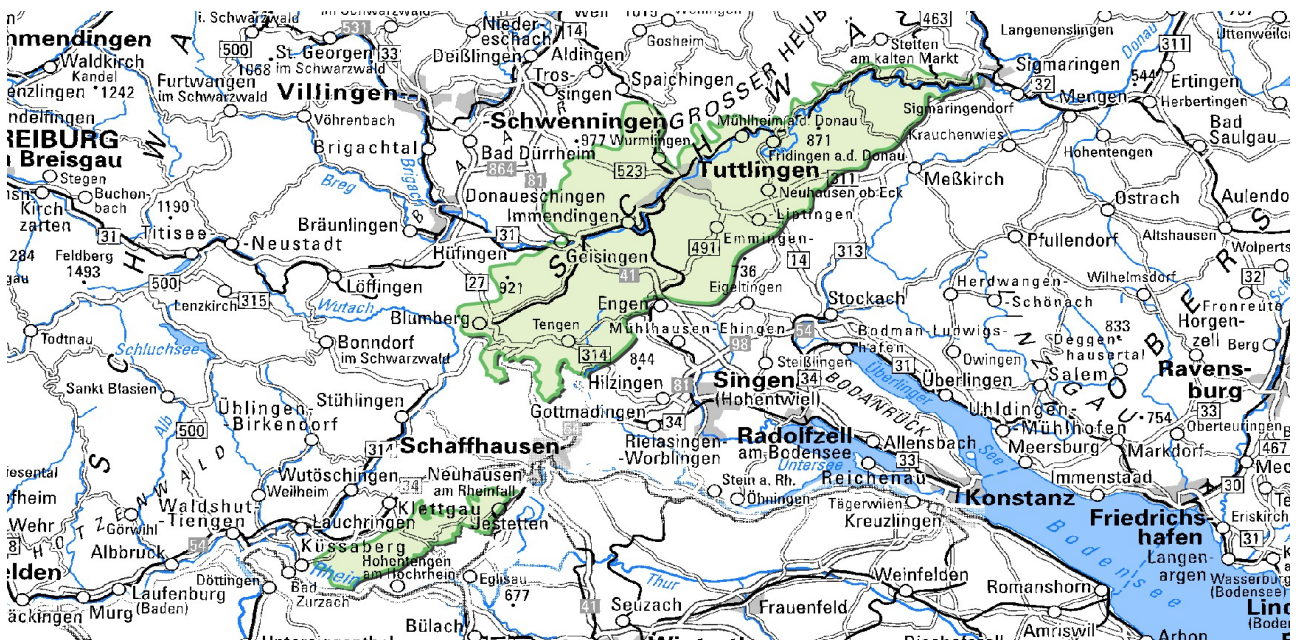
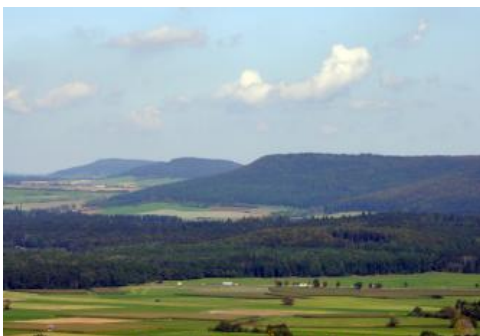


## Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen

Die Schwäbische Alb ist ein überwiegend aus Karbonatgesteinen des Oberjuras aufgebautes, verkarstetes Mittelgebirge, das sich vom Hochrhein bis zum Nördlinger Ries in SW–NO-Richtung mit einer Länge von über 200 km quer durch Baden-Württemberg erstreckt. Der Albtrauf markiert die oberste, am deutlichsten ausgeprägte Stufe der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Zur Gliederung der Bodenkarte wurde die Schwäbische Alb in vier Bodengroßlandschaften unterteilt. Die Östliche und Südöstliche Alb werden ebenso wie der große zentrale Abschnitt mit der Mittleren und Westlichen Alb jeweils separat beschrieben. Die Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen umfasst den südwestlichen Abschnitt der Schwäbischen Alb, dessen Abgrenzung sich grob an der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands orientiert (Meynen & Schmithüsen, 1955).



### Lage und Abgrenzung



Blick auf die Baaralb-Schichtstufe nördlich von Geisingen

Zur **Baaralb** gehört die zwischen Geisingen und Tuttlingen nördlich der oberen Donau gelegene Albtafel, die durch mehrere Täler zerschnitten und in einzelne Tafelberge aufgelöst ist. Der von Prim und Faulenbach gebildete Talzug zwischen Spaichingen und Tuttlingen trennt die Baaralb von der Hochfläche der Westalb. Der zwischen Donau- und Aitrachtal gelegene Bergzug zwischen Geisingen und Blumberg (Länge, Eichberg, Buchberg) wird ebenfalls zur Baaralb gerechnet. Die Hochflächen der Baaralb weisen meist Höhenlagen zwischen 800 und 900 m ü. NHN auf. Traufnahe Erhebungen und vorgelagerte Zeugenberge sind oft deutlich höher (Lupfen bei Talheim 977 m ü. NHN, Zundelberg bei Spaichingen 954 m ü. NHN).

Zwischen Tuttlingen und Sigmaringen wurde auf der Nordseite des engen Durchbruchstals der **Oberen Donau** der scharfe Übergang vom Steilhang zur Hochfläche als Landschaftsgrenze zur Mittleren und Westlichen Alb herangezogen. Die nach Südosten geneigte, ca. 8–10 km breite und etwa 50 km lange Albhochfläche südlich von Aitrach und Oberer Donau wird als **Hegaualb** bezeichnet. Besonders im Südwesten der Hegaualb werden die Oberjuragesteine in weiten Bereichen von Tertiär- und örtlich von Glazialsedimenten bedeckt. Weiter südlich, an der Grenze zu den Bodengroßlandschaften Hegau und Altmoränen-Hügelland, taucht der Oberjura schließlich vollständig unter diesen Ablagerungen ab. Die Hegaualb ist im Norden zumeist 800–840 m ü. NHN hoch (Witthoh bei Emmingen-Liptingen 862 m ü. NHN) und fällt nach Süden auf ca. 650–700 m ü. NHN ab.



Das Obere Donautal westlich von Beuron-Thiergarten



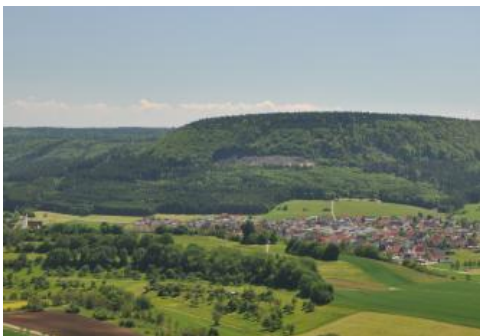
Juranagelfluh-Landschaft auf der Hegaualb bei Blumberg-Kommingen

Im Südwesten, südlich von Blumberg und Tengen, grenzt die Hegaualb an den **Randen**. Die Hochflächen südlich der dort verlaufenden tektonischen Störungszone (Randenverwerfung) werden wieder vorwiegend von Oberjuragesteinen gebildet. Da in diesem Bereich die Schweizer Grenze (Kanton Schaffhausen) eine weite Ausbuchtung nach Nordwesten beschreibt, liegen nur zwei kleine Bereiche des eigentlichen Randens auf deutschem Gebiet. Es handelt sich um den Hohen Randen südöstlich von Blumberg-Fützen, der zugleich mit 930 m ü. NHN die höchste Erhebung des Randens bildet, sowie um ein kleines Gebiet südlich von Tengen-Wiechs.

Etwa 12 km weiter südwestlich macht der Grenzverlauf wieder eine Biegung nach Osten. Der größte Teil des südwestlichen Ausläufers des Randens liegt dort auf deutschem Staatsgebiet und wird als **Kleiner Randen** bezeichnet (auch „Klettgaualb“ oder „Großer Klettgaurücken“). Der nur 4–5 km breite und auf deutschem Gebiet ca. 20 km lange, zwischen Hochrheintal und Klettgauer Tal gelegene Bergrücken weist Höhenlagen zwischen 500 und 670 m ü. NHN auf. Er ist wiederum großflächig von Tertiärsedimenten und pleistozänen Glazialablagerungen bedeckt und stellt das Bindeglied zwischen Schwäbischer Alb und Schweizer Tafeljura dar.



