt die Kaolinbildung im subvulkanischen Bereich infolge der Nachwirkungen der Eruptionen auf die Erstarrung und Kristallisation einige Besonderheiten.

In den Perioden, wo infolge des Zuschliessens der Vulkanschloten die Eruptionen unterbrochen werden, erhöhen sich die Drücke und Temperaturen, was die Auflösung der Alkali-Silikate bedingt. Wenn dann die Eruptionen einsetzen, so werden zuerst die alkalireichen Laven gefördert. Das Trockenwerden der Subvulkane und die Entfernung der Alkalien während der Eruptionszeiten bedingen die Bildung der Anorthit-reicher Plagioklase und die Ausfällung der Metallsulfide. Die aus solchen subvulkanischen Gesteinen hervorgehenden Kaoline sind reich an Ca und werden infolge der Durchsetzung der Eisenverbindungen, die aus der Verwitterung der Pyrite herrühren, oft wertlos. Wenn Eruptionen seltener und Ruhezeiten länger werden, so werden die Plagioklase reich an Alkalien, demzufolge erhöhen sich die Na_2O und K_2O -Gehalte der daraus entstehenden Kaoline. Das Trockenwerden des Magmas infolge der Eruptionen verhindert die Bildung der Kaoline. Nur durch die Einwirkung der zirkulierenden Waasser, die auf hohen Temperaturen und starksauren pH-Werten gebracht werden, kommt es zur Bildung der subvulkanischen Kaolinlagerstätten (s. Abb. 1: 2).

3.3. Epimagmatische (vulkanische) Kaolinlagerstätten

Das Trockenwerden des Magmas durch Eruptionen weist darauf hin, dass die für Kaolinisierung günstigen Bedingungen mit Eruptionen zu Tage getragen werden. Aus diesem Grundprinzip geht hervor, dass es im epimagmatischen Bereich zu verschiedenartigen Kaolinbildungen kommen kann. Es ist wahrscheinlich, dass die Feldspateinsprenglinge, die in Lösung schwimmen, schon während des Transportes teilweise kaolinisieren. Die Erscheinung, dass in weissgefleckten Andesiten und Daziten manchmal nur die Feldspateinsprenglinge, nicht aber die Feldspate der Grundmasse kaolinisiert werden, bekräftigt diese Vermutung. Zu diesem Vorgang kommt es offenbar, weil der Wasserdampf, der die Kaolinisierung bedingt und 90-95 % der vulkanischen Gase ausmacht, vor der Erstarrung der Grundmasse aber nach der Bildung der Feldspateinsprenglinge entweicht.

In manchen unter den mächtigen Laven und Tuffen der vorhergehenden Eruptionen oder in Flachmeersedimenten erstarrenden Andesiten und Daziten kommt es häufig zur Kaolinisierung bestimmter Horizonte, die auch reich an Pb-Zn- und Gu-Mineralien sind. Daraus ist ersichtlich, dass die flüssigen und flüchtigen Bestandteile, die die Kaolinisierung bedingen, in alten Laven und Tuffen eingeschlossen werden und dort weiter differenzieren. Bei den eingehenden vulkanogeologischen Untersuchungen der letzten Jahre ist es festgestellt worden, dass die eingeschlossenen alten Laven mit niedriger Temperatur und veränderten Chemismus durch die heissen Laven der jüngeren Eruptionen zuerst ausgestossen werden. Die erhitzten unterirdischen Waasser spielen bei der Kaolinisierung der feldspatreichen Tuffhorizonte wahrscheinlich auch eine wichtige Rolle (s. Abb. 1: 3).

Es ist häufig zu beobachten, wie die heissen Thermalwaasser und die sauren Lösungen der letzten Phase manche Tuffhorizonte durchgesetzt und sie kaolinisiert haben (s. Abb. 1:4). Da die Lösungen mengenmässig begrenzt und die Schwankungen des pH-Wertes regellos sind, werden die schichtigen Kaolin-Tuffen häufig silifiziert. Sie bilden Lagerstätten mit hartem Kaolin, das nicht abschlaembar ist. Nur infolge der Verwitterung durch die deszendente Waasser können sie nachträglich in weiches Kaolin umgewandelt werden.

