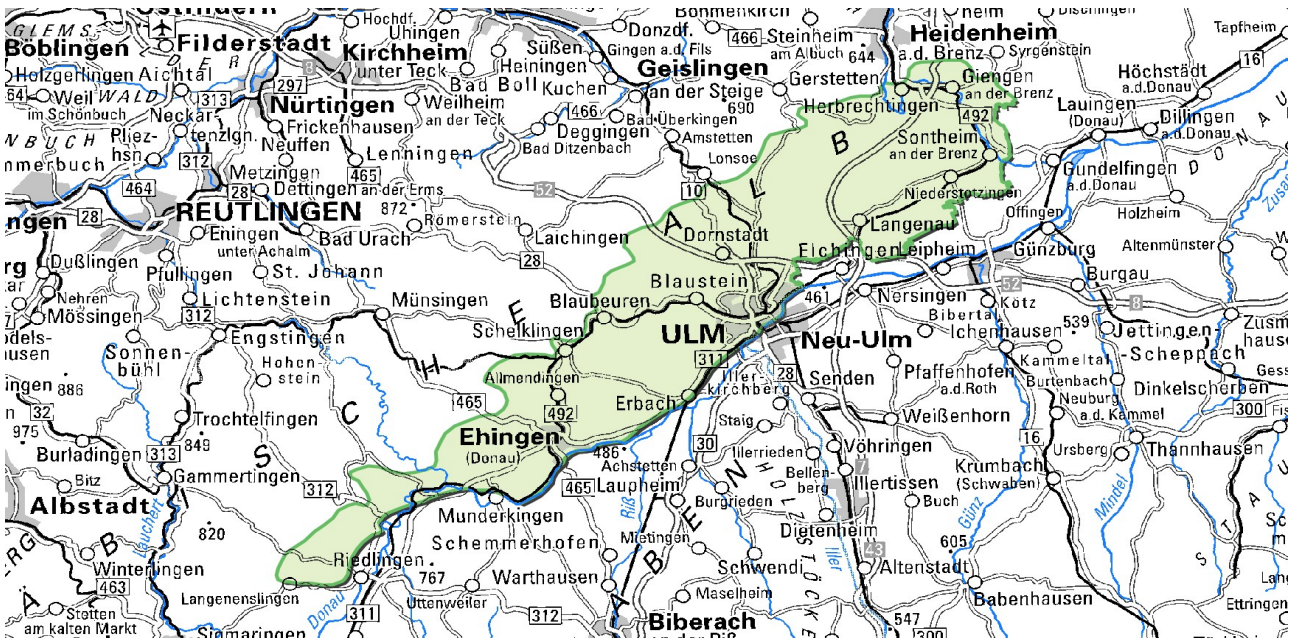


Südöstliche Alb



Lage und Abgrenzung

Die Bodengroßlandschaft (BGL) der Südöstlichen Alb erstreckt sich zwischen der Landesgrenze zu Bayern, östlich von Giengen a. d. Brenz, und dem ca. 80 km weiter südwestlich gelegenen Albgebiet bei Riedlingen. Es handelt sich um ein relativ heterogenes Gebilde aus landschaftlichen Untereinheiten.

Ein erheblicher Teil wird dabei von der sog. Lonetal-Flächenalb eingenommen, die sich vom Gebiet nördlich von Ulm (Ulmer Alb) bis in die Bereiche um das untere Brenztal zwischen Giengen und Sontheim a. d. Brenz ausdehnt. Am Südrand der Schwäbischen Alb schließt hier die Niederungslandschaft des baden-württembergischen Donaurieds an, die ebenfalls der BGL Südöstliche Alb zugerechnet wird.

Jenseits des bei Ulm in die Donau einmündenden Blautals wird die Südöstliche Alb in ihrem Kernbereich großenteils von rückenartigen Hochgebieten aus tertiären Molassegesteinen aufgebaut. Das an das Blautal anschließende langgezogene Hochsträß, der Rücken des Landgerichts nördlich von Munderkingen und der im Südwesten folgende Tautschbuch bilden markante Landschaftseinheiten. Vom eigentlichen Rücken deutlich abgesetzt, erstreckt sich im Fußbereich des Hochsträß entlang des Donautals ein wenige Kilometer breites, flachwelliges Vorgelände, das bis in die Gegend um Munderkingen reicht.

Die Höhenverhältnisse im Bereich der Südöstlichen Alb spiegeln in ihren Grundzügen deren landschaftliche Gliederung wider. Das Gebiet der Lonetal-Flächenalb wird durch Höhenlagen zwischen knapp 500 m ü. NHN und etwas über 600 m ü. NHN bestimmt, während auf den Rücken des Hochsträß, Landgerichts und Tautschbuchs Höhen von etwa 700 m ü. NHN bis ca. 780 m ü. NHN erreicht werden. Eine Sonderrolle nimmt die Niederung des Donaurieds flussabwärts von Ulm ein, wo sich die Geländehöhen zwischen 440 m ü. NHN und 460 m ü. NHN bewegen.

Die hydrographischen Verhältnisse in dem zu einem erheblichen Teil durch Karst geprägten Gebiet werden durch kleinere Seitenflüsse bestimmt, die aus dem Gebiet der Alb in die Donau einmünden. Von Südwesten nach Nordosten sind hier die Zwiefalter Aach, die Große Lauter westlich von Munderkingen und die Schmiech bei Ehingen zu nennen. Weiter östlich folgt die in einem wasserreichen Quelltopf bei Blaubeuren (Blautopf) entspringende und in Ulm in das Donautal einmündende Blau. Im Hinterland der Lonetal-Flächenalb verläuft die Lone in einem landschaftsgeschichtlich sehr alten Talzug ungefähr parallel zum Donautal. Sie fließt schließlich dem Unterlauf der Brenz zu, die von Norden kommend die Alb bei Sontheim a. d. Brenz verlässt und von dort in östlicher Richtung durch das Donauried strömt, bevor sie bei Gundelfingen (Bayern) auf die Donau trifft.

