

## Vulkanismus im französischen Zentralmassiv (Känozoikum)

### 1. Überblick

- Zeit: ab Paläogen (62 Mio a) bis Holozän, in drei Stadien:
  - Prärift-Phase:
    - 56 Mio a:
      - erste, weit verstreute Ausbrüche (z.B. bei *Menat*, ca. 40 km n' *Clermont-Ferrand*); heute meist unter neueren Ablagerungen begraben.
    - bis Ende Eozän (36 Mio a, Priabonium),
    - 15 Einzelereignisse;
  - Synrift-Phase:
    - nichtvulkanische Sedimentationszeit (Flusssedimente) im S bis Oberes Oligozän (27,5 Mio a), im N bis Ende Oligozän (23 Mio a), in *Limagne*-Graben Beginn des Vulkanismus im Chattium (oberstes Oligozän, 27 Mio a), in *Plaine du Forez* im Burdigalium (Unteres Miozän, 20 Mio a);
    - 24 Mio a:
      - zunehmende Aktivität, besonders in *Grande Limagne* (z.B. *Puy de Crouel* ö' *Clermont-Ferrand*, Rest eines Schlotes).
  - Postrift-Phase:
    - mit 90% der vulkanischen Auswürfe Hauptperiode,
    - Beginn im S (östliches *Velay*, 13 Mio a), wenig später im *Cantal*, im N längere Pause, Beginn im Messinium (oberstes Miozän, 6 Mio a).
    - 9-7 Mio a:
      - Ausflüsse im *Cantal* und *Velay*.
    - 7,8-2,5 Mio a:
      - Cézallier*, *Dèves*.
    - 4,5 Mio - 250 000 a:
      - Monts Dore*.
    - 95 000 - 7 000 a:
      - Kette der Puys (*Chaîne des Puys*); Ausbrüche zunehmend explosiv (⇒ Kegel, Kraterseen).
- mögliche (alternative oder kombinierte) Ursachen:
  - Hotspot,
  - Alpen- und Pyrenäenbildung: Krustendehnung ⇒ Druckminderung ⇒ Schmelzen des Erdmantels;
- Geochemie:
  - alkalischer Intraplattenvulkanismus,
  - Gesteine: Pikriten, Basaniten, Basalte, Hawaiiite, Mugearite, Benmoreite, Trachybasalte, basaltische Trachyandesite, Trachyte, Phonolithe, Rhyolithe.
- Vorkommen: Zentralmassiv ohne W-Bereich:
  - Chaîne de la Sioule*
  - Chaîne des Puys*
  - Limagne*
  - Monts Dore*
  - Forez*
  - Cézallier*
  - Cantal*

*Devès*  
*Velay*  
*Aubrac*  
*Vivarais*  
*Coiron*  
*Causses*  
*Escandorgue – Languedoc*

## **2. Entstehung des Vulkanismus**

### **2.1. Probleme der Erklärung**

### **2.2. Theorien**

- a. Hotspot  
„Klassisches“ Modell aus 1970er Jahren; Annahme: unter Zentralmassiv Hotspot vom Typ Hawaii.
- b. Plattentheoretisches Modell  
Dehnung im Oligozän und Aufwölbung mit Vulkanismus von Miozän bis heute indirekte Folgen der Alpenentstehung.
- c. Kombination aus Rifting und Hotspot  
Passives Rifting im Oligozän, später von Rifting unabhängiger Hotspot.

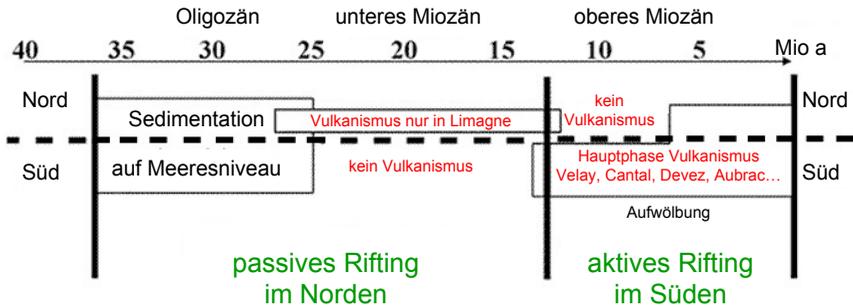
### **2.3. Plattentektonische Erklärung**