Die telethermalen Lösungen der Plutone haben in der Regel alkalischen Charakter. Bei Subvulkanen kommt es aber vor, dass die telethermalen Sulfid-Lösungen im Grundwasserbereich oxydiert werden, und die daraus freiwerdenden schwefelsauren Lösungen die Bildung eines stark sauren Milieus in der Naehue der Erdoberflaeche bedingen. Dieser Vorgang wandelt die Prophyllitisation in die Alunitisierung um (2) und macht in diesem Zuge die Bildung der Kaolinlagerstaetten moeglich, in denen die Paragenese Schwefel-Alunit-Kaolin haeufig auftritt.

Es ist zu erwarten, dass sich die Morphologie der naeheren Umgebung bei vulkanischen Eruptionen andauernd aendert. Die Lavaströme blockieren die Taeler und bilden so geschlossene Becken. Es ist bekannt, dass vulkanischen Eruptionen starke Regenerguesse nachfolgen. In den oben erwaehten Becken bilden sich Seen, in denen durch die Vorgaenge wie die Sedimentation der heissen Tuffe, das Auftreten der Thermalwaesser im Seen-Bereich, das Erreichen der Lavazungen in den See,... solche pH-Bedingungen geschaffen werden, die die laterale Kaolinisierung der verstaubten Feldspaete der genannten Tuffe und Tuffite bedingen. Die Reaktionen zwischen den Gasen und den heissen Waessern in diesen Seen koennen dabei auch wirkungsvoll gewesen sein.

Es ist bekannt, dass die Gase ueber laengere Zeit in Laven eingeschlossen bleiben und die Entgasung der Laven manchmal einige Jahre dauert. Deswegen ist es wahrscheinlich, dass das Sickerwasser, das beim Durchdringen in Laven erhitzt und infolge der Reaktionen mit entweichenden Gasen aktiviert wird, die Kaolinisierung der Tuffe und Laven einsetzt. In den oben erwaehten geschlossenen Becken stellen sich beim Fortschreiten der bis jetzt beschriebenen Kaolinisierungen (s. Abb. 1: 5) alkalische pH-Bedingungen ein, weil die aus Feldspaeten freiwerdenden Alkalien nicht entfernt werden koennen. Diese Alkalitaet kann unter Umstaenden auf die Kieselsaeure der bereits gebildeten Kaolinite einwirken und so die «Bauxitisation» der Kaoline hervorrufen. Da es in diesen Becken auch gleichzeitig zur Sedimentation des Abtragungsmaterials kommen wird und die genannten alkalischen Lösungen «Moor-bildend» auftreten koennen, kommt es zu der in der Natur so haeufigen Paragenese von kaolinitischen Tonen-Braunkohlentonen-Bauxiten und Braunkohlen.

3.4. Die Zusammenhaenge zwischen der Kaolinbildung und dem Chemismus des Magmas

Die Frage, ob die vulkanischen Gesteine aus juvenil-basaltischem Sima-Magma oder aus palingen-orogenetischem Sial-Magma entstanden sind, spielt fuer die Bildung des Kaolins eine wichtige Rolle. Es ist bekannt, dass das basaltische Magma arm an Wasser und fluechtigen Bestandteilen ist, eine geringe Viskozitaet besitzt und sich deswegen nach ruhigen Eruptionen ueber grosse Flaechen ergiesst. Dagegen besitzt das saure Magma eine groessere Viskozitaet und ist reicher an Wasser und fluechtigen Bestandteilen. Da die Feldspaete der basischen Gesteine in Lösungen mit hoeherem pH-Wert geloest werden, werden sie in bentonitische Tonminerale umgewandelt. Die Rolle der basischen Gesteine waehrend der Kaolinbildung besteht im Alkalisch-Werden *der* sauren Lösungen und in der Auflöschung der Kieselsaeure.