Geologisch-geomorphologischer und landschaftsgenetischer Überblick

Das Werden der Landschaft der Südöstlichen Alb ist in groben Zügen eng mit den großen geotektonischen Vorgängen verknüpft, die zum Einbruch des Oberrheingrabens und zur Bildung der Alpen führten. Diese stehen wiederum in Zusammenhang mit der Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Lithosphärenplatte im frühen Tertiär. Die Bildung des Oberrheingrabens war mit der Hebung der Grabenschultern verbunden, wobei es zu einer geringen Schrägstellung des mehrere Hundert Meter mächtigen mesozoischen Schichtpakets kam.



Mäßig verkarsteter Massenkalk des Oberjuras bei Langenau-Albeck

In der Folge entwickelte sich die Südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft durch Abtragungsvorgänge, die an der im Grabenbruch freigelegten Gesteinsfolge ansetzten und sich an der morphologischen Gesteins Härte orientierten. Dabei wurden Geländestufen aus relativ harten Gesteinen, die weiche, leichter erodierbare Sockelgesteine überlagerten, zunehmend in Richtung des allgemeinen Schichteinfallens nach Südosten verlegt. Die oberste, am weitesten vom Oberrheingraben entfernte, hoch aufragende Schichtstufe wird dabei von der Gesteinsabfolge des Oberjuras (Weißjura) gebildet. Weiche mergelige Gesteine bilden im unteren Teil den Sockel und harte Kalk- und Dolomitsteine schließen die Schichtstufe nach oben ab.

Bereits schon zu Beginn des Mittleren Miozäns (17 Mio. Jahre) war die Schwäbische Alb mit einem Trauf ausgebildet, der sich vermutlich nur wenige Kilometer von seiner heutigen Lage entfernt befand (Schweigert, 2018). Zwischen Alb und den aufsteigenden Alpen entstand ab dem frühen Oligozän (34 Mio. Jahre) der Molassetrog. Das zunächst flache Becken senkte sich ständig weiter ein und wurde mit dem Abtragungsmaterial des aufsteigenden alpinen Gebirges im Wechsel von limnischer und mariner Sedimentation verfüllt, die am Rand zu den Alpen eine Gesamtmächtigkeit von über 1000 m erreichte. Marine Bedingungen stellten sich ein, wenn eine Verbindung des Molassebeckens zum offenen Meer gegeben war.

Für die Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Alb war ein weiterer Meeresvorstoß im Untermiozän vor rund 20 Mio. Jahren besonders prägend, der bis zu 20 km auf die leicht geneigte Albtafel reichte und im Brandungsbereich die mehrere Zehnermeter hohe Steilküste der Oberen Meeresmolasse formte. Diese ehemaligen Kliffs lassen sich noch heute als landschaftlich markante Trennlinie über eine weite Strecke von Nordosten nach Südwesten auf der Schwäbischen Alb verfolgen.



Blick von der Flächenalb bei Altheim (Alb) auf die Geländestufe entlang der Klifflinie



Grober Sandstein der Oberen Meeresmolasse – ehem. Steinbruch nordwestlich von Rammingen

Die nördlich davon gelegene Kuppenalb verdankt ihr charakteristisches und namensgebendes Relief dem erosiven Herauspräparieren von widerständigen massigen Riffkalken aus den umgebenden weicheren Gesteinen der geschichteten Fazies des Oberjuras.

Südlich der Klifflinie herrschen auf der Flächenalb dagegen weite Verebnungsbereiche vor, die sich als Relikte einer alttertiären bis kreidezeitlichen Flachlandschaft, oftmals geschützt durch überlagernde Molassesedimente, erhalten haben. Neben den meist sandigen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse treten im Bereich der Flächenalb lückenhaft auch Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse auf.

Aus der Zeit vor dem mittelmiozänen Meereseinbruch haben sich in südlichen Randbereichen der Alb Sedimente der Unteren Süßwassermolasse erhalten, bei denen es sich ähnlich, wie bei den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse überwiegend um mäßig verfestigte pelitische Gesteine (Ton- und Mergelsteine), um Glimmer führende Sandsteine sowie stellenweise um Kalksteine handelt.

Die Flächenalb war während des Pleistozäns aufgrund ihrer wenig exponierten Lage in deutlicher Entfernung zum hoch aufragenden Albtrauf und ihres ausgeglichenen Reliefs für die kaltzeitliche Lössanwehung begünstigt. Weite Gebiete sind daher heute großflächig von Lösslehm bedeckt.

Für die Ausbildung der rückenförmigen Höhenzüge, die sich von Ulm bis in die Gegend um Riedlingen im Südwesten erstrecken, spielen die in der Unteren und Oberen Süßwassermolasse auftretenden Süßwasserkalke als harte Dachgesteine eine entscheidende Rolle. Die kompakten Kalksteinbänke, die mit mergeligen sowie z. T. sandigen Ablagerungen wechsellagern, umfassen bis mehrere Zehnermeter und wurden am Rand des Molassebeckens durch den Zufluss von karbonatreichen Wässern aus der Alb ausgefällt.



Durch Hügelrücken gegliedertes Gelände des Hochsträß-Höhenzugs bei Altheim

Zwischen dem Abfall des Hochsträß und des Landgerichts sowie der Donau erstreckt sich zwischen Ulm-Grimmelfingen und dem etwa 25 km entfernten Munderkingen, ein ca. 70–150 m tiefer gelegenes, welliges bis flachhügeliges Vorgelände. Im Fußbereich des Hochsträß besteht dieses aus den überwiegend feinkörnigen Ablagerungen der Oberen Brackwassermolasse und der Unteren Süßwassermolasse. Letztere wurde im Grenzbereich zwischen Oligozän und Miozän (23 Mio. Jahre) abgelagert. Neben meist glimmerreichen Sanden und Schluffen enthalten diese Molasseablagerungen auch Mergel- und Tonsteine. Eine Besonderheit sind die hier örtlich auftretenden mittel- bis grobsandigen und stellenweise feinkiesigen Vorkommen der Grimmelfingen-Formation. Es handelt sich um Ablagerungen in der sog. Graupensandrinne, die sich als Entwässerungsbahn am Außenrand des Molassebeckens eingetieft hat und den Resten eines weit im Südwesten liegenden Binnenmeeres zufloss. Die spätere Verfüllung der Rinne mit sandig-feinkiesigen Ablagerungen erfolgte im Wesentlichen aus dem Bereich der im Nordosten an das Molassebecken anschließenden Böhmisches Masse.



