

Beskrivning till berggrundskartorna
2D Tomelilla NV, NO, SV, SO
2E Simrishamn NV, SV
1D Ystad NV, NO
1E Örnahusen NV

Mikael Erlström, Ulf Sivhed, Hugo Wikman
& Karl-Axel Kornfält



Beskrivning till berggrundskartorna
2D Tomelilla NV, NO, SV, SO
2E Simrishamn NV, SV
1D Ystad NV, NO
1E Örnahusen NV

Mikael Erlström, Ulf Sivhed, Hugo Wikman
& Karl-Axel Kornfält

DESCRIPTION TO THE BEDROCK MAPS OF
2D Tomelilla NV, NO, SV, SO
2E Simrishamn NV, SV
1D Ystad NV, NO
1E Örnahusen NV

ISSN 0586-1543
ISBN 91-7158-698-9

Omslagsbild: Vy av kusten söderut från Brantevik med hällområden med underkambrisk sandsten. Foto Bergslagsbild AB.

Overview of the coast south of Brantevik with outcrops of Lower Cambrian sandstone.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU

Tryck: Elanders Tofters, Östervåla 2004

INNEHÅLL

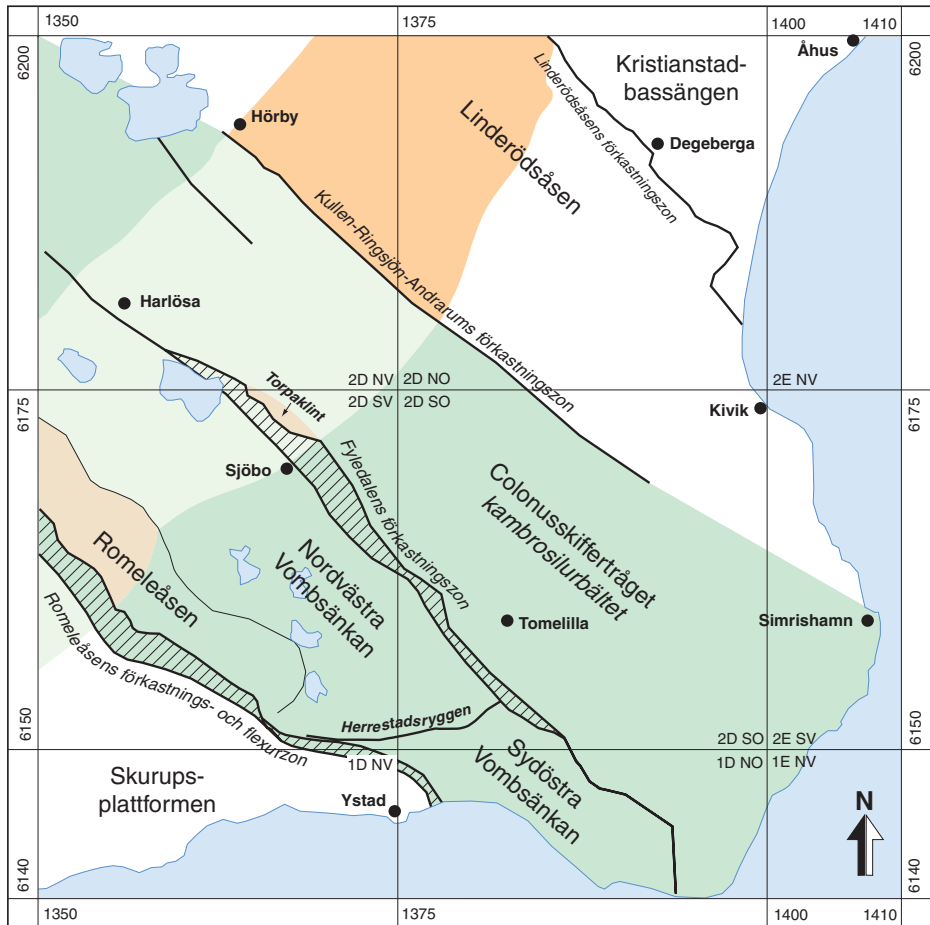
INLEDNING	5
TOPOGRAFI OCH BERGGRUNDSYTANS MORFOLOGI.....	9
GEOFYSISKT UNDERLAG	10
Flygmagnetometri.....	10
Tyngdkraftsmätningar.....	12
Uranhalt	12
Reflektionsseismik	13
URBERGET	15
BERGARTSBESKRIVNING	15
Kvartsit	15
Gnejs	16
Amfibolit	18
Gnejsgranit	20
Smålandsgranit	21
Yngsta granit och subvulkanit	21
Hyperitdiabas	25
Syenit	26
Diabas, karbon–perm.....	27
Melafyr	29
Basalt	31
DEN PALEOZOISKA BERGGRUNDEN	33
KAMBRIUM	37
Undre kambrium	37
Hardebergaformationen	40
Norretorpformationen	42
Rispebjergsandsten.....	42
Gislövformationen	42
Mellersta kambrium–undre ordovicium	43
Alunskifferformationen,	43
Mellersta kambrium, Paradoxidesserien	45
Övre kambrium, Olenidserien.....	46
Undre ordovicium, Dictyonemaskiffer.....	46
Alunskifferns kemiska sammansättning	47
Mäktigheter	47
ORDOVICIUM YNGRE ÄN ALUNSKIFFERFORMATIONEN.....	47
Ordoviciums indelning	48
Undre ordovicium.....	48
Mellersta ordovicium	51
Övre ordovicium.....	51
SILUR	52
Rastritesskiffer.....	53
Cyrtoptusskiffer	53
Colonusskiffer.....	53
Öved-Ramsåsa gruppen	56

DEN MESOZOISKA BERGGRUNDEN	59
TRIAS	60
YNGSTA TRIAS (RÄT) OCH JURA	60
Centralskäne – Linderödsåsen	61
Fyledalens förkastningszon	62
Vombsänkan	66
Skurupsplattformen och Romeleåsens förkastnings- och flexurzon	69
KRITA	69
Undre krita	75
Skurupsplattformen	75
Vombsänkan	78
Kristianstadbassängen	79
Övre krita	79
Skurupsplattformen	79
Vombsänkan	81
Kristianstadbassängen	85
 DEN KENOZOISKA BERGGRUNDEN	 87
TERTIÄR	87
Paleogen	87
 TEKTONIK OCH STRUKTURGEOLOGISK UTVECKLING	 88
STRUKTURELL UPPBYGGNAD	88
Urberget	90
Den sedimentära berggrunden	91
SPRICKSYSTEM – VECKBILDNING	92
STRUKTURELL UTVECKLING UNDER FANEROZOISK TID	95
Kambrium–ordovicium	98
Silur–perm	99
Trias–tertiär	100
 PRAKTISK ANVÄNDNING	 101
GRUNDVATTEN	101
BERGVÄRME–GEOTERMI	102
MALMER, MINERAL	102
INDUSTRIELLA BERGARTER	104
Urberget	104
Kambrisk sandsten	105
Alunskiffer	105
Komstadkalksten	106
Siluriska bergarter	106
Jura	108
Krita	108
 SUMMARY	 110
LITTERATUR	114
 Tabeller 1–8: modalanalyser	 128
Tabeller 9–13: kemisk sammansättning	136

INLEDNING

Den här dokumentationen utgör en samlad berggrundsgeologisk beskrivning av kartområdena 2D Tomelilla NV, NO, SV, SO, 1D Ystad NV, NO, 1E Örnahusen NV och 2E Simrishamn NV, SV. Eftersom de olika delarna tillsammans bildar ett område med sammanbunden geologisk uppbyggnad och utveckling möjliggör en samlad beskrivning att geologin kan förklaras på ett mer överskådligt och sammanhängande sätt.

Kartområdet omfattar ungefär en fjärdedel av Skånes yta och spänner över ett område med mycket komplex berggrund. Diagonalt över kartområdet (fig. 1) går Tornquistzonen som är den



Större förkastningszoner och förkastningar

Tornquistzonen

Protoginizonen, t.v.,
Protoginizonen påverkad av Tornquistzonen, t.h.

Förmodad utbredning av Protoginizonen under yngre sedimentär berggrund

Fig. 1. Översiktskarta med huvudsakliga strukturelement i området.

Schematic map of main structural elements in the area.

mest betydelsefulla tektoniska zonen i Skånes geologiska uppbyggnad. Den utgör en regional, förkastningsavgränsad svaghetszon på den Baltiska sköldens kant. Zonen sträcker sig från södra Polen till Nordsjön och har varit aktiv under flera perioder under fanerozoisk tid. Vertikala och horisontella rörelser i zonen har resulterat i ett komplext mönster av förkastningar, gravsänkor och horstar. Rörelserna har påverkat såväl den prekambrika kristallina berggrunden (urberget) som den fanerozoiska sedimentära berggrunden. Framför allt har rörelserna medfört stora variationer i den sedimentära berggrundens förekomst och mäktighet i området.

Förutom Tornquistzonen genomkorsas området i nordöst–sydvästlig riktning av Protoginzoonen. Zonen påverkade urberget och separerar den skånska, gnejsdominerade berggrunden i ett västligt och ett östligt segment.

Berggrunden i kartområdet innehåller bergarter av mycket skiftande slag och åldrar. De äldsta är 1 700–1 800 miljoner år gamla glimmerkvartsiter från Brösarpsområdet och de yngsta är ca 60 miljoner år gamla bergarter av paleocen–eocen ålder i Ystedområdet.

Kartområdets ytnära berggrund kan generellt delas in i sex delområden baserat på den strukturella och litologiska uppbyggnaden (fig. 1).

Det sydvästligaste området är en del av Skurupsplattformen och tillhör Dansk-Polska Basängen. Här överlagras urberget av en 1 400–2 200 m mäktig sekvens med mesozoisk–kenozoisk sedimentär berggrund. Angränsande område i norr utgörs av Romeleåsens urbergsrygg som i de västra delarna har en varierande uppbyggnad, med bl.a. paleozoiska bergarter, men i övrigt domineras av gnejs. Nästa område utgörs av Vombsänkan som är ett åt nordöst stupande urbergsblock med en uppemot 1 500 m mäktig överlagrande sekvens med mesozoisk berggrund, i huvudsak tillhörande övre krita.

Diagonalt genom kartområdet, från Skillinge–Simrishamn upp till sydväst om Ringsjöarna, löper ett brett område med paleozoisk sedimentär berggrund. Detta fjärde område domineras av skiffer och sandsten och utgör en del av Colonusskiffertråget, ibland benämnt kambrosilurbältet (fig. 1). Den paleozoiska lagerföljden kan vara i storleksordningen 1 000–1 500 m i de allra djupaste delarna av tråget (Larsson 1984).

Det femte området är Linderödsåsen med dess dominerande inslag av prekambrisk kristallin berggrund, huvudsakligen bestående av olika typer av gnejs. På Linderödsåsens sydvästra delar förekommer även erosionsrester av kambrisk berggrund, merparten bestående av sandsten.

I det nordöstligaste området överlagras en 150–250 m mäktig kretaceisk lagerserie ett vittrat urberg. Området utgör den södra delen av Kristianstadbasängen.

De olika områdena avgränsas av stora förkastningszoner, dvs. Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, Fyledalens förkastningszon, Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon och Linderödsåsens förkastningszon (fig. 1). Zonerna har varit aktiva under flera perioder och ingår som regionala, större förkastningssystem i Tornquistzonen. Det är framför allt rörelserna under yngre krita som påverkat berggrundens uppbyggnad som den ser ut idag.

Ett annat markant inslag i kartbilden är den höga frekvensen av nordväst–sydöstligt orienterade diabasgångar av karbon–permälder som slår igenom urberget och den paleozoiska berggrunden. Uppemot 10 % av berggrunden i kartområdet består av diabas. Övriga kristallina bergarter utgör ca 30 % och resterande 60 % utgörs av sedimentär berggrund.

Den sedimentära berggrunden är väl representerad i kartområdet och i stort sett hela den svenska fanerozoiska lagerföljden finns i området.

Berggrunden är i allmänhet dåligt blottad inom stora delar av kartområdet på grund av mäktiga

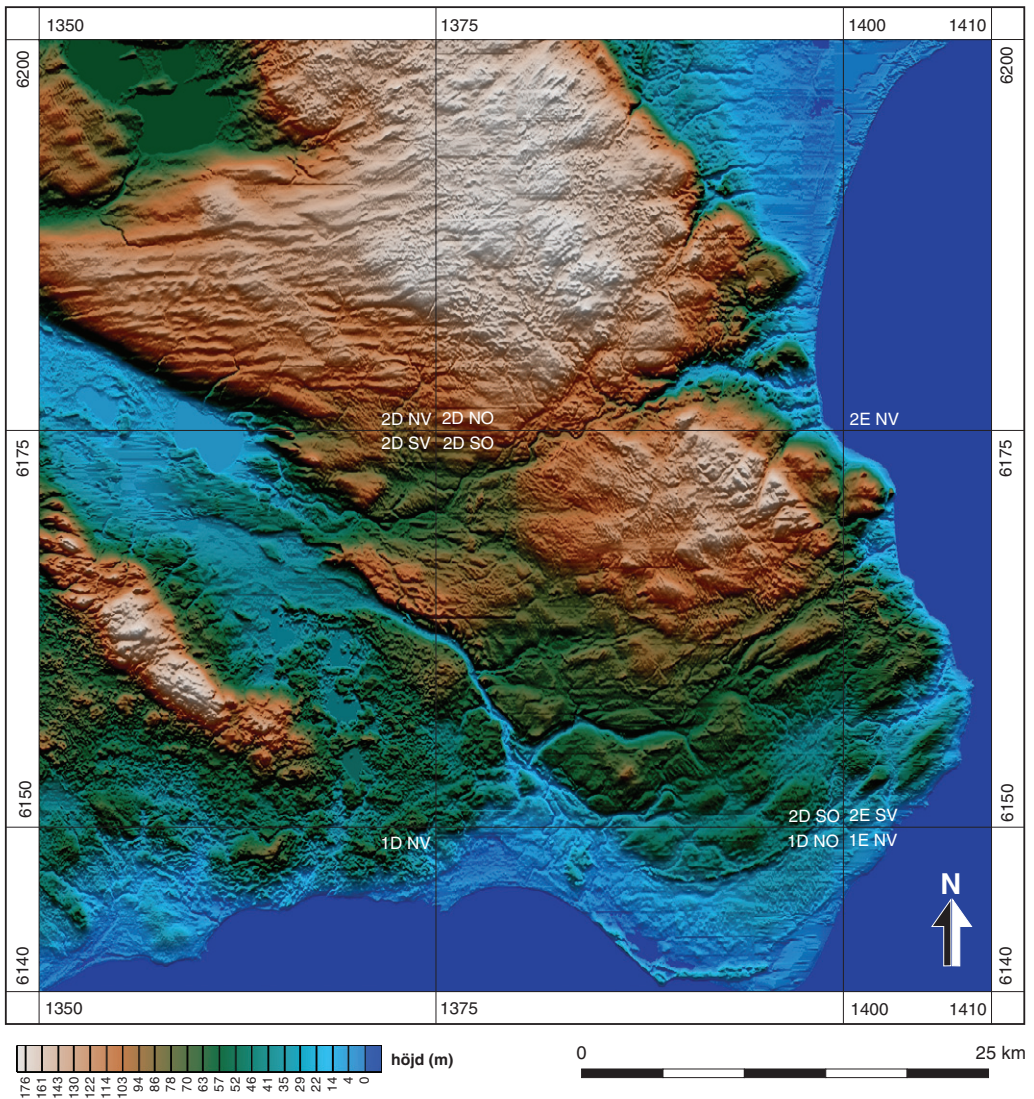


Fig. 2. Höjdreliëfkarta över kartområdet. Kartan baseras på Lantmäteriets (LMV) digitala höjddatabank med 50 meters rutnät.

Topographic relief map based on digital data from LMV.

jordlager. Jordmäktigheter överstigande 10 m är vanligt förekommande. I vissa områden, t.ex. söder och sydsydväst om Östra Ringsjön, i delar av Vombsänkan, Kristianstadbassängen och på Skurupsplattformen är jordmäktigheten betydande, vanligen överstigande 45 m. Vid Högseröd (2D 7 c) är 85 m mäktiga jordlager påvisade i en brunnsborring och kring Köpingebro (1D 9 g) är 35–40 m mäktiga jordlager noterade. I Alnarpsdalen är jordlagren lokalt >100 m mäktiga, exempelvis öster om Skivarp (2D 9 b).

Berggrundsblottningar finns framför allt uppe på Romeleåsen och på Linderödsåsen (särskilt i de sydöstra delarna). Den sedimentära berggrunden är lokalt blottad i bäckraviner, kustskärningar

och gamla stenbrott. I Simrishamnsområdet och söderut längs kusten är den underkambriska sandstenen relativt väl blottad. Övrig sedimentär berggrund är lättvittrad vilket gör att blottningar och skärningar inte står öppna speciellt länge på grund av ras och igenväxning.

Berggrundskartorna visar bergarternas ytmässiga fördelning och bygger i första hand på observationer av den karterande geologen. Inom kartområdet har i princip samtliga blottningar besökts och markerats på kartan med ett raster. Eftersom rasterytorna inte kan göras mindre än $0,5 \times 0,5$ mm är de minsta hållar som egentligen kan redovisas i kartskalen 1:50 000 ca 25×25 m. Inom de aktuella, hållfattiga områdena är dock varje håll av stort värde och därför är det viktigt att alla blottningar redovisas. Många småhållar har därför tagits med som rasterytor även om de i verkligheten kanske bara är blottade inom några kvadratmeter. Av en del bergarter har tagits prover för slipprovsundersökning och kemisk analys. Analysresultaten redovisas i tabeller i slutet av beskrivningen.

Eftersom blottningsgraden är låg inom många områden blir gränsdragningen mellan olika bergarter schematisk. Förutom de direkta observationerna i fält samt resultaten från mikroskoperingen och de kemiska analyserna har även uppgifter från brunnborrningar utnyttjats för att få en så tillförlitlig karta som möjligt. Kartbilden är för den sedimentära berggrundsdelen till största delen baserad på tolkning av data från omkring 4 500 brunnborrningar. Vidare har geofysiska mätresultat från, framför allt, flyggeofysik (magnetisk anomali, naturlig radioaktiv strålning), markmätningar av avvikelser i tyngdkraftfältet och seismiska undersökningar använts i kartläggningsarbetet (se följande kapitel). Särskilt de flygmagnetiska kartorna som visar den magnetiska totalintensiteten i berggrunden, dvs. indirekt bergarternas olika innehåll av magnetiserbara mineral, främst magnetit, har varit till stor hjälp vid gränsdragningen mellan olika bergarter.

Den geologiska kartbilden är en förenklad och generaliserad bild av berggrundens uppbyggnad och fördelningen mellan olika bergarter i området. Kartan redovisar även symboler för strukturer som skiffriighet och stänglighet i berggrunden. Även större spricklinjer (lineament) i berggrunden som lokaliserats med hjälp av flygbilder samt topografiska och geofysiska kartor redovisas.

Vid beskrivningen av de olika bergarterna hänvisas till olika platser (lokaler) eller områden på de olika kartorna. För att lättare hitta dessa har lokalangivelserna kompletterats med angivande av kartblad och ekonomiskt kartblad, t.ex. 2D 7 f. I vissa fall, bl.a. i figurexterna, redovisas även koordinaterna enligt rikets nät. För bergarterna anges förutom färg vanligen även kornstorlek. Klassificeringen av berggrunden följer en indelning som grundar sig på den metodik och bergartsindelning som tillämpats vid berggrundskartering i södra och mellersta Sverige i skala 1:50 000.

Tidigare kartläggning av området har utförts av Karlsson (1879), Tullberg (1882a), Nathorst (1882, 1885), De Geer (1889, 1894) Holst (1892, 1902, 1911), Törnebohm & Hennig (1904), Westergård (1912) och Munthe m.fl. (1920). Över området finns även modern jordartskartläggning (Daniel 1986, 1992, 1999, Malmberg-Persson 2000). En övergripande beskrivning av berggrunden ges i Wikman & Bergström (1987) och i Lindström m.fl. (2000).

Kartläggningen har bedrivits under perioden 1995–2003 under ledning av Mikael Erlström som även tillsammans med Ulf Sivhed ansvarat för den sedimentära berggrundsdelen. För kartläggningen av urberget har Karl-Axel Kornfält och Hugo Wikman ansvarat. Delar av fältarbetet har utförts av Jenny Andersson, Dick Claesson, Oskar Sigurdsson, Jan Gabrielson och Niklas Axheimer. Bearbetning av geofysiska data har utförts av Leif Kero, Johan Daniels och Lena Persson. I mikroskoperingsarbetet har Oscar Sigurdsson och Asmir Kapetanović deltagit. Biostratigrafiska analyser av palynomorfer på borrhax från Vombsänkan har utförts av Sofie Lindström.

Topografi och berggrundsytans morfologi

Topografin i området är bl.a. beroende på den underliggande berggrundens beskaffenhet. Höjdreliëfkartan (fig. 2) visar att terrängformerna är kopplade till geologiska strukturelement inom kartområdet.

Linderödsåsens och Romeleåsens prekambriiska kristallina berggrund har resulterat i en bruten och oregelbunden, småkuperad terräng där markytans läge varierar mellan 70 och 200 m ö.h. De högst liggande delarna av kartområdet finns i ett stråk från Agusa (2D 6 h) till Svensköpp (2D 9 f) och uppe på Romeleåsen kring Stenberget (2D 2 b). I höjdreliëfkartan framträder nordöstligt orienterade raviner i urbergsområdet, bl.a. på Linderödsåsen, sydväst om Degeberga (2D 7 i) och sydväst om Maglehem–Brösarp (2D 6 j). Strukturerna hör sannolikt ihop med nordöstligt orienterade svaghetszoner i berggrunden. Ravinen i Forsakar (2D 7–8 i) med Skånes högsta vattenfall (fig. 3) är frameroderad i en av dessa svaghetszoner.

Vittring i anslutning till sprickzoner och svagheter i berggrunden inom urbergsområdena är vanligt förekommande vilket medför stora laterala variationer i jordlagrens mäktighet. Uppe på Romeleåsen kan jordlagrens mäktighet variera från någon meter till mer än 30 m. Kaolinvittrat urberg är vanligt förekommande i flera brunnborrningar uppe på Linderödsåsen, t.ex. söder om Gaddaröd (2D 7 h).