#### **2.3.1. Daten zur Entwicklung**

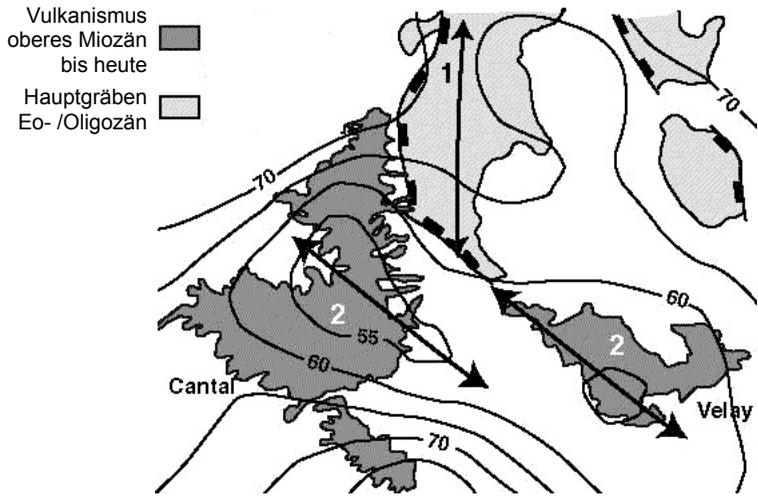
– Unterschiedliche Entwicklung im N und S:

- im N:
  - Oligozän:
    - starke Krustenverdünnung,
    - Einsenkung eines Grabens bis auf Meeresniveau mit mächtiger Sedimentablagerung (bis 3 km),
    - kein Vulkanismus
  - oberes Oligozän, unteres Miozän:
    - Vulkanismus in stark verdünnter Kruste (bes. Limagne),
    - danach Vulkanismus bis oberes Miozän unterbrochen,
    - ⇒ typische Entwicklung für passives Rift.
- im S:
  - oberes Miozän:
    - starke Verdünnung der Lithosphäre ohne Verdünnung der Kruste,
    - Hebung,
    - kräftiger Vulkanismus
    - ⇒ typische Entwicklung für aktives Rift.

Unterschiedliche Entwicklung des Riffings  
im N- und S-Teil des Zentralmassivs:  
im N passives, im S aktives Rifting



<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/volcanisme-massif-central/volcanisme-massif-central-fig01.gif>  
verändert



Orientierung der Krustenverdünnung im Eo-Oligozän im Norden des Zentralmassivs (1) und Orientierung der thermischen Anomalie im Süden (2)  
Zahlen: Tiefe der Grenze Lithospäre/Astenosphäre (LAB) in km

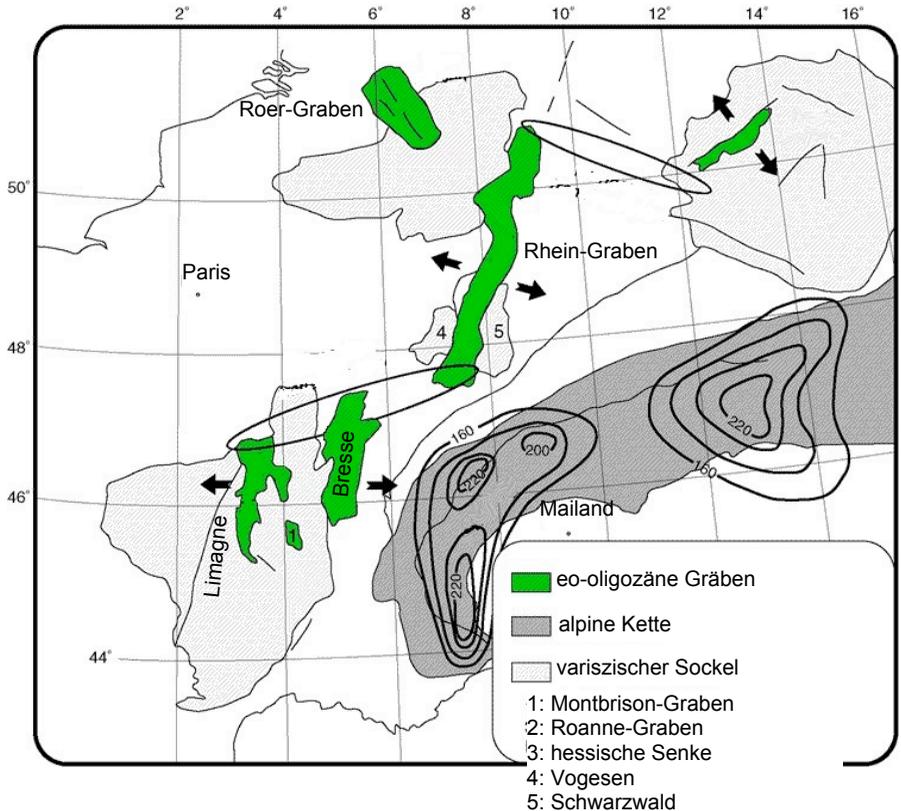
verändert: <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/volcanisme-massif-central/volcanisme-massif-central-fig02.gif>