Blick von Klettgau-Grießen nach Ostnordosten zum Kleinen Randen



Baaralb-Schichtstufe bei Seitingen-Oberflacht

Die mit Oberjuraschutt bedeckten Traufhänge wurden noch zur Baaralb bzw. zum Randen und Kleinen Randen gerechnet. Erst dort, wo an den unteren Hangabschnitten das bodenbildende Substrat überwiegend aus Mitteljuramaterial besteht, wurde die Grenze zur Baar und zum Wutach-Gebiet gezogen.



Das einzige größere Fließgewässer der Bodengroßlandschaft ist die an der Geisinger Pforte in die Baaralb eintretende Donau mit ihren überwiegend aus nordwestlicher Richtung einmündenden kleinen Nebenflüssen und -bächen. Als Folge der Verkarstung sind die Hochflächen der Baaralb frei von Fließgewässern. Auf der von Tertiärsedimenten bedeckten Hegualb treten Quellen und kleine Bäche auf, die z. T. beim Übertritt in den Oberjura wieder versickern. Einzelne Bäche auf der westlichen Hegualb entwässern durch den Hegau zum Rhein und Bodensee. Die unterirdische Wasserscheide zwischen Rhein und Donau liegt aber weiter nördlich, wie sich an den Versickerungsstellen bei Immendingen und Fridingen an der Donau im Donautal zeigt. Das dort in unterirdische Hohlräume abfließende Wasser tritt am Aachtopf bei Aach wieder zutage, um von dort zum Bodensee zu fließen. Eine ausgeprägte Wasserscheide gibt es auch am Westrand von Baaralb und Randen im Raum Blumberg, wo sich die Nebenbäche der jung eingetieften Wutach in den Albtrauf zurückschneiden. Im Osten der Hegualb erreicht das Einzugsgebiet der Ablach noch den Südrand der Albhochfläche.



*Donauversickerung bei Immendingen*

Es handelt sich bei der Bodengroßlandschaft um eine dünn besiedelte ländliche Region. Ein großer Teil entfällt auf die Südhälfte des Landkreises Tuttlingen mit der Stadt Tuttlingen als einzigem größerem Zentrum. Die Landschaften bei Blumberg sowie der Übergang zum Hegau bei Tengen und Engen gehören zum Schwarzwald-Baar-Kreis bzw. zum Landkreis Konstanz. Der Nordosten mit den Gemeindegebieten von Leibertingen und Beuron ist Teil des Landkreises Sigmaringen. Der isoliert gelegene Kleine Randen liegt im Südosten des Landkreises Waldshut.

Die Bodenkarte für die Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegualb und Randen beruht im Wesentlichen auf einer Übersichtskartierung sowie auf der Auswertung von Bodenschätzungskarten, Forstlichen Standortskarten und Geologischen Karten. Für das Gebiet der Kartenblätter 8316 Klettgau und 8017 Geisingen konnte die Bodenkarte 1 : 25 000 herangezogen werden (Rilling & Boll, 2002; Rilling, 2004a).

## Geologisch-geomorphologischer und landschaftsgeschichtlicher Überblick

Die teils recht unterschiedlichen Teilgebiete der Bodengroßlandschaft besitzen die Gemeinsamkeit, dass sie alle, zumindest im tieferen Untergrund, aus Karbonatgesteinen des Oberjuras aufgebaut werden. Der **Oberjura** im Bereich von Baaralb, Oberem Donautal, Hegualb und Randen besteht aus hellgrauen bis weißen, aus Meeresablagerungen entstandenen Kalksteinen mit mergeligen Zwischenlagen. Mächtigere Mergelsteine oder Mergelstein-Kalkstein-Wechselfolgen in bestimmten Niveaus trennen den Oberjura in verschiedene Formationen. Verbreitet treten laterale Fazieswechsel zwischen geschichteter Bankkalk- bzw. Mergelfazies und ungeschichteten, aus ehemaligen Schwammriffen entstandenen Massenkalken auf.



*Felsbildungen aus Oberjura-Massenkalk östlich von Beuron*



*Blick durchs Elbtal bei Seitingen-Oberflacht nach Nordwesten zum Hohenkarpfen*

Am Anstieg zum Trauf der Baaralb, an den Nordhängen des Kleinen Randens und örtlich im Donautal bilden Mergelsteine des **Unteren Oberjuras** (Impressamergel-Formation, früher Weißjura alpha) gleichmäßig geböschte, stark geneigte und steile Mittel- und Unterhänge. Sie sind meist von mehr oder weniger mächtigem Hangschutt überdeckt, der aus Gesteinsschutt aus höheren Juraschichten besteht und oft auch noch den höheren Mitteljura überdeckt. Wo mächtigerer Hangschutt fehlt, machen sich die Impressamergel oft durch ein ausgeprägtes Rutschungsrelief bemerkbar. Im Grenzbereich zu den überlagernden Kalksteinen sind immer wieder Quellaustritte festzustellen. Die Impressamergel-Formation besteht überwiegend aus Mergelsteinen, in die nach oben zunehmend dünne Bänke aus Kalkmergel-, Mergelkalk- und

Kalksteinen eingeschaltet sind. Darüber gehen sie am Kleinen Randen, am Randen und auf der Baaralb oft in meist verschwammte Kalk- und Kalkmergelsteine über (Hornbuck-Schichten, Untere Lochen-Schichten).

Den oberen Steilanstieg am Kleinen Randen, an den Traufhängen der Baaralb und den größten Teil der Baaralb-Hochflächen bilden die mächtigen Kalksteinbänke der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation (früher Weißjura beta). Es handelt sich meist um regelmäßige 10–60 cm dicke hellgrau-weiße, durch dünne Mergelfugen getrennte Bänke aus dichtem Kalkstein. Im untersten Teil sind dünne mergelige Lagen eingeschaltet. Auch auf der Südseite des Aitrachtals sowie am Randen bilden sie noch Hochflächenränder und Hänge. Entlang der Donau treten sie talabwärts bis Mühlheim an der Donau an den Hängen in Erscheinung. Weiter östlich, bis unterhalb von Beuron, sind sie durch Schwammkalke vertreten (Mittlere Lochen-Schichten).



*Steinbruch in der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation am „Herrenkäfte“ bei Geisingen*

Die Gesteine des **Mittleren Oberjuras** kommen ebenfalls sowohl in gebankter als auch in verschwammter Fazies vor. Die grauen Mergelsteine, Kalk- und Kalkmergelbänke der Lacunosamergel-Formation (früher Weißjura gamma) sind inselhaft auf den Baaralb-Hochflächen verbreitet. An den Hängen des Donautals und des Kleinen Randens bilden sie häufig Hangverflachungen. Die darüber folgenden, oft dickbankigen, durch Mergellagen unterbrochenen Kalkbänke der Untere Felsenkalke-Formation (früher Weißjura delta) kommen zwischen Geisingen und Tuttlingen ebenfalls noch auf den Baaralb-Hochflächen vor. Darüber hinaus tritt die Formation an den Hängen und in Scheitelpunkten von Bergspornen im Donautal in Erscheinung. Zudem bildet sie die Traufkante und die Oberhänge auf der Nordseite des Kleinen Randens. Die ebenfalls meist dickbankige, bereichsweise viele Kieselknollen führende Obere Felsenkalke-Formation (früher Weißjura epsilon) hat ihr Hauptverbreitungsgebiet an Oberhängen und Hochflächenrändern entlang der Oberen Donau.



*Das obere Donautal bei Beuron-Hausen im Tal*

In weiten Bereichen ist der Mittlere Oberjura in verschwammter Fazies ausgebildet (Unterer Massenkalk, Obere Lochenschichten). Die schichtungslosen, massigen Kalksteine bilden u. a. die Steilhänge und markanten Felsformationen im Donau-Durchbruchstal östlich von Tuttlingen.