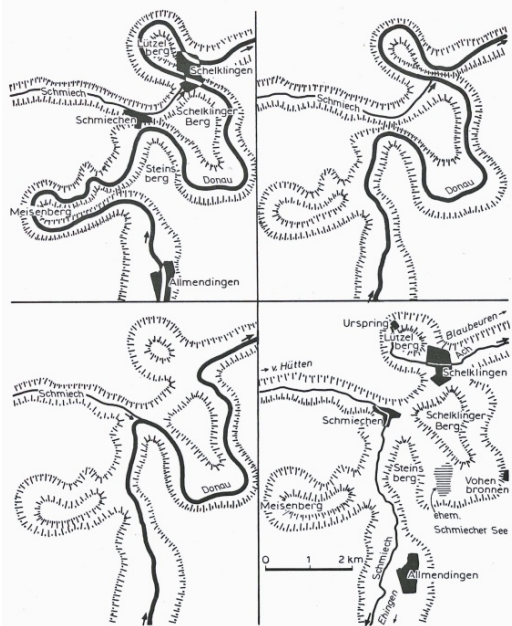
Flachwelliges Vorgelände am Fuß des Anstiegs zum Hochsträß-Rücken

Das Vorland der Tertiärrücken zwischen Ehingen a. d. Donau und Munderkingen besteht im donauwärtigen Teil großflächig aus den Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse, die in Richtung des ansteigenden Landgerichts im Wechsel mit Bank- und Massenkalken des Oberjuras auftreten. Eine landschaftsgeschichtliche Besonderheit ist das Kirchener Tal, ein breiter Trockentalzug, der auf einen alten, noch rißzeitlichen Donaulauf zurückgeht (Villinger, 1986). Dieser bog zu jener Zeit bei Untermarchtal aus dem Donautal in nördliche Richtung ab, floss am Fuß des Landgerichts entlang in Richtung Ehingen und entwässerte weiter über einen Talabschnitt des heutigen unteren Schmiechtals in das Blautal in Richtung Ulm. Die Schaffung des heutigen Flussverlaufs der Donau zwischen Ehingen und Ulm wurde durch das Abfließen gewaltiger Schmelzwassermengen der bis auf

wenige Kilometer heranreichenden rißzeitlichen Gletscher begünstigt. Der alte Talzug wurde bis Ende des Mittelpleistozäns von der Donau durchströmt und prägt mit seinem früheren, mäandrierenden Verlauf bis heute das Landschaftsbild zwischen Ehingen und Schelklingen. So enthält das Gebiet mehrere ehemalige, verlassene Talmäander, die an den Engstellen der Mäanderhalse durchtrennt und vom aktiven Flusslauf der rißzeitlichen Donau abgeschnitten worden waren. Ein prominentes Beispiel ist die ehemalige Flussschlinge um den Schelklinger Berg, mit dem Feuchtgebiet des „Schmiechener Sees“.



Das Feuchtgebiet des „Schmiechener Sees“ in einer ehemaligen Flussschlinge der Donau bei Schelklingen



Flussgeschichtliche Entwicklung des mittelpleistozänen Donaulaufs zwischen Allmendingen und Schelklingen (nach Wagner, 1929, aus Geyer & Gwinner, 1984)

- o. links: Alt- bis Mittelpleistozäner Donaulauf mit Talmäandern
- o. rechts: Abschnürung des Mäanderbogens um den Meisenberg; die Schmiech rückt mit einem nach Süden ausgreifenden Flussbogen gegen den schmalen Bergrücken vor, der sie vom Donautal trennt.
- u. links: Die Schmiech hat zusammen mit dem benachbarten südlichen Donaumäander den trennenden Felsgrat erodiert und fließt ab dieser Stelle nun in die Donau; bei Schelklingen wurde der Mäanderbogen um den Lützelberg abgeschnürt.
- u. rechts: Der bis dahin um den Schelklinger Berg von der Donau durchflossene Talverlauf wurde, nachdem bei Ethingen der Übertritt der Donau in ihr heutiges Tal erfolgt war, nicht mehr von ihr benutzt; im feuchten Tiefenbereich des ehemaligen Flusstals bildete sich mit dem Schmiechener See ein flaches offenes Gewässer aus, dass zunehmend verlandete.

Ein eigenständiges Teilgebiet der BGL Südöstliche Alb stellt die Niederungslandschaft des Donaurieds am südlichen Albrand zwischen Langenau und dem etwa 15 km entfernten Sontheim a. d. Brenz dar.

Voraussetzung für die Entstehung des Donaurieds ist das weite Vorspringen des Talraums in nördliche Richtung ab Elchingen-Unterelchingen. Während bis etwa 10 km donauabwärts von Ulm der südliche Rand der Alb durch einen steilen Talhang markiert wird, weitet sich ab dort das Donautal mit einem mehrere Kilometer breiten Talboden. Die Ursache sind die hier an der Basis der Albgesteine auftretenden Sedimente der Mergelstetten-Formation (früher: Zementmergel-Formation). Diese bestehen überwiegend aus Kalkmergelsteinen und konnten aufgrund ihrer relativ geringen morphologischen Härte durch Seitenerosion der Donau zunehmend ausgeräumt werden, wodurch sich der Talrand sukzessive weiter in nördliche Richtung verlegte.



Langenau am Nordwestrand des Donaurieds – Im rechten Hintergrund die Ulmer Alb mit Kloster Oberelchingen

Mit der fluviatilen Ausräumung der Talweitung erfolgte auch eine schrittweise Tieferlegung des Talbodens im Wechsel von Flusseinschneidung und nachfolgender kaltzeitlicher Aufschotterung. Am Nordrand des Donaurieds haben sich abschnittsweise ältere, z. T. treppenartig gestufte Terrassenreste erhalten, welche diese von den pleistozänen Klimawechseln gesteuerte fluviatile Formung dokumentieren (Bibus & Strahl, 2000; Schellmann, 2017). Besonders augenfällig sind die unmittelbar an den Albrand anschließenden, z. T. weitläufigen Hochterrassenreste, die mit ihrer Oberfläche etwa 4–6 m über dem mit Grundwasser erfüllten Niederungsbereich des Donaurieds liegen.