Droits réservés - © 1997 D'après Sobolev et al., Tectonophysics, 225

### 2.3..2. Erklärung

- Modell zur gemeinsamen Erklärung der unterschiedlichen Entwicklungen im N und S; Grundannahme: Ursache in Entstehung der Alpen.

#### Zeitliche und räumliche Verknüpfung der Alpenkette mit dem westeuropäischen Rift



<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/volcanisme-massif-central/volcanisme-massif-central-fig03.gif>

- Alpenkette räumlich und zeitlich verknüpft mit Westeuropäischem Rift:
- dazu (von O nach W): Eger-Graben, Rheingraben, Senkungsgräben des Zentralmassivs, konzentrisch um die alpine Front angeordnet;
  - Bildung der Lithosphären-Wurzel der Alpen am Endes des Eozäns (belegt durch Daten über die Hochdruckmetamorphose in der Internzone der Kette).
  - Fortschreiten der Verformungen nach W belegt durch stratigrafische Daten: Überschiebung des *Briançonnais* auf die Zone des *Dauphiné* am Beginn des Oligozäns.
  - Bildung der Alpenkette zeitgleich mit Grabenbildung und Sedimentaion im Zentralmassiv.

## – Annahmen:

- Bildung einer Gebirgskette verursacht in angrenzender Lithosphäre eine Dehnung;
- diese Dehnungsprozesse erfolgen in zwei aufeinander folgenden Etappen, zuerst in Form eines passiven und danach eines aktiven Rifts\*.

\* **Rift:** Grabenbruch: Entstehung durch Dehnung der kontinentalen Erdkruste

a. passives Rift: durch tektonische Kräfte, z.B. Gebirgsbildung;

B: Oberrheingraben.

b. aktives Rift: über Manteldiapiren (Hotspot ⇒ Hebung der ausgedünnten Lithosphäre);

B: Ostafrikanischer Graben.

## – Begründung:

- während Kontinentkollision:

◦ Entkopplung von Kruste und Mantel, Bildung einer tiefen Wurzel im Lithosphärenmantel,

◦ Schwerkraft dieser schweren Wurzel (dichter als die umliegende Asthenosphäre) ⇒ Kompression in darüberliegenden Kruste, Dehnung in umliegender Kruste; ein solches System übersteigt den Dehnungswiderstand der umliegenden Lithosphäre, charakteristisch für passives Rift (Grafik ①).

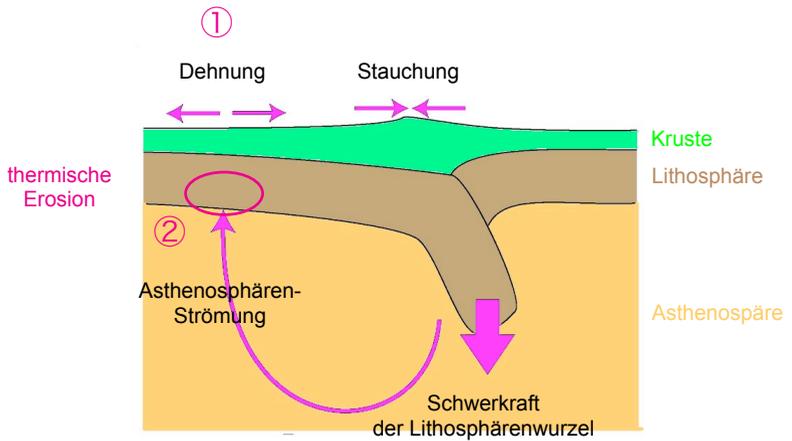
◦ Bildung der Lithosphärenwurzel von weiterem, zeitlich verzögertem Prozess begleitet:

· Wurzel verdrängt Asthenosphärenmaterial zur Seite ⇒ Asthenosphärenfluss, aufsteigend zur umliegenden Lithosphäre (Gegenbewegung zur absteigenden Bewegung der Wurzel), führt heißes Asthenosphärenmaterial an Basis der benachbarten Lithosphäre.