*Der Rabenfelsen bei Thiergarten*

Auch im **Oberen Oberjura** (früher Weißjura zeta) treten großflächig massige Schwammkalke auf (Oberer Massenkalk), die beispielsweise südwestlich und nordöstlich von Leibertingen flachkuppige Hochflächen bilden. Örtlich enthalten sie viele Kieselknollen, die sich im Verwitterungslehm anreichern können. Die Oberen Massenkalke sind ebenso wie die Unteren Massenkalke in manchen Bereichen diagenetisch verändert und in Dolomitstein oder daraus wiederum zu grobkristallinem, „zuckerkörnigem“ Kalkstein (Dedolomit) umgewandelt. Oft ist dieser von Hohlräumen unterschiedlicher Größe durchsetzt („Lochfels“).



*Oberes Donautal bei Inzigkofen*





Massenkalkfelsen mit dahinter liegender Zementmergelschüssel bei Schloss Bronnen östlich von Fridingen an der Donau

Dünnbankige Kalksteine mit Mergelsteinlagen (Liegende Bankkalk-Formation) bilden v. a. die flachen Hochflächenränder südlich der Donau zwischen Immendingen und Fridingen. Auch die darüber liegenden Gesteine der Zementmergel-Formation kommen auf den Hochflächen am Nordrand der Hegualb vor, treten aber auch besonders nördlich von Engen bodenbildend in Erscheinung. Es handelt sich vorwiegend um Mergelsteine, denen aber auch reichlich härtere Mergelkalksteine zwischengeschaltet sind. Auch im obersten Bereich sind die Mergel z. T. durch bioklastische Kalksteine ersetzt (Hattingen-Trümmerkalke, „Raue Kalke“). Der Ausstrichbereich der Zementmergel liegt überwiegend im schwach bis mittel geneigten Gelände. Örtlich treten sie aber auch an stärker geneigten Hängen auf. Die im Jurameer zwischen den Schwammriffen schüsselförmig abgelagerten Mergelschichten der Zementmergel-Formation sind im

Vergleich zum Kalkstein weniger widerständig gegenüber der Abtragung und wurden daher bevorzugt ausgeräumt. Dies führte zur Bildung teils großflächiger Muldenstrukturen auf der Albhochfläche sowie am Rand des Donautals und damit gewissermaßen zur Freilegung des früheren untermeerischen Reliefs. Auch die Donau folgte bei ihrer Eintiefung bevorzugt diesen leicht ausräumbaren Zementmergelschüsseln, was u. a. zu dem stark gewundenen Talverlauf und der Talweitung bei Fridingen führte (Gwinner & Hafner, 1995, S. 163 f.). Über der Zementmergel-Formation erfolgt dann, oft mit einer deutlichen Versteilung, der Übergang zu der darüber liegenden Hangende Bankkalke-Formation, die auf der Hegualb-Hochfläche zwischen Engen und Inzigkofen eine große Verbreitung besitzt und dort ein ausgedehntes welliges Flachrelief bildet. Es handelt sich um bis zu 60 cm dicke Kalksteinbänke mit zwischengelagerten dünnen Mergelschichten.

Nach dem Rückzug des Jurameers wurde das Gebiet der Schwäbischen Alb Festland, auch wenn es zunächst nur wenig über dem Meeresspiegel lag. Vermutlich ab der Oberkreide und während des Alttertiärs bildete sich unter tropischen Klimabedingungen ein ausgedehntes Flachrelief heraus (Rumpffläche), das von einer mächtigen Verwitterungsdecke überzogen war. Leithorizont dieses Zeitabschnitts sind die Bohnerztone (Bohnerz-Formation, „Bohnerzlehm“, „Bolos“). Es handelt sich um rotbraune oder ockergelbe, seltener auch graue, kaolinitische Tone, die in wechselndem Maße Eisenkonkretionen (Bohnerze) führen. Die rundlichen, schalig aufgebauten Eisenerze können wenige mm bis mehrere cm groß sein. Häufig sind auch zahlreiche Bohnerze zu Konglomeraten verbacken. Außerdem treten vererzte Lehmknollen und Bruchstücke von Eisenkrusten auf. Oft enthalten die Bohnerztone auch Beimengungen von Quarzsand, der eine hohe Verwitterungsintensität aufweist und vermutlich Reste umgelagerter kreidezeitlicher Sedimente darstellt (Borger, 1990). Auch das sehr kleine Sandsteinvorkommen bei Beuron (Beuron-Sandstein) wird für ein im Tertiär umgelagertes kreidezeitliches Sediment gehalten (Franz et al., 1997). Im Zuge der Heraushebung der Schwäbischen Alb und der beginnenden Verkarstung wurden der größte Teil der tertiären Albüberdeckung und damit auch die Bohnerztone wieder abgetragen. Kleine Reste der Bohnerz-Formation blieben aber als Umlagerungsprodukt in Karstspalten und kesselartigen Vertiefungen erhalten. Kleine flächenhafte Vorkommen treten noch in unmittelbarer Nähe zum Ausstrich der Unteren Süßwassermolasse (USM) auf. So etwa auf der Hegualb bei Emmingen-Liptingen und auf dem Kleinen Randen bei Dettighofen und Jestetten. Weitere kleinflächige Vorkommen finden sich auf dem Randen südlich von Tengen-Wiechs. Die Bohnerztone überlagern in diesen Bereichen die stark verkarstete Juraoberfläche, füllen Spalten und kesselartige Vertiefungen unterschiedlichster Größenordnung aus und besitzen daher extreme Mächtigkeitsschwankungen. Weiterführende Informationen zur Entstehung sowie zur mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der Bohnerztone und Bohnerze finden sich u. a. bei Eichler, 1961; Seeger, 1963 und Borger, 1990.



Lehmverfüllte Karstspalte mit Bohnerzen bei Engen



Bohnerzgruben im „Jungholz“ nordöstlich von Liptingen

Bohnerze waren in der Vergangenheit ein wichtiger Rohstoff für die Eisengewinnung. Sie wurden vermutlich schon von den Kelten, Römern und Alemannen abgebaut. Seine Blütezeit erreichte der Erzabbau im 17. und 18. Jahrhundert. Mitte des 19. Jahrhunderts war er nicht mehr rentabel und wurde eingestellt (Baier, 1922; Stärk, 1956; Birchmeier, 1986; Schreiner, 2002; Schellberg, 2006). Das Erz wurde in mehreren Hüttenwerken in der Region verarbeitet. Der intensive Tagebau in der Vergangenheit hat dazu geführt, dass das Gelände im Verbreitungsgebiet von Bohnerztonen heute durch ein deutlich anthropogenes Kleinrelief mit zahlreichen Gruben und Haufen aus Abraummaterial überprägt ist und ungestörte Böden nur noch selten vorkommen. Bohnerzgruben im landwirtschaftlich genutzten Gelände wurden meist wieder aufgefüllt und sind heute nicht mehr als solche zu erkennen.



Hügelige, zertalte Hochfläche des Kleinen Randens bei Hohentengen-Bergöschingen

Im Zuge der Alpenaufaltung bildete sich im Oligozän südlich der Alb allmählich das Molassebecken heraus. Mit zunehmender Verbreiterung des Beckens griff die Sedimentation von limnischen und marinen Sedimenten im Norden auch auf die Albtafel über. Auf dem Kleinen Randens sowie auf der Hegualb bei Emmingen-Liptingen finden sich aus dieser Zeit Ablagerungen der **Unteren Süßwassermolasse**. Während auf dem Kleinen Randens v. a. Sande und Mergel verbreitet sind, dominieren am nördlichen Beckenrand bei Emmingen-Liptingen eher Mergel mit eingeschalteten Süßwasserkalken. Als zeitliches Äquivalent tritt nördlich von Engen der Rest einer Rinnenfüllung aus kaum verfestigten Kalkschluffen mit Gerölllagen aus Oberjuragestein auf (Ältere Juranagelfluh).