Die Stadt Langenau, namensgebend für den westlichen Abschnitt des Donaurieds, liegt in Teilen auf einem erhaltenen Hochterrassenrest. Weiter nach Osten setzt ab Rammingen-Bahnhof bis zur Einmündung des Brenztals bei Sontheim eine ausgedehnte, bis etwa 3 km breite Hochterrassenverebnung ein. Während bei Langenau Löss und Lösslehm über den Terrassenkiesen lagern, sind es im Bereich der Sontheimer Hochterrasse meist über 2 m mächtige lössreiche Hochflutsedimente und Schwemmlösse.

In der Feuchtniederung des Donaurieds entwickelte sich zwischen den jungen Auenbereichen entlang der Donau und den am nordwestlichen Rand einsetzenden Hochterrassenresten ein ausgedehntes Niedermoor. Die ursprünglich oberflächennahen Grundwasserstände schränkten den Abbau von organischer Substanz aus abgestorbenen Pflanzenresten so stark ein, dass in den Kernbereichen bis über drei Meter mächtige Moorkörper aufwuchsen.



Kalkniedermoor bzw. Kalkerdniedermoor mit Wiesenalkabsätzen im oberen Moorkörper

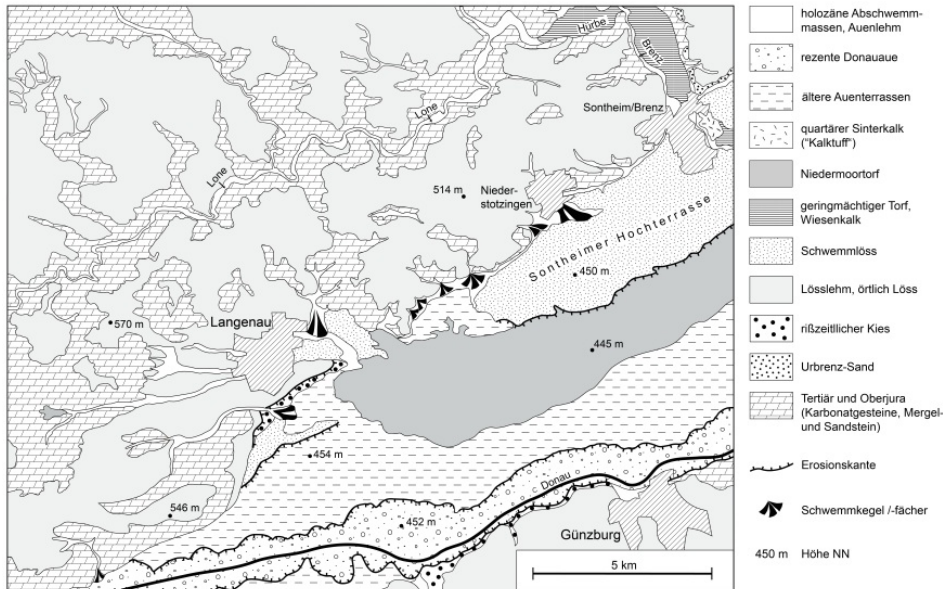
Die Niedermoorbildung hat unmittelbar nach dem Ende der letzten Kaltzeit im Präboreal vor knapp 12 000 Jahren eingesetzt und soll bis in das holozäne Klimaoptimum während des Atlantikums vor rund 7 000 Jahren angedauert haben. Danach haben die Niedermoore ihr weiteres Wachstum eingestellt und wurden durch den Zustrom von karbonatreichem Grundwasser aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb konserviert (Göttlich, 1955).

Seit der Donaukorrektur ab 1806 und der bereits bis Mitte des 19. Jahrhunderts in weiten Teilen durchgeführten Grabenentwässerung schwindet die in den Niedermooren festgelegte organische Substanz kontinuierlich. Bereichsweise tragen dazu auch Brunnengalerien mit ihren Absenkungstrichtern im Grundwasser bei, welche von der Landeswasserversorgung zwischen 1917 und dem Ende der 1940er Jahre zur Trinkwasserentnahme installiert wurden. Durch den Vergleich von Höhenmessungen, die 1950 und zu Beginn der 1990er Jahre durch Feinnivellements gewonnen wurden, ließ sich für den Kernbereich des Donaurieds eine durchschnittliche jährliche Absenkung der Geländeoberfläche um 7,2 mm feststellen (Weinzierl, 1997). Diese wurde hauptsächlich durch den Abbau von organischer Substanz außerhalb des Grundwassers verursacht.

Das heutige Brenztal, das bei Sontheim in die Talniederung des Donaurieds einmündet, hat sich in seinen Grundzügen aus dem Talzug der sog. Urbrenz entwickelt. Die Urbrenz war während des jüngeren Tertiärs, vermutlich ab dem Oligozän (ca. 30 ± 5 Mio. Jahre), bis in das Mittelpleistozän (etwa vor 400 000 Jahren) die Entwässerungsbahn für die jenseits der Alb gelegene nordöstliche Schichtstufenlandschaft. Der damalige Vorflutbereich lag im Molassebecken und wurde gegen Ende des Tertiärs von der Urdonau am Südrand der Alb abgelöst.

Das Flussnetz nördlich der Schwäbischen Alb wurde im Verlauf des älteren Pleistozäns zunehmend durch rückschreitende Erosion von Nebenflüssen des Neckars angezapft. Während des Mittelpleistozäns, spätestens vor ungefähr 400 000 Jahren, entwässerten die Flüsse dort weitgehend zum rheinischen System, womit das Brenztal als Hauptabflussbahn ausgedient hatte. Die im unteren Brenztal vorkommenden Ablagerungen der Urbrenz (Urbrenz-Sande, Höhenschotter) bestehen aus quarzsandreichem, häufig stark verlehmtem Residualmaterial. Dieses enthält meist Grobkomponenten aus Hornsteinen und Bruchstücke von Kieselknollen, die aus den Gesteinen des Oberjuras stammen. Untergeordnete Sandsteinkomponenten aus dem Unter- und Mitteljura sowie aus dem Keuper spiegeln das ehemals bis in das Vorland der Ostalb reichende Einzugsgebiet wider. Die Ablagerungen der Urbrenz begleiten die heutige Brenz auf den Höhen und reichen mit ihren jüngeren Sedimenten stellenweise bis in die mittleren Talhangbereiche.