Die zahllosen und sehr dünnwaendigen Zellen und Poren der Bimssteine, die aus hochsauren Laven erstarrt sind, deuten auf den Gas-Reichtum und auf die hohe Viskozitaet der sauren Magmen hin. Aus diesen Gründen dauert die Entgasung der sauren Laven über laengere Zeiten. Die kaolinisierende Wirkung der erwaermtten und sauer gewordenen, deszendenten Waesser wird während dieser Zeit immer staerker. Das frühere Festwerden der sauren Magmen beim Druckabfall und die heftigen Eruptionen derselben, die mit starker Tuff-Förderung verknüpft sind, sind wichtig für die Bildung des Kaolins.

Der Hauptteil der türkischen Kaoline kommen in Andesiten vor. Die Letzteren können in die Gruppe der basisch bis neutralen Andesite, die in montmorillonitische Tonminerale umgewandelt werden, und in die Gruppe der weissen, sauren Andesite, deren Feldspaeite bei der Verwitterung in kaolinitische Tonminerale übergehen, eingeteilt werden. Es ist bekannt, dass die Andesite nicht aus Magmen verschiedener Herkunft entstehen, sondern aus der Teildifferentiation basaltischer Magmen in grösseren Tiefen abstammen (3). In vielen faellen sind das eingehende Studium der Herkunft der Andesite, die als Nebengestein der Kaoline auftreten, und die Untersuchung der Eruptionstechnik des Andesitvulkanismus dringend erforderlich, um die Genese der Kaolinlagerstaetten und der Kaolinprovinzen zu deuten.

Es ist eine Tatsache, dass die gut abdichtenden, ultrabasischen Gesteine, insbesondere die Serpentine sowie die jüngeren Sedimente einen Ausbruch des Magmas verhindern und so die Bildung des plutonischen Kaolins begünstigen. Der Andesitvulkanismus und die sauren Vulkanite palingen-magmatischer Herkunft vermeiden die Gebiete mit ausgedehnten Serpentin und die maechtigen Sedimentationsbecken und bedingen damit die Bildung der Provinzen, wo zahlreiche Kaolinvorkommen zusammen auftreten.

4. DIE BETRACHTUNG DER KAOLINBILDUNG IM HINBLICK AUF DEN ZUSAMMENHANG ZWISCHEN GEOTEKTONIK UND VULKANISMUS

4.1. Die Entstehung der Gabbro- und Peridotitschale

Die Untersuchungen haben es gezeigt, dass das hydrostatische Schwebegleichgewicht zwischen den absaigernden Olivinkristallen und dem komprimierten Muttermagma in etwa 60 km Krustentiefe eingestellt wird (4). Während der Primaerdifferentiation der Erde bildete sich dadurch eine olivinreiche, im Durchschnitt 20 km maechtige Dunitschale. Durch das Auftreten der Feldspaeite neben Olivinen kam es zur Bildung der Gabbroschale mit unterschiedlichen, physikalischen Eigenschaften. In der Endphase der primaeren Kristallisations-Differentiation der Erde bildete sich schliesslich das granitische Sialmaterial. Die Grenze zwischen der Granit- und Gabbroschale ist als Konrads-, zwischen der Gabbro- und Peridotitschale als die Moho-Diskontinuitaet bekannt. Die Maechtigkeit —oder überhaupt das Vorhandensein— dieser primaeren Differentiationsschalen ist je nach dem Erdkrustentyp verschieden. Das tholoeit-basaltische Magma unter der Peridotitschale verkörpert die Bruttozusammensetzung der Erde und befindet sich in ders oben genannten «Hochdruckfazies». Bis in welche Tiefen dieser Zustand fortsetzt, ist umstritten.