Während des Meereseinbruchs der **Oberen Meeresmolasse** im Untermiozän vor rund 20 Mio. Jahren war, abgesehen vom größten Teil der Baaralb, das gesamte Gebiet der Bodengroßlandschaft vom Meer bedeckt. Es bildete sich eine Kliffküste aus, die als Geländestufe z. B. westlich von Geisingen-Aulfingen noch erkennbar ist (Klifflinie). Die Sedimente der Oberen Meeresmolasse wurden später größtenteils wieder abgetragen und sind auf der Hegualb und auf dem Kleinen Randens nur noch stellenweise zu finden. Da sie zudem oft von jüngeren Deckschichten überlagert werden, sind sie nur kleinräumig für die Bodenentwicklung von Bedeutung. Es handelt sich z. B. um Konglomerate (Kleiner Randens) sowie um wenig verfestigte schluffig-feinsandige Ablagerungen oder Kalksteine (Randens-Grobkalk) nördlich von Engen und östlich von Tengen. Östlich von Blumberg und südlich von Geisingen sind örtlich auf kleiner Fläche die Helicidenschichten für die Bodenbildung relevant. Es handelt sich dabei um rotes tonreiches Paläobodenmaterial, das von Norden in das Molassebecken transportiert wurde. Weiterhin treten auf dem Kleinen Randens Sande und Konglomerate der **Oberen Brackwassermolasse** bodenbildend in Erscheinung. Besonders an der Südabdachung des Kleinen Randens bildet die sog. Austernagelfluh eine markante Steilstufe im Gelände.



Sandgrube bei Klettgau-Riedern



Hegaualluvium bei Immendingen-Mauenheim

Während des Zeitabschnitts der **Oberen Süßwassermolasse**, im Obermiozän, kam es im Hegau, auf der Hegaualluvium und auf dem Kleinen Randen zur Ablagerung geröllführender Sedimente der **Jüngeren Juranagelfluh**. Von den Tertiärsedimenten haben sie flächenmäßig die größte Ausdehnung. Der Transport erfolgte aus nordwestlicher Richtung, wo es zu einer verstärkten Hebung des Deckgebirges kam, während sich das westliche Molassebecken weiter absenkte. Die Schüttung erfolgte zunächst in tiefeingeschnittenen Rinnen und nach deren Verfüllung auch flächenhaft. Schreiner (1965b, 1992b) unterscheidet verschiedene Zufuhrinnen, die sich in ihrer Geröllzusammensetzung unterscheiden lassen. Die Jüngere Juranagelfluh besteht aus Mergeln und schluffig-sandigem Material, das Gerölllagen enthält, die z. T. zu festen Konglomeratbänken verbacken sind. Die Gerölle bestehen in Abhängigkeit vom

Abtragungszustand im damaligen Liefergebiet überwiegend aus Jura-, aber auch aus Triasgesteinen. Örtlich enthalten die Ablagerungen auch dünne Sandsteinbänke. Stellenweise vorkommende Süßwasserkalke und Travertine sind für die Böden nur lokal von Bedeutung. Im Verbreitungsgebiet der Jüngeren Juranagelfluh auf der Hegaualluvium hat sich ein von schmalen Muldentälern durchzogenes, kuppiges Hügelland herausgebildet. Auf dem Kleinen Randen bildet sie im Westteil den Gipfelbereich und die Oberhänge des Höhenzugs. Die Sandstein- und Konglomeratbänke bilden dort z. T. Hangversteilungen. Örtlich unter den Steilkanten auftretende Blockschuttmassen aus Juranagelfluh-Konglomeraten sind vermutlich auf pleistozäne Rutschungen und Solifluktion zurückzuführen.

In den Zeitabschnitt der Oberen Süßwassermolasse im Miozän fallen auch die **vulkanischen Aktivitäten** des Hegaus. Die nördlichen Randerscheinungen dieser Vorgänge sind heute auf der Hegaualluvium zu finden. Während der Kegelberg Neuhewen bei Engen-Stetten noch der Bodengroßlandschaft Hegau zugeordnet wurde, befinden sich die Vulkanite am Höwenegg südlich von Immendingen bereits zentral auf der Hegaualluvium. In dem durch früheren Basaltabbau überprägten Gebiet sind vorwiegend Basalttuffe und Hornblendetuffe unterschiedlicher Ausprägung zu finden. Anstehender Basalt (eigentlich Foidit) hat flächenmäßig wenig Bedeutung. An einigen weiteren Stellen auf der Hegaualluvium tritt vulkanischer Tuff im Bereich kleinerer Durchbruchsröhren bodenbildend in Erscheinung. Der sog. „Blaue Stein“ südöstlich von Blumberg ist ein Basaltfels, der den nach dem Abbau übriggebliebenen Rest einer kleinen Basaltdecke darstellt. Das Hinterried südlich von Geisingen ist eine trichterförmige Mulde, die vermutlich als vulkanischer Sprengtrichter entstanden ist. In einem darin gebildeten Maarsee kamen anschließend Süßwasserkalke zur Ablagerung.



Ehemaliger Basalt-Steinbruch am Höwenegg





*Blick nach Westen durch die Blumberger Pforte zum Südschwarzwald*

Nachdem am Südrand der Alb die Entwässerung lange Zeit nach Westen erfolgte, bildete sich im Obermiozän vor ca. 8 Mio. Jahren die nach Osten entwässernde Aare-Donau heraus, deren Einzugsgebiet bis in die Westalpen reichte. Wo sich der heutige Prim-Faulenbach-Talzug zwischen Spaichingen und Tuttlingen befindet, mündete von Nordwesten die Ur-Eschach in dieses Flusssystem. Reste der Ablagerungen der Aare-Donau mit alpinen Komponenten befinden sich heute hoch über dem Donautal in ca. 740–900 m ü. NHN. Da es sich ganz überwiegend nur um eine lockere Kiesstreu handelt, sind diese Bildungen bodenkundlich nur von geringer Bedeutung. Ein kleines Vorkommen von **Höhenschotter**, in dem auch Kiesverwitterungslehm erhalten ist, liegt auf dem Eichberg bei Blumberg in fast 900 m ü. NHN

Höhe. Es handelt sich vorwiegend um Quarze, Quarzite und quarzitisches Sandsteine. Die Urdonau-Schotter im Gewinn „Gerüt“ auf der Länge südlich von Geisingen-Gutmadingen sind nur punktuelle Vorkommen. Zwei weitere, in der Bodenkarte berücksichtigte Vorkommen finden sich auf der südlichen Talschulter der Donau bei Mühlheim an der Donau und Beuron in 795–810 m ü. NHN Höhe. Mit der Umlenkung der Aare zur Rhone im mittleren Pliozän, die auf der Alb mit dem Ausbleiben alpiner Gerölle markiert wird, hat sich das Donaueinzugsgebiet stark verkleinert, es reichte nur noch bis in die Feldbergregion (Feldberg-Donau).

Die folgende flussgeschichtliche Entwicklung der Donau wurde durch zunehmende Taleintiefung und durch den weiteren Verlust von Einzugsgebieten bestimmt. Die auf der flachen, mit leicht ausräumbarer Molasse aufgeschütteten Ebene nach Osten fließende Feldberg-Donau war bei ihrer seit dem mittleren Pliozän erfolgenden zunehmenden Tieferlegung gezwungen, sich in die harten Oberjurakalke einzuschneiden und schuf so ihr enges Durchbruchstal. Bedingt durch die anhaltende Hebung und den Klimawechsel setzte sich die Taleintiefung im **Pleistozän** verstärkt fort. Da sich die Rheinnebenflüsse aufgrund der niedrigeren Erosionsbasis aber viel schneller zurückschnitten, kam es in der Folge zu weiteren Flussablenkungen. Im frühen Pleistozän wurde die Ur-Eschach durch den sich von Norden zurückschneidenden Neckar angezapft. Ihr ehemaliger Talzug durch die Alb wird seitdem durch die Spaichinger Pforte von der Prim nach Nordwesten und südlich der heute vermoorten Wasserscheide bei Dürbheim durch den Faulenbach nach Süden zur Donau hin entwässert. Im Spätpleistozän erfolgte dann die Ablenkung der Feldbergdonau durch die Wutach mit der Folge, dass deren breites Tal östlich von Blumberg heute nur noch von der wenig Wasser führenden Aitrach durchflossen wird.