· ⇒ Erreicht dieser Vorgang (nach mehreren Millionen Jahren) eine ausreichende Stärke, führt er zu einer Verdünnung der Lithosphäre (ohne Dehnung), der untere Bereich der Lithosphäre wird allmählich zu Asthenosphäre umgewandelt („thermische Erosion“); die Krustendicke bleibt unverändert (Grafik ②).

· ⇒ Umwandlung von schwerer Lithosphäre in leichtere Asthenosphäre ⇒ isostatische Veränderung ⇒ Hebung der entsprechenden Region (Beginn eines aktiven Riftes).

## Entstehung einer Riftzone in der benachbarten Lithosphäre durch die Wirkung einer Lithosphärenwurzel



- ① Schwerkraft der Lithosphärenwurzel ⇒ Dehnung in umliegender Lithosphäre, ⇒ Verformung vom Typ **passives** Rift
- ② Asthenosphärenfluss durch Eindringen der Lithosphärenwurzel führt heißes Mantelmaterial an den Grund der angrenzender Lithosphäre ⇒ thermische Erosion ⇒ Verformung vom Typ **aktives** Rift

– Modell für Ablauf der Ereignisse:

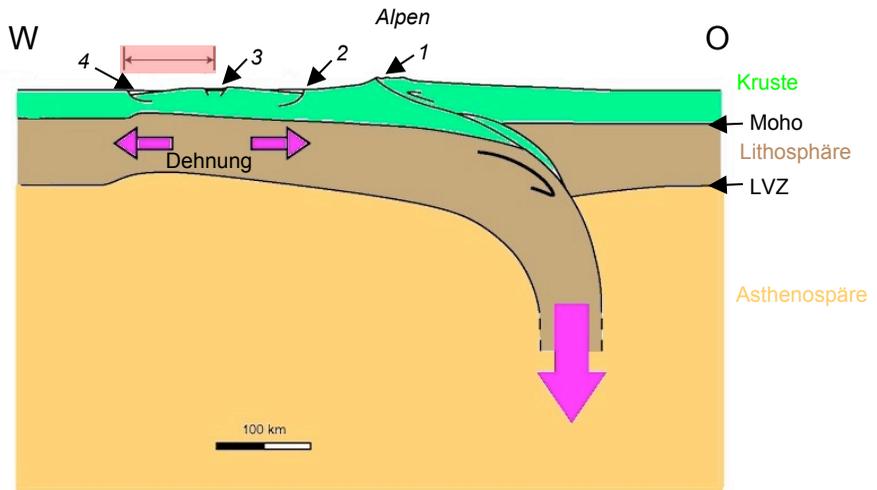
• Erster Schritt:

Entstehung der Lithosphärenwurzel während Eozän und Oligozän

⇒ Dehnung im Bereich des Zentralmassivs, diese zeigt sich in Sedimentation auf Meeresniveau und eine Phase von zerstreutem Vulkanismus im oberen Oligozän bis unterem Miozän.

Zu dieser Zeit reichte die Wurzel wahrscheinlich tiefer als heute und war verknüpft mit einer Subduktion der Kruste (belegt durch Metamorphose unter sehr hohem Druck in den innersten Krusteneinheiten der Kette).

### Entstehung des verstreuten Vulkanismus im Eozän/Oligozän durch Dehnung auf Grund der alpinen Lithosphärenwurzel



Moho: *Mohorovičić-Diskontinuität*,  
Grenze Erdkruste / Erdmantel

LVZ: *Low-velocity-zone*,  
Grenze Lithosphäre/Asthenosphäre

1: Front der penninischen Überschiebung

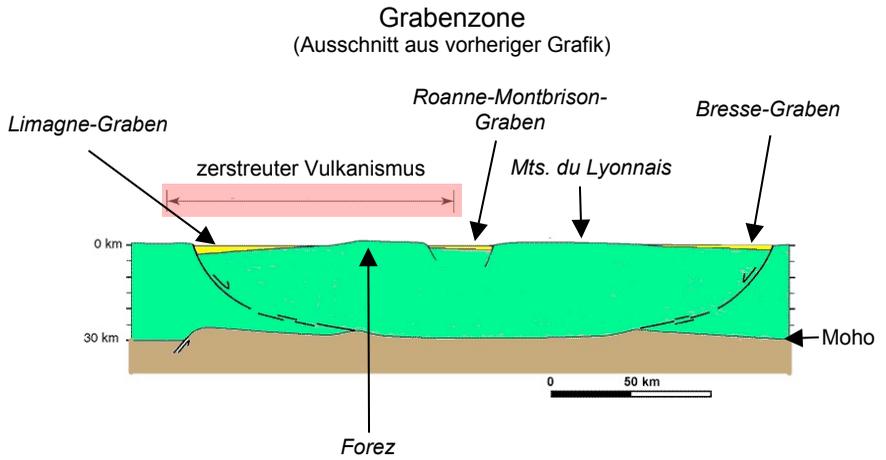
2: Bresse-Graben

3: Roanne-Montbrison-Graben

4: Limagne-Graben

zerstreuter Vulkanismus

veränder nach <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/volcanisme-massif-central/volcanisme-massif-central-fig05.gif>

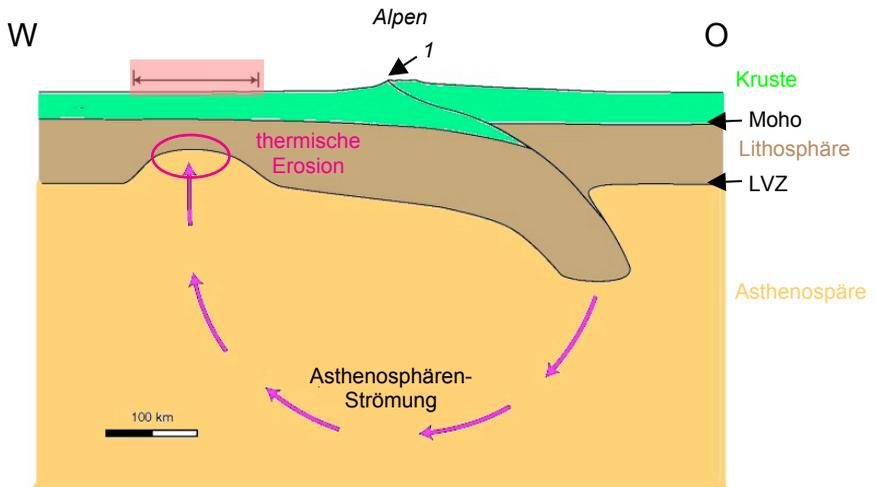


verändert nach: <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/excursion-limagne/excursion-limagne-fig02.gif>

- Zweiter Schritt:

Entstehung der Lithosphärenwurzel  $\Rightarrow$  Strömung in Asthenosphäre unter Zentralmassiv  $\Rightarrow$  thermische Erosion  $\Rightarrow$  Hauptphase des Vulkanismus zusammen mit einer Hebung im oberen Miozän bis heute.

Entstehung des verstreuten Vulkanismus im Eozän/Oligozän durch Dehnung auf Grund der alpinen Lithosphärenwurzel



Hauptphase des Vulkanismus

1: Front der penninischen Überschiebung

verändert nach <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/volcanisme-massif-central/volcanisme-massif-central-fig05.gif>

– Besondere Ausprägungen im N und S:

- N: teilweise mächtige Sedimentation auf Meeresniveau, kein Vulkanismus; Krustenverdünnung deutlich; Magmatismus schwach entwickelt, auf nördlichen Bereich beschränkt und nur im unteren Miozän, er erlischt im oberen Miozän.
- S: Ende Eozän und Oligozän Sedimentation geringer Mächtigkeit; Krustenverdünnung unbedeutend; kein Vulkanismus im unteren Miozän (Krustenverdünnung nicht ausreichend für eine adiabatische Schmelze der Asthenosphäre).

Im oberen Miozän aber bedeutende thermische Erosion an Lithosphären-Basis durch Asthenosphären-Strömung, hervorgerufen durch die alpine Lithosphärenwurzel im Eo-/Oligozän. Hauptzeit des Vulkanismus ( $\Rightarrow$  große Vulkanzonen im südlichen Zentralmassiv (Cantal, Deves, Veley, Aubrac...)).

## – Hebungen:

- Allgemeine Hebung des Gebietes im Zeitabschnitt der starken Lithosphären-Ausdünnung (ohne Beeinflussung der Kruste).
- Später, bei Übergreifen der thermische Erosion auf den Norden ⇒ Wiederaufleben des Vulkanismus in von der Dehnung im Oligozän nicht betroffenen Bereichen (Monts Dore, Chaîne des Puys, Sioule...).
- Rezente Hebung erkennbar in Reliefumkehr zahlreicher Ausflüsse (z.B. Hänge von Clermont und Chanturgue, Plateau von Chateauguay).