De paleozoiska skifferområdena mellan Tomelilla–Spjutstorp (2D 1–2 g–h) och Pugerup–Fogdarp (2D 8 a–b) karaktäriseras av en relativ flack topografi som endast är bruten av mindre dalgångar och raviner där berggrunden lokalt är blottlagd, exempelvis Bortstbäcken (2D 5 b), Harlösabäcken (2D 5–6 b) och Bråån (2D 7–8 b).



Fig. 3. Forsakar, Skånes mest kända vattenfall. Bilden visar det nedre fallet i höstdräkt. Fallhöjden är 10,4 m. (2D 7–8 i, 619000/139130). Foto Hugo Wikman.

The lower water-fall at Forsakar. The height of the fall is 10.4 m.

Vombsänkan, Skurupsplattformen och Kristianstadbassängen består av relativt dåligt konsoliderade och lättvittrade bergarter vilket resulterat i förhållandevis mjukt rundade och flacka landskapsformer.

Utmed de större förkastningszonerna förekommer tydliga höjdskillnader i landskapet, t.ex. framträder Linderödsåsens förkastningszon vid Kristianstadbassängens södra avgränsning mellan Sönnarslöv och Olseröd (2D 7–9 j–h) tydligt. Vid Fyledalens förkastningszon utmed Vombsänkans norra avgränsning mellan Glemminge (1D 9 g) och Hammarlunda (2D 6 a) samt Romeleåsens förkastnings- och flexurzon utmed Romeleåsens sydvästssida mellan Häckeberga och Bjäresjö (2D 0–2 a–e) framträder markanta höjdskillnader i landskapet kopplade till dessa strukturer.

Berggrundens ytmorfologi och höjd över havet illustreras med röda linjer på kartorna. Inom urbergsområdena är variationerna stora till följd av en relativt oregelbunden och ställvis lervittrad berggrundsytta. Jordmäktigheten varierar stort men är vanligtvis mellan 0 och 35 m. Inom de paleozoiska lerskifferområdena ligger berggrundsytan relativt flackt och jordlagrens mäktighet är mindre varierande.

I Hörbyområdet, sydväst om Östra Ringsjön och i Vombsänkan framträder sänkor i berggrunden som troligtvis frampreparerades under prekvartär tid (yngre krita–tertiär) för att i samband med erosion under de kvartära istiderna få den form de har idag. Inom dessa områden är jordlagren i regel mycket mäktiga. I området söder om Ringsjöarna framträder även öst–västligt orienterade höjdryggar som består av kvartära avlagringar avsatta i isrörelserikningen.

En övergripande morfologisk beskrivning av landformerna i Skåne ges i Lidmar-Bergström m.fl. (1991).

GEOFYSISKT UNDERLAG

Det geofysiska underlaget består i huvudsak av data från flygburna mätningar utförda på 60 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning. Mätningarna utfördes av SGU under 1995–96.

Markmätningar av tyngdkraftsfältet har utförts under perioden 1942–1998 av SGU. Oljeprospekterings AB (OPAB) och Lantmäteriet har även bidragit med data under samma period.

Seismiska undersökningar har genomförts av OPAB under 1970-talet och av Swedish Exploration Consortium AB (SECAB) under slutet av 1980-talet i Vombsänkan och på Skurupsplattformen. SGU har under 2002–2003 utfört kompletterande släpseismiska undersökningar i anslutning till Herrestadsryggen och Fyledalens förkastningszon (2D 0 f–g, Lindström m.fl. 2003).

Flygmagnetometri

På den flygmagnetiska anomalikartan (fig. 4) framträder ett stort antal smala nordvästligt orienterade högmagnetiska lineament som till merparten kan härledas till förekomsten av 20–60 m breda diabasgångar av karbon–permålder. I bilden framträder även Linderödsåsens och Romeleåsens prekambrika kristallina berggrund som heterogent magnetiska områden med mestadels höga anomalier.

Inom Colonusskifferträget är anomalierna låga och det magnetiska mönstret utslätat vilket

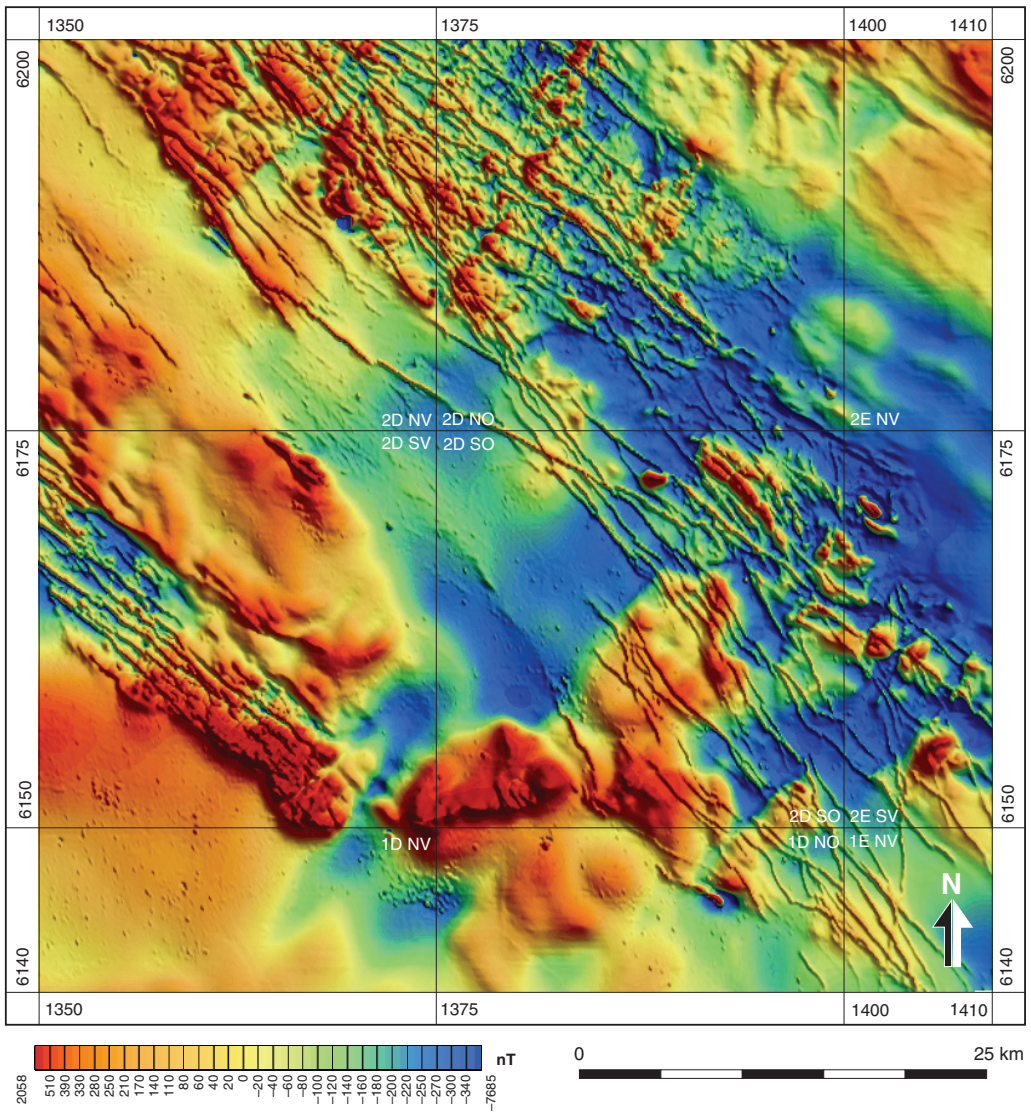


Fig. 4. Magnetisk anomalikarta över kartområdet. Magnetiska data är reducerade till epok 1965.0. Kartan visar totalfältets avvikelser från DGRF 1965.0. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda 1996 på 60 meters flyghöjd, med ett linjeavstånd på 200 m och öst-västlig flygriktning.

Airborne magnetic anomaly map of the area.

sannolikt beror på att stora mäktigheter med lågmagnetisk sedimentär paleozoisk berggrund överlagrar urberget. I området nordnordväst om Tomelilla indikerar data betydande mäktigheter av sedimentär berggrund (>1000 m). De magnetiska avvikelserna inom Kristianstadbassängen är diffusa på grund av att mäktiga lager med lågmagnetisk kretaceisk berggrund överlagrar urberget.

Det magnetiska mönstret i Vombsänkan speglar stora laterala variationer av den mesozoiska lagerföljdens mäktighet. Detta mönster kan även följas i Romeleåsens förkastningszon liksom inom delar av Skurupsplattformen. Norr om Ystad framträder ett väst-östligt smalt område med höga

anomalier till följd av ytligt liggande urberg tillhörande den s.k. Herrestadsryggen (2D 0 f).

Nordöst–sydvästligt orienterade magnetiska lineament framträder markant i kartbilden. Ett annat tydligt mönster är omböjningen och korsningen av diabasgångar i den sydöstra delen av kartområdet.

Tyngdkraftsmätningar

Tyngdkraftskartan (fig. 5) visar variationer i tyngdkraftsfältet från jordskorpan ytligare delar ner till ett par kilometers djup. Kartan baseras på mätningar med ett mätpunktsavstånd på ca 1–2 km. Fyledalens förkastningszon, Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, Herrestadsryggen och Linderödsåsens förkastningszon framträder alla mycket tydligt i kartbilden.

Avvikelser i kartbilden visar densitetsvariationer i berggrundens sammansättning. Sedimentär berggrund har i kartområdet lägre densitet jämfört med kristallint urberg. Områden med mäktig sedimentär berggrund uppvisar därför låga värden. Densitetsmätningar på urberget visar att de dominerande gnejserna har en densitet mellan 2,63 och 2,65 kg/dm³. De paleozoiska bergarterna har en varierande densitet (2,2–2,7 kg/dm³). Medelvärdet ligger strax under 2,6 kg/dm³. De mesozoiska bergarterna är i allmänhet dåligt konsoliderade och ett fåtal mätningar på sandstenar och lerstenar visar på densiteter mellan 1,8 och 2,5 kg/dm³. Vombsänkan och Skurupsplattformen med mäktig sedimentär berggrund på urberget framträder tydligt som ett låganomaliområde (blått på kartan). Colonusskifferträget karaktäriseras av påfallande höga anomalier som indikerar ytligt liggande, ”tung” berggrund. Stratigrafiskt sett är det 500–1 500 m ner till urberget i detta område om man antar motsvarande mäktigheter för den undre paleozoiska lagerföljden som i angränsande områden (Larsson 1984, Erlström m.fl. 1997, Thomas m.fl. 1993, Erlström & Sivhed 2001). Eftersom översiluriska lager utgör ytberggrunden i området och lagerserien i Colonusskifferträgets centrala delar ligger förhållandevis plant kan man inte göra någon annan tolkning än att det är relativt djupt till underliggande urberg. De höga anomalierna i centrala Skåne är därför sannolikt orsakade av djupt liggande intrusiv av basiska bergarter (jfr Balling 1990) kopplade till mellanjurassisk eller möjligen karbonisk vulkanism. Inom kartområdet finns flera förekomster av mellanjurassisk basalt. Ett karboniskt, flera hundra meter mäktigt, basaltlager täckte tidigare troligtvis stora delar av området (Bergström m.fl. 1982, Sørensen 1986). I södra Kattegatt är basaltlager av karbonålder påvisade i borrhål (Michelsen & Nielsen 1993, Erlström & Sivhed 2001).

Uranhalt

Kartan i figur 6 visar den beräknade fördelningen av uran i markens ytskikt. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt. En höjdreliëfkarta, baserad på Lantmäteriets höjddatabank, har använts som underlag till bilden. I kartbilden framträder områden med förhöjd uranhalt (rött) vilket till merparten kan härledas till ytligt förekommande alunskiffer, t.ex. kring Andrarum (2D 5 g) eller inlagring av alunskiffer i kvartära grus- och sandavlagringar, t.ex. Borrbysåsen (1D 9 j) och utmed Verkeåns dalgång (2D 5 i–j).

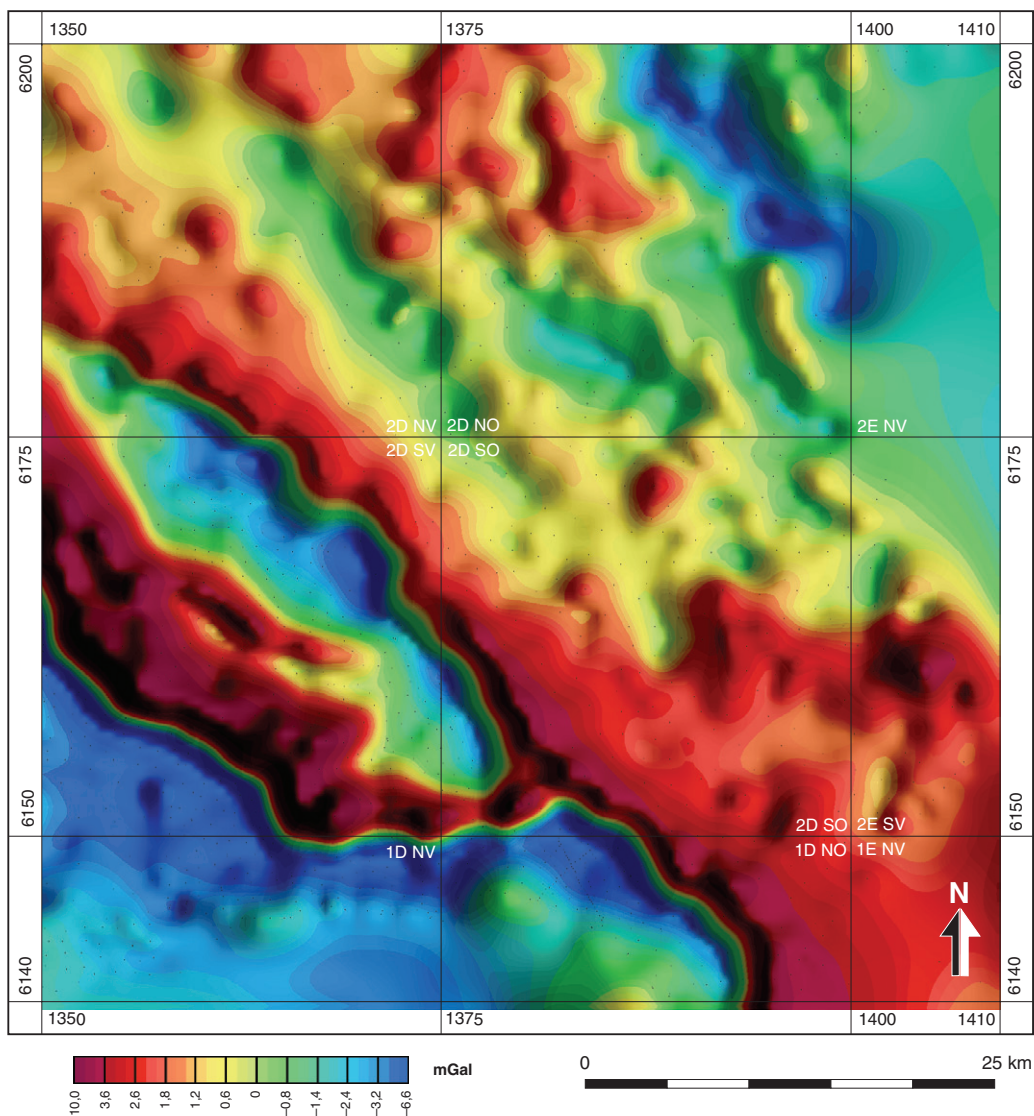


Fig. 5. Tyngdkraftskarta över kartområdet. Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet från jordskorpans yttligare delar – de översta kilometrarna. Kartan baseras på mätningar med ett mätpunktsavstånd på ca 1–2 km.

Bouguer anomaly map of the area. The map shows variations in gravity expressed as Bouguer anomaly.

Reflektionsseismik

Under 1970-talet bedrev OPAB omfattande prospekteringsverksamhet efter olja och gas i Skåne. På Skurupsplattformen och i Vombsänkan utfördes relativt omfattande reflektionsseismiska undersökningar. Dessa data kompletterades under slutet av 1980-talet av SECAB med mätningar längs ett linjenät i södra delen av Vombsänkan i trakten kring Köpingsberg. I samband med ett pågående forskningsprojekt rörande jura–kritagränsen utförde Lunds universitet och SGU detal-

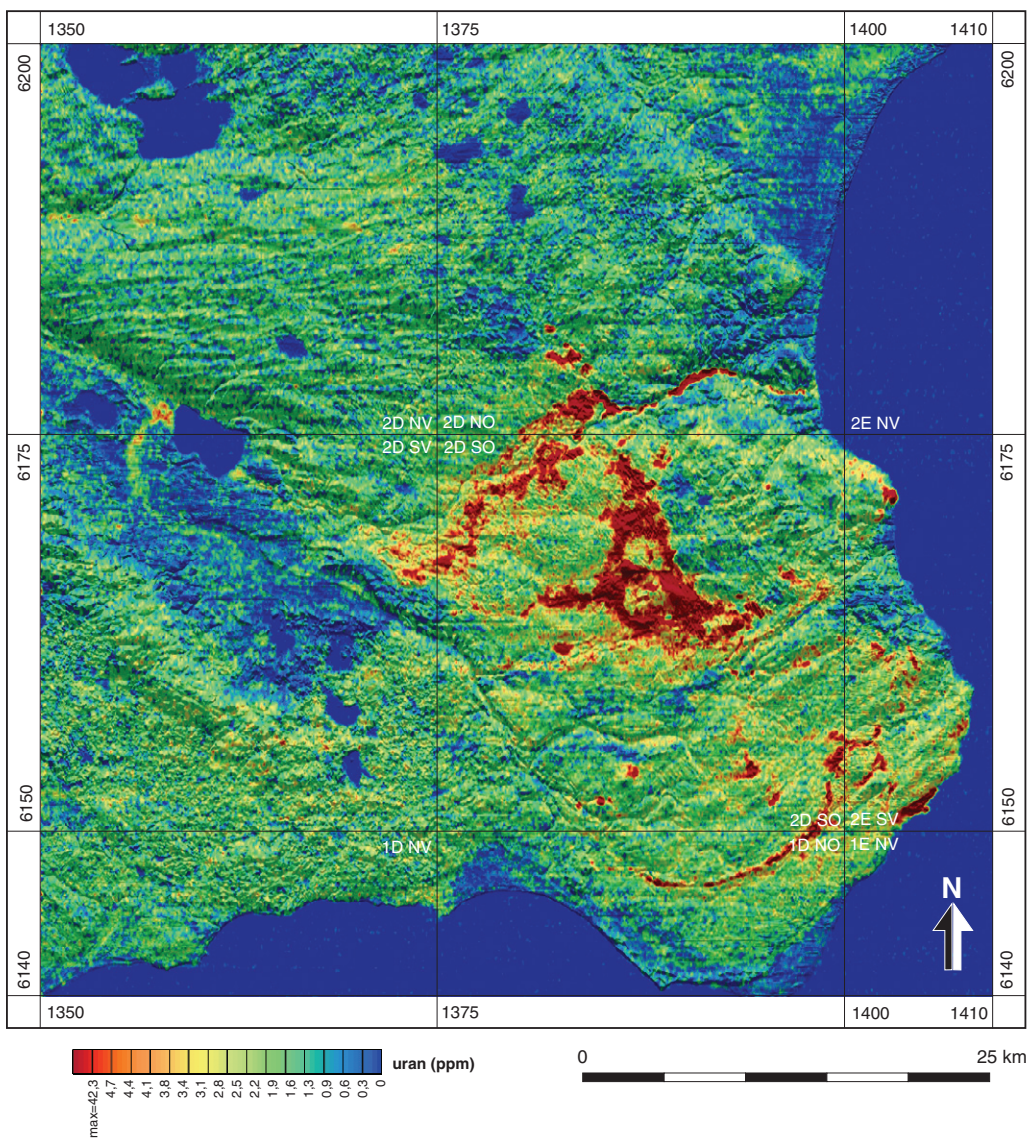


Fig. 6. Karta över markens uranhalt över kartområdet. Kartan visar den beräknade fördelningen av uran i markens ytskikt. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda 1996 på 60 meters flyghöjd, med ett linjeavstånd på 200 m och en öst-västlig flygriktning. En höjdreliëfkarta, baserad på Lantmäteriets höjddatabank, har använts som underlag till bilden.

Map showing uranium distribution in the area.

jerade släpseismiska undersökningar över Herrestadsryggen och Fyledalens förkastningszon.

Data från OPAB:s undersökningar har för Vombsänkans del utförligt presenterats av Chatziemannouil (1982). Resultaten från de släpseismiska undersökningarna är under bearbetning. Preliminära tolkningar finns i Lindström m.fl. (2003). Data från Skurupsplattformen finns delvis presenterade i Thomas m.fl. (1993). De seismiska undersökningarna ger framför allt information om

den sedimentära berggrundens mäktighet och den övergripande strukturella uppbyggnaden.

På Skurupsplattformen visar seismiska data på en relativt homogen horisontell lagerserie som överlagrar urberget på djup som varierar mellan 950 och 1 250 millisekunders tvåvägs gångtid. Omräknat till metriskt djup motsvarar detta ca 1 400–2 200 m förutsatt en medelhastighet i berggrunden ner till urbergsnivån på 3 000–3 500 m/s. I data framträder lokala förkastningsavgränsade block med sedimentär berggrund nedsänkta i urberget. Dessa utgörs sannolikt av paleozoisk berggrund diskordant överlagrade av den horisontellt lagrade mesozoiska berggrunden.

I seismiska data från Vombsänkan framträder den geometriska komplexiteten med flera mindre bergblock och förkastningar. Stora laterala variationer i den sedimentära berggrundens mäktighet är vanliga. Herrestadsryggen som delar Vombsänkan i en nordvästlig och en sydvästlig del är en markant struktur. Likaså den sedimentära berggrundens generella stupning in mot Fyledalens förkastningszon. Jämförelser med OPAB:s och SECAB:s djupa borrhål i området (dvs. Assmåsa-1, Snaven-1, Kullemölla-1, Hammar-1 och Köpingsberg-1, -3) visar att den mesozoiska berggrunden direkt överlagrar urberget och att paleozoisk sedimentär berggrund saknas.