*Blick über das Dürbheimer Ried durchs Faulenbachtal nach Süden*



*Blick auf Umlaufberg und Talboden der pliozänen Donauebene Eichen-Berchenreute*

Das Einschneiden der Donau seit dem mittleren Pliozän hatte ein zunehmendes Vordringen der Verkarstung in die Tiefe zur Folge. Seitdem konnte sich ein typischer Karstformenschatz mit abflusslosen Karstwannen, Dolinen, Erdfällen und Höhlen entwickeln. Es entstanden Trockentäler, die heute z. T. hoch über dem Durchbruchstal der Donau blind enden. Es erfolgte zunehmend die Abtragung eines Großteils der Molasse-Sedimente und am Rand der Baaralb bildete sich immer

deutlicher eine Schichtstufe heraus. Durch die Erosionsarbeit der Donau-Nebenflüsse wurde die Baaralb-Hochfläche in einzelne Tafelbergzüge aufgelöst. Während der Eintiefung der Donau im Pleistozän hat diese in verschiedenen Höhenlagen Talschlingen und **Terrassensedimente** hinterlassen. Nach Schreiner (1979b) hatte sich die Donau im Altpleistozän an der Einmündung der Ureschach bereits ungefähr bis zu ihrem heutigen Niveau eingetieft.

Während der Rißkaltzeit ist der Rheingletscher auf die südliche Alb vorgedrungen. Im Raum Sigmaringen/Riedlingen hat er dabei auch das Donautal überschritten. Westlich von Sigmaringen, zwischen Inzigkofen-Dietfurt und Sigmaringen-Laiz, machte die Donau vor der Rißkaltzeit noch eine weite Schleife nach Süden über Vilsingen und Pault, die dann vom Gletscher überfahren wurde (Schädel & Werner, 1965). Nach der Verschüttung mit Glazialsedimenten hat der Fluss

nach dem Gletscherrückzug weiter nördlich sein heutiges Tal eingetieft und dabei den damaligen Unterlauf der Schmeie mit verwendet. Der Eisvorstoß über das Donautal führte zur Bildung eines großen Stausees, der über Tuttlingen hinaus bis ins Faulenbachtal reichte. Ein nennenswertes Überlaufen des Sees bis ins Neckareinzugsgebiet wird für unwahrscheinlich gehalten (Münzing, 1987). Die letzten Reste von Seeablagerungen im Faulenbachtal sind von jüngeren Sedimenten überdeckt und für die Bodenbildung nicht von Bedeutung. Schotter und Seeablagerungen in dem alten Donautalzug zwischen Inzigkofen-Dietfurt und -Vilsingen sind heute weitestgehend von pleistozänem Schwemmschutt und holozänen Abschwemmmassen überdeckt.



Übergangsbereich von der Hegualb zur  
Altmoränenlandschaft bei Inzigkofen-Vilsingen

Die Böden auf den Glazialablagerungen der Rißkaltzeit werden in den angrenzenden Bodengroßlandschaften Hegau und Altmoränenhügelland beschrieben. Nur einzelne isolierte, geringmächtige und lückenhafte, über Molasse liegenden Gletscherablagerungen im Raum Tengen wurden der Hegualb zugeordnet. **Rißzeitliche Glazialsedimente** des Rhein-Linth-Gletschers finden sich großflächig auf dem Kleinen Randen im Raum Klettgau-Bühl und Dettighofen sowie am Südabfall des Höhenzugs westlich von Hohentengen. Es handelt sich dort um ein sandig-lehmiges, häufig nur schwach bis mittel kiesiges Substrat. Meist ist die Moräne nur als sehr dünner Schleier ausgebildet und wird immer wieder von Molassedurchtragungen unterbrochen. Es erwies sich bei der Bodenkartierung als schwierig, solifluidal umgelagerte, z. T. mit Lösslehm vermengte Molassesedimente von geringmächtiger Moräne zu unterscheiden. Bei den kiesig-lehmigen Substraten am Nordhang des Brackwassermolasse-Höhenzugs Kohlplatz–Wolfshalder–Eck handelt es sich nach Bausch & Schober (1997, S. 190) eher um Hangschutt der Austernnagelfluh (Obere Brackwassermolasse) als um Moräne. Die Böden in diesem Bereich wurden aber wegen ihrer Ähnlichkeit mit denen auf Glazialsedimenten mit diesen zusammen in einer Einheit beschrieben.

In den Kaltzeiten des Pleistozäns wurden die Trockentäler der Albhochfläche durch den Permafrost abgedichtet, was zu einer fluvialen Reaktivierung und Tieferlegung der Talböden führte. Periglaziale Abtragungsprozesse der Würmkaltzeit hinterließen Fließerden und Hangschuttdecken. Am Albtrauf erfolgte außerdem Abtragung durch Massenverlagerungen, begünstigt durch die Tongesteine an den Unter- und Mittelhängen. Am Hangfuß und an den Ausgängen von Nebentälern kam es zu größeren pleistozänen Schwemmschuttansammlungen. Dies war besonders im Aitrachtal und im Prim/Faulenbach-Tal der Fall, wo nach den Flussablenkungen kein größeres Fließgewässer mehr den Schutt wegräumen konnte.



Brudertal östlich von Engen

Im Raum Engen/Eigeltingen ist die Südgrenze der Hegualb stark zerlappt und in einzelne Talzüge und kleine Inseln aufgelöst. In diesem Raum ist der würmzeitliche Rheingletscher bis auf die Albtafel vorgedrungen. Böden auf dessen Ablagerungen werden in den Bodengroßlandschaften Jungmoränen-Hügelland und Hegau beschrieben. Entlang der äußeren Gletscherstände gab es periphere Entwässerungsrinnen (Dongus, 1977, S. 252 ff.), die sich später bis in den Oberjura eingetieft haben und heute oft schmale langgezogene Trockentäler mit steilen Hängen bilden. Diese O–W- oder NO–SW-verlaufenden Talzüge wurden nach dem Rückzug des Gletschers oft in südliche Richtung zum Bodenseebecken umgelenkt. Im Falle des Talzugs bei Mühlhausen-Ehingen (Hepbach/Saubach) sind die Sedimente der Talaue noch deutlich von Material der Hegualb beeinflusst, weshalb dieser weit nach Südosten vorragende Bereich

noch zur Hegualb gerechnet wird.

Im Gegensatz zum überwiegend im Donaueinzugsgebiet liegenden Hauptteil der Bodengroßlandschaft ist die Reliefentwicklung des Kleinen Randens eng an die glazialen Prozesse in diesem Raum und an die pleistozäne Eintiefungsgeschichte des Hochrheintals und des Klettgauer Tals gekoppelt. Die Besonderheit des sich mit steilen Hängen über das Klettgauer Tal erhebenden Kleinen Randens ist, dass er überall fast bis zur Traufkante von einem Hügelland aus Tertiärsedimenten und Rissmoräne bedeckt ist. Im Osten, bei Jestetten, ist ein kleinerer Teil des Kleinen Randens durch eine wärmzeitliche Schmelzwasserrinne, das Wannental, vom großen Westteil abgeschnitten. Die Bodenverhältnisse auf den am Westrand des Kleinen Randens liegenden Deckenschotterterrassen werden in der Bodengroßlandschaft Südliches Oberrheinisches Tiefland, Hochrheingebiet und Klettgau beschrieben.