4.2. Die Quelle des Vulkanismus

Die neueren Ansichten, wonach die Zonen der Hochdruckfazies den Eklogitcharakter besitzen, und die Erde —nach den letzten Erdbebenuntersuchungen— mindestens bis zu 700 km Tiefe festkristallin ist, und das Magma in diesen Tiefen basaltische Zusammensetzung hat, brachten zwangsläufig mit sich, dass auch die Quelle des Vulkanismus mindestens in diesen Tiefen zu suchen ist. Es ist festzustellen, dass die Quelle des Vulkanismus immer tiefer verlegt worden ist, je weiter die geologischen Wissenschaften fortgeschritten sind. Am Anfang herrschte die Ansicht, die geothermische Tiefenstufe, bzw. die Vorgänge, dass die Sedimente während der Einsenkung der Geosynklinale immer in grössere Druck-, Temperatur-Bereiche geraten, seien die einzigen Gründe für die vulkanischen Geschehnisse. Später wurde die Quelle des Vulkanismus mit dem Flüssigwerden der Gabbroschale beim Druckabfall erklärt. Die Beobachtungen, dass es an dem Chemismus und der Eruptionstechnik des basaltischen Magmas seit dem Präkambrium keine wesentlichen Unterschiede gegeben hat, zeigten jedoch, dass die Quelle des Vulkanismus in noch tieferen Zonen zu suchen sei. Für die Bildung der ultrabasischen «Grüngesteine» wurde später die Peridotitschale verantwortlich gemacht und das basaltische Magma wurde aus den «Gutenberg Kanälen» mobilisiert. Die nötigen Drücke wurden schliesslich mit den Konvektionsströmen des äusseren Erdkerns in Verbindung gebracht und somit verlagerte sich die Quelle des Vulkanismus in Tiefen über 2900 km (3, 4).

4.3. Das Andesitmagma und die pazifische Andesitlinie

Das aus den Gutenberg Kanälen mobilisierte Basaltmagma kann sich während seines Aufstiegs zur Erdkruste in ein «Alkalibasaltmagma» oder auch in ein «Andesitmagma» differenzieren. Insbesondere in Gebieten mit mächtigen kristallinen Schiefen und in Erdkrusten mit dickerem Sialmaterial ist der Vulkanismus andesitisch. So z.B. erfährt das basaltische Magma keine Änderung in seinem Chemismus, wenn wie im ozeanischen Erdkrustentyp (Pazifik) die durchfahrenen Zonen kein nennenswertes Sialmaterial enthalten. Die Tatsache, dass die verschiedenen Erdkrustentypen verschiedene Magmen haben, macht die Trennung solcher Gebiete durch «Andesit-Linien» —wie im Pazifik— möglich. Die weissen Andesite, die die verbreitetsten Nebengesteine der Kaoline sind, trennen sich von Basalten im Hinblick auf die Zeit und den Ort der Eruptionen. Diese Trennung führt ihrerseits zum Vorkommen der zahlreichen Kaolinlagerstätten in nur bestimmten Gebieten und schliesslich zur Bildung der Kaolinprovinzen.

5. DIE ENTSTEHUNG DES VULKANISCHEN KAOLINS IN DER TÜRKEI

5.1. Die vulkanischen Gebiete und die Kaolinvorkommen in der Türkei

Die vulkanischen Gebiete bilden ein Sechstel des Anatoliens aus. Wenn wir die Vertreter der «Grünsteine» wie Diabase, Spilite, Pikrite und desgleichen ausser Acht lassen, so nehmen die basischen und sauren Vulkanite eine Fläche von ca. 100 000 km² ein. Die vulkanischen Gesteine kommen hauptsächlich in 6 Gebieten vor. Die Andesite, Porphyrite, Ryolite und die sauren Tuffe der Südarmara-Region sind reich an Kaolinvorkommen. Die in diesen Vulkaniten steckenden Granite und Granodiorite können, wie bei Söğüt und Mihaliççık gelegentlich auch als