Ein weiteres Zeugnis sehr alter fluviatiler Formung stellen Ablagerungen der Jüngeren Juranagefluh auf der Ulmer Alb nördlich von Beimerstetten dar. Dabei handelt es sich um Konglomerate aus grobem Kalksteinschotter des Oberjuras, welche von Albflüssen während des Miozäns dem Molassebecken zugeführt wurden und schließlich ihre Abflussrinnen verschüttet haben.



Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des Donautals bei Langenau und der angrenzenden Schwäbischen Alb (verändert, aus Kösel, 2016)

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Die Böden im Gebiet der Südöstlichen Alb haben sich zum weit überwiegenden Teil aus jungen, d. h. pleistozänen und holozänen Lockergesteinen entwickelt. Örtlich bilden jedoch auch Festgesteine das Ausgangsmaterial der Böden. Dabei handelt es sich um Karbonatgesteine (Kalksteine, seltener Dolomitsteine) des Oberjuras und teilweise der Süßwassermolasse, die v. a. auf exponierten Reliefpositionen wie gerundeten Scheitelbereichen und steileren, z. T. konvexen Hangbereichen zu Tage treten. In weiten Bereichen, die in der Geologischen Karte ebenfalls mit Karbonatgesteinen ausgewiesen sind, wird der anstehende Gesteinsuntergrund jedoch von grusig-steinigem, lockerem Karbonatgesteinsmaterial überlagert. Das durch kaltzeitliche Gesteinsfragmentierung aufbereitete anstehende Gestein wurde dabei an Hängen durch gravitative Massenverlagerungen als **Hangschutt** sowie als **Solifluktionsschutt** durch kaltzeitliches Bodenfließen umgelagert. In ebener Lage findet sich äquivalent eine Schicht aus frostbedingtem **Gesteinszerfall**.

Die Grobmaterialanteile in den Lockergesteinsdecken gehen zurück und fehlen sogar teilweise, wenn pelitische Gesteine (Ton- und Mergelsteine) aufgearbeitet wurden. Solche, ausschließlich aus dem anstehenden Gesteinsmaterial der Umgebung bestehenden **Fließerden** werden als **Basislagen** bezeichnet. Ursprünglich waren sie von einer jüngeren Fließerde überdeckt. Das Kennzeichen dieser **Decklage** (nach KA5: Hauptlage; Ad-hoc-AG Boden, 2005a) ist eine geringe bis deutliche Beimengung von äolischem Schluff, der während ihrer Bildung im ausgehenden Spätglazial der letzten Kaltzeit (Würm) eingeweht wurde. Im Auftaubereich des Dauerfrostbodens wurde aufgearbeitetes Liegendmaterial in die Decklage eingemengt. Ihre ursprüngliche Mächtigkeit ist mit 30–50 cm reliefübergreifend erstaunlich konstant. Allerdings haben menschliche Eingriffe in die früheren Naturlandschaften seit der Besiedlung und dem Einsetzen ackerbaulicher Nutzung vielfach Abtragungsvorgänge auf den nun weitgehend ungeschützten Bodenoberflächen hervorgerufen. Bereichsweise wurde dadurch der Untergrund aus älteren Fließerden und Lockergesteinen sowie stellenweise auch aus anstehendem Festgestein freigelegt.

Im Gebiet der Lonetal-Flächenalb kommen großflächig **mehrschichtige Lösslehme** vor. Diese bestehen im unteren Teil aus älterem Lösslehm, der durch kaltzeitliche Gefrier- und Auftauprozesse sowie teilweise solifluidale Umlagerung häufig dicht gelagert ist. Darüber folgen bis etwa 1 m mächtige jüngere, relativ locker gelagerte Lösslehme. Es ist anzunehmen, dass das jüngere äolische Sediment während des Höhepunkts der letzten Kaltzeit aufgeweht wurde, als allgemein die Windaktivität mit der Verwehung von Löss ein Maximum erreicht hatte, wie aus zahlreichen gut untersuchten Profilen in den zentralen Lössbecken Mitteleuropas bekannt ist. Für die zeitliche Einstufung des hangenden Lösslehms spricht, dass dieser v. a. an ostexponierten Hängen vereinzelt in ein etwas mächtigeres äolisches Sediment übergeht. An solchen Stellen setzt unterhalb der rezenten Parabraunerde noch typischer kalkhaltiger **Löss** („Rohlöss“) ein, der dem dichter gelagerten älteren Lösslehmpaket aufsitzt. Ähnliche Verhältnisse in Bezug auf die Substratausbildung der äolischen Deckschichten liegen im Bereich der Langenauer Hochterrasse vor. Stellenweise, wenn der hangende äolische Abschnitt etwas mächtiger ist, sind unterhalb des Solums der rezenten Parabraunerde wenige Dezimeter von kalkreichem Löss erhalten, der noch nicht durch die holozäne Bodenentwicklung erfasst und entkalkt wurde.

Im Unterschied zur Hochterrasse bei Langenau wird der weiträumige Verebnungsbereich der Sontheimer Hochterrasse großflächig von bis über 2 m mächtigem **Schwemmlöss** aus dem unmittelbaren Rückland sowie von lössreichen **Hochflutablagerungen** bedeckt. Die Hochflutsedimente wurden von der Donau in ihrem damaligen Überflutungsbereich über den ribzeitlichen Kiesen abgesetzt. Die Schwemmlösse sind dabei nicht auf die Sontheimer Hochterrasse beschränkt, sondern kommen örtlich auch im Übergang zum Rückland vor und treten ebenfalls auf dem Niederterrassensporn des „Baurenfelds“ auf sowie im Bereich von etwas tiefer gelegenen Erosionsterrassen. Die schluffreichen Deckschichten auf den Terrassen werden aufgrund ihres Verbreitungsmusters als umgelagerte lössbürtige Sedimente interpretiert, die durch periglazäre Abschwemmung von Lössablagerungen auf der angrenzenden Alb in das Donautal gelangten. Diese Deutung steht der Interpretation der Deckschichten als rein äolische, primäre Lössablagerungen gegenüber (Schellmann, 2017; Thater & Stahr, 1991).