Seismiska undersökningar saknas inom övriga delar av kartområdet. I anslutande havsområden har dock omfattande seismiska undersökningar gjorts (jfr Kumpas 1980, Thomas m.fl. 1993, Erlström m.fl. 1997).

URBERGET

Bergartsbeskrivning

Kvartsit

På Romeleåsen i söder, Linderödsåsen i norr och inom övriga, mindre områden med urberg dominerar i stort sett gnejsbergarter. Flertalet av dessa förefaller att ha bildats genom omvandling av ursprungligen magmatiska djupbergarter, väsentligen granitoider. På enstaka ställen, bl.a. i kartområdet 2D NO, finns dock bergarter som kunnat skiljas ut som suprakrustalbergarter ur gnejsmassan, dvs. de har bildats på jordytan. På Ravlunda skjutfält, ca 3,5 km nordöst om Ravlunda kyrka (2D 5 j), samt vid en bäck ca 1,5 km västsydväst om Brösarps kyrka (2D 5 i) finns ett antal hällar med medelkornig glimmerkvartsit till kvartsit. Denna mycket kvartsrika bergart har sannolikt bildats genom omvandling av en sandsten som avsatts som ett vittringssediment.

Den förstnämnda förekomsten, som är väl blottad, består av vit, ställvis rödaktigt vit, folierad glimmerkvartsit där mängden glimmer (muskovit) uppgår till 10–15 volymprocent. Kvartsen, vars halter uppgår till 80–90 volymprocent (tabell 1), utgörs dels av större (1–10 mm) korn med starkt undulerande utsläckning, dels av mindre (<0,5 mm), granulerade korn som omger de större i form av ett nätverk (fig. 1a, 2D NO-kartans baksida) och som sannolikt bildats i samband med deformationsprocesser. Glimmerkvartsiten västsydväst om Brösarps kyrka, som är blottad endast i ett par små, mycket uppspruckna hällar, är inte folierad. Den är vidare finkornigare och har lägre glimmerhalt – i ett av proverna bara några få procent (fig. 7). Förutom de två nämnda förekomsterna har glimmerkvartsit konstaterats i ett antal brunnsborringar, samt mer osäkert i några hällar vid Bertilstorp (2D 5 h). Bergarten, framför allt den finkorniga, visar stora likheter med glimmerkvartsiten från Västanåområdet i nordöstra Skåne, där den förekommer tillsammans med mer än 1 700 miljoner år gamla, vulkaniska bergarter (Kornfält & Bergström 1983).

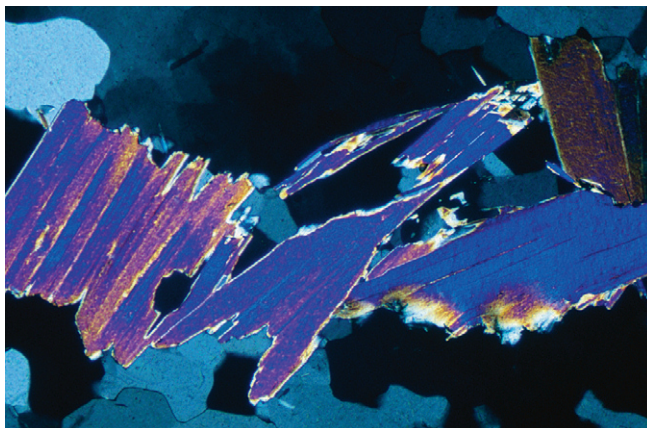


Fig. 7. Mikroskopbild (25X, genomfallande ljus) av kvartsit med isolerade inslag av muskovit. Ravlunda skjutfält (2D 6 j, 6180330/1398080). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph of quartzite with muscovite.

Gnejs

Endast en viss del av områdets berggrund kan med säkerhet sägas tillhöra den del av södra Sveriges urberg som ligger väster om den i inledningen omtalade Protoginzonen. Med en sammanfattande benämning brukar denna region kallas den sydvästsvenska gnejsregionen, vilken i sin tur är uppdelad i två segment. De västra delarna av Romeleåsens urbergsområde förefaller att höra till det västra segmentet medan de östra delarna har mera anknytning med berggrunden österut i Blekinge. I området finns också en del yngre graniter som både till ålder och utseende har en klar anknytning till Blekinges berggrund. Dessa bergarter hör troligen hemma öster om Protoginzonen vars förlopp är något oklart inom de aktuella bladområdena.

Gnejserna tillhör de äldsta delarna av det aktuella urberget. Flertalet har sannolikt bildats genom omvandling av magmatiska djupbergarter, i detta fall granitoider. Modala analyser återges i tabellerna 1 och 2 medan kemiska analyser av gnejser återfinns i tabell 9. Inom de delar som kunnat observeras på Romeleåsen i söder, dominerar finkornig, röd till gråröd, leukokratisk gnejs med varierande grad av ådring. Leukokratisk innebär att bergarten har en ljus, vanligen rödligt färg och att den innehåller få mörka mineral. Vissa gnejser har nästan ingen ådring alls utan den är ersatt av diffusa partier med annan kornighet och kanske också annat mineralinnehåll. Lokalt förekommer i dessa partier inslag av mörka mineral (fig. 8). I övrigt liknar dessa gnejsbergarter mest finkornig, aplitisk granit. De är då mycket svåra att skilja från finkorniga graniter av yngre ålder.

Sammansättningen varierar en del, men kvarts och fältspat, i form av pertitisk mikroclin och plagioklas, utgör nästan hela mineralinnehållet. Av fältspaterna är det förra mineralet vanligast. Förutom de nämnda huvudmineralen förekommer bl.a. en del glimmer, mest i form av biotit. Beträffande gnejsernas struktur kan påpekas att den kraftiga metamorfos som kännetecknar gnejserna längre västerut i Skåne, i form av bl.a. utplattad kvarts samt antipertit i plagioklas, i stort sett tycks saknas. En särskild utbildningsform av pertitisk kalifältspat med spolformade fläckar av plagioklas (jfr exempelvis Wikman & Bergström 1987, fig. 21), kan observeras vid mikroskopisk undersökning av en del gnejser i Romeleåsens västra del. I de rödgrå till grå gnejsvarianterna



Fig. 8. Ljust gråröd, finkornig gnejs. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Light greyish red, fine-grained gneiss.

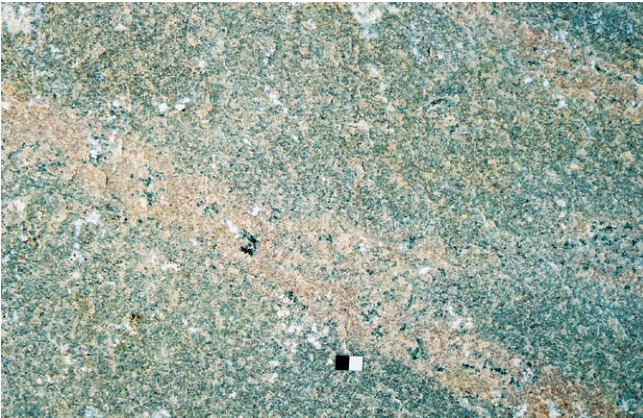


Fig. 9. Ljust rödgrå, finkornig gnejs. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Light reddish grey, fine-grained gneiss.

(fig. 9), som uppträder mera underordnat, finns ett högre innehåll av främst plagioklas och biotit. Till skillnad från de röda gnejserna är de vanligtvis betydligt mera markant ådrade. Att ådrorna i många fall endast syns mycket diffust beror på att gnejserna delvis rekristalliserats efter det att åderbildningen ägt rum.

På Romeleåsen finns dessutom en del, i allmänhet gråare gnejsvarianter vars ursprung eventuellt kan vara suprakrustalt, antingen i form av vulkaniska utbrottsprodukter eller som vitt-ringssediment. Vissa av dessa gnejsar innehåller mineral som cordierit, sillimanit och granat (jfr tabell 1 nr 14 samt Hjelmqvist 1934). De har inte skiljts ut på föreliggande karta (2D SV) men överbeteckningar för bl.a. cordierit visar var de uppträder. Flertalet av dessa bergarter förekommer lokalt och är svåra att hitta. Förekomster som tidigare rapporterats från stenbrott är också numera vanligen bortbrutna.

Den dominerande, finkorniga gnejsen inom de två norra bladorrådena är även den i allmänhet ljus röd eller gråröd och i allmänhet leukokratisk (tabell 1). Den är alltid mer eller mindre folierad, men foliationen kan vara svår att se med blotta ögat eftersom bergarten innehåller så lite mörka mineral (fig. 1C NO-kartans baksida, 2D 4 d). Strukturerna i den norra delen av det karterade området gnejsar är i allmänhet ganska flacka. I tunnslip kan man med hjälp av mikroskop dock vanligen se talrika parallella stråk med granulerade mineral (fig. 1D NO-kartans baksida), vilket tyder på att berggrunden utsatts för kraftig deformation av spröd karaktär. Även böjda albitlameller tyder på detta. Texturen i övrigt uppvisar vanligen olikstora mineral med flikiga korngränser, där huvuddelen av kornen understiger 1 mm och de ganska fåtaliga, större kornen av mikroklin och kvarts kan nå en storlek av 3 mm. Gnejsen, som har granitisk sammansättning, innehåller vanligen tämligen mycket kvarts – ibland mer än 40 % – och dess plagioklas har låg anortithalt. I ett par prover av gnejsen uppträder mineralet granat. Den finkorniga gnejs som förekommer i ett antal hällar nordväst om Svensköps (2D 9 f) har mer jämna korngränser med endast enstaka, större (ca 3 mm stora) korn av kvarts och mikroklin och saknar stråken med granulerade mineral. Bland gnejserna finns också en ljus röd till gråröd, leukokratisk, i allmänhet finkornig och starkt folierad gnejs, som bl.a. förekommer omkring Satsrup (2D 9 e). Kvartshalten i denna bergart är i allmänhet hög.

Utöver urberg på åsarna finns smärre förekomster av gnejs inom begränsade områden. Horstkaraktär har exempelvis även det lilla urbergsområdet vid Torpaklint sydöst om Öved (2D 4 c–d). Vid Glimminge hallar (2E 0 a) finns en liten urbergsklack med en röd, medelkornig, granitisk gnejs. Bergarten är inte undersökt närmare beroende på att den är mycket kraftigt vittrad. Den är t.o.m. så lös att den för länge sedan använts till väggrus. Omkring 1,5 km östsydöst om Ö. Vemmerlövs kyrka (2E 2 a) finns en liten blottning i en gråröd, finkornig gnejs med skiffrihet ungefär i nordvästlig riktning. I en järnvägsskäring 2 km västsydväst om Ramsåsa kyrka (2D 2 f) förekommer en kraftigt uppsprucken och vittrad rödgrå gnejs. Omkring 1,8 km sydsydöst om Övraby kyrka (2D 0g) anstår också en gnejs i en åssträckning. Den är mestadels röd till gråröd. 1,2 km väster om Vallby kyrka (2D 0 j) finns på gamla Aa-kartan 109 (Holst 1892) en förekomst av gnejs. Denna blottning har inte kunnat verifieras vid föreliggande kartering. En förekomst av gnejs i ett grustag ca 2 km norr om Åsums kyrka (2D 4 d, Munthe m.fl. 1920) har inte heller kunnat återfinnas.

Amfibolit

Amfibolitomvandlade basiska bergarter av olika slag och ålder förekommer rikligt inom vissa delar av det undersökta området. Med gnejserna konforma, tunna lager eller band av amfibolit utgör sannolikt den äldsta gruppen. Vid de kraftiga omvandlingar som berggrunden drabbats av har dessa lager ibland slitits av och ligger nu som fragment i gnejserna. Det nära sambandet mellan denna amfibolittyp och gnejserna antyder att bergarterna sannolikt bildats ganska nära varandra i tiden. Den andra typen utgörs av mera distinkt gångformade, amfibolitomvandlade metabasiter (fig. 10). Dessa gångar är dock vanligen veckade och avslitna till boudinformade kroppar (fig. 11–12). Även om dessa mest följer gnejsernas strukturer konformt så är de ibland klart över-skärande. Det finns även en del linsformade kroppar som eventuellt kan utgöras av små, basiska intrusiv. På grund av de kraftiga omvandlingarna i berggrunden har många tunnare metabasitlager omvandlats, inte bara till amfiboliter utan till delvis ådrade kloritiskifferbergarter.

De mera välbevarade amfiboliterna är i allmänhet gråsvarta till svarta samt finkorniga. I en del



Fig. 10. Klippande gång av amfibolit i gnejs. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Dyke of amphibolite in gneiss.



Fig. 11. Boudinerad och avsliten amfibolitgång. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Amphibolite dyke.



Fig. 12. Boudinerad och avsliten amfibolitgång. Gången är ca 2 m bred i nedre vänstra delen av fotografiet. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Amphibolite dyke. The dyke is approximately 2 m wide in the lower left corner of the photography.

bredare amfibolitgångar kan kornigheten vara betydligt grövre. I delvis pegmatitartade partier kan hornbländekristallerna vara flera cm långa. Plagioklas tillsammans med hornblände dominerar vanligen med ungefär 70–80 volymprocent av mineralinnehållet (tabell 3). Plagioklasen, som vanligen har en andesinsammansättning, är mestadels kraftigt sericitomvandlad. Förutom vanligt, kraftigt färgat hornblände förekommer i en del fall rikligt med färglös cummingtonit. Även granat uppträder i en del prov, men vanligast i mängder under 10 volymprocent. Där omvandlingen inte varit så kraftig påträffas också ibland pyroxen. En pyroxenförande amfibolit med över 20 volymprocent hypersten och något diopsid har beskrivits av bl.a. Hjelmqvist (1934) från en blottning 850 m NV om Nygård (2D 2 b). Förutom pyroxen kan även noteras varierande mängder med främst biotit, epidot, titanit, apatit, kalcit och malmineral. Halterna av titanit är anmärkningsvärt höga och kan uppgå till nästan 10 volymprocent. Precis som i gnejserna kan foliationen variera från svag eller måttlig till mycket kraftig.

Gnejsgranit

Gnejsgraniterna är till skillnad från gnejserna mera homogena. De har också mestadels något grövre kornighet som varierar från fint medelkornig till medelkornig (fig. 13). De har bildats genom deformation och omvandling av ursprungligen magmatiska bergarter, i detta fall huvudsakligen granitoider. Gnejsgraniterna uppfattas ibland som yngre än de mer finkorniga gnejserna. Vid den nya kartläggningen av området har de olika gnejs- och gnejsgranittyperna tolkats som resultatet av mer eller mindre genomgripande deformation och omvandling av ursprungliga, granitiska bergarter. Huruvida det förekommer ålderskillnader mellan de olika gnejs- och gnejsgranittyperna är inte klarlagt. För närvarande finns det inte heller några radiometrisk åldersbestämningar gjorda på sådana bergarter från kartområdet.

De ortognejser, som på de norra bladområdena betecknats med brun färg är vanligen svagt rödaktigt grå och finkorniga till fint medelkorniga med enstaka större mikroklinögon. De är i



Fig. 13. Gråröd, fint medelkornig gnejsgranit. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Greyish red, finely medium-grained gneiss granite.

allmänhet hornbländeförande och relativt homogena. De uppträder bl.a. inom ett större område norr om Hörby samt inom ett par mindre områden söder om Satsrup (2D 9 e) samt i stråket förbi Benarps hall (2D 8 e). Bergarten från den senare lokalen har granitisk sammansättning och avviker därigenom något i sammansättning från de övriga som är monzograniter till granodioriter, om man använder sig av kemisk klassificering (Debon & Le Fort 1982). Vid radiomasterna i Hörby (2D 7 d) är gnejsgraniten något kvartsfattigare och har en kvartsmonzonitisk sammansättning samt innehåller relativt mycket magnetit och titanit. Modala och kemiska analyser finns i tabellerna 4 resp. 9.

Den ovanligt homogena gnejsgraniten, som finns i området norr om Hörby (2D 9 c–e), kan dock vara yngre än övriga gnejsgraniter. Bergarten inom detta område är längst i norr delvis porfyrisk med ögon av mikroklin. Vid östra kanten av 2D NV finns ytterligare ett par områden med ögonförande gnejsgranit. Inom det intilliggande kartområdet 2D SO finns också ett flertal mindre områden med gnejsgranit. Sammansättningen på dessa bergarter varierar från granit till granodiorit och särskilt de senare har ibland ögonstruktur. Även på de södra bladområdena påträffas områden med gnejsgranitiska bergarter. På Romeleåsen finns exempelvis en rödgrå delvis syenitliknande, tämligen homogen granitoid i området öster om Dörröd (2D 3 b). Inte heller här är åldern på bergarten känd, men eventuellt är denna bergart yngre än gnejserna i omgivningen.

Smålandsgranit

Norr om Rebbetuaröd (2D 7 h) finns en blottning med endast svagt deformerad monzogranit som i hög grad liknar den granit som förekommer i den södra delen av det s.k. Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB) vilket i stort sett uppträder öster om den s.k. Protoginzonen (se kap. Hyperitdiabas). I Småland brukar de bergarter som hör till TMB kallas Smålandsgranit. Den bergart som här tolkats som Smålandsgranit skiljer sig från graniten i exempelvis Växjöområdet endast därigenom att den förre innehåller band av granulerade kvartskorn, vilket man kan se i tunnslip (se fig. 1B 2D NO-kartans baksida). Åldern på Smålandsgraniterna växlar mellan 1 850–1 650 miljoner år. Om kartområdets granit är en Smålandsgranit så kan dess ålder vara i paritet med gnejsernas ålder eller till och med äldre. I kartområdet 2D NV har också bergarten ansetts vara äldst och därför placerats underst i teckenförklaringen.

Yngsta granit och subvulkanit

Inom kartområdet 2D NO påträffas en del, mestadels grovkorniga, svagt deformerade granitbergarter vars åldersställning är oklar. Dessa bergarter har förts till de yngre, ca 1 450 miljoner år gamla graniter som tillhör Karlshamnsgranitgruppen (se tabell 5 och 10). Väster om Maltesholm (2D 9 h) har observationer gjorts i stora, lösa block eftersom hällar saknas där. En hel del block utgörs av rödgrå, medel- till grovkornig granit med centimeterstora, parallellorienterade, rektangulära kalifältspater. Dessa iakttagelser, jämte det faktum att den magnetiska anomalikartan visar en kraftig positiv anomali, typiskt för bl.a. Karlshamnsgraniten, tyder på att berggrunden inom detta område kan utgöras av Karlshamnsgranit. Även den medelkorniga, rödgrå, hornbländeförande monzograniten inom Hallabjärsområdet (2D 6 h) hör sannolikt till Karlshamnsgranitgruppens bergarter. Den är helt massformig och visar i tunnslip endast svaga tecken på deformation såsom undulerande utsläckning av kvartsen. En håll vid Elestorp (2D

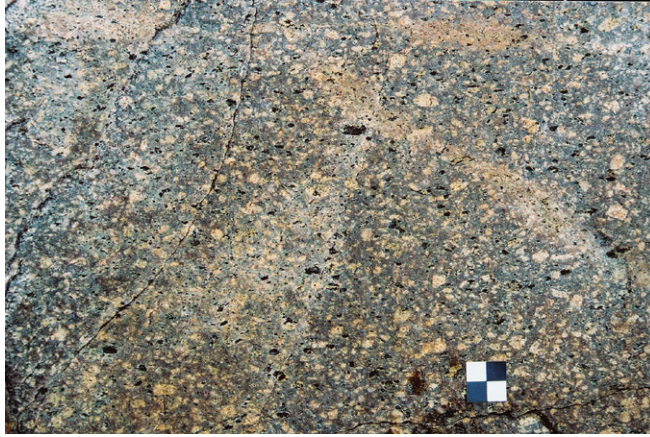


Fig. 14. Porfyrisk subvulkanit. Stenshuvud (2D 4 a, 6371630/ 1403900).
Foto Hugo Wikman.

Porphyritic, subvolcanic granite.

7 f) utgörs av fint medelkornig till medelkornig, svagt folierad, rödgrå granit med upp till 5 mm stora kalifältspater som har rektangulära, speglade ytor. Även denna granit kan sannolikt föras till Karlshamnsgranitgruppen.

Större delen av Stenshuvud (2E 4 a, fig. 14, fig. 1A 2D SO-kartans baksida) utgörs av en rödgrå, porfyrisk bergart (2E 4 a, fig. 1B 2D SO-kartans baksida), som tidigare tolkats som en eventuell vulkanisk bergart (Wikman & Bergström 1987). Detaljerade undersökningar (Čečys m.fl. 2002), omfattande bl.a. åldersbestämning, har visat att bergarten stelnat ett stycke ner i jordskorpan. Dess finkorniga grundmassa tyder dock på att bergarten inte kan ha stelnat på särskilt stort djup. Den bör därför betraktas som en subvulkanisk bergart. Åldern har bestämts till $1\,458 \pm 86$ miljoner år. Samma undersökning visar att en förgnejsad granitoid vid Tågghusa (2D 4 i), väster om Stenshuvud, har en ålder av $1\,442 \pm 9$ miljoner år. Denna bergart skiljer sig dock markant från den på Stenshuvud på många sätt varför åldern på Tågghusagraniten inte är helt entydig. Omvandlingen av Tågghusagraniten i samband med Stenshuvudintrusionen kan ha påverkat exaktheten i åldersdateringarna.

Tillsammans med de ovannämnda, åldersbestämda bergarterna förekommer även en del, vanligtvis folierade, jämnkorniga eller finkorniga bergarter som förts till samma åldersgeneration, dvs. 1 450 miljoner år. En del varieteter är markant hornbländeförande. Några riktigt klara och entydiga bevis för dessa bergarters ålder saknas dock, bl.a. beroende på den delvis kraftiga foliationen, den låga blottningsgraden och hållarnas kvalitet. Röd pegmatit och finkornig granit uppträder relativt rikligt, bl.a. inom Stenshuvudområdet. Uppträdandet varierar, alltifrån små massiv till raka eller vindlande gångar.