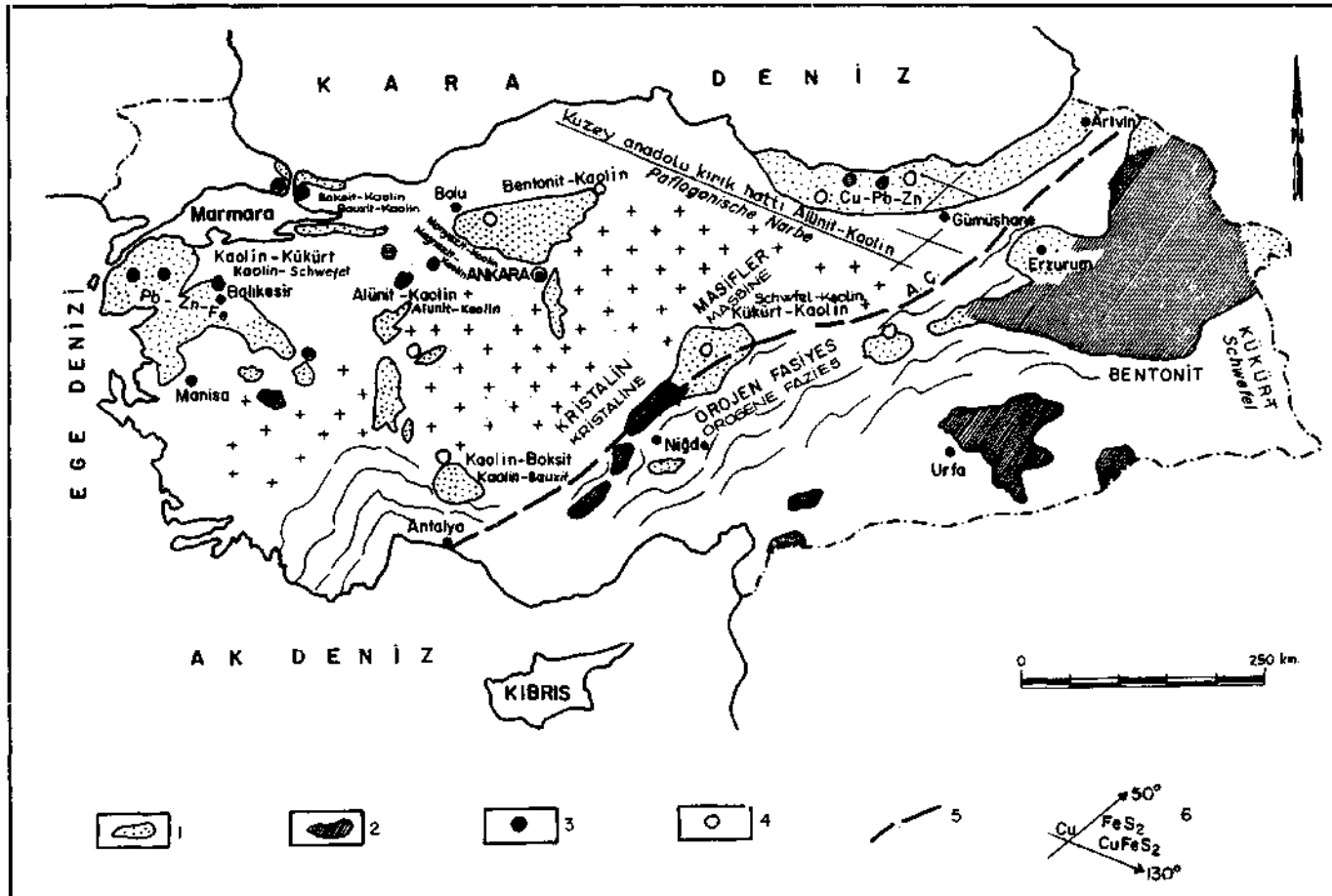


Abb. 2 - Kaolin-Geologische Karte (schematisch).

1 - Saure und neutrale Vulkanite; 2 - Basaltische Laven; 3 - Kaolinlagerstätten; 4 - Kaolinvorkommen;
 5 - Andesitlinie; 6 - Die Richtungsverhältnisse der Störungen und Vererzungen in germanotypen Gebieten.

Nebengestein der Kaoline auftreten. Mancherorts kommt es zur Paragenese der Kaoline mit Pb-Sb-Erzen und gediegenem Schwefel. In dieser Region werden alle Typen der hypo- pyro- und epimagmatischen Kaolinlagerstätten getroffen.

Auch in den Andesiten, Trachyten und sauren Tuffen der inneranatolischen Schwelle zwischen Seydişehir und Mihaliççık gibt es zahlreiche Kaolinvorkommen. Zwischen diesen Kaolinen und den Alunit- und Magnesitvorkommen dieser Region sind mannigfache, paragenetische Zusammenhänge festzustellen. Im Dreieck Ankara-Bolu-Çankırı kommen basischere Andesite und Tuffe weit ausgedehnt vor. In ihnen sind die Kaolinvorkommen selten, viel häufiger jedoch sind die Bentonite.

Die Andesite, Dazite und die Granodiorite des ostpontischen Gebirges, die mit Flachmeersedimenten vorkommen, treten häufig als Nebengesteine der dortigen Kaolin-, Bentonit- und Illit-Lagerstätten auf. Zwischen diesen und den Pb-Zn-Cu-Erzen und Aluniten sind paragenetische Zusammenhänge vorhanden. Alle diese Verhältnisse weisen eindeutig darauf hin, dass die türkischen Kaolinlagerstätten hauptsächlich im Zuge der magmatischen und vulkanischen Vorgänge entstanden sind. Die Kaolinisierung der Feldspate durch die Wirkung der deszendierenden Wasser muss als die zweite Phase der Kaolinbildung angenommen werden.

Ausserhalb der genannten vier Regionen sind noch in zwei Gebieten (namentlich in Ost- und Südostanatolien) die vulkanischen Gesteine sehr verbreitet. Sie zeigen jedoch basaltische und andesit-basaltische Zusammensetzung und weisen deswegen keine nennenswerte Kaolinverwitterung auf (s. Abb. 2).

5.2. Kleinasiatische Andesitlinie

Es ist eindeutig festzustellen, dass die sauren bis neutralen Vulkanite, die häufig als Nebengestein der Kaoline auftreten, in Westanatolien und die basaltischen Laven in Ostanatolien vorherrschen. Wie in der Pazifik-Region existiert auch in Anatolien eine Grenze, die den Basaltvulkanismus vom Andesitvulkanismus trennt. Westlich dieser Andesitlinie, die etwa zwischen Artvin und Alanya gezogen werden kann, nehmen die Vulkanite eine Fläche von ca. 40 000 km² ein, in welcher kaum basaltische Gesteine vorhanden sind. Östlich der genannten Linie nehmen die vulkanischen Gesteine eine Fläche von ca. 60 000 km² -Grösse ein, in welcher die basaltischen Gesteine weit vorherrschen.

Die Andesitlinie verfolgt eine Richtung, die senkrecht auf die Paflagonische Narbe steht. Es kann behauptet werden, dass das Taurus Gebirge entlang der Andesitlinie nach Norden geschwenkt und das kristalline Grundgebirge Zentralanatoliens von der Orogen-Fazies durch die Andesitlinie getrennt wird. Die neueren Untersuchungen im ostpontischen Gebirge (6) haben gezeigt, dass in germanotyp gefalteten Gebieten des Nordens zwei Störungssysteme vorhanden sind, die parallel der Kelkit-Störung (paflagonische Narbe) und der Richtung der Andesitlinie mit 130° und 50° streichen. Dem eusten System kommt hauptsächlich CuFeS₂-Vererzung, dem Zweiten vorwiegend FeS₂-Vererzung zu. Das zweite Störungssystem ist jünger. Am Schnittpunkt der beiden Systeme ist eine Konzentration an Cu-Erzen festzustellen. Diese Systeme können nicht mit jüngeren epirogenetischen Bewegungen erklärt werden. Sie existieren seit dem Lias und sind mit vielfältigen magmatischen und vulkanischen Vorgängen verknüpft.