In den Tälern der Alb mit sohlenförmigen Tiefenbereichen treten verbreitet **Auenlehme** auf, die überwiegend aus abgetragenem Bodenmaterial von Äckern in den Einzugsgebieten stammen. Die Hochwasserabsätze sind unterschiedlich mächtig und überlagern stellenweise nur geringmächtige, sandige und lehmige ältere Hochwasserablagerungen und sandig-kiesige Fluss- und Bachablagerungen. Bereichsweise überdecken die Auenlehme auch Niedermoortorfe sowie örtlich limnische Sedimente. Letztere können v. a. in Zementmergelschüsseln auch großflächig auftreten. Die Abtragungsprodukte der Bodenerosion finden sich nur in Talauen, sondern auch in Muldentälern sowie an Unterhängen, wo sie sich als **holozäne Abschwemmassen** mit z. T. erheblicher Mächtigkeit angesammelt haben.

Junge, lockere **Süßwasserkalke** (Quartärer Sinterkalk) sind als Ausgangsgesteine für Ah/C-Böden eine Besonderheit des Brenztals. Aus dem Karstuntergrund zufließendes Hydrogencarbonat-reiches Wasser führte bereichsweise zur Ablagerung junger Sinterkalke.

Eine weitere Besonderheit stellen im Brenztal Böden aus alten Flusssedimenten, den sog. **Urbrenz-Sanden**, dar. Bei diesen Bildungen handelt es sich um stark verwitterte, kalkfreie Flusssedimente, die über einen langen Zeitraum (Tertiär bis Mittelpleistozän) von der Urbrenz in verschiedenen Niveaus abgesetzt wurden. Die Ablagerungen bestehen aus Gesteinsmaterial, das im Bereich der Schichtstufenlandschaft jenseits des heutigen Albraufs nördlich von Aalen mobilisiert wurde. Die aufgearbeiteten Gesteine entstammen einer Schichtenfolge, die vom Keuper bis in den Mitteljura reicht. Ursprünglich enthaltene Karbonatgesteine wurden, wie auch entlang der Albdurchquerung eingetragene Kalk- und Dolomitsteine des Oberjuras, durch Verwitterung aufgelöst.

Die weitläufige Feuchtniederung des Donaurieds wird im Untergrund von sandig-kiesigen Donauablagerungen gebildet. Die Kiesoberfläche setzt dabei in unterschiedlicher Tiefe, meist in 0,7–3 m u. Fl. ein. Über ihr folgen i. d. R. kalkreiche sandig-schluffige und schluffig-tonige **Hochwassersedimente**, die in den zentralen Bereichen des Donaurieds von **Niedermoortorf** überdeckt werden. In die Torfe sind bereichsweise mehrere Dezimeter lockere Wiesenkalkabsätze eingeschaltet. Die Mächtigkeit der Niedermoortorfe schwankt erheblich und beträgt teilweise unter 1 m, während Maximalmächtigkeiten bis etwa 3 m auftreten. Dabei sind die heutigen Torfmächtigkeiten z. T. stark durch die Grundwasserabsenkung und die dadurch verursachte Torfsackung sowie Mineralisierung des Torfes beeinflusst worden. Zudem hat der aktive Abbau der Torfschichten zur Brennstoffgewinnung die Mächtigkeiten und den Umfang der Niedermoortorfe bereichsweise deutlich reduziert.

Im Langenauer Ried, dem westlichen Teil des Donaurieds, treten in den Randbereichen verstärkt schluffige und sandige **Hochwasserablagerungen** als Ausgangsmaterial für die verbreiteten Grundwasserböden auf. Donauwärtig werden diese Hochflutsedimente von jungem, bis knapp 1 m mächtigem **Auenlehm** aus schwach bis mittel humosem Bodenmaterial überlagert. Wie in den unterlagernden humusfreien Hochflutsedimenten sind hohe Karbonatgehalte typisch.

Eine Besonderheit am westlichen Rand des Langenauer Rieds ist eine bereichsweise auftretende geringmächtige, meist nur ca. 2 dm umfassende Lage aus schwarzem Ton, der zur Donau hin meist von jungem Auenlehm überlagert wird. Die Tongehalte bis über 70 Gew.-% bedingen bei Wassersättigung eine Barriere für die Sickerung von Niederschlagswasser und rufen einen intensiven Wasserstau in den Auenlehmen hervor, der die Böden erheblich prägt. Die schwarze Tonlage wird als **Stillwasserablagerung** gedeutet, die unter quasi limnischen Bedingungen in dichten Auwäldern während des holozänen Klimaoptimums im Atlantikum um 7000 Jahre vor heute abgesetzt wurde (Kösel, 2016).

Landnutzung

Die Verteilung und Intensität der Landnutzung im Bereich der BGL Südöstliche Alb spiegeln die bodenkundlichen Verhältnisse in den einzelnen Teilgebieten wider.