På Romeleåsen förekommer också en del bergarter, som sannolikt hör till den yngsta granitgruppen. Inom de västra delarna av åsen upptas smärre områden av finkorniga eller fint medelkorniga, mestadels röda graniter. De grövre varieterna har kallats Romelegranit (Hjelmqvist 1934) och karakteriseras bl.a. av sitt biotitnehåll (jfr tab. 5, nr 13). Sådan granit förekommer bl.a. vid Stenberget (2D 2 b), Nygård (2D 2 b) och Klintadal (2d 3 a). Åldern på en finkornig, aplitisk granit från Stenberget har bestämts till $1\,557^{+32}_{-27}$ miljoner år. Beroende på de daterade zirkonernas



Fig. 15. Grå Bedengranit. Bellinga stenbrott (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.
Grey Beden granite.

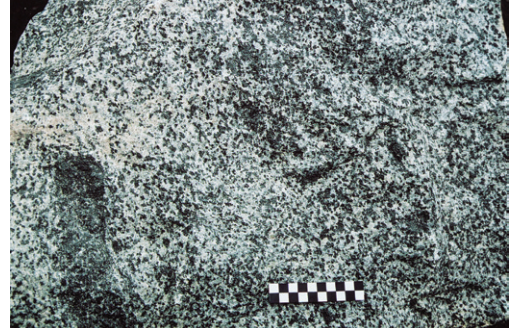


Fig. 16. Slirig Bedengranit med delvis assimilerade, basiska enklaver. Bellinga stenbrott (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.
Beden granite with partly assimilated, basic enclaves.

komplexa karaktär och bergartens likhet med applitgnejs är bestämningen dock osäker (Johansson m.fl. 1993). Eventuellt är åldern på Romelegraniten ungefär densamma som den ca 1 450 miljoner år gamla Spinkamålagraniten i Blekinge (Kornfält & Bergström 1983).

I anslutning till de nu nämnda graniterna förekommer en hel del gångar av främst pegmatit men även finkornig granit. Röd, finkornig granit slår också igenom den i följande avsnitt beskrivna Bedengraniten som smala gångar. En granit liknande Spinkamålagranit ingående i Karlshamnsgranitgruppen med en ålder av ca 1 450 miljoner år förekommer för övrigt inom ett litet område i östra delen av Romeleåsen NO om Beden (2D 1 c). Graniten är tämligen finkornig, ljus grå till rödgrå samt har sporadiskt fördelade, små, avlånga fältspatögon.

Väster om nämnda granit upptas ett tämligen stort område av en hornblände- och pyroxenförande granitoid, kallad Bedengranit. Den skiljer sig klart från omgivande gnejser och är ganska mörkt grå till färgen (fig. 15) med en svagt grön eller brunaktig nyans (jfr fig. 23). Kornstorleken kan variera betydligt, men är mestadels fint medelkornig till medelkornig och små fältspatögon uppträder sporadiskt. Ställvis är graniten mera slirig med de ljusare fältspatmineralen ansamlade i fläckar eller sliror. Inte sällan förkommer dessa partier i anslutning till delvis assimilerade, basiska enklaver (fig. 16). Kvantshalten är alltid tämligen låg och ligger strax under eller omkring 20 volymprocent (tabell 5, nr 6–9, tabell 10). Fältspat förekommer både som pertitisk kalifältspat och plagioklas. Hornbländehalten är tämligen hög och ligger mestadels runt 10 volymprocent. Mineralinnehållet kompletteras med varierande mängder av biotit, pyroxen, epidot, titanit, apatit och malmmineral. Sammansättningen på bergarten varierar från granit–granodiorit till kvartssyenit.

Bedengraniten är mestadels massformig, men kan i vissa delar vara något folierad. Genomsättande gångar eller mindre partier med pegmatit och framför allt röd finkornig granit är vanliga (fig. 17). Bergarten avviker inte bara genom sin gråa färg och homogena uppträdande från omgivningen utan även genom att den grusvittrar kraftigt (fig. 18). I detta avseende liknar den en del syenitbergarter som finns både på Romeleåsen och framför allt i Skånes nordöstra del (Kornfält m.fl. 1978, Wikman m.fl. 1983). En åldersbestämning av Bedengranit gav åldern $1\,450^{+23}_{-11}$ miljoner år vilket motsvarar åldern på Karlshamns- och Spinkamålsgraniterna i Blekinge (Johansson m.fl. 1993).



Fig. 17. Aplitgranitådra i grå Bedengranit. Bellinga stenbrott (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.

Aplitic vein in grey Beden granite.



Fig. 18. Grusvittring i Bedengranit. Bellinga stenbrott. Bilden visar en ca. 5 m mäktigt skärning. (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.

Weathering in Beden granite. Photograph shows an approximately 5 m thick section.



Fig. 19. Gång av hyperitdiabas i Bedengranit. Bellinga stenbrott. Brottväggen är ca 10 m hög. (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.

Dyke of hyperite dolerite in Beden granite. The quarry wall is approximately 10 m high.

Hyperitdiabas

Som tidigare omnämnts delas södra Sveriges berggrund av en tektonisk zon, den s.k. Protoginzonen, i en västlig del, den ”sydvästsvenska gnejsregionen” och en östlig, det 1 850–1 650 miljoner år gamla ”Transskandinaviska magmatiska bältet” (TMB). Vid åtminstone två perioder (Johansson & Johansson 1990) trängde det upp basisk magma i spricksystem längs denna zon. Magman stelnade till bergarterna gabbro och diabas varav den senare nu bildar gångar av s.k. hyperitdiabas. Denna bergart har sedan lång tid varit föremål för geologernas intresse och man har tidigare indelat dem i två grupper av olika ålder. De äldre kallades hyperiter och skulle vara amfibolitomvandlade i kanterna samt följa de äldre bergarternas skiffrihet. De yngre, s.k. bronzitdiabaserna, skulle inte vara omvandlade och dessutom skära över den äldre berggrundens strukturer. Denna grund för indelning har inte kunnat vidmakthållas längre eftersom även gångar som tidigare betraktats som yngre visat sig vara amfibolitomvandlade. Därför benämns numera alla hyperitdiabas (Kornfält m.fl. 1978, Wikman m.fl. 1983). En indelning i två olika grupper kan dock fortfarande göras, men den grundas främst på åldersbestämningar. Den äldre gruppen har en ålder av ca 1 130 miljoner år medan den yngre är ca 930 miljoner år (Johansson & Johansson 1990). Eventuellt finns ytterligare en äldre grupp runt 1 550 miljoner år (Ask 1996).

Inom det aktuella området förekommer ett begränsat antal hyperitdiabaser. De är vanligen under 50 m breda, men den s.k. Bjäragången i nordvästra delen av 2D 9 f har sannolikt en bredd på upp emot 400 m. Nästan alla gångar har en nordnordöstlig–sydsydvästlig riktning och relativt brant stupning. Avvikelser förekommer dock, vilket framgår av bl.a. figur 19 som visar en hyperitdiabas i det stora stenbrottet vid Beden. I stenbrottet vid Stenberget (2D 2 b) finns i västra väggen av brottet ett par relativt flacka gångar som av Hjelmqvist (1934) tolkades som hyperit. Huruvida dessa skall jämföras med de mera brantstående hyperitdiabasgångarna eller inte är oklart. Sannolikt utgör dessa gångar en äldre diabasgeneration.

Färgen på hyperitdiabaserna är i allmänhet svart med en nyans mot brunviolett. Den skiljer sig därmed markant från de permo-karboniska diabaserna vilka alltid, utom i de allra smalaste gångarna, är betydligt ljusare till färgen. Kornstorleken är fin till fint medelkornig, undantaget den s.k. Bjäragången där kornigheten kan vara betydligt grövre. Den svarta färgen, som beror på en pigmentering av framför allt plagioklas och pyroxen, har påvisats vara av magmatiskt ursprung och utgöras av finfördelade inneslutningar av hercynit och Fe-Ti-oxider (Johansson 1992, Estifanos 1996). Förutom av mörkfärgad andesitisk plagioklas och grönfärgad, augitisk pyroxen består de inom området påträffade hyperitdiabaserna främst av amfibol, biotit, apatit och malmmineral (jfr tabell 6). Som pyroxen förekommer inte bara augit utan även brunfärgad hypersten. Augiten är i vissa fall kraftigt omvandlad till amfibol. Kvarts och kalifältpat, liksom ofärgad plagioklas (oligoklas) förekommer i små mängder.

Den ovan omtalade Bjäragången är en olivinförande varietet av hyperitdiabas som vanligen är betydligt grovkornigare än de övriga och som inte innehåller någon ortopyroxen utan endast klinopyroxen i form av augit. Kännetecknande är också den kraftigt brunfärgade biotiten (fig. 20). Gången fortsätter in på det i norr angränsande kartområdet Kristianstad SO och har redovisats vad gäller kemi och mineralogi i beskrivningen till detta kartblad (Kornfält m.fl. 1978). I nämnda hyperitdiabas förekommer ett antal dm-breda gångar med finkornig diabas, vilka sannolikt utgörs av något yngre intrusioner som trängt upp genom sprickor i den redan kristalliserade hyperitdiabasen, från en gemensam hyperitdiabasmagma.

Längre norrut i Skåne och i Småland har hyperitdiabas brutits under namnet svartgranit. En del av hyperitdiabaserna har mer eller mindre fullständigt omvandlats till amfibolit, varvid den ursprungliga pyroxenen övergått till amfibol (fig. 1G 2D NO-kartans baksida). I samband med omvandlingen bildades lokalt även granat. Omvandlingarna har i vissa fall endast drabbat kanterna på gången medan den centrala delen kan vara mer eller mindre opåverkad. Hyperitdiabas innehåller lika mycket magnetiska mineral som den nedan beskrivna nordvästdiabasen, men den remanenta magnetiseringens storlek och riktning gör att hyperitdiabasen inte framträder i den magnetiska anomalikartan över kartområdet. Ett par km nordöst om Långaröd (2D 7 f) uppträder en finkornig, massformig, noritisk gabbro som inte har diabastextur och ej heller den för hyperitdiabasen typiska, mörkfärgade plagioklasen. Trots detta kan bergarten vara nära associerad med hyperitdiabasen.

Syenit

Längs Protoginzone i Skåne och Småland förekommer förutom hyperitdiabas och gabbro även syenitiska bergarter (tabell 7). Inte bara egentlig syenit och kvartssyenit utan även anortosit, mangerit (=hyperstenmonzonit), charnockit (=hyperstengranit) och granit är associerade med de syenitiska bergarterna. De kan därför hänföras till den s.k. AMCG-sviten (anortosit-mangerit-charnockit-granit, se Ask 1992, Ashwal 1993). I denna ingår även de ovan nämnda basiska intrusionerna. Inom kartområdet, vid Maltesholm (2D 9 h), finns några hållar med bergarter som kan föras till AMCG-sviten. Bergarterna i två av hållarna utgörs av hyperstenförande kvartsmonzonit till kvartsmonzodiorit, ställvis med cm-stora, svarta plagioklas megakrister (fig. 1G 2D NO-kartans baksida). Den tredje hållen som är vittrad utgörs av en starkt folierad, basisk bergart med cm-stora, tätt liggande plagioklaser. Denna bergart kan sannolikt betecknas anortositisk gabbro. AMCG-bergarterna inom kartområdet är troligen ca 1 200 miljoner år gamla, vilket är åldern på syeniten längs Protoginzone längre norrut i Skåne (Klingspor 1976, Johansson 1990 och Hansen & Lindh 1991).

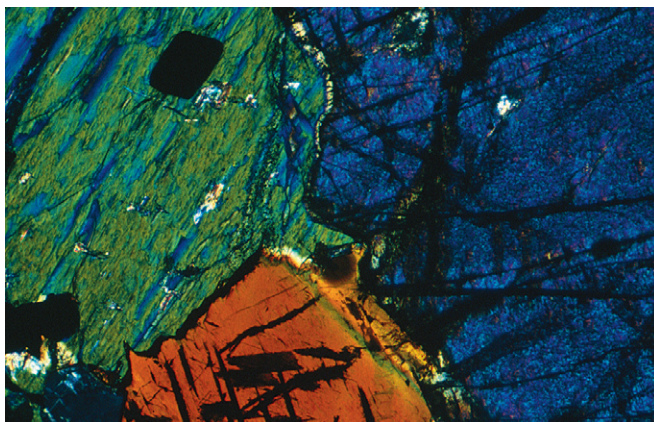


Fig. 20. Mikroskopbild (25X, polariserat ljus) av olivinförande hyperitdiabas (pyroxen-grön, olivin-blå, biotit-rödbrun). (2D9f, 6199400/1376450). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph of olivine-bearing hyperite dolerite.

Även på Romeleåsen förekommer bergarter som eventuellt hör till AMCG-syeniterna. Åldern på bergarterna är dock inte fastställd och eftersom de inte är helt olika den tidigare omtalade Be- dengraniten är deras anknytning till AMCG-bergarterna inte helt självklar. Ett område sydväst om Veberöd (2D 2–3 a) upptas av en syenitisk, kraftigt grusvittrande bergart som är ganska grovkornig och har en gråbrun färg med violett nyans. Den har skarpa kontakter mot omgivande gnejs som den slår igenom (Hjelmqvist 1934). Mineralinnehållet utgörs till hälften av pertitisk kalifältspat, som tillsammans med plagioklas utgör ungefär 90 volymprocent av mineralinnehållet. Därtill kommer hornblände och kvarts samt mindre mängder biotit, apatit och magnetit. Bergarten är vanligen relativt massformig, men har ställvis drabbats av förskiffring.

Diabas, karbon–perm

I Tornquistzonen har stora mängder med basisk magma intruderat, vilken stelnat till diabasgångar som följer åsarnas riktning i nordväst–sydöst till västnordväst–östsydöst (jfr inledande kapitel). Med ett samlingsnamn kallas de vanligen nordvästdiabler. De utgör en markant gångsvärm som är helt knuten till zonen och inte finns utanför densamma. Antalet blottningar i denna bergart är dock i allmänhet litet beroende på att den är lättvittrad. Med hjälp av de flygmagnetiska kartorna, där diabaserna framträder som distinkta, positiva anomalier, kan man dock visa att antalet diabasgångar, de smalare ändå oräknade, är stort. Det verifieras också i exempelvis det stora stenbrottet i Dalby (se Sivhed m.fl. 1999) där ett jämförelsevis stort antal diabasgångar är blottade inom ett begränsat avsnitt av berggrunden.

De i allmänhet brantstående nordvästdiabaserna är vanligen ljusare grå till färgen än de svarta hyperitdiabaserna. Mörkast är de i riktigt smala gångar eller vid de i allmänhet mycket finkorniga, till täta kontakterna mot omgivande berggrund. Kontakterna till sidoberget är ofta kraftigt tektoniskt påverkade, vilket visar att sena rörelser i Tornquistzonen utlösts längs diabaskontakterna (fig. 21). Bredden på gångarna varierar, men överstiger sällan 50 m. Vanligen åtföljs huvudgången av ett antal smala sidogångar liksom av apofyser som kan ha helt avvikande riktning. En del av de diabler som markerats på kartan utifrån tolkning av de flygmanetiska kartorna kan i själva verket bestå av en svärm av smalare gångar.

Flertalet nordvästdiabler utgörs av den typ som i litteraturen kallas Kongadiabas eller kvartsdiabas (jfr Hjelmqvist 1939). Det första namnet syftar på den mycket tidigt kända diabasklinten vid Konga på kartområdet Helsingborg SO. Den andra beteckningen syftar på att diabaserna är jämförelsevis rika på kvarts och alltid innehåller ett par procent av mineralet ifråga. Det höga kvartsinnehållet återspeglas också i de kemiska analyserna där halten SiO_2 uppgår till runt 50 viktprocent eller något däröver (tabell 11).

Inom det aktuella området finns några olika typer av nordvästdiabas. Vanligast är en mörkt grå, finkornig, tämligen enhetlig och massiv varietet som närmast motsvarar den s.k. Kongadiabasen. Mineralinnehållet domineras av andesitisk plagioklas tillsammans med en ljus brun klinopyroxen. I mindre mängd förekommer amfibol, biotit, kvarts, apatit och malmineral (jfr tabell 8). Omvandlingar samt diabasernas finkornighet gör att det vanligen är svårt att utföra modalanalys med någon större noggrannhet. Diabastexturen är oftast ofitisk med större kristaller av pyroxen i vilka ligger mindre, regellöst orienterade kristaller av plagioklas. Vanligare är dock att fördelningen mellan plagioklas och pyroxen är jämnare med regellöst intill varandra liggande



Fig. 21. Kraftigt uppsprucken diabaskontakt i Bedengranit. Bellinga stenbrott (2D 1 c, 6158692/1360945). Foto Hugo Wikman.

Disturbed contact of dolerite in Beden granite.

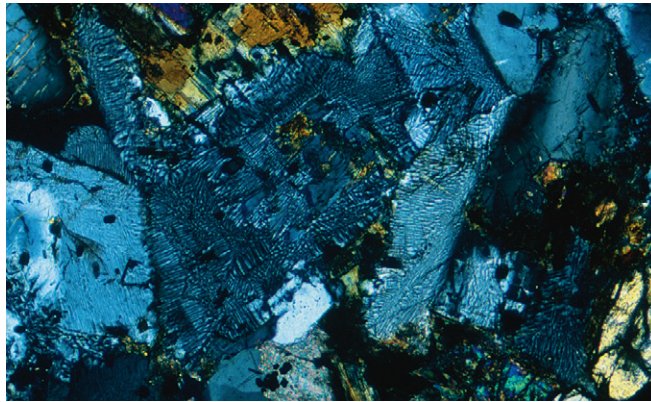


Fig. 22. Mikroskopbild (25X, polariserat ljus) av grafisk sammanväxning mellan kvarts och fältspat i diabas. (2D 6 d, 6181350/1368680). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph of granophyric texture in dolerite.

korn, s.k. subofitisk textur. Ett karakteristisk kännetecken för många av nordvästdiabaserna är de mikrofiska, s.k. granofyriska sammanväxningar mellan främst kvarts och fältspat som förekommer i mellanrummen mellan större kristallindivider (fig. 22, jfr också tabell 8).

På enstaka ställen förekommer också gångar av den diabasvarietet som kallas Kullait efter förekomsten på Kullaberget i nordvästra Skåne (Hennig 1899, Hjelmqvist 1930). Kullaiten är en rödaktigt gröngrå, finkornig till fint medelkornig bergart. I mikroskop framträder främst den kraftiga rödpigmentering som drabbat fältspater. De utgörs av långa plagioklaslister med kalifältspat i mellanrummen mellan större kristaller. Framträdande är också rikedomen på klorit i mellanrummen mellan större kristallindivider. Av övriga mineral kan särskilt nämnas rikedomen på apatit som förekommer i flera mm långa kristaller. I Dalby stenbrott på Romeleåsen slår Kullait igenom kvartsdiabas (Hjelmqvist 1930), vilket tyder på att Kullaiten utgör en något yngre varietet av nordvästdiabas.

Melafyr

Mycket finkornig, amygdaloidal (hålrumsfylld) diabas förekommer som nordvästliga gångar, s.k. melafyrgångar, framför allt i den södra delen av området. Melafyr uppträder dels som smala, 0,5–10 m breda (fig. 23) gångar som stupar relativt brant mot söder, dels som en ca 250 m bred, mer komplex gång med okänd stupning vid Torpaklint (2D 5 c) öster om Övedskloster. Den senare innehåller varieteter med varierande kemiska och mineralogiska egenskaper, något som noterades redan av Törnebohm & Hennig (1904) och som kan vara tecken på förekomsten av flera gånggenerationer. Vanligen är bergarterna starkt rödbruna på vittrade ytor och grå i friskt brott. Brunfärgningen beror i en del fall på att plagioklasen är brunpigmenterad. Brunfärgat (basaltiskt?) hornblände förekommer också i vissa gångar. Zonvis, men även isolerat, förekommer små, mestadels vita hålrum (mandlar) som är fyllda med främst kalcit och klorit (fig. 24–25). Melafyrerna har därför ibland kallats mandelsten. Hålrummen kan också innehålla kraftigt rödpigmenterad fältspat vilket ger bergarten ett rödprickigt utseende. Andelen malmmineral är i många fall tämligen hög och kan uppgå till omkring 15 volymprocent. Melafyrerna är inte sällan omvandlade varför modalanalys är svår att utföra.

En av de gångbergarter som uppträder vid Torpaklint är en röd syenitporfyr (fig. 26) som beskrivits av Hjelmqvist (1934). Bergarten avviker redan genom sin vanligen kraftigt tegelröda färg från de övriga gångarna. De talrika fenokristerna av fältspat är något ljusare rödgrå till färgen och syns tydligt i grundmassan. Biotit uppträder som svarta, större tavelformade korn. Grundmassan domineras helt av kalifältspat som är kraftigt rödfärgad av järnoxid. Övriga mineral är främst biotit, klorit, kalcit, apatit och malmmineral. Kvarts däremot saknas i bergarten (jfr också tabell 12).

I trakten av Tolånga (2D 3 e) förekommer på flera ställen också gångar av melafyr som i allmänhet är mindre än ett par meter breda. Bergarten uppmärksammades här först av J.C. Moberg och har sedan beskrivits av Hadding (1916). Bergarten är i friskt tillstånd mörkt grå, men blir vid vittring, vilken är vanligt förekommande, grönaktigt grå. Mineralinnehållet domineras av augit och plagioklas. Därtill kommer vanligen olivin, hornblände, klorit, kalcit, serpentin och malmmineral. Kalcit och klorit är de vanligaste mineralen i mandlarna medan serpentin utgör omvandlingsprodukt efter olivin.



Fig. 23. Tunna gångar (0,2–0,5 m breda) av melafyr i gnejs. Klintahus (2D 4 d, 6174310/1365880). Foto Hugo Wikman.

Narrow (0.2–0.5 m wide) dykes of melaphyre in gneiss.

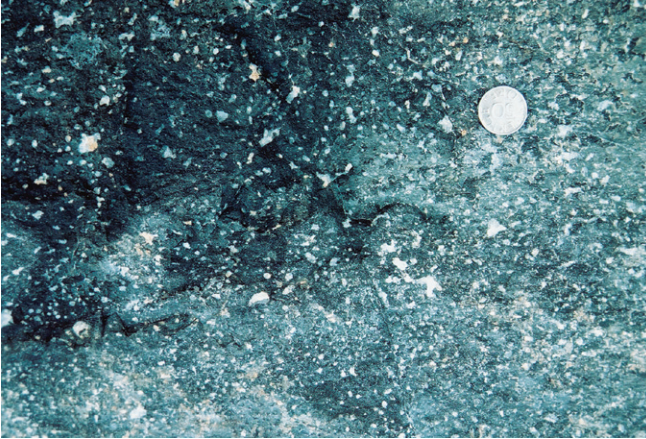


Fig. 24. Mörkt grå melafyre med kalcitfyllda hålrum. Klintahus (2D 4 d, 6174310/1365880). Foto Hugo Wikman.