Und somit kommt der Andesitlinie —als Grenze zwischen verschiedenen Erdkrustentypen—eine grosse Bedeutung zu. Die saemtlichen bekannten Kaolinvorkommen und die sich im Abbau befindlichen Kaölinlagerstaetten der Türkei befinden sich westlich der Andesitlinie (s. Abb. 2). Das ist ein natürliches Ergebnis der regionalen Trennung des Andesitvulkanismus vom Basaltmagma, das waehrend seines Aufstiegs durch das tiefreichende Sial der zentralanatolischen Massive Zwischenstationen in diesem gebildet hat und dabei andesitisiert worden ist.

6. SCHLUSSFOLGERUNG

Die Bildung des Kaolins haengt von der Trennung der in der Natur sehr haeufigen und deswegen meist zusammenvorkommenden Elemente Si, Al und Fe ab. Die chemischen Grundbedingungen, die zu dieser Trennung führen, können sich waehrend der vulkanischen und magmatischen Vorgaenge leicht gegeben werden. Die Kaolinisierung der Feldspaeete durch die Wirkung der deszendenten Waesser muss als die zweite Phase der Kaolinbildung angenommen werden. Die paragenetischen Zusammenhaenge zwischen Kaolinen, Aluniten, Magnesiten, Schwefeln und hydrothermalen Erzen deutet auf die Bildung der Kaoline in der vulkanischen und magmatischen Phase hin.

Das Andesitmagma, das sich regional vom basaltischen Magma abtrennt, und die sauren Vulkanite, die aus dem palingen-orogenetischen Sialmagma stammen, liefern das Nebengestein der türkischen Kaolinlagerstaetten. Diese Gesteine kommen hauptsaechlich im mittleren und westlichen Anatolien vor. Im östlichen und südöstlichen Anatolien sind dagegen nur die basaltischen Vulkanite verbreitet. Die saemtlichen bekannten Kaolinlagerstaetten befinden sich westlich der kleinasiatischen Andesitlinie, die die verschieden gebauten Gebiete voneinander trennt.

Mamtscript received May 17, 1971

L I T E R A T U R

- 1 — ADLER, R. & SCHMIDT, M. (1966) : Tektonische Beobachtungen auf Lipari. *N. Jb.Geol.*, 11. S. 641-665, Stuttgart.
- 2 — BORCHERT, H. (1966) : Genetische Typen von Kupfererzlagerstaetten und ihre Verknüpfung mit juvenil-basaltischem und/oder sialisch-paligenem Magmatismus. *Schr. d. Ges. d. Metallhütten- u. Berg-Leute*, Heft 18, CI-Z. S. 4-19.
- 3 —————(1967) : Vulkanismus und oberer Erdmantel in ihrer Beziehung zum ausseren Erdkern und zur Geo-Tektonik. *Bolletino die Geofisika Teorica ed Applicata*, Vol. IX, No. 35.
- 4 —————& BÖTTCHER, W. (1967) : Zur Petrologie der Lithosphaere in ihrer Beziehung zu geologischen Diskontinuitaeten. *Gerlands Beitr. z. Geophysik* 76, H. 4, Leipzig.
- 5 —————(1968) : Der Wert gesteins-und lagerstaetengenetischer Forschung für die Geologie und Rohstoffnutzung. *Ber. d. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerst.* 13. 1. 65-116, Berlin.
- 6 — KRONENBERG, P. (1969) : Bruchtektonik im ostpontischen Gebirge (NE-Türkei). *Geol. R. Ba.* 59, S. 257-265, Stuttgart.
- 7 — SEYHAN, I. (1969) : Die geologische Stellung der Tonlagerstaetten bei Bendorf... *M.T.A. Publ.*, No. 142, 92 S. Ankara.

- 8 —————& BÖTTKE, H. (1969) : Die montangeologische Bewertung der Zusammenhaenge von Geologie und Technologie feuerfester Tone... *Bergb. Wiss.* 16 S. 459-464, Goslar.
- 9 —————(1968) : Ren masifi Neuwied havzasının (Batı Almanya) doğu kenarındaki Bendorf kil yataklarının jeolojik durumu. *M.T.A. Bull.*, no. 70, Ankara.
- 10 — YALÇINLAR, I. (1969) : Volkanik rölief şekilleri. *Strüktüral Morfoloji*, cilt 2, İstanbul.