*Blick vom Klettgauer Tal bei Klettgau-Geißlingen zum nordwestlichen Stufenrand des Kleinen Randens*

## Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Die Ursache für das Vorherrschen flachgründiger Böden auf den vom Oberjura gebildeten Hochflächen der Baar- und Hegualb ist die sehr langsam ablaufende Lösungsverwitterung auf Karbonatgestein. Als Lösungsrückstand bleibt der geringe silikatische Anteil des Gesteins zurück. Es handelt sich dabei um einen meist gelblich braunen oder rötlich braunen, steinfreien Ton (**Rückstandston**), dessen Entstehung äußerst langsam vor sich geht. Man nimmt an, dass in der Hauptbildungszeit unserer Böden, in den letzten 10 000 Jahren, etwa 40 cm Kalkstein aufgelöst wurden, die einen Lösungsrückstand von nur wenigen cm hinterlassen haben. Allerdings ist auch anzunehmen, dass im Pleistozän physikalisch vorverwitterter Kalksteinschutt weit verbreitet war, in dem die Lösungsverwitterung deutlich schneller voranschritt. Auch bei der Verwitterung von tonigen Kalksteinen und Kalkmergelsteinen, wie sie v. a. im Oberen Oberjura der Hegualb vorkommen, kann sich in einem kürzeren Zeitraum Feinboden bilden. Dennoch ist davon auszugehen, dass mächtigerer Rückstandston teilweise schon in den Warmzeiten des Eiszeitalters entstanden ist und oft auch Bodenmaterial aus dem Tertiär enthält. Die auf den nahezu ebenen Schichtflächen der Baaralb vorkommenden Rückstandstone sind nur selten mehr als 10–30 cm mächtig. Die Hegualb ist durch etwas mächtigere Rückstandstone und generell stärkere Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnet, was z. T. mit dem stärker ausgeprägten Oberflächenrelief zusammenhängt. In den Kaltzeiten des Pleistozäns wurde der Rückstandston vielfach solifluidal abgetragen und in Hohlformen und an Unterhängen akkumuliert. Dabei fand oft eine Vermischung mit Kalksteinschutt oder Lösslehm statt. Als Folge dieser Prozesse findet man den Rückstandston in größerer Mächtigkeit heute nur noch in erosionsgeschützten Reliefpositionen und als ein von jüngeren Sedimenten überdecktes Umlagerungsprodukt in Mulden und Trockentälern. Auch dürften die mergeligen Kalksteine des Oberen Oberjuras auf der Hegualb mehr Lösungsrückstand geliefert haben als die reinen Kalksteine. Zudem ist immer wieder festzustellen, dass in den stellenweise rötlich gefärbten Rückstandstonen auch tertiäres Bodenmaterial aufgearbeitet wurde. Örtlich enthalten sie Bohnerze und Feuersteinbruchstücke.



*Steinige Ackeroberfläche auf einer flachen Massenkalkkuppe bei Leibertingen-Kreenheinstetten (Kartiereinheit r66)*





*Frisch gepflügte Terra<sup>e</sup> fuscae auf der flachwelligen Albhochfläche südwestlich von Neuhausen ob Eck*

Für die Bodenbildung ist entscheidend, dass die Karbonatgesteine häufig von geringmächtigen lösslehmhaltigen Deckschichten aus dem jüngeren Pleistozän überlagert werden. Eine 2–3 dm mächtige, lösslehmhaltige, mehr oder weniger steinige Fließerde überdeckt oft das Karbonatgestein bzw. den geringmächtigen Rückstandston der Karbonatgesteinsverwitterung. Sie wird als **Decklage** bezeichnet und entspricht der Hauptlage nach KA5 (Ad-hoc-AG Boden, 2005a). Auf der östlichen Hegaualb treten im Oberjuragebiet in Flachlagen und Mulden örtlich auch mächtigere lösslehmhaltige Fließerden auf. Sie sind aber auch dort i. d. R. weniger als ein Meter mächtig und lassen sich in eine Decklage und eine unterlagernde **Mittellage** gliedern. Die Mittellage ist normalerweise dichter gelagert, durch Verlehmung und Lessivierung überprägt und mehr oder weniger stark mit Rückstandston vermischt. In diesen geschützten Lagen ist oft auch der unterlagernde

Rückstandston recht mächtig, hat oft rötliche Farben und weist Beimengungen von Bohnerzen und Feuersteinbruchstücken auf. Der solifluidal umgelagerte, z. T. mit Kalksteinschutt vermischte Rückstandston wäre schließlich als **Basislage** zu bezeichnen. Definitionsgemäß ist die Basislage frei von äolischen Bestandteilen. Wegen des hohen Alters des Rückstandstons, der vermutlich während mehrerer Kaltzeiten an der Oberfläche lag, sind in Kalksteinlandschaften wie der Schwäbischen Alb aber geringe Beimengungen von äolischen Bestandteilen in der Basislage nicht auszuschließen (vgl. Terhorst & Felix-Henningsen, 2010). Auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen ist die Decklage durch Bodenerosion meist erheblich reduziert oder vollständig der holozänen Erosion zum Opfer gefallen. Oft sind nur noch Reste des schluffreichen Materials in den Pflughorizonten der Ackerböden enthalten. Selbst in den heute bewaldeten Bereichen ist die Decklage oft erodiert oder nur noch als 10–20 cm mächtiger schluffhaltiger Oberboden nachzuweisen, was auf Bodenerosion infolge anthropogener Eingriffe in historischer Zeit zurückzuführen ist. Eine andere Erklärung für eine geringere Mächtigkeit der Decklage ist auch darin zu sehen, dass ursprünglich enthaltene Kalksteine weggelöst wurden, was einen Volumenverlust zur Folge hatte.

Auch die Verwitterungstone der Oberjura-Mergelsteine und der überwiegend mergeligen Tertiärsedimente wurden im Pleistozän oberflächennah solifluidal umgelagert, sodass als Ausgangsmaterial der Bodenbildung verbreitet geringmächtige, tonige, z. T. steinige Fließerden (Basislagen) anstehen. Eindeutige lösslehmhaltige Deckschichten (Decklage) sind im Verbreitungsgebiet der Oberjuramergel selten und wurden vermutlich erodiert. Im Gebiet der Jüngeren Juranagelfluh gibt es auf der Hegaualb südlich des Aitrachtals und bei Tengen Hänge in Leelage, die von 5–7 dm mächtigen lösslehmreichen Fließerden bedeckt sind (Deck- über Mittellage). Auch im Süden und Osten des Kleinen Randens bilden lösslehmhaltige Deckschichten über Unterer Süßwassermolasse das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Ebenso sind die rißzeitlichen Glazialsedimente auf dem Kleinen Randen und bei Tengen von einem Schleier aus lösslehmreichen Fließerden bedeckt. Mächtigerer Lösslehm ist auf dem südwestlichsten Abschnitt der Schwäbischen Alb nicht vorhanden.



*Hügelige, zertalte Hochfläche des Kleinen Randens bei Hohentengen-Bergöschingen*



Hangschuttdecken im Donautal östlich von Geisingen  
(Weißjura-Hangschutt)

Auch an den Trauf- und Talhängen ist das anstehende Juragestein überwiegend von mächtigen quartären Deckschichten verhüllt. Es handelt sich dort um einen groben Gesteinsschutt, der als **Hangschutt** bezeichnet wird. Gebildet wurde er v. a. im Pleistozän durch Felsstürze, Steinschlag und Schuttrutschungen unmittelbar unter den Felskränzen der Traufkante. Weitere Prozesse waren Solifluktion sowie Abschwemmungen und Muren, die den Schutt bis in tiefere Hangpartien brachten. Örtlich entstanden so sortierte, feinscherbige Schuttmassen, die landläufig als „Bergkies“ bezeichnet werden. Teilweise sind die Schuttmassen durch Kalkabscheidungen aus dem Hangwasser zu hartem Fels verbacken. Ablagerungen aus **Schwemmschutt** finden sich besonders, oft in Form von Schwemmfächern, an den Ausgängen kleiner Nebentäler. Größere

Verbreitung haben sie v. a. im Aitrachtal und im Faulenbachtal, wo die Schuttansammlungen nicht mehr von einem größeren Fließgewässer wegtransportiert werden konnten. Im Bereich der von Mergelsteinen des Oberjuras und des obersten Mitteljuras gebildeten Mittel- und Unterhänge des Albanstiegs sind mächtige, tonreiche, oft Kalksteinschutt führende Fließerden verbreitet, die oft von Hangschuttdecken unterschiedlichster Mächtigkeit überlagert werden. Vielerorts sind die Traufhänge der Baaralb, des Randens und Kleinen Randens auch von pleistozänen oder holozänen Rutschmassen wechselnder Zusammensetzung bedeckt.