Dark grey melaphyre with vesicles filled with calcite.

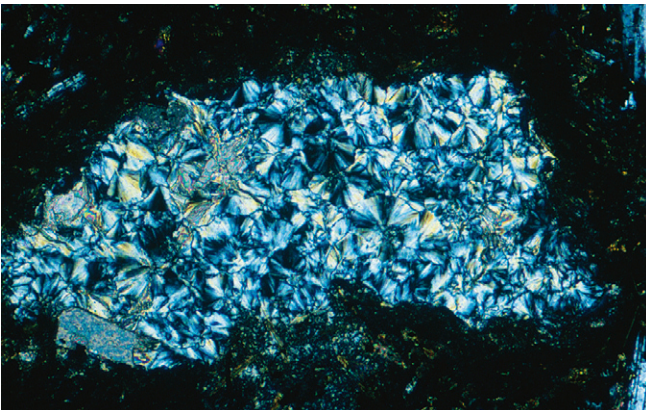


Fig. 25. Mikroskopbild (25x, genomfallande ljus) av hålrum i melafyre fyllt med kloritoid och kalcit. Klintahus (2D 4 d, 6174310/1365880). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph of amygdale in melaphyre filled with chloritoid and calcite.



Fig. 26. Röd syenitporfyr. Klintahus (2D 4 d, 6174310/1365880). Foto Hugo Wikman.

Red syenite porphyry.

Radiometriska dateringar (K-Ar) från Torpaklint – oklart från vilken bergartsvarietet – har gett åldrar mellan ca 281 miljoner år och 269 miljoner år (Klingspor 1976), vilket är obetydligt lägre än de ca 294 miljoner år som är åldern på nordvästdiabasen. Någon ytterligare, radiometrisk datering av områdets melafyrgångar har hittills inte gjorts. Deras kemiska och mineralogiska egenskaper liknar i hög grad den egentliga, i vulkanruinerna uppträdande basaltens, varför det är rimligt att snarare uppfatta dem som samhöriga med denna och inte med nordvästdiabaserna. Kemiska analyser av melafyrer återfinns i samma tabell som basalterna, tabell 12.

Basalt

Block med graptolitförande sandsten innehållande sönderbrutna lager av en mycket finkornig, brungrå bergart som sannolikt är av vulkaniskt ursprung har påträffats längs stranden norr om Skillinge (2E 0 a). Dessa block (fig. 27) uppvisar påfallande likheter med de sandstensblock av silurisk ålder med vulkaniska tuffinslag som beskrivits från Bornholm (Bjerreskov & Jörgensen 1983). Vulkanismen anser författarna vara koncentrerad till ett område omkring 300 km söder om Bornholm. De nya fynden antyder att de vulkaniska utbrottsprodukterna med vindens hjälp även nått till östra Skåne.

Under jura och sannolikt även krita förekom intensiv vulkanism som är direkt knuten till Skåne och främst dess centrala delar. Vulkanismen var koncentrerad till ett område norr om Ringsjöarna, men enstaka basaltförekomster har påträffats även på andra håll. Utbrottsprodukterna utgjordes i huvudsak av lava, men pyroklastiska utbrottsprodukter i form av tuff finns på enstaka ställen. Man skall då ha i minnet att tufferna är lätvittrade och det mesta kan ha försvunnit bl.a. i samband med inlandsisarna. Vissa av tuffavlagringarna är mycket osorterade och har sannolikt avsatts i form av slamströmmar. Med hjälp av de flygmagnetiska kartorna kan man konstatera att antalet vulkaner sannolikt varit ett hundratal. Antalet blottningar är dock betydligt färre och många av dem utgörs i markytan av blockruiner.

Basalterna i Skåne var tidigt föremål för ett stort intresse och beskrevs bl.a. av Eichstädt (1882, 1883) och Svedmark (1883). På 1930-talet gjorde Norin (1933, 1934) en stor undersökning av



Fig. 27. Små block (5 och 8 cm breda) av graptolitförande sandsten med mörka, täta uppbrutna lager av basaltisk tuffit. NO Skillinge hamn (1E 0 a, 6150800/1404300). Foto Hugo Wikman.

Blocks (5 and 8 cm wide) of graptolite-bearing sandstone with broken layers of volcanic tuffite.

basalterna. Långt senare har bl.a. Börlau (1965) och Printzlau (1977a, b) behandlat basalterna. Den senare har i ett par icke publicerade uppsatser beskrivit deras kemi. Sammansättningsmässigt kan basalterna indelas i två grupper, nefelin-hawaiiter och basaniter, av vilka de senare är vanligast (Le Bas m.fl. 1986, jfr tabell 12). Mineralinnehållet domineras av plagioklas, augit, olivin, magnetit, biotit och apatit. Nefelin påträffas också i en del av proverna. Olivin och augit förekommer inte bara i grundmassan utan även som talrika fenokrister (fig. 28). Välbevarat, vulkaniskt glas förekommer också, liksom hålrum fyllda med bl.a. klorit och zeolitmineral är vanligt förekommande.

Inneslutningar av upp till 10 cm stora olivinaggregat och pyroxenrika ultrabasiter av mantelursprung påträffas ibland i en del av basalterna (fig. 29). De har bildats nere i jordens mantel och har förts upp till ytan vid eruptionerna. För att ha kunnat bevaras och inte reagera med magman har transporten uppåt sannolikt gått snabbt.

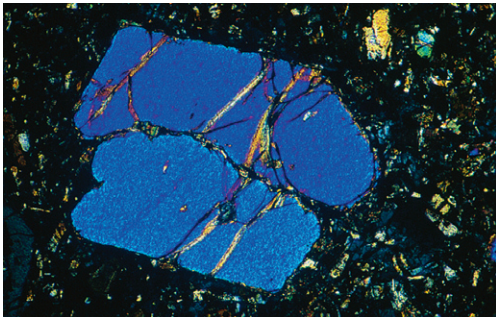


Fig. 28. Mikroskopbild (25X, genomfallande ljus) av basalt med kristall av olivin. Ringsjön (2D 9 b, 6197574/1358140). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph of olivine in basalt.

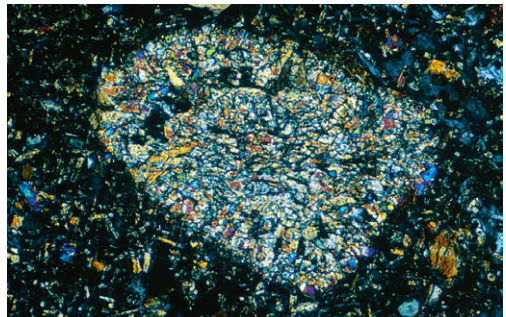


Fig. 29. Mikroskopbild (25X, polariserat ljus) av pyroxenitneslutning i basalt. Ringsjön (2D 9 b, 6197574/1358140). Foto Karl-Axel Kornfält.

Photomicrograph showing an inclusion of pyroxenite in basalt.



Fig. 30. Pelarförklyftad basalt. Ringsjön (2D 9 b, 6197574/1358140). Foto Hugo Wikman.
Basalt.

Inom kartområdet förekommer bevis på vulkanism i form av basalt och basalttuff på flera platser, bl.a. vid Hörby (2D 8 d) och mellan Ringsjöarna (2D 9 b). Områdets enda egentliga större vulkanrest utgörs av kullen med pelarförklyftade basaltblock (jfr exempelvis fig. 8 i Wikman & Bergström 1987) på halvön i Västra Ringsjön vid Lillö (2D 9 b). Även vid stranden på västra sidan av den del av östra Ringsjön som kallas Sätostasjön finns en basaltförekomst som bl.a. är blottad i en liten skärning (fig. 30). Basalt har även påträffats i några brunnsborrningar. Aska från de vulkaniska utbrotten, s.k. tuff, har observerats i några borrningar. Basalten är mycket finkornig, gråsvart till svart, i en del fall med glasig grundmassa. Radiometrisk åldersbestämning av basalter i Skåne med hjälp av K-Ar-metoden tyder på att det förekommit intrusion under två perioder. Den äldre perioden inträffade under juratid för 167 miljoner år sedan, den yngre under krita för ca 108 miljoner år sedan (Klingspor 1976).

DEN PALEOZOISKA BERGGRUNDEN

Äldre paleozoiska sedimentära bergarter (kambrium–silur) täckte tidigare stora delar av Skåne. Yngre paleozoiska bergarter (devon–perm) är inte kända från området. Tektonik och erosion har emellertid medfört att paleozoiska bergarter idag har en oregelbunden förekomst och saknas inom stora delar av sitt tidigare utbredningsområde. Bergarternas utbredning inom kartbladsområdet visas i figur 31. De paleozoiska lagerföljderna är generellt sett likformigt utbildade inom kartbladsområdet. Detta medför att siluriska bergarter alltid underlagras av ordoviciska bergarter som i sin tur alltid underlagras av kambriska bergarter. Denna indelning redovisas i figur 32. I områden som är tektoniskt påverkade kan berggrunden vara förkastad så att upprepningar i lagerföljden kan finnas liksom att delar av den kan saknas. Det senare kan ge sken av att det finns luckor i lagerföljden.

Det komplicerade tektoniska mönstret inom kartområdet medför bl.a. att paleozoisk berggrund förekommer som ytnära berggrund inom stora delar av kartområdet. I Colonusskiffertråget dominerar siluriska bergarter i de västra och centrala delarna och ordoviciska och kambriska bergarter i sydöst.

Paleozoisk berggrund har även påvisats under yngre berggrund i Romeleåsens förkastningszon, öster om Lund, strax väster om kartområdet. Här har i Lunds Energi AB:s djupborrning DGE-2 äldre paleozoiska bergarter påträffats på 863–1 253 m djup. Dessa förekommer i kraftigt lutande bergblock under lager av äldre jura-ålder (Ryaformationen och Höganäsformationen) och yngre trias (Kågerödsformationen). Sannolikt finns liknande sekvenser bevarade utmed Romeleåsens förkastningszon inom det aktuella kartområdet. I DGE-2 består den genomborrade paleozoiska lagerserien av kraftigt tektoniserade ljusgråa, karbonatrika skiffer- och siltstensekvenser med inslag av kalksten. Övedsandsten är påvisad i den allra översta delen av sekvensen. Sannolikt är lagerserien till merparten av silurisk ålder. Den verkliga mäktigheten på lagerserien i förkastningszonen är osäker på grund av kraftigt lutande lager och överskjutningar.

De paleozoiska bergarterna har i Skåne en mäktighet som maximalt uppgår till ca 1 500 m (Larsson 1984, Thomas m.fl. 1993, Erlström & Sivhed 2001). Den exakta mäktigheten är svår att fastställa eftersom de siluriska bergarternas mäktighet, då främst Colonusskifferns, är svårbedömd.

Längs kusten och några kilometer in i landet från ungefär Skillinge i söder till Vik i norr finns stora områden med kambrisk sandsten som är relativt väl blottad. Klassiska lokaler är bl.a.

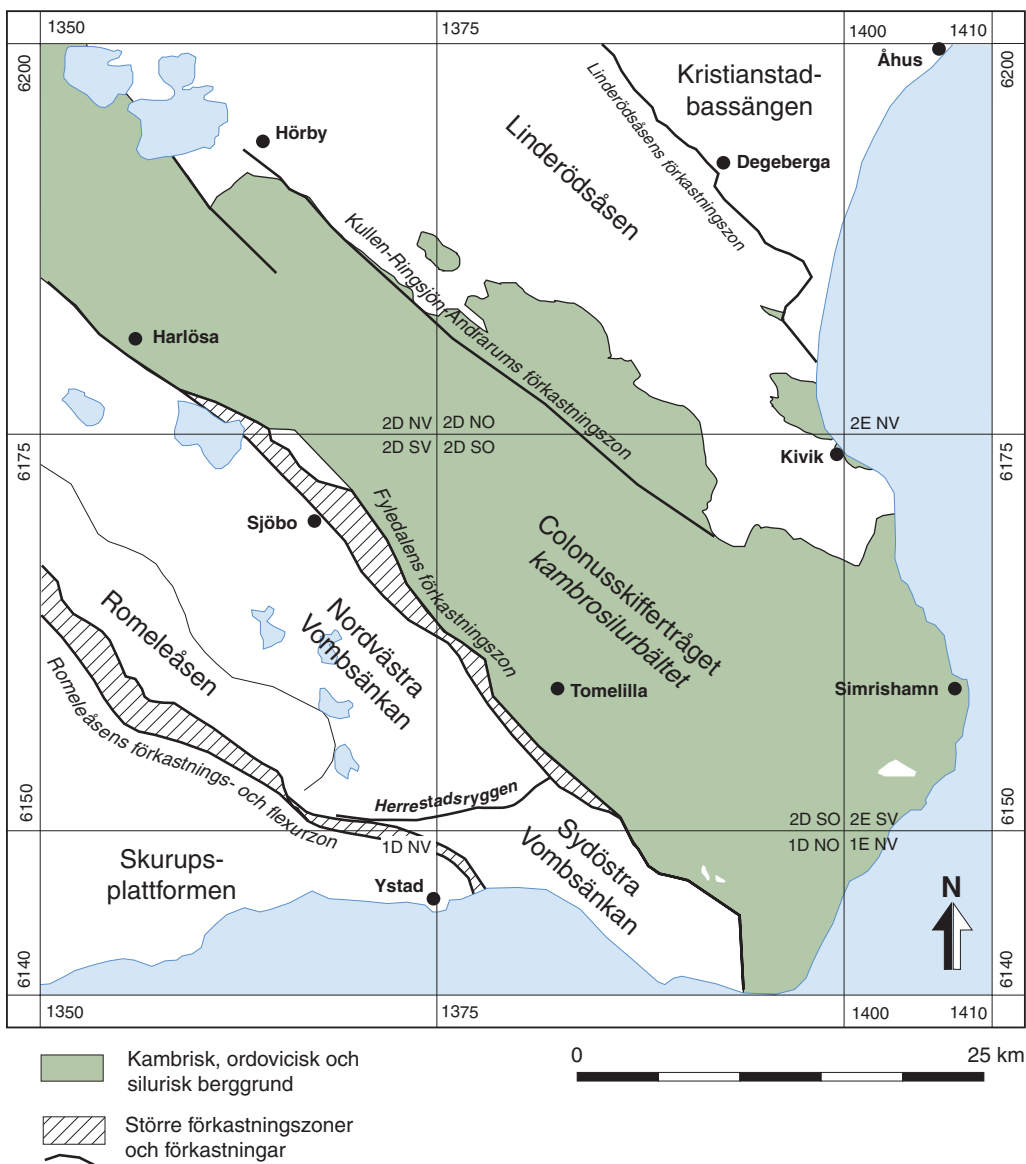


Fig. 31. Utbredning av paleozoiska bergarter inom kartområdet.
Distribution of Palaeozoic rocks in the mapped area.

Tobisborg (2E 1 a), Lunkaberg (2E 0 a) och kuststräckan mellan Brantevik och Gislövshammar (se omslagsbild och fig. 40). Smärre förekomster av kambriska och ordoviciska bergarter finns även i kartområdets nordvästra del, Lyby–Södertoområdet sydväst om Hörby (2D 7–8 c), vid Tängelsås (2D 6 a) och vid Åsum (2D 4 d) norr om Sjöbo. På Linderödsåsens sydsida finns ganska stora områden med kambriska och ordoviciska bergarter (2D 5–7 e–f). Här förekommer de som en några km bred zon, där sydvästgränsen är förkastningsbetingad mot Colonusskifferträget och där nordöstgränsen är en erosionsgräns mot Linderödsåsens gnejssområden.

Den geologiska utvecklingen under äldre paleozoikum präglas av att Skåne befann sig på kanten av en kontinentalplatta (Baltiska plattan) som under ordovicisk–silurisk tid kolliderade med andra kontinentalplattor som idag befinner sig söder om Skåne. Närmaste plattgräns löper i öst–västlig riktning genom norra Tyskland.

Under äldre kambrium var området täckt av ett stort tidvattendominerat grundhav. I detta bildades deltan, laguner, tidvattenkanaler etc. De underkambriska sandstensenheter representerar olika faser i denna utveckling (Hardeberga- och Norretorpformationen samt Rispebjergsandsten och Gislövformationen, se figur 32). Från mellersta kambrium till en bit in i yngsta silur pågick sedimentationen på den Baltiska plattans tektoniskt aktiva och sjunkande randzon, vilket fick till följd att sedimentmaktigheterna ökade söderut. Detta medförde också att de paleozoiska bergarterna i Skåne skiljer sig från likåldriga bergarter i övriga delar av landet och i Baltikum. I Skåne dominerar lagerföljderna från denna tid av mer eller mindre siltig lera som sedermera omvandlats till slamsten och lerskiffer.

I delar av lagerföljden finns inslag med kalksten (t.ex. Bjørkåsholmenkalksten, Komstadkalksten och kalkstenar i Klintaformationen). I lerskifferenheterna påträffas även bentonit (vulkanisk lera)

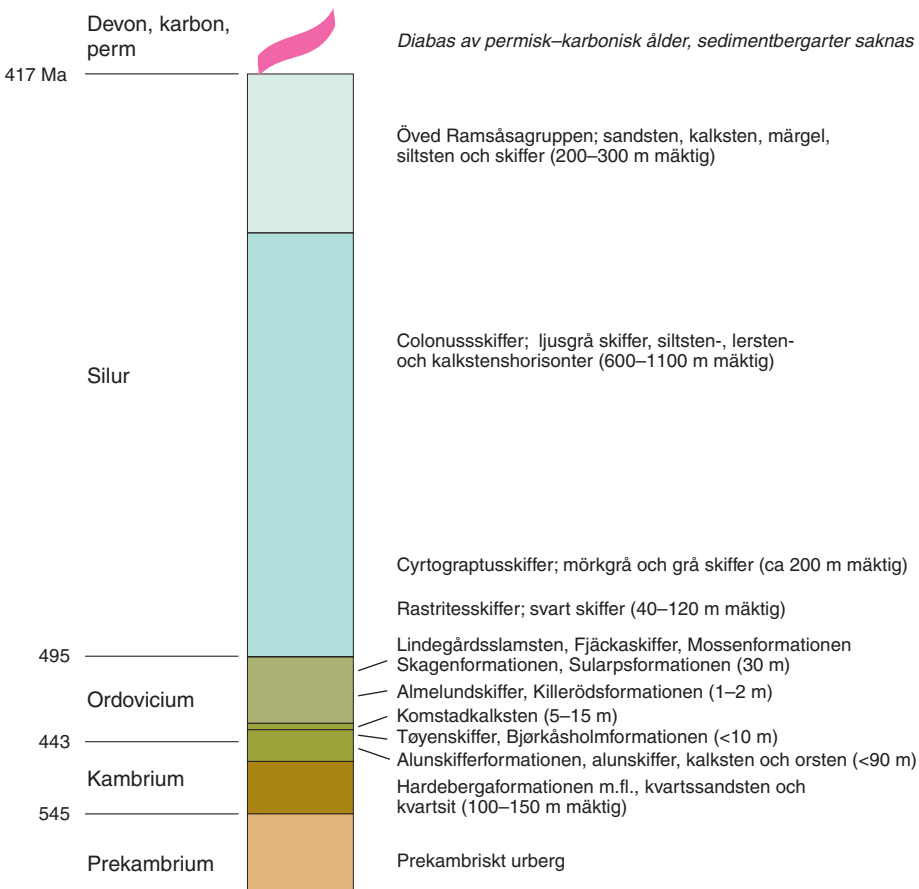


Fig. 32. Indelning, förekomst och mäktighet av paleozoiska bergarter inom kartområdet. *Palaeozoic stratigraphy in the map area.*

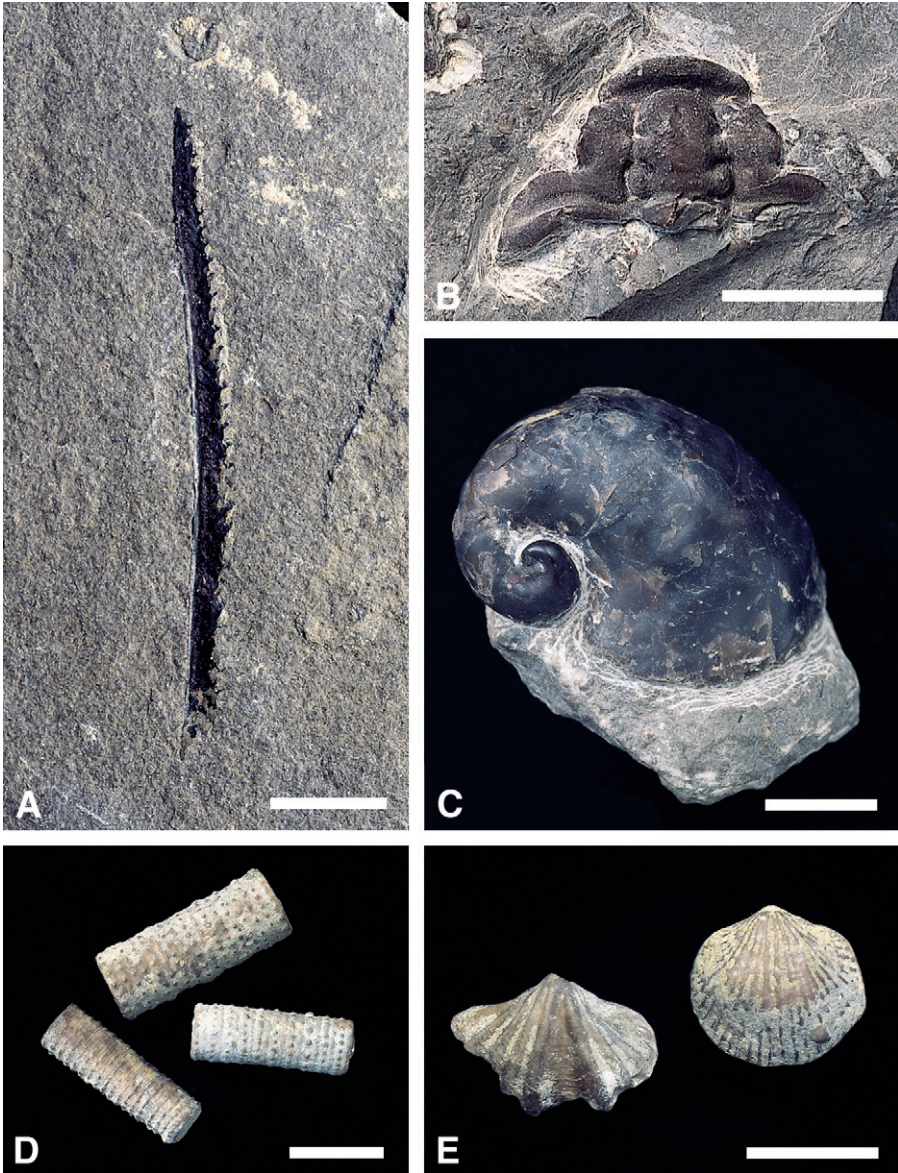


Fig. 33. Exempel på vanliga siluriska fossil från Bjärsjölagård (2D 5d, 6179400/1368100) och Rövarekulan (2D 7b, 6187140/1355480). **A:** Graptolit, *Monograptus* sp. (Rövarekulan), **B:** Trilobit, *Calymene* sp. **C:** Gastropod, *Platyceras* sp. **D:** Krinoideer, *Atrypa* sp. Foto: Anders Damberg. Skalstrecket på bilderna motsvarar ca 1 cm.