Im Bereich der Flächenalb dominiert die landwirtschaftliche Nutzung. Die weite Verbreitung von Lösslehm und daraus entwickelten Parabraunerden begünstigen den hier großflächig durchgeführten intensiven Ackerbau. Die gute natürliche Bodenfruchtbarkeit, die gute Bearbeitbarkeit der Böden und die relativ ausgeglichenen Reliefverhältnisse machten diese Bereiche schon seit jeher zu einem bevorzugten Raum für die Landwirtschaft. Bereits während der Landnahme durch bandkeramische Bauern zu Beginn der Jungsteinzeit (Neolithikum) vor etwa 7500 Jahren war das Gebiet durch ein Siedlungssystem aus Rodungsinseln erschlossen (Knipper et al., 2005). Auch zur Römerzeit war der relative Gunstbereich der Lonetal-Flächenalb ein bevorzugtes Gebiet für die Ansiedlung von Gutshöfen, mit denen eine intensive landwirtschaftliche Erschließung erfolgte, wie etliche bekannte Verortungen von *villae rusticae* bezeugen (Pfahl, 1999). Als Beispiele sind die ehem. römischen Anwesen in der Umgebung von Langenau („Steinhäuser“, „Wiesental“ bei Langenau-Göttingen) sowie bei Niederstotzingen, Sontheim a. d. Brenz oder Herbrechtingen zu nennen. Aufgrund der schon lange andauernden bevorzugten intensiven landwirtschaftlichen Nutzung des Gebiets treten heute bewaldete Bereiche, bis auf örtlich durch die Besitzverhältnisse vorgegebene Ausnahmen, meist nur als kleinere isolierte Waldareale sowie an den Talhängen und Hochflächenrändern tief eingeschnittener Täler auf.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Südöstliche Alb (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Geradezu gegensätzlich sind im Vergleich zur Flächenalb die Landnutzungsverhältnisse im Bereich der Tertiärrücken, die sich von Ulm nach Südwesten bis in die Umgebung von Riedlingen erstrecken (Hochsträß, Landgericht und umgebende Bereiche sowie Tautschbuch). Aufgrund der Reliefverhältnisse mit teilweise steileren Hangbereichen und der für intensiven Ackerbau wenig geeigneten Böden aus tertiären Gesteinen und ihren kaltzeitlichen Umlagerungsprodukten (z. B. Fließerden, Hangschutt) steigt der Waldanteil stark an, während Ackerflächen, die örtlich durch Grünland ergänzt werden, deutlich zurücktreten.



Brunnengalerie im Langenauer Ried. Im Hintergrund die Stufe der Niederterrasse im Bereich des „Baurenfelds“

Eine Sonderstellung nimmt das heute bereichsweise intensiv landwirtschaftlich genutzte Donauried ein. Lange Zeit war im Donauried aufgrund sehr hoher Grundwasserstände nur in den Randzonen der feuchten Talniederung eine extensive Nutzung in Form von einmähdigen Wiesen und ärmlichen Weiden möglich. Wie in etlichen anderen Flussgebieten wurden im Verlauf der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts verschiedene wasserbautechnische Maßnahmen durchgeführt, die zunehmend eine weitergehende Nutzung ermöglichten. Bereits ab 1806 setzte mit dem Durchstich von Mäanderbögen die Begradigung der Donau ein. Etwas später wurde an der Grenze der früheren Königreiche von Württemberg und Bayern der 3 m tiefe Grenzgraben angelegt. Von diesem aus führte ein System von Seitengräben bereits bis Mitte des 19. Jahrhunderts zu einer effektiven Absenkung des Grundwassers v. a. im westlichen Teil des Donaurieds,

wodurch nun zusätzliches Weideland und Wiesen genutzt werden konnten. Um 1820 begann der kommerzielle Abbau der bis über 3 m mächtigen Torfe zur Brennstoffgewinnung, der fortan große Flächen beanspruchte und erst 1925 zum Erliegen kam. Ein weiterer starker Nutzungseingriff erfolgte, als ab 1917 die ersten Brunnengalerien der staatlichen Landeswasserversorgung in Betrieb gingen und Trinkwasser durch eine zunächst 100 km lange Pipeline bis zum damaligen Endbehälter Rotenberg bei Stuttgart geleitet wurde.

In der Folge wurde die Wasserentnahme durch die Erschließung neuer Fassungen bis Ende der 1940er Jahre ständig ausgebaut und erweitert. Die starke Grundwasserentnahme und die damit verbundene Absenkung des Grundwasserspiegels ermöglichte nun großflächig landwirtschaftliche Nutzung im Donauried, die bereichsweise sogar in Form von intensivem Ackerbau stattfand.

Bereits früh machten sich jedoch auch die negativen Auswirkungen der Grundwasserabsenkung v. a. auf den organischen Böden der Moorflächen bemerkbar. Neben breiten und tief reichenden Schwundrissen in Trockenjahren kam es zeitweise zu einer starken Verwehung von Torf aus den ausgetrockneten Mooroberflächen (Kösel, 2013), welche zeitweise die betroffenen Gebiete regelrecht verdunkelte. Erst in den frühen 1970er Jahren wurde das Problem der großflächigen Torfverwehung durch die Anlage von Windschutzstreifen aus angepflanzten Gehölzen gelöst.



Feuchtniederung im westlichen Abschnitt des Langenauer Rieds

Zunehmend machte sich auch mit der allgemeinen Grundwasserabsenkung die Mineralisierung der organischen Substanz der Torfe durch einen verstärkten Nitrateintrag in das Grundwasser bemerkbar. Dieser trug neben dem Zustrom von Nitrat führendem Grundwasser aus dem Einzugsgebiet der angrenzenden Alb zur Überschreitung der Grenzwerte nach der Trinkwasserverordnung bei. Eigens eingeleitete Untersuchungsprogramme (z. B. Rück, 1993; Stasch, 1996; Höll, 2007) und darauf aufbauende Maßnahmen führten zu einer Reduzierung der Nitratgehalte.

Neben den aus verschiedenen Nutzungsaspekten resultierenden, teilweise ungünstigen Auswirkungen auf das Geoökosystem, macht sich heutzutage zunehmend der wachsende Flächenverlust durch Überbauung für den Landschaftshaushalt und die Landnutzung negativ bemerkbar. So dehnt sich beispielsweise Ulm als größeres städtisches Ballungsgebiet mit seinem ausufernden Flächenbedarf für Wohn- und Gewerbegebiete in jüngerer Zeit zunehmend auf die Flächenalb aus und entzieht damit dem Landschaftsraum leistungsfähige Flächen mit durchweg hohem bodenfunktionalem Wert.

Klima

Die jährlichen Durchschnittstemperaturen bewegen sich ungefähr zwischen 8 und 9 °C. Innerhalb dieser Spanne variieren die Werte v. a. in Abhängigkeit von der jeweiligen Höhenlage; aber auch winterliche Temperaturinversion entlang des Donautals beeinflusst teilweise die Jahreswerte.

Hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse zeichnet sich im Gebiet der Flächenalb östlich des Blautals ein mäßiger West-Ost- und Nordwest-Südost-gerichteter Gradient ab. So weist die Blaubeurer Alb etwa 800–850 mm und die Lonetal-Flächenalb ca. 750–800 mm Jahresniederschlag auf, während im Donauried, das sich bei Westwetterlagen im Regenschatten der nach Südosten abfallenden Albtafel befindet, vergleichsweise geringe Jahreswerte zwischen 700 und 730 mm auftreten. Für die exponierten, hoch gelegenen Rückenbereiche entlang des Donautals zwischen Ulm und Riedlingen (Hochsträß, Landgericht, Tautschbuch) sind Jahresdurchschnittsniederschläge zwischen 800 und 920 mm charakteristisch. In den tieferen Lagen liegen die Werte dort zwischen 750 und 800 mm.

Das Muster der mittleren jährlichen Klimatischen Wasserbilanz folgt grob der landschaftlichen Gliederung der Südöstlichen Alb. Relativ geringe Werte von +300 bis +400 mm werden in weiten Teilen der Lonetal-Flächenalb erreicht, wobei im Bereich ihres Südabfalls zur Niederung des Donautals großflächig weniger als +300 mm durchschnittliche jährliche Sickerung auftreten. Auf den verhältnismäßig hoch gelegenen Rücken des Tautschbuchs und Landgerichts sowie in exponierten Lagen der Blaubeurer Alb sind +400 bis +500 mm anzunehmen und nach Ulm hin wird auf dem Hochsträß die +400 mm Isolinie unterschritten. Die entlang der Donau zwischen Erbach und Munderkingen gelegenen Fußbereiche von Hochsträß und Landgericht sind wiederum durch eine Klimatische Wasserbilanz mit Werten unterhalb von +300 mm gekennzeichnet. Gleiches gilt für die Niederungslandschaft im Bereich des Donaurieds zwischen Ulm und Sontheim a. d. Brenz.

Die Werte für die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr liegen auf der Albhochfläche und auf den Tertiärrücken überwiegend zwischen +100 und +200 mm. Im Osten der Flächenalb, im Donauried und im Bereich der Fußbereiche von Hochsträß und Landgericht sind es nur 0 bis +100 mm.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Zur bodenkundlichen Beschreibung der Bodengroßlandschaft:

- Bodenlandschaften
- Bodeneigenschaften
- Bodenbewertung

Externe Lexika

WIKIPEDIA

- [Schwäbisches Donaumoos](#)

Weiterführende Links zum Thema

- [Boden, Böden, Bodenschutz \(PDF\)](#)
- [LUBW – Boden](#)
- [LEO-BW: Lonetal-Flächenalb](#)
- [LEO-BW: Mittlere Flächenalb](#)
- [LEO-BW: Das Donauried](#)

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Bibus, E. & Strahl, M. (2000). *Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donaurieds*. – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 44(2), S. 211–232. [5 Abb., 2 Tab.]
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1984). *Die Schwäbische Alb und ihr Vorland*. – 3. überarb. Aufl., Sammlung geologischer Führer, 67, 298 S., Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- Göttlich, K. (1955). *Pollenanalytische Untersuchungen zur Entwicklungs- und Vegetationsgeschichte des Langenauer Donaumooses bei Ulm*. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 110, S. 171–198. [8 Abb.]
- Höll, B. S. (2007). *Die Rolle des Porenraums im Kohlenstoffhaushalt anthropogen beeinflusster Niedermoore des Donaurieds*. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 79, 210 S., Stuttgart-Hohenheim.
- Knipper, C., Harris, S., Fisher, L., Schreg, R., Giesler, J. & Nocerino, E. (2005). *The Neolithic Settlement Landscape of the Southeastern Swabian Alb (Germany)*. – Journal of Neolithic Archaeology, 7, S. 1–33, verfügbar unter <http://www.jna.uni-kiel.de/index.php/jna/article/view/12>.
- Kösel, M. (2013). *Fen area of „Donauried“*. – Jahn, R. & Stahr, K. (Hrsg.). Soils in Space and Time, IUSS Divisional Conference, Ulm (Germany), Excursion Guide Book, S. 134–157, Stuttgart-Hohenheim (Hohenheimer bodenkundliche Hefte, 107). [14 Abb., 5 Tab.]
- Kösel, M. (2016). *Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen und als Bestandteil des Solums rezenter Oberflächenböden*. – LGRB-Fachbericht, 2016/1, S. 1–63, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg*. 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Pfahl, S. F. (1999). *Die römische und frühalemannische Besiedlung zwischen Donau, Brenz und Nau*. – Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg, 48, 256 S., Stuttgart (Theiss).
- Rück, F. (1993). *Standortspezifische Stickstoffmineralisierung, jahreszeitlicher Verlauf des Mineralstickstoffvorrates und der Nitratauswaschung in Böden des Wasserschutzgebietes Donauried*. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 15, S. 1–226. [41 Abb., zahlr. Tab.]
- Schellmann, G. (2017b). *Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1 : 25 000 des Donautals auf Blatt 7427 Sontheim a. d. Brenz (bayerischer Teil)*. – Schellmann, G. (Hrsg.). Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen, S. 9–68, Bamberg (Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge 13).
- Schweigert, G. (2018). *Der Scharnhäuser Vulkan – eine Bestandsaufnahme 125 Jahre nach Brancos Beschreibung*. – Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 174, S. 191–207.
- Stasch, D. (1996). *Umweltverträglichkeit der Bodennutzung im Langenauer Ried*. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 30, S. 1–268. [44 Abb., zahlr. Tab.]
- Thater, M. & Stahr, K. (1991). *Zur Genese von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donau Niederung bei Ulm*. – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 154, S. 293–299. [3 Abb., 2 Tab.]
- Villinger, E. (1986). *Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 28, S. 297–362, 3 Beil. [10 Abb., 2 Tab.]
- Wagner, G. (1929). *Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands – Beiträge zur Flußgeschichte Süddeutschlands I*. – Erdgeschichtliche und landeskundliche Abhandlungen aus Schwaben und

Franken, 10, Ohringen.

- Weinzierl, W. (1997). *Niedermoore in Baden-Württemberg. – Bilanzierung der CO₂-Emission am Beispiel des Donaurieds.* – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 85, S. 1059–1062. [2 Tab.]

[Datenschutz](#)

[Cookie-Einstellungen](#)

[Barrierefreiheit](#)

Quell-URL (zuletzt geändert am 06.05.25 - 13:27): <https://lgrbwissen.stage.lgrb-bw.de/bodenkunde/suedoestliche-alb>