Seit dem Eingreifen des Menschen durch Rodung und landwirtschaftliche Nutzung findet auf den Äckern der Albhochfläche Bodenerosion statt. Die erosionsanfälligen lösslehmhaltigen Oberböden sind vielerorts im Laufe der jahrhundertelangen Nutzung der Erosion zum Opfer gefallen. Besonders bei sommerlichen Starkregenereignissen oder während Tauperioden im Winter, wenn das Wasser im gefrorenen Boden nicht versickern kann, wird bevorzugt Bodenmaterial abgespült. Das abgeschwemmte humose, lehmige Bodenmaterial (**holozäne Abschwemmmassen**) findet sich heute in den zahlreichen Muldentälern, Trockentalmulden, Karstwannen und in Hangfußlagen als Kolluvium wieder. Henkner et al. (2017) konnten zeigen, dass die Kolluvien an den Hängen der Baaralb am Fürstenberg und bei Spaichingen mehrschichtig sind und dort örtlich bereits am Mittelhang einsetzen. Nach ihren Datierungen lassen sich die Kolluvien verschiedenen historischen und prähistorischen Epochen zuordnen und reichen z. T. bis ins Neolithikum zurück. Die Abschwemmmassen weisen z. T. erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf und überdecken oft ein ausgeprägtes Paläorelief.



Tiefes kalkhaltiges Kolluvium aus holozänen Abschwemmmassen am südwestlichen Hangfuß des Fürstenbergs (r10)



Donauaue bei Mühlheim an der Donau

Die Talsohlen der Donau und ihrer Seitentäler werden von **Auenlehm** eingenommen, der bei regelmäßigen Überschwemmungen abgelagert wurde. Auch heutzutage tritt die Donau v. a. im Winter und Frühjahr immer wieder über die Ufer. Es handelt sich um lehmige, z. T. auch sandige Auensedimente, die über grobem Flussschotter lagern. Örtlich tritt eine Unterlagerung aus einem älteren, geringmächtigen tonig-lehmigen Hochflutsediment auf. Höher gelegene Auenterrassen mit älterem Auenlehm sind selten. In der Aitrachau und in den anderen Donau-Seitentälern folgen unter dem Auenlehm stellenweise Torf oder tonreiche Altwassersedimente. In kleinen Nebentälern ist geringmächtiger, Schutt führender Auenlehm verbreitet. Die nach Süden, zum Hegau gerichteten Talauen, weisen häufig etwas tonreichere Auensedimente auf.

Bei extremen Niederschlagsereignissen kann es auch in manchen, sonst trockenen Tälern der Hegualb zur Bildung von Fließgewässern und zu Überschwemmungen kommen. Historische Hochwasserkatastrophen in Tuttlingen waren z. T. nicht nur von der Donau, sondern auch von dem von Süden einmündenden Seltenbach verursacht (Müller, 1995).

An einigen Stellen tritt holozäner Kalktuff bodenbildend in Erscheinung, so z. B. am Ausgang des Wulfbachtälchens bei Mühlheim an der Donau. Lockere sandige Kalkausfällungen finden sich in Auenlage am Südrand der Hegualb bei Engen-Welschingen und bei Mühlhausen-Ehingen sowie als Unterlagerung von Abschwemmmassen in vernässten Mulden des Juranagelfluh-Gebiets.



Wulfbachquelle bei Mühlheim an der Donau



Blick über die Donauaue bei Geisingen zum Rand der Baaralb mit Steinbruch in der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation

**Torf** als bodenbildendes Substrat ist nur kleinflächig an wenigen Stellen anzutreffen. Er findet sich z. B. im Aitrachtal, im Donautal bei Geisingen, am Rand der Hepbachau bei Mühlhausen-Ehingen sowie örtlich in vermoorten Talanfangsmulden im Juranagelfluh-Gebiet oder in Hohlformen über Vulkaniten.

Die **Höhenschotter** der Aare-Donau sind meist nur als kieselige Streuschotter verbreitet und für die Bodenbildung von wenig Bedeutung. Lediglich auf dem Eichberg bei Blumberg gibt es ein kleines flächenhaftes Vorkommen, in dem sie von einem lehmig-tonigen Kiesverwitterungslehm umgeben sind. Ein weiteres punktuell Vorkommen wurde südlich von Geisingen-Gutmadingen, auf der Länge im Gewann Gereute, gefunden. Böden aus Deckschichten mit z. T. hohem Gehalt an Kies wurden außerdem auf den Talschultern der Donau südlich von Beuron ausgewiesen. Die Flussablagerungen in den tieferliegenden ehemaligen Talschlingen sind von Hangschutt und holozänen Abschwemmmassen überdeckt. Nur auf den tieferen, ca. 5–50 m über der Donauaue gelegenen Terrassen bilden **pleistozäne Donaushotter** das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Oft werden auch sie von holozänen Abschwemmmassen überlagert. Gelegentlich sind sie von einem Schleier aus lösslehmreichen Fließerden oder Hochflutlehm überdeckt.





*Pleistozäne Flussterrasse im Donautal bei Sigmaringen-Gutenstein*

## Landnutzung

Nach der dargestellten Landnutzungskarte überwiegen in der Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegualb und Randen die Waldgebiete gegenüber der landwirtschaftlichen Nutzfläche. Besonders die flachgründigen Böden auf den Hochflächen der Baaralb und beiderseits des Donautals sind bewaldet. Auch die Tal- und Stufenhänge werden überwiegend forstlich genutzt. Natürliche waldfreie Standorte sind die Felsen und jungen Schutthalden im Donau-Durchbruchstal. Die günstigeren Böden auf der Hegualb und auf dem Kleinen Randen werden ackerbaulich genutzt. Es sind dies v. a. Gebiete, in denen mittel- bis mäßig tiefgründige Oberjuraböden, Böden aus Juranagelfluh, Glazialablagerungen, lösslehmreichen Deckschichten oder Abschwemmmassen verbreitet sind. Auf den Ackerflächen überwiegt gegenwärtig der Getreidebau (v. a. Winterweizen, Sommer- und Wintergerste, Hafer). In den wärmeren Gegenden wie bei Dettighofen auf dem Kleinen Randen oder im Übergang zum Hegau spielt lokal auch Körnermais eine Rolle. Hinzu kommen Silomais, etwas Winterraps, Futterpflanzen und in zunehmendem Maße Energiepflanzen. Als „Sonstige Nutzung“ sind in der Landnutzungskarte überwiegend Flächen dargestellt, in denen Acker- und Grünlandflächen kleinräumig wechseln und von Hecken, kleineren Forstflächen, Obstwiesen oder Siedlungen durchsetzt sind. Abgesehen von den Wiesenflächen der Talauen findet sich Grünlandnutzung oft auch in hängigen Lagen der Juranagelfluh oder im Bereich von Oberjuramergeln, ebenso wie auf Staunässeböden über Tertiärsedimenten oder in Kaltluftsenken.

**Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegualb und Randen** (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)



*Flachkuppige Albhochfläche im Oberjura-Massenkalk bei Leibertingen-Lengenfeld, Blick nach Norden*

Wie die gesamte Schwäbische Alb gehören Baaralb, Oberes Donautal, Hegualb und Randen im Gegensatz zu anderen Mittelgebirgen zum sogenannten Altsiedelland, in dem schon in prähistorischer Zeit Ackerbau betrieben wurde. Die Waldflächen waren nicht immer so ausgedehnt wie heute. Besonders die Kahlschläge für die Köhlereien und Eisenverhüttung im 18. Jh. hatte großflächige Waldzerstörungen zur Folge. Im Jahre 1832 waren die lokalen Holzvorräte im Raum Tuttlingen soweit erschöpft, dass Holzkohle aus dem Schwarzwald eingeführt werden musste (Schellberg, 2006). Es ist davon auszugehen, dass Rodungen und landwirtschaftliche Nutzung immer auch Bodenerosion und Bodenveränderungen zur Folge hatten. In den Wäldern zu findende alte Ackerrandstufen, Lesesteinreihen und Flurnamen, die auf Rodung, Beweidung oder Ackerbau hinweisen,

bezeugen den historischen Nutzungswandel. Negative Auswirkungen auf den Boden hatten auch die bis in die Neuzeit andauernde Waldweide und das Streurechen in den Wäldern ebenso wie der Bohnerzabbau.