Examples of characteristic Silurian fossils from Bjärsjölagård and Rövarekulan. **A:** Graptolite *Monograptus* sp. (Rövarekulan), **B:** Trilobite, *Calymene* sp.. **C:** Gastropode, *Platyceras* sp. **D:** Crinoids. **E:** Brachiopods, *Dethyris* sp., *Atrypa* sp. Scale bar = 1 cm.

som tyder på vulkanisk aktivitet under äldre paleozoikum. En del bergarter är svarta på grund av ett högt organiskt innehåll, s.k. ”black shale”. Alunskiffern och den undersiluriska Rastritesskiffern är exempel på s.k. ”black shales”. En klassisk lokal för alunskiffer är de nedlagda täkterna i Andrarum (2D 5 g–h) där skärningar i alunskiffer fortfarande är tillgängliga. Alunbruket i Andrarum är Skandinavien äldsta; här bröts alunskiffer från 1600-talet och fram till början av 1900-talet.

I allra yngsta silur, när havet åter grundades upp, avsattes mäktiga sandstenlager (Övedssandsten).

De äldre paleozoiska bergarterna är stundtals extremt fossilrika. Exempel på vanligt förekommande fossil är graptoliter och trilobiter, men även brachiopoder och musslor (fig. 33). Stratigrafiskt viktiga mikroffossil i form av chitinozoer, konodonte och acritarcher förekommer också. Eftersom lagerföljden vanligen är komplett (luckor saknas) har den gett och ger rika möjligheter att upprätta en detaljerad biostratigrafisk indelning av berggrunden i området, ett arbete som bedrevs intensivt kring förra sekelskiftet. Vanligt förekommande fossil med en tidsmässig begränsning har vanligen gett namn till de olika bergartsenheterna.

I nedanstående genomgång av de olika berggrundsensheterna redovisas såväl mäktighet och typiska fossil som litologisk uppbyggnad och geografisk utbredning.

I Lindström & Vortisch (1972) finns en populärgeologisk genomgång av Österlens geologi.

Kambrium

Bergarterna bildade under kambrisk tid delas in i tre delar: undre, mellersta och övre kambrium. I Skåne är undre kambrium uppbyggt av olika sandstensenheter medan mellersta och övre kambrium domineras av alunskiffer.

Undre kambrium

Översiktliga berggrundsbeskrivningar av underkambrium i Skåne finns bl.a. i Hadding (1929, 1958), Regnéll (1960), Bergström (1970), Lindström (1967, 1971), Lindström & Staude (1971), Bergström (1981a), Bergström & Ahlberg (1981), Bergström & Shaikh (1982), Bergström m.fl. (1982), Jaeger (1984), Hamberg (1990, 1991), Ahlberg (1998), Sivhed m.fl. (1999). I Bergström & Gee (1985) finns en översiktlig genomgång av kambrium i Skandinavien.

Underkambriums uppbyggnad och förekomst på Österlen är i huvudsak väl beskriven i de äldre kombinerade berg- och jordartskartorna över området: Övedskloster (Tullberg 1882a), Vidtsköfle, Karlshamn och Sölvesborg (de Geer 1889), Simrishamn (Holst 1892), Sandhammaren (Moberg 1895a) och Sövdeborg (Munthe m.fl. 1920). I de moderna jordartskartor (Bergström i Daniel 1986, 1992, 1999, Malmberg Persson 2000) som täcker kartområdet finns de hållar markerade som i dag är tillgängliga, och i beskrivningen till kartorna finns även en kort presentation av berggrunden.

Den nya bilden av underkambriums utbredning som presenteras i denna beskrivning med tillhörande kartblad bygger på den äldre informationen som kompletterats med borrhdata från främst brunnsborrningar och geofysisk information.

I mindre blottningar i underkambrisk sandsten och i brunnsborrningar är det i regel inte möjligt att urskilja de olika stratigrafiska enheterna i den underkambriska sandstenen. Av denna anled-

Period	Formation, led, zon		Centralskåne Linderödsåsen	Colonuskiffer- träget	Fyledalens för- kastningszon	Vombsången	Romeleåsens förkastningszon	Skurupsplatt- formen
ORDOVICIUM	äldre	Alunskifferformationen	80–90 m	80–90 m			?	?
KAMBRIUM	yngre	Olenidserien						
	mellan	<i>P. forchhammeri</i> <i>P. paradoxissimus</i>						
	äldre	Gislövformationen Rispebjergformationen Norretorpformationen Hardebergaformationen	0–150 m	0–150 m			?	?

Fig. 34. Indelning, förekomst och mäktighet av kambriska–underordoviciska bergarter inom kartområdet. *Cambrian–Lower Ordovician stratigraphy in the map area.*

ning har dessa enheter inte urskiljts på berggrundskartan. I området mellan ungefär Gyllebo och Tunbyholm (2D 2 i–j) är ett antal prospekteringsborrningar efter titan och zirkonium (Shaikh & Sundberg 1984) utmärkta på berggrundskartan. I dessa borrningar har det gått att urskilja de olika stratigrafiska enheterna i underkambrium. I Shaikh & Skoglund (1974) redovisas resultaten av provborrningar i underkambrisk sandsten i anslutning till stenbrottet i Listarum (2D 2 j).

I Skåne delas underkambrium in i fyra delar (fig. 34). Hardebergaformationen eller Hardebergasandstenen är äldst. Den har även kallats för Simrishamnsformationen (Shaikh & Skoglund 1974). Hardebergaformationen överlagras av Norretorpformationen, Rispebjergsandsten och Gislövformationen (yngst). Hardebergaformationen är den klart dominerande enheten i Skånes underkambrium medan de tre sistnämnda bergartsenheter uppvisar relativt blygsamma mäktigheter. Det är därför, sett ur en praktisk geologisk synvinkel, kanske motiverat att föra samman de olika bergartsenheter till en och samma formation. En sådan omdefiniering har emellertid inte utförts i detta sammanhang utan den äldre indelningen har följts.

Fram till sannolikt karbonisk tid överlagrades de kambriska bergarterna i Skåne av ordoviciska och siluriska bergarter med en total mäktighet av ca 2 km. De underkambriska bergarterna utsattes därför under detta tidsintervall för stort tryck och hög temperatur. Detta fick till följd att kisel syra gick i lösning för att senare återkristallisera som kvartscement i porutrymmen i sandstenen. Under permisk–karbonisk tid trängde magma upp genom sandstenen och drev troligtvis hydrotermala

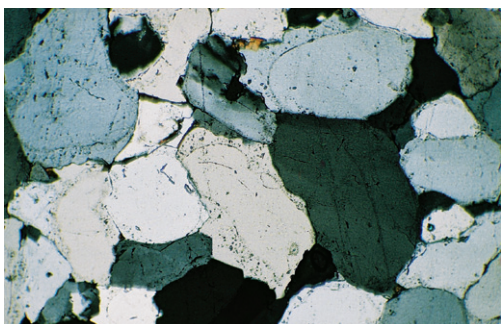


Fig. 35. Mikroskopbild (50X, polariserat ljus) som visar grovkornig underkambrisk sandsten, Hardebergaformationen, från Buralycke (2D 5 g, 6177035/1383015). Av bilden framgår att sandstenen domineras av kvartskorn med sekundär kiselpåväxt. Konturena av de ursprungliga runda kornen syns som en mörkgrå rand. I stort sett alla porer är fyllda med sekundär kisel. Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of Lower Cambrian sandstone from Buralycke.

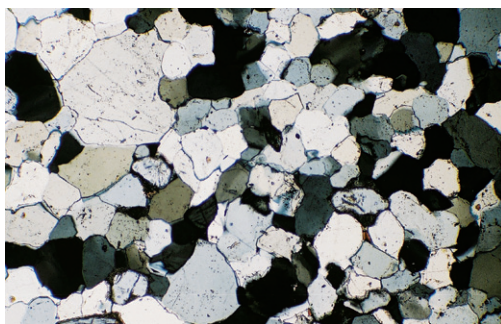


Fig. 36. Mikroskopbild (50X, polariserat ljus) som visar medelkornig till grovkornig underkambrisk sandsten, Hardebergaformationen, från Norrto (2D 8 c, 61790300/1361500). Av bilden framgår att sandstenen domineras av kvartskorn med sekundär kiselpåväxt. I stort sett alla porer är fyllda med sekundär kisel. De ursprungliga kornen varierar i storlek och är inte lika välrundade som i provet från Buralycke (fig. 35). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of Lower Cambrian sandstone from Norrto.



Fig. 37. Insjunkningsstruktur i kambrisk sandsten, "Prästens Badkar" söder om Hamnen i Vik. Den ringformade strukturen har en diameter på ca 10 m (2E 3 a, 6166040/1404780). Foto Mikael Erlström.

Collapse structure in Cambrian sandstone "Vicars bathtub" south of the harbour in Vik. The ring-shaped structure is approximately 10 m in diameter.

lösningar genom den underkambriska sandstenen. I samband med detta skede ersattes i vissa fall kvartscementet av kalcit, flusspat och sulfider. En intressant uppgift är att silver förekommer i låg koncentration i blyglans i Hardebergasandsten (Angelin 1877). Inom kartområdet har flusspaten

brutits (se under rubrik ”Praktisk användning”). I figurerna 35 och 36 visas mikroskopbilder av underkambrisk sandsten.

I den underkambriska sandstenen finns runda, trattformiga bildningar som kan bli upp till 200 m i diameter och flera tiotal meter djupa. Dessa har troligtvis bildats genom omDispositionering av material, t.ex. sand, i Hardebergasandstenens undre delar, varvid massunderskott har uppstått och överlagrande sediment sjunkit in (M. Lindström, personlig kommentar 2002). Exempel på sådana strukturer är bl.a. Prästens badkar söder om Viks fiskeläge (2E 3 a, fig. 37) och i området vid Tobisborg (2E 2 b). Mer att läsa om dessa fenomen finns i Lindström (1967). Hamberg (1994) framför en annorlunda teori att strukturerna orsakats av jordbävningar.

Hardebergaformationen

Hardebergaformationen är uppskattningsvis ca 120 m mäktig inom kartområdet liksom i övriga delar av Skåne. Formationen inleds vanligen med ett arkosiskt basalkonglomerat som överlagrar det prekambriiska urberget.

Formationen domineras av grå, hård, kvarts-cementerad kvartssandsten (fig. 35–36) som övergår i kvartsit. Hårdheten och därmed cementeringsgraden varierar. I området söder om Hörby (Lyby–Söderto, 2D 7–8 c) är sandstenen inte lika väl-cementerad som i övriga delar av Skåne. Den kan här förväxlas med den mesozoiska Höörsandstenen. De båda sandstenarna särskiljs framför allt av att Höörsandstenen innehåller finfördelat organiskt material.

Ler innehåll varierar stort i lagerföljden. Vissa delar utgörs av leror med fortfarande plastiska egenskaper. Exempelvis är vissa av lerorna som ingår i Lunkabergsledet så mjuka, plastiska och svarta att de kan jämföras med t.ex. leror av jurassisk ålder från Fyledalen.

Hardebergaformationen indelas i fyra olika led: Lunkabergs- (äldst), Viks-, Branteviks- och Tobisviksledet (yngst). De olika leden är uppbyggda av olika sedimenttyper som kan relateras till växlingar i vattendjup och därmed också avsättningsmiljön. I Hardebergaformationen förekommer rikligt med sedimentära strukturer. Korsskiktning och vågmärken är vanliga (fig. 38–40).



Fig. 38. Lager (ca 0,2 m mäktigt) med korsskiktad sandsten överlagrande bioturberad lerig sandsten söder om Baskemölla (2E 2 b, 6162500/1407240). Foto Mikael Erlström.

0.2 m thick bed of cross-bedded sandstone overlaying bioturbated argillaceous sandstone south of Baskemölla.



Fig. 39. Exempel på stora vågmärken (våglängden är ca 0,5 m) i den kambriska sandstenen i Bäckhaldalen vid Tobisborg (2E 2 b, 6161470/1406430). Foto Mikael Erlström.

Example of large wave ripples (wave length approximately 0.5 m) in Cambrian sandstone in Bäckhaldalen at Tobisborg.



Fig. 40. Exempel på stora vågmärken i den kambriska sandstenen strax söder om hamnen i Brantevik (2E 0 b, 6154400/1407950). Foto Bergslagsbild.

Occurrence of large wave ripples in the Cambrian sandstone south of Brantevik

I Hardebergaformationen har inga egentliga fossil påträffats utan enbart spåren efter organismer som levde i och på botten av det kambriska havet, s.k. spårffossil. Dessa kan vara av olika typer, t.ex. krypspår eller vertikala gångar (fig. 41–42). Sådana spårffossil har beskrivits av bl.a. Hadding (1929), Westergård (1931), Bergström (1970, 1981a) och Hamberg (1991).

Den kemiska uppbyggnaden av sandstenen är bl.a. redovisad i Kornfält m.fl. (1996). I tabell 13 redovisas några av dessa analysdata. Sandstenen innehåller, förutom kvarts, en mindre mängd lermaterial, fältspat och tungmineral (zirkon, ilmenit). Lokalt är halterna av zink höga till följd av sulfidmineraliseringar.



Fig. 41. Exempel på horisontella grävspår (1–2 cm breda) i underkambrisk fosforitisk sandsten från kusten söder om Brantevik (0,5X, 2E 0 b, 6153910/1407390). Foto Mikael Erlström.

Horizontal burrows (1–2 cm wide) in Lower Cambrian phosphoritic sandstone south of Brantevik.



Fig. 42. Grävspår (diplocraterion) i underkambrisk sandsten vid Brantevik (2E SV 0 b, 6154120/ 1407780). Foto Niklas Axheimer.

Burrows (diplocraterion) in Lower Cambrian sandstone at Brantevik.

Norretorpformationen

Norretorpformationen är uppbyggd av grönfärgad, karbonathaltig sand- och siltsten med glaukonit och fosforit (Hadding 1929, Lindström & Staude 1971). De äldsta kända trilobiterna i Skåne har påträffats i Norretorpformationen. En sammanställning av dessa finns i Bergström (1973) och Ahlberg (1984). Norretorpformationen är känd från olika platser inom kartområdet. Blottningar finns söder om hamnen i Baskemölla (2E 2 b), vid Vårhallarna (2E 2 b), i området mellan Brantevik och Lunkaberg (2E 0 b), i Järrestad–Gladsaxområdet (2E 1–2 a–b) samt vid Simrslund (2E 1 b). Norretorpformationen bergarter är även kända genom borrhningar i området kring Listarum (2D 2–3 i–j). Dess mäktighet har här uppmäts till ca 15 m (Shaikh & Sundberg 1984).

Rispebjergsandsten

Rispebjergsandstenen är en grå, homogen och grovkornig sandsten med fosforitbollar och pyrit. Spårfossil förekommer ställvis. Sandstensenheten är bl.a. beskriven av Lindström & Staude (1971), de Marino (1980) och Bergström & Ahlberg (1981). Spårfossil har påträffats i Rispebjergsandstenen.

Rispebjergsandstenen har påträffats som ytbergart i Järrestad–Gladsaxområdet (2E 1–2 a–b) samt i området mellan Brantevik och Lunkaberg (2E 0 b). Vid Gislövshammar (2E 0 a) är den känd genom undersökningsborrningar (Westergård 1944). I Brantevikborrningen är enheten 1,2 m mäktig.

Gislövformationen

Gislövformationen består av gråa karbonathaltiga ler- och siltstenar samt kalkstenar. Fosforitbollar, pyrit och glaukonit är vanlig förekommande (Troedsson 1917, Hadding 1958, Bergström & Ahlberg 1981 och de Marino 1980). Gislövformationen är rik på fossil som trilobiter, brachiopoder, mollusker m.m. (fig. 43).



Fig. 43. Exempel på fossilrik (mestadels trilobiter) kalksten från Gislövformationen. (2X). Norr om Gislövshammar. (2E 0 b, 6152820/1406650). Foto Mikael Erlström.

Example of fossiliferous limestone of the Gislöv Formation, north of Gislövshammar.

Formationen är känd från små skärningar längs stranden mellan Brantevik och Gislövshammar (2E 0 a), vid Kvasa (2E 4 a), vid stranden söder om Kivik (2E 4 a), vid Forsemölla (2D 5 g) och Andrarum (2D 5 g–h). Dess mäktighet varierar inom kartområdet: mellan 0,8 m söder om Brantevik (2E 0 a–b) till 3,0 m i Andrarum-1-borringen (2D 5 h, Westergård 1944).

Mellersta kambrium – undre ordovicium

Alunskifferformationen

I Skåne består mellankambrium, överkambrium och underordovicium av svart skiffer med tunna kalkstensbankar och orstenar. De svarta skiffrarna dominerar lagerföljden och eftersom de tidigare utnyttjats för alunframställning benämns de alunskiffer. Gee (1972) införde beteckningen Alunskifferformationen och inkluderade i detta begrepp även den överlagrande Björkåsholmenformationen (tidigare Ceratopygekalkstenen). I föreliggande beskrivning följs den korrigerings som gjordes av Buchardt m.fl. (1997) där Björkåsholmenformationen inte inkluderas i Alunskifferformationen.

Alunskiffers utbredning, sammansättning och fossilinnehåll har behandlats i ett flertal arbeten, av dessa kan följande nämnas: Hadding (1958), Regnéll (1960), Hessland & Armandts (1978), Jaeger (1984), Thickpenny (1984), Andersson m.fl. (1985), Buchardt m.fl. (1997) och Vejbæk m.fl. (1994).

Alunskiffern har under långa tider varit och är fortfarande välexponerad och lättåtkomlig för provtagning i Andrarum (2D 5 g–h, fig. 44). Här har den varit föremål för brytning under nära 400 år, från 1637 till 1912 (Stoltz 1932, Andersson 1974). I Andrarum har alunskiffern av denna anledning varit föremål för ingående studier och lämnat ett omfattande trilobitmaterial som är



Fig. 44. Blottning (5–8 m hög) med alunskiffer i Andrarum gamla alunskifferbrott (2D 5 g, 6177820/1385050). Foto Mikael Erlström.

Exposure (5–8 m high) with Alum Shale at the old quarry at Andrarum.



Fig. 45. Orstenar upplagda som prydnader vid ingången till Smedstorps kyrkogård (2D 1 h, 6159850/1393240). De två mindre är gjorda i cement. Foto Mikael Erlström.

Antraconites as ornaments at the entrance of Smedstorps churchyard.

beskrivet av bl.a. Angelin (1854), Nathorst (1869), Tullberg (1880), Linnarsson (1883), Moberg (1911), Westergård (1922, 1944, 1947), Clarkson m.fl. (1998) och Ahlberg m.fl. (1998). En populärvetenskaplig översikt av alunskiffern i Skandinavien finns i Nielsen (1996).

Inom kartområdet förekommer alunskiffer som ytnära berggrund i norra kanten av Colonuskifferträgets sydöstra del och som en några km bred zon längs med Linderödsåsens sydvästra del vid gränsen mot Colonuskifferträget (2D 4–6 g–i). Alunskiffer finns bl.a. även i Lyby–Söderto-området sydväst om Hörby (2D 7–8 c), vid Tängelsås (2D 6 a, Erlström m.fl. 2001) och vid Tosterup (2D 0 g–h).

Inom kartområdet är alunskiffers utbredning främst känd genom information från brunnborrningar. Materialet från dessa har inte alltid undersökts biostratigrafiskt utan det har bara konstaterats att det litologiskt rör sig om alunskiffer. Ganska fullständiga beskrivningar (se litteraturförteckning ovan) av i stort sett hela lagerföljden finns från alunskifferbrottet i Andrarum, från berggrundsbloppningar och borrningar vid Tosterup (2D 0 g–h) och från kärnbörningar vid Gislövshammar (2E 0 a). Lagren är också mera detaljerat beskrivna i Järrestad–Östra Tommarpsområdet (2E 1 a) och Kiviks Äsperöd (2E 4 a).

Under kambrium ökade vattendjupet successivt från underkambriums strandnära avlagringar till mellankambriums, överkambriums och underordoviciums avlagringar avsatta på djupare vatten i mer eller mindre syrefattiga miljöer. Det sediment som bygger upp Alunskifferformationens bergarter avsattes på minst 40–50 m vattendjup vilket är under det djup som normalt påverkas av vågrörelser. Det maximala vattendjupet var troligtvis mindre än 200 m (Buchardt m.fl. 1997). Under perioder med lägre vattennivå avsattes karbonatrikt slam som resulterade i bildningen av kalkstenslager, dvs. Exsulans- och Andrarumskalksten. Dess svarta färg beror på ett ganska högt innehåll av organiskt material. Både skiffer- och kalkstenslagren är rika på trilobit- och brachiopodfossil. I alunskiffern finns kalksten anrikade i form av stora klot eller linser, s.k. orstenar, som kan vara upp till metern eller mer i diameter (fig. 45). De kallas ibland även för stinkstenar eftersom de kan lukta illa när man slår sönder dem. Det beror på deras höga halt av bl.a. svavel.

Alunskiffern delas i Skåne in i tre delar namngivna efter trilobiter eller graptoliter. Den äldsta, mellankambriska delen benämns Paradoxidesserien, den överkambriska Olenidserien och den underordoviciska Dictyonemaskiffern.

I Andrarum har mellankambrium en mäktighet av 20 m, överkambrium 49 m och den ordoviciska delen av alunskiffern 8–10 m. Totalt uppskattas Alunskifferformationens mäktighet här till ca 80–90 m (Westergård 1944, Ahlberg 1998).

Alunskifferformationen är känd genom kärnboringar från Gislövshammar (2E 0 a). Borrningar har utförts vid två tillfällen. Den äldsta borrhningen, Gislövshammar-1, är beskriven av Westergård (1944). Under 1991 utfördes ytterligare en kärnboring, betecknad Gislövshammar-2, beskriven av Nielsen & Buchardt (1994) som redovisar såväl stratigrafiska uppgifter som kemiska data. Geokemisk information från Gislövshammar-1 redovisas av Hessland & Armand (1978).

Mellersta kambrium, Paradoxidesserien

Den mellankambriska lagerföljden delas in i tre olika etager, namngivna efter trilobitsläktet *Paradoxides*. Den äldsta etagen saknas i Skåne och mellankambrium inleds med paradoxissimusetagen som följs av Paradoxides forchhammerietagen.

Paradoxissimuslagren är uppbyggda av svart skiffer med ett antal cm- till dm-mäktiga kalkstenslager och ett fosforrikt lager i sin understa del.

Den undre, ca 20 cm mäktiga kalkstenslagren, namngiven efter en trilobit (*Ctenocephalus exsulans*), har genomborrats på 94 m djup i Gislövshammar-1 och -2 (2E 0 a). Paradoxissimuslagren har en total mäktighet på ca 15 m i Gislövshammar-1 och Andrarum-1 (2D 5 h, Westergård 1944) samt 19 m i Tosterupsborrningen (2D 0 g, Hessland & Armand 1978). I Gislövshammar-1 anger Westergård även förekomst av sandsten på ca 91–92 m djup. Denna enhet är också känd från stranden söder om Brantevik och norr om Gislövshammar (2E 0 b, Holst 1892).

Forchhammerilagren består av svart skiffer med en 0,8–0,9 m mäktig kalkstensbank, den s.k. Andrarumskalkstenen. Lagren har påträffats i Gislövshammar-1 och -2 och Andrarum-1 (Westergård 1944, Nielsen & Buchardt 1994). Mäktigheten varierar mellan 3,8 och 5,1 m. Andrarumskalkstenen påträffades på ca 81 m djup i Gislövshammar-1 och på ca 46 m djup i Andrarum-1. Denna enhet är också känd från stranden norr om Baskemölla (2E 2–3 a–b) och utmed bäcken norr om Fågeltofta kyrka (2D 4 h, Holst 1892).

Övre kambrium, Olenidserien

Trilobiter av familjen *Olenidae* har gett Olenidserien dess namn. Den överkambriska lagerföljden är uppbyggd av svart skiffer med cm- till meter-måttiga kalkstens- och orstenslager. Hela lagerföljden, 48,9 respektive 42,3 m, genomborrades i Andrarum-1 och -2 (2D 5 g–h) och i Gislövshammar-1 (2E 0 a, Westergård 1944, Nielsen & Buchardt 1994), 53,2 m i Tosterupsborrningen (2D 0 g, Hessland & Armands 1978) samt ca 28 m vid Lyby Mosse (2D 8 c) i kartområdets nordvästra del (Erlström m.fl. 2001). Denna del av lagerserien är också känd från Stengravshus vid Tosterup (2D 0 g) och Jerrestad (2E 1 a, Moberg 1910c). Den har observerats i ett dike (1D 9 i) i Löderups socken av Moberg (1895b). Holst (1892) beskriver ett flertal förekomster inom kartbladet Simrishamn, exempelvis utmed bäcken vid Fågeltofta kyrka (2D 4 h), ett område söder om Kronovall ner mot Flagabro (2D 4 h–2 i), mellan Borrby–Hammanhög–Vallby (2D 0 i–j) och vid Gislövshammar (2E 0 a–b).

Undre ordovicium, Dictyonemaskiffer

Den översta delen av Alunskifferformationen är daterad till äldre ordovicium, tremadoc. Dictyonemaskiffen är äldst och har fått sitt namn efter graptolitsläktet *Dictyonema*. Dictyonemaskiffen är uppbyggd av alunskiffer med baryt- och fosforitkonkretioner samt enstaka dm-måttiga orstensbankar och cm-tjocka glaukonithorisonter. Dictyonemaskiffen har en mäktighet av 16,5 m i Gislövshammar-1 (2E 0 a, Westergård 1944), 22,8 m i Tosterupsborrningen (2D 0 g, Hessland & Armands 1978) och >8,7 m i Andrarum-2 borrningen (2D 5g, Westergård 1944). Den är beskriven av Moberg (1910c) i Jerrestad–Östra Tommarp (2E 1 a), vid Kvasa (2E 4 a, De Geer 1889) och vid Flagabro (2D 4–2 i–j, fig. 46) samt i ytterligare ett antal blottningar inom kartbladet Simrishamn (Holst 1892).



Fig. 46. Blottning (ca 1 m mäktig) med Dictyonemaskiffer i bäcken vid Flagabro (2D 1 h, 6162130/1394160). Foto Mikael Erlström.

Exposure of an approximately 1 m thick sequence of Dictyonema Shale at Flagabro.

Alunskifferns kemiska sammansättning

Alunskifferns kemiska sammansättning är bl.a. beskriven av Westergård (1944), Hessland & Armands (1978), Bergström & Shaikh (1982), Anderson m.fl. (1985) och Buchardt m.fl. (1997). Alunskiffern uppvisar relativt sett höga halter av uran, vanadin, molybden, kobolt, nickel, koppar, zink, bly och svavel samt i vissa fall även förhöjda barium- och fosforhalter (jfr tabell 13). Lermineralen domineras av illit och små mängder klorit och kaolinit.

Uranhalterna är i regel mindre än 100 g/ton vilket skall jämföras med halter kring 200–300 g/ton i Närke och Västergötland. Den högsta uranhalten (125 g/ton) har uppmätts i övre delen av Olenidskiffern (Pelturazonen).

Det organiska innehållet i alunskiffern kan vara upp till 8 % (Buchardt m.fl. 1997). Alunskiffern har ingen oljepotential eftersom den under paleozoisk tid utsatts för så högt tryck och temperatur att kolväten har avgått. Bergarten är vad man kallar övermogen. I Buchardt m.fl. (1997) och Vejebak m.fl. (1994) diskuteras alunskifferns kolvätepotalential.

Fosfathalten har bestämts i fosforitbollar i Dictyonema- och Björkåsholmenskiffer (Hede 1951). Uttryckt i procent P_2O_5 ligger värdena mellan 19 % och 32 %.

Mäktigheter

Inom kartområdet har Alunskifferformationen en mäktighet på ca 80 m i Gislövshammar-2 (2E 0 a, Nielsen & Buchardt 1994), 94 m vid Tosterup (2D 0 g, Andersson m.fl. 1985) och drygt 70 m i Andrarum-1 och Andrarum-2 (2D 5 g–h, Westergård 1944). I Sydvästskåne har Alunskifferformationen en mäktighet på mellan 35 och 44 m vilket skall jämföras med ca 100 m i Södra Sandby–Fågelsångsområdet (Sivhed m.fl. 1999). Mäktighetsskillnaderna följer ett regionalt mönster med större mäktighet i och i anslutning till Colonusskifferträget jämfört med angränsande områden i sydväst och nordväst (Vejebak m.fl. 1994, Buchardt m.fl. 1997).

Ordovicium yngre än alunskifferformationen

I Skåne domineras ordovicium av mörkgrå skiffer och slamsten med inslag av tunna bentonit-horisonter (ursprungligen vulkanisk aska), kalkstenslinser och kalkstenslager. I övriga delar av landet och i Baltikum domineras emellertid de ordoviciska lagerföljderna av kalksten.

De ordoviciska bergarternas utbredning, sammansättning och fossilinnehåll i södra Sverige och Skåne har översiktligt behandlats av bl.a. Regnéll (1960), Jaanusson (1982), Bergström (1982), Bergström m.fl. (1982), Lindström m.fl. (2000), Nielsen (1995) och Bergström m.fl. (2001).

Ordoviciska bergarter förekommer som ytnära berggrund inom kartområdets sydöstra del. Klassiska lokaler är Järrestad–Östra Tommarpsområdet (2D 2 i), Grönadal–Flagabro–Komstadområdet (2D 2 i–j) och Bollerup- och Tosterupsområdet (2D 0 g–h). Det är i regel inte möjligt att utföra en detaljerad stratigrafisk indelning av de ordoviciska skifferenheterna utan omfattande biostratigrafisk analys. Av denna anledning har de ordoviciska bergarterna yngre än Alunskifferformationen markerats som en enhet på berggrundskartorna.

Ordoviciums indelning

Ordovicium i Skåne domineras av skiffer. Dessa är fossilförande vilket gjort det möjligt att utföra en detaljerad zonerings av lagerföljden. De fossilgrupper som främst har studerats i de aktuella områdena är graptoliter och trilobiter. I andra områden är stratigrafin också baserad på chitinozoer och konodonter. I figur 47 visas ett diagram som sammanfattar indelningen av den ordoviciska berggrunden yngre än Alunskifferformationen i området. Den nedanstående bergartsindelningen följer i stort Niensens (1995 sid. 47–48) kompletterad med Bergströms m.fl. (2000) och (2002) indelning. I Bergström m.fl. (2000) har den Skandinaviska gränsdragningen mellan undre, mellersta och övre anpassats till internationell standard. I Bergström m.fl. (2002) har Ceratopygekalkstenen jämförts med Björkåsholmenformationen (Owen m.fl. 1990).

Period	Litostratigrafisk enhet (formation, led)	Centralskåne Linderödåsen	Colonusskiffer-tråget	Fyledalens förkastningszon	Vombsänkan	Romeleåsens förkastningszon	Skurupsplattformen
ORDOVICIUM	yngre	Lindegårdsslamsten Fjäckaskiffer Mossenformationen Skagenformationen Sularpformationen	?	30 m			
	mellan	Killerödformationen Almelundskiffer	?	1–2 m			
	äldre	Komstadkalksten Tøyenskiffer Björkåsholmenlager	5 m	20 m			

Fig. 47. Indelning, förekomst och mäktighet av ordovicium yngre än alunskiffern inom kartområdet. *Ordovician stratigraphy, above the Alum Shale, in the map area.*

Undre ordovicium

Alunskiffern överlagras av en ca 1 m mäktig lagerföljd med glaukonit- och fosforitförande grå–ljusgrå skiffer, och kalksten som benämns Björkåsholmenformationen (Owen m.fl. 1990), tidigare benämnd Ceratopygelagren efter trilobitsläktet *Ceratopyge*. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 13. Kalkstenen är i sin kemiska uppbyggnad lik Komstadkalkstenen. Båda karaktäriseras av låga magnesiumhalter.

Björkåsholmenlager förekommer vid Flagabro (2D 2 i–j, fig. 48) där den är beskriven såväl från berggrundsblottningar som från en borrhäla (Tjernvik 1958, 1960). Den underlagrande skiffern är ca 0,20 m mäktig och kalkstenen ca 0,9 m. Enheten har samma uppbyggnad i borrhäla från

Tosterupsområdet (2D 0 g). Lagren saknas i Gislövshammarborrningarna (2E 0 a) och tycks här ha ersatts av ett pyritlager (Westergård 1944). Dess förekomst är också osäker i Lybyborrningen (2D 8 c) i kartområdets nordvästra del. Här överlagras Komstadkalkstenen alunskiffer. Tøyenskiffer och Bjørkåsholmenformationen saknas eller är endast rudimentärt förekommande i Lybyområdet (Erlström m.fl. 2001).

Bjørkåsholmenformationen överlagras av den i området ca 20 m mäktiga Tøyenskiffern (tidigare undre Didymograptusskiffer efter graptolitsläktet *Didymograptus*). Den är känd i bormaterial från bl.a. Gislövshammar (2E 0 a), Flagarbro (2D 2 i) och Tosterup (2D 0 g), (Tjernvik 1958, 1960, Westergård 1944, Lindholm 1991). Formationens bergarter går i dagen bl.a. vid Flagarbro, Tosterup (2D 0 g) och Jerrestad (2E 1 a). En kemisk analys av bergarten från borrhörningsprov från Gislövshammar redovisas i tabell 13. Anmärkningsvärt är de höga bariumhalterna som troligen härrör från baryt.

Tøyenskiffern överlagras av den grå till gråsvarta Komstadkalkstenen. Den är den yngsta enheten i äldre ordovicium och sträcker sig upp i de basala delarna av mellersta ordovicium. I Nielsen (1995) finns en noggrann genomgång av Komstadkalkstenens fossilinnehåll, ålder och förekomst. Generellt sett är Komstadkalkstenen mörkare i norr än i söder. Den bildades genom kalcitkristallisering av ett finkornigt kalkslam med spridda större fossilfragment (mest i form av skalrester från trilobiter och ortoceratiter). Det organiska innehållet varierar vilket kan kopplas till färgvariationerna från grå till svartgrå. Förutom karbonater innehåller Komstadkalkstenen lermineral och pyrit. Kemiska analyser på kalkstenen är redovisade i Shaikh m.fl. (1990) och Kornfält m.fl. (1996). Ett exempel på typisk kemisk sammansättning ges i tabell 13. Den kemiska karaktären är mycket lik kalkstenen i Bjørkåsholmenformationen.

Komstadkalkstenen varierar i mäktighet mellan 10 och 15 m inom kartområdets östra del medan mäktigheten vid t.ex. Lyby (2D 8 c) endast är 5,5 m (Erlström m.fl. 2001). Kalkstenen har brutits på ett flertal platser inom kartområdet och i dag syns resterna av de tidigare brotten i



Fig. 48. Förekomsten av Bjørkåsholmenlager i bäckravinen vid Flagarbro (2D 2 i, 6162100/1394120). Foto Mikael Erlström.

Bjørkåsholmen beds at Flagarbro.



Fig. 49. Komstadkalkstenen i Grönadals nedlagda stenbrott (2D 2i, 6161630/1394370). Foto Mikael Erlström.

Komstad Limestone at the abandoned quarry at Grönadal.



Fig. 50. Komstadkalkstenen i Listarums nedlagda stenbrott (2D SO 2i, 6161770/1394620). Foto Mikael Erlström.

Komstad Limestone at the abandoned quarry at Listarum.



Fig. 51. Komstadkalksten vid Gislövshammar (2E 0 b, 6151770/1406010). Foto Mikael Erlström.

Komstad Limestone at Gislövshammar.

bl.a. Smedstorp–Listarum–Komstadorrådet (2D 2 i–j, fig. 49–50), Östra Tommarp (2E 1a) och Hammenhög (2D 0–1 j). Bergarten är eller har varit blottad på ett flertal platser inom kartområdet vilka i detalj är beskrivna i de äldre beskrivningarna till de kartblad i SGUs serie Aa som täcker området. En ofta besökt lokal är Gislövshammar (2E 0 a) där Komstadkalkstenen är tillgänglig i strandkanten (fig. 51). Den är här även påträffad i borrhningar i området (Nielsen 1995).

Mellersta ordovicium

Den mellanordoviciska lagerföljden består i huvudsak av mörk skiffer, slamsten och tunna kalkstenslager. De benämndes tidigare Övre Didymograptus- och Undre Dicellograptusskiffer, namngivna efter graptolitsläktena *Didymograptus* och *Dicellograptus*. I modernare litteratur har dessa båda ”skifferenheter” sammanförts till en enhet som benämns Almelundskiffern (Bergström m.fl. 2001). Almelundskiffern omfattar större delen av mellersta ordovicium och de basala delarna av övre ordovicium. Inom kartområdets östra del har den en mäktighet på endast några meter, den saknas troligtvis helt i Lybyområdet (2D 8 c, Erlström m.fl. 2001). Dessa uppgifter skall jämföras med mäktigheter uppemot 80 m i Sydvästskåne.

I vad som motsvarar Almelundskifferns övre del har en ca 1 m mäktig kalkstensdominerad, fosforrik enhet urskiljts i Sydöstskåne, nämligen Killerödformationen (Månsson 1995, 2000). Denna enhet är uppbyggd av <10 cm tjocka kalkstenslager mellanlagrade av blågrå slamsten med pyrit och fosforit. Lagren vilar i vissa fall direkt på Komstadkalkstenen som t.ex. i Östra Tommarp (2E 1 a). Mellanordoviciska lager är inom kartområdet kända bl.a. från Killeröd (2D 2 i), Östra Tommarp, Järrestad (2E 1 a), Bollerup (2D 0 h), Tosterup (2D 0 g) och Gislövshammar (2E 0 a).

Övre ordovicium

Övre ordovicium är i sin undre del uppbyggd av mörkgrå till gråsvart, karbonathaltig skiffer med tunna kalkstensband, fosforitbollar, pyrit, bentonit och förkislade horisonter. I anslutning till bentonithorisonterna är skiffren i många fall förkislad. Graptoliter, brachiopoder, ostrakoder, konodonter och scolecodonter förekommer i skiffren.

Denna del av lagerföljden delas in i Sularpformationen (tidigare Orthisskiffer), Skagenformationen, Mossenformationen och Fjäckaskiffer (yngst). Tillsammans har de en mäktighet på ca 20 m varav Fjäckaskiffern utgör ca 15 m och Sularpslagren ca 4 m. Lagren är kända från bl.a. Järrestad–Östra Tommarpsområdet samt Bollerup och Tosterup (2D 0 g–h) där de bl.a. är beskrivna av Holst (1892), Moberg (1910c) och Grahn (1978).

Den översta delen av ordovicium är utbildad som en grågrön, grå, mörkgrå och svart skiffer och slamsten, Lindegårdsslammsten (tidigare Jerrestads och Tommarpslager). Den är mindre konsoliderad än de underliggande lagren. Graptoliter, trilobiter, ostrakoder och gastropoder har påträffats i Lindegårdslagren. Den undre delen av lagerföljden är känd från Järrestad (2E 1 a) och den övre från Östra Tommarp (2E 1 a).

Silur

Inom ett stråk (Colonusskifferträget) från nordväst till sydöst, begränsat av Fyledalens och Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszoner, består den ytnära berggrunden av siluriska bergarter.

De siluriska bergarternas utbredning, sammansättning och fossilinnehåll i Skåne har översiktligt behandlats av bl.a. Regnéll (1960), Bergström m.fl. (1982), Larsson (1979), Lindström m.fl. (2000) och Jeppsson & Laufeld (1986).

Blottningar av siluriska bergarter inom kartbladsområdet är i regel väl beskrivna i de äldre kombinerade berg- och jordartskartorna över området: Övedskloster (Tullberg 1882a), Vidtsköfle, Karlshamn och Sölvesborg (de Geer 1889), Simrishamn (Holst 1892), Sandhammaren (Moberg 1895a) och Sövdeborg (Munthe m.fl. 1920). I de moderna jordartskartor (Daniel 1986, 1992, 1999 och Malmberg-Persson 2000) som täcker kartområdet finns de hållar som i dag är tillgängliga markerade. I beskrivningen till kartorna finns även en kort presentation av berggrunden.

Den siluriska lagerföljden kan inom kartbladsområdet delas in i fyra delar: Rastrites- (äldst), Cyrtograptus- och Colonusskiffer och Öved-Ramsåsalager (yngst). Rastrites-, Cyrtograptus- och undre delen av Colonusskiffern räknas till undre silur medan övriga delar av Colonusskiffern räknas till äldsta delen av övre silur och Öved-Ramsåsalagren till allra översta silur. Den siluriska lagerföljden har en mäktighet som kan uppgå till ca 1 000–1 500 m varav större delen utgörs av Colonusskiffer (Hede 1915).

Den siluriska lagerföljden är huvudsakligen uppbyggd av lerskiffer, slam- och siltsten. Dessa indikerar relativt djupa marina avsättningsförhållanden. Öved-Ramsåsalagren är däremot till övervägande del uppbyggda av siltsten, sandsten och kalksten. Dessa lager indikerar en uppgründning av sedimentationsområdet under allra yngsta silur.

Det har varit svårt att särskilja de siluriska skifferna i material från brunnborrningar i området. Av denna anledning har Cyrtograptus-, Colonus- och Rastritesskiffer förts samman till en enhet i kartbilden. Öved-Ramsåsalagren har däremot med ganska stor säkerhet kunnat identifieras.

I figur 52 framgår de siluriska bergarternas indelning, mäktigt och förekomst inom kartområdet.

Period	Epok	Litostratigrafisk enhet (grupp, formation, led)	Centralskåne Linderödsåsen	Colonusskiffer-träget	Fyledalens förkastningszon	Vombsåsen	Romeleåsens förkastningszon NV-del	Skurupsplatt-formen
SILUR	yngre	pridoli (downton)	Öved-Ramsåsa	300 m			<50 m	
		ludlow	Colonusskiffer	600–1100 m			200–400 m?	
	äldre	wenlock	Cyrtograptusskiffer	200 m			?	
		llandoverly	Rastritesskiffer	40–120 m			?	

Fig. 52. Indelning, förekomst och mäktighet av siluriska bergarter inom kartområdet. *Silurian stratigraphy in the map area.*

Rastritesskiffer

Rastritesskiffern omfattar större delen av undre silur och består av graptolitförande svart och ljusgrå lerskiffer med tunna kalkstensskikt och bentonithorisoner. Lagerföljden bedöms vara mellan 40 och 120 m mäktig (Regnéll 1960).

Inom kartområdet är Rastritesskiffern känd från bl.a. Östra Tommarp (2E 1 a, Grahn 1978) där i stort sett hela lagerföljden varit tillgänglig. Olika sektioner i Rastritesskiffern har påträffats på ett flertal andra platser inom kartområdet som t.ex. söder Bollerup (2D 0 h–i, Holst 1892), vid Löderup (1D 9 i) och Tosterup (2D 0 g, Moberg 1910c). Undersilurisk skiffer, troligtvis Rastritesskiffer har även påvisats i en brunnborrning i kartområdets nordvästra del, vid Fridhem (2D 7 c).

Cyrtograptusskiffer

Cyrtograptusskiffern är grå till svart i färgen med bruna och gröna inslag. Linser och band med grå och gulaktig tät kalksten förekommer. I den uppemot 200 m mäktiga enheten förekommer flera bentonithorisoner, speciellt i den undre delen. I Laufeld m.fl. (1975) finns en genomgång av äldre litteratur som behandlar Cyrtograptusskiffer i Skåne. Cyrtograptusskiffer har tidigare benämnts Retiolites- och Flemingilager (Törnquist 1913).

Undre delen av Cyrtograptusskiffern är känd från stora delar av kartområdets sydöstra del. Förekomsterna är beskrivna i de äldre beskrivningarna i serie Aa (Holst 1892, Moberg 1895b, Munthe m.fl. 1920) samt i Moberg (1910a, c) och Hede (1915). I dag är många av dessa lokaler inte längre tillgängliga. Cyrtograptusskiffern är i den äldre litteraturen beskriven från bl.a. följande platser: Tosterup–Övraby (2D 0 g–h), söder Bollerup (2D 0 h–i), vid Skillinge och Östra Hoby (2E 0 a), Östra Tommarp–Jerrestad (2E 1 a), Fågeltofta (2D 4 h), mellan Spjutstorp och Ingelstad (2D 2 h–1D 1 i), vid Kvärrestad (2D 1 h), söder om Hannas (2D 0 j), vid Hörup (1D 9 i) samt mellan Borrby och Kylsgården (1D 9 j, 1E 9 a).

Colonusskiffer

Colonusskiffern är den av de paleozoiska skiffarna som dominerar den ytnära kartbilden inom området.

Colonusskiffern är en ljusgrå, svagt grönaktig eller blåaktig karbonathaltig slamsten och skiffer med varierande glimmerhalt. Tunna gråfärgade kalkstensband, som ibland kan vara linsformade (fig. 53), förekommer också. I vissa nivåer påträffas finkornig, hård, karbonatcementerad siltsten som benämns Odarslövssandsten (Tullberg 1882b). Den kemiska sammansättningen redovisas för ett urval av typiska litologier i tabell 13. Karbonathalten är påfallande hög i skiffern, likaså innehållet av järn och magnesium. I kontakter mot diabas är bergarten vanligen omvandlad, hårdare och tätare och benämns då argillit. Colonusskiffern skiljer sig från övriga mer eller mindre fossilrika paleozoiska skiffer genom sin fossilfattigdom. Eftersom fossilen är sparsamt förekommande i skiffern är det svårt att beräkna dess mäktighet. Den har beräknats vara 600–1100 m mäktig (Tullberg 1882b, Hede 1958, Lindström 1971). Colonusskiffern har tidigare benämnts Cardiolaskiffer (Tullberg 1880) och Posidonomyaskiffer (Moberg 1895b).

I bl.a. Hede (1915, 1958), Regnéll (1960), Lindström (1960) och Larsson (1979) finns överiktliga beskrivningar av Skånes Colonusskiffer.



Fig. 53. En upp till 5 cm tjock, linsformad kalkstenskonkretion i Colonusskiffer i en skärning utmed Tolångaån (2D 3 e, 6169000/1372090). Foto Mikael Erlström.

An up to 5 cm thick lens-shaped limestone concretion in a Colonus Shale outcrop along the Tolånga rivulet.



Fig. 54. Blottning med Colonusskiffer utmed Bråån i Rövarekulan (2D 8 b, 6187160/1355480). Foto Mikael Erlström.

Outcrop of Colonus Shale along the Bråån rivulet at Rövarekulan.

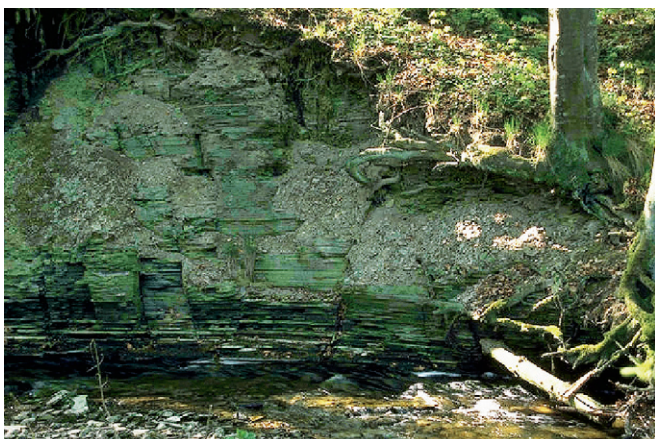


Fig. 55. Blotning med Colonusskiffer i Harlösabäcken (2D 5 b, 6180100/1358000). Foto Mikael Erlström.

Outcrop of Colonus Shale in the Harlösa rivulet.



Fig. 56. En ca 3 m mäktig blotning med Colonusskiffer i Heingeberg (2D 5 g, 6175800/1380500). Foto Mikael Erlström.

An approximately 3 m thick exposed sequence of Colonus Shale in an outcrop at Heingeberg.

Colonusskiffer är blottad på ett flertal platser inom kartområdet. I området mellan Ringsjöarna och Vombsjön finns några djupa och breda raviner som skär igenom Colonusskiffen. I dessa finns Colonusskiffer mer eller mindre blottad. De bästa blottningarna är belägna i Rövarekulan (2D 7 b, fig. 54). I Pinedalen (2D 8 b) finns några blottningar med den yngsta förekomsten av graptolitförande Colonusskiffer i Skåne. Colonusskiffer är mer eller mindre blottad i raviner vid Harlösa (2D 5 b, fig. 55) och i Borstbäcken (2D 5 c). I Vollsjön (2D 5 e) finns fina blott-



Fig. 57. Blottning med Colonusskiffer utmed Tolångaån söder om Tolånga. (2D 3 e, 6169000/1372090) Foto Mikael Erlström.

Outcrop of Colonus Shale along the Tolånga rivulet south of Tolånga.



Fig. 58. Blottning med Colonusskiffer utmed Tommarpsån vid Jerresstad (2E 1 a, 6156950/1402330). Foto Niklas Axheimer.

Outcrop of Colonus Shale along the Tommarp rivulet.

ningar i Colonusskiffer liksom vid Heingeberg (2D 5 g, fig. 56). I Tolångaåns dalgång (2D 3–4 e) finns ett flertal blottningar i bäckravinen, de bästa söder om Tolånga (2D 3 e, fig. 57). I området mellan Ramsåsa och Röddinge (2D 2 f) finns ett flertal blottningar i Fyledalens nordvästra brant. Colonusskiffer finns även tillgänglig i Örupsåns dalgång mellan Kverrestad och Örup (2D 1 g–h) vid Tosterup (2D 0 g, Moberg 1910c), i dalgången mellan Ö. Tommarp och Järrestad (2E 1 a, fig. 58), och längs stranden vid Skillinge (2E 0 a).

Öved-Ramsåsgruppen

Allra yngsta silur kännetecknas av bergarter som har sitt ursprung i en grund marin miljö (Klintalager) som avlöses av strandnära och kontinentala bildningar (Övedslager).

Detta siluravsnitt består av siltsten, siltig lerskiffer, slamsten, kalksten och sandsten som går under beteckningen Öved-Ramsåsgruppen. En sammanfattande beskrivning, inkluderande äldre litteratur, av Öved-Ramsåsalagren finns i Jeppsson & Laufeld (1986) se även Wigfors-Lange (1999). Lagerserien indelas i en äldre del, Klintaformationen och en yngre del, Övedssandstenen.

Klintaformationen är till övervägande del uppbyggd av grå slamsten samt i mindre omfattning siltsten och kalksten. Den har av Jeppsson & Laufeld (1986) delats in i fyra olika led, Lunnarna-

Bjär-, Bjärsjö- och Bjärsjölagårdsleden med en sammanlagd mäktighet som är i storleksordningen 100 m. Strömiskiktning och "flute casts" eller s.k. tungmärken, är relativt vanliga strukturer (fig. 59). Siltstenen är vanligen karbonatcementerad och glimmerrik (fig. 60). Kalkstenslagren består i många fall av mycket fossilrika lager där stora makrofossil ligger inbäddade i ett fint lerigt och siltigt karbonathaltigt slam (fig. 61).

Övedssandstenen är en grå och röd sandsten med enstaka tunna kalkstenslager med marina fossil. Den totala mäktigheten är osäker, men är troligtvis i storleksordningen 150–200 m. Sandstenen är relativt dåligt sorterad och består i huvudsak av finkornig kvartsarenit med hög andel glimmer och järnutfallningar (fig. 62). Rödfärgningen varierar kraftigt i lagerföljden.

Öved-Ramsåsalager påträffas inom tre större sammanhängande områden och i några mindre. I området kring Östra Ringsjöns sydvästra strand och några km söderut (2D 8–9 b) finns såväl Klintaformationens bergarter som Övedssandsten tillgänglig. Här finns bl.a. ett nedlagt stenbrott i Övedssandsten i strandskärningen nedanför Wrangelsborg (2D 8 b). Vid Lunnarna (2D 8 b) där ån i Pinedalen skär vägen finns i åbotten fossilrika lager. I området Bjärsjölagård–Borstbäcken–Brandstad (2D 4 d–e, 5 c–e) finns såväl Klintaformationens bergarter (t.ex. vid Bjärsjölagård, 2D 5 d, fig. 63) som Övedssandsten (några kilometer öster Övedskloster, 2D 5 d) tillgänglig. I Bjärsjölagård bröts kalksten för bl.a. kalkbränning och i Öved bröts Övedssandsten för byggnadsändamål och slipstenstillverkning. I området kring Ramsåsa (2D 1–2 f) finns ett antal mindre, delvis igenfyllda stenbrott i Övedssandsten.

Mindre förekomster av Öved-Ramsåsalager har även påvisats i brunnborrningar vid Starrarp (2D 6 e), Östra Sallerup (2D 7 d) och Kverrestad (2D 1 h).



Fig. 59. "Flute casts" eller s.k. tungmärken i karbonathaltig silurisk siltsten från Pinedalen (2D 8 b, 619040/1355070). Fotografiet motsvarar en ca 20 x 30 cm stor skiktyta. Foto Mikael Erlström.

Flute casts in calcareous Silurian siltstone from Pinedalen. The photograph displays a 20 x 30 cm large bedding surface.

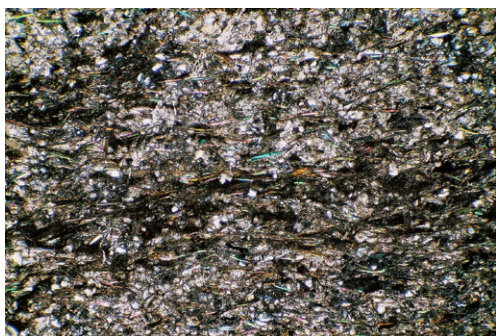


Fig. 60. Mikroskopbild (50x, polariserat ljus) av karbonatcementerad glimmerrik, siltsten från Öved Ramsåsagruppen vid Borstbäcken (2D 5 c, 6195170/1356360). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of a carbonate cemented micaceous siltstone of the Öved Ramsåsa Group at Borstbäcken.

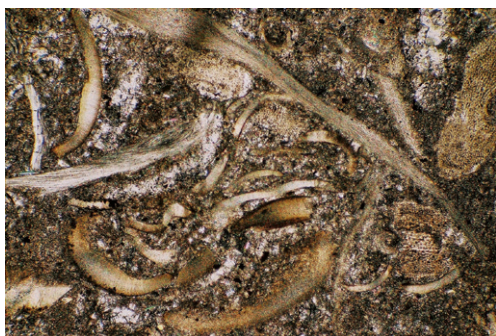


Fig. 61. Mikroskopbild (50x, polariserat ljus) av fossilrik kalksten tillhörande Öved Ramsåsa Gruppen vid Klinta, Ringsjöns södra strand (2D 9 b, 6195170/1356360). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of fossiliferous limestone of the Öved Ramsåsa Group at Klinta, south beach of lake Ringsjön.

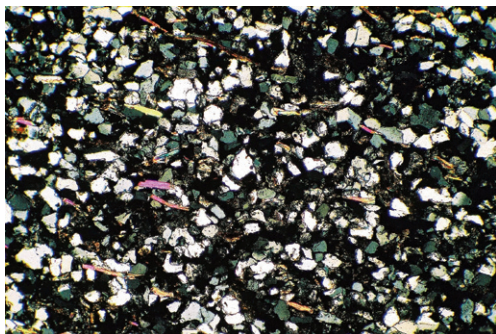


Fig. 62. Mikroskopbild (50x, polariserat ljus) av Övedsandsten från Helvetesgraven (2D 5 e, 6175060/1366840). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of the Öved Sandstone from Helvetesgraven.



Fig. 63. En ca 3 m mäktig blottning med Bjärsjölagårdskalksten i Bjärsjölagårds nedlagda kalkstensbrott (2D 5 d, 6179400/1368000). Foto Anders Damberg.

An approximately 3 m thick exposure of Bjärsjölagård Limestone in the abandoned limestone quarry at Bjärsjölagård.

DEN MESOZOISKA BERGGRUNDEN

Mesozoikum delas åldersmässigt in i trias, jura och krita. Avlagringar från dess tidsperioder bildar ytnära berggrund inom Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, i Vombsänkan, i Hörbyområdet, i mindre områden sydöst om Hörby samt i Kristianstadsbassängen (fig. 64 & 72). På Skurupsplattformen är den mer än 1 000 m mäktiga kretaceiska lagerföljden överlagrad av tunna, uppemot ca 100 m mäktiga bergarter av paleogen ålder.

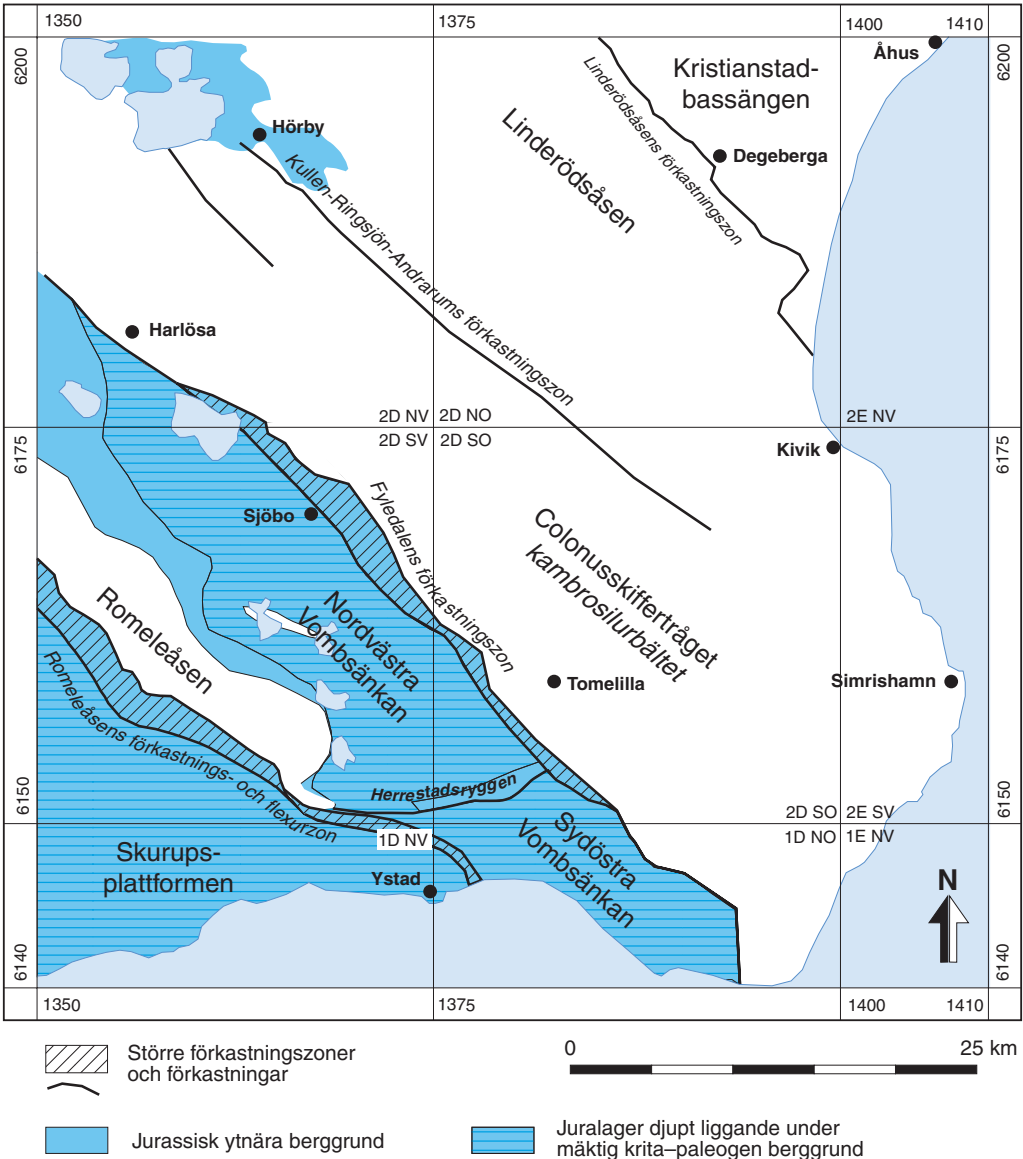


Fig. 64. Utbredning av mesozoiska bergarter inom kartområdet.
Distribution of Mesozoic rocks in the map area.

Översiktliga beskrivningar av lagerföljden i området finns bl.a. i Moberg (1888a, b, 1910b), Möller & Halle (1913), Brotzen (1936, 1960), Hägg (1930, 1935, 1954), Tralau (1966, 1968), Sivhed (1980), Norling (1981), Grigelis & Norling (1999), Norling m.fl. (1993), Chatziemannouil (1982), Bergström m.fl. (1982), Norling & Bergström (1987), Christensen (1986), Erlström & Gabrielson (1991), Erlström & Guy-Ohlson (1994), Erlström m.fl. (1991, 1993, 1997), Thomas m.fl. (1993) och Ahlberg m.fl. (2003).

Trias

De äldsta kända triassiska bergarterna inom området är Kågerödslagren. De bergarter som i kartområdet förs till Kågerödslagren är inte med säkerhet daterade men de är sannolikt av norian–carnian ålder, dvs. allra yngsta delen av trias. Vad som här räknas som Kågerödslager har påträffats inom mindre begränsade områden i Hörbytrakten (2D 8 c–d), längs Romeleåsens nordkant (2D 2–4 a–b) och i åsens sydöstligaste del (2D 0 d).

Kågerödslagren är typiska ökenbildningar och kännetecknas av brokigt färgade (röd, brun, grön, grå) konglomerat och sandstenar med leriga lager. De är mer eller mindre karbonathaltiga och i vissa fall salthaltiga.

Inom kartområdet har Kågerödslagren en maximal mäktighet på ca 40 m. Det bör påpekas att det i material från brunnborrningar är svårt att särskilja triasbergarterna från vittrat urberg i form av gnejs och granit.

Inom kartområdet har Kågerödslager eller lager som påminner om desamma påträffats i ett område som sträcker sig från Osbyholm i sydväst in mot Hörbysänkans centrala delar i nordöst (2D 8 c–d). Här vilar osorterade gula, gröna och röda sandiga leror, sandstenar och arkoser på ett lervittrat urberg (Troedsson 1942, 1947). Mäktigheten varierar mellan 11 och 38 m.

Vid Östra Sallerup (2D 7 d), i Colonusskiffertrågets nordöstra gräns mot Linderödsåsens urbergsområde, överlagrades översiluriska Öved-Ramsåsalager av en 25 m mäktig sekvens med gula, gröna och röda, osorterade, sandiga leror som har förts till Kågerödsformationen. I Romeleåsens förkastningszon vid Munka Tågarp (2D 0 f) och Rödalsberg (2D 0 g) finns bergarter som även de påminner om Kågerödslager (Munthe m.fl. 1920).

På urberget i gränsområdet mellan Vombsänkan och Romeleåsen (2D 2 a–b, 4 a–b) vilar upp till dryga 10 m mäktiga, röda leror under en tunn jurassisk lagerföljd. Lerorna har med viss tvekan tolkats som Kågerödslager. I en brunnborrning belägen ca 1 km nordväst om Marsvinsholm (2D 0 d) överlagras urberget av en ca 4 m mäktig, rödflammig, gulbrun lera som kan tolkas som Kågerödslager. I Vombsänkan vid Herrestadryggen (Högstad Ängar, 2D 0 f) har en 18 m mäktig lagerföljd genomborrats som troligtvis är Kågerödslager. Det kan dock även röra sig om lager tillhörande Röddingeformationens röda sandstenar (se jurakapitel längre fram).

På Skurupsplattformen finns inga kända observationer av Kågerödslager inom kartområdet.

Yngsta trias (rät) och jura

Under jura påbörjades uppsprickningen av Pangea. Norra Europas berggrund påverkades av kompression och laterala förkastningsrörelser. I Skåne återspeglas detta i den blocktektonik som fått till följd att olika förkastningsavgränsade bergblock ibland var höjdområden som utsattes för

Period, epok, ålder		Centralskåne Linderöds- åsen	Colonus- skiffer- tråget	Fyledalens förkastnings- zon	Vombsänkan	Romeleåsens förkastnings- zon	Skurups- platt- formen
JURA	malm	portland kimmeridge oxford		200 m Annerofor- mationen Vitabäckslera Nytorpsand Fyledalslera	15–100 m	Vitabäckslera 50 m ?	
	dogger	callov bath bajocium aalen		180 m Mariedalfor- mationen Glassand Fuglundaledet	50 m	?	?
	lias	toarcium pliensbach sinemur hettange	Hörsandsten 20–50 m	Rödninge- formationen 200 m	Ej indelad 0–30 m	Ryaformationen Rydebäcksledet Kallösaletet Pankarpsletet Döshultsledet 100–200 m	
TRIAS	keuper	rät	Höganäs Bjuvledet 0