## Klima

Am Trauf der Baaralb betragen die durchschnittlichen Jahresniederschläge 900–1050 mm und am Hohen Randen 1000–1100 mm. Auf der Hegualb nehmen sie von 900–1000 mm im Norden auf 800–900 mm im Süden ab. Im Übergang zum Hegau, im Raum Engen/Tengen, sinken sie schließlich auf 700–800 mm. Auf tiefgründigen Böden reicht diese Niederschlagssumme für den Ackerbau aus. Das Niederschlagsmaximum liegt im Sommerhalbjahr, was sich günstig auf das Pflanzenwachstum auf flachgründigen und durchlässigen Böden auswirkt.

Auf der Baar- und Hegualb herrscht überwiegend eine Jahresdurchschnittstemperatur von 7–8 °C. In hochgelegenen Talanfängen und auf Hochflächen im Westen kann sie örtlich auch tiefer liegen. Im Südwesten, im Übergang zum Hegau sowie im Donautal und im Übergang zum Altmoränen-Hügelland, liegt die Jahresdurchschnittstemperatur bei 8–8,5 °C.

Etwas andere klimatische Verhältnisse besitzt der niedrigere, weiter im Südwesten gelegene Kleine Randen. Im Regenschatten des Südschwarzwalds nehmen die Jahresniederschläge an der unteren Wutach und im Klettgau deutlich ab, steigen dann am Kleinen Randen aber wieder auf 1000–1100 mm an. Im Südwesten des Bergrückens erreichen sie örtlich über 1200 mm, während sie ganz im Osten, bei Jestetten, unter 1000 mm absinken. Der Kleine Randen weist Jahresdurchschnittstemperaturen von 8 bis über 9 °C auf und gehört damit zu den wärmebegünstigten Regionen des Landes.

Die jährliche Klimatische Wasserbilanz zeigt einen deutlichen Gradienten von +600 bis +700 mm am Trauf der Baaralb nach Osten und Südosten auf +400 bis +500 mm auf der Hegualb. Im Übergang zum Hegau sinkt der Wert auf +200 bis +300 mm. Auf dem Kleinen Randen ändert sich die jährliche Klimatische Wasserbilanz von +700 bis +800 mm im Westen auf +400 bis +500 mm im Süden und Osten. Die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr zeigt für die Baaralb und nordöstliche Hegualb einen Wert von +200 bis +300 mm und für den größten Teil der Hegualb sowie für den Kleinen Randen von +100 bis +200 mm. Im Übergangsbereich zum Hegau, im Raum Engen/Tengen, sinkt der Wert auf 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

## Weiterführende Links zum Thema

- [Landschaften und Böden im Regierungsbezirk Freiburg \(PDF\)](#)
- [Boden, Böden, Bodenschutz \(PDF\)](#)
- [LUBW – Boden](#)
- [LEO-BW: Baaralb und Oberes Donautal](#)
- [LEO-BW: Hegualb](#)
- [LEO-BW: Randen](#)

## Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Baier, H. (1922). *Eisenbergbau und Eisenindustrie zwischen Jestetten und Wehr*. – Zeitschrift für die Geschichte des Oberrheins, N. F. 37, S. 33–70.
- Bausch, W. & Schober, T. (1997). *Erläuterungen zum Blatt 8316/8416 Klettgau / Hohentengen am Hochrhein*. – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 287 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Birchmeier, C. (1986). *Bohnerzbergbau im Südranden*. – Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, 38, 80 S., Thayngen (CH).
- Borger, H. (1990). *Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreifigenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb)*. – Kölner Geographische Arbeiten, 52, S. 1–209.
- Dongus, H. (1977). *Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands*. – Marburger Geographische Schriften, 72, S. 1–486.
- Eichler, J. (1961). *Mineralogische und geologische Untersuchungen von Bohnerzen in Baden-Württemberg, besonders der Vorkommen von Liptingen, Kreis Stockach*. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 97, S. 51–111.
- Franz, M., Selg, M. & Maus, H. (1997). *Der Beuroner Sandstein: eine pliozäne Donauablagerung als Indiz kretazischer Sedimentation in SW-Deutschland*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 36, S. 125–152.
- Gwinner, M. P. & Hafner, G. (1995). *Erläuterungen zu Blatt 7919 Mühlheim an der Donau*. – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 139 S., 4 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Henkner, J., Ahlrichs, J., Downey, S., Fuchs, M., James, B., Knopf, K., Scholten, T., Teuber, S. & Kühn, P. (2017). *Archaeopedology and chronostratigraphy of colluvial deposits as a proxy for regional land use history (Baar, southwest Germany)*. – Catena, 155, S. 93–113.
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. (1955). *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 2. Lieferung*. 121 S., Remagen (Bundesanstalt für Landeskunde).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg*. 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Müller, K. (1995). *Das Hochwasser der Donau und Tuttlingen*. – Tuttlinger Heimatblätter N. F., 45–60, S. 45–60.
- Münzing, K. (1987). *Zum Quartär des Talzuges Spaichingen-Tuttlingen (westliche Schwäbische Alb)*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 29, S. 65–90.
- Rilling, K. (2004). *Erläuterungen zu Blatt 8017 Geisingen*. – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 103 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Rilling, K. & Boll, M. (2002). *Erläuterungen zu Blatt 8316 Klettgau*. – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 213 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Schellberg, S. (2006). *Rekonstruktion der historischen Dorfflur an der Oberen Donau und den angrenzenden Hochflächen*. – Tuttlinger Heimatblätter N. F., 69, S. 6–35.
- Schreiner, A. (1965b). *Die Juranagelfluh im Hegau*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 7, S. 303–354, 2 Taf.
- Schreiner, A. (1979b). *Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg)*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 21, S. 137–159.
- Schreiner, A. (1992b). *Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee*. – 3. Aufl., Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg, 290 S., Freiburg i. Br., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Schreiner, A. (2002). *Erläuterungen zu Blatt 8019 Neuhausen ob Eck*. – 2. erg. Aufl., Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 86 S., 4 Taf., 3 Beil., Stuttgart (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg).
- Schädel, K. & Werner, J. (1965). *Untersuchungen zur Aufdeckung glazial verfüllter Täler im Donaugebiet von Sigmaringen–Riedlingen*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 7, S. 387–422.
- Seeger, M. (1963). *Fossile Verwitterungsbildungen auf der Schwäbischen Alb. Ein Beitrag zur Kenntnis der roten Bolus-Tone*. – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 6, S. 421–459.



- Stärk, E. (1956). *Die Erzgräberei in Emmingen ab Egg vor hundert Jahren*. – Badische Heimat, 36, S. 161–169.
- Terhorst, B. & Felix-Henningsen, P. (2010). *Paläoböden in periglazialen Lagen der Mittelgebirge*. – Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Horn, R., Stahr, K. & Guggenberger, G. (Hrsg.). Handbuch der Bodenkunde, Kap. 4.5 Böden als landschafts- und nutzungsgeschichtliche Urkunden, Unterkap. 4.5.3 Paläoböden, 34. Erg. Lfg. 11/10, S. 1–9, Weinheim (Wiley-VCH).

[Datenschutz](#)

[Cookie-Einstellungen](#)

[Barrierefreiheit](#)

---

**Quell-URL (zuletzt geändert am 06.05.25 - 13:29):**[https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/baaralb-oberes-donaual-  
hegualb-randen](https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/baaralb-oberes-donaual-<br/>hegualb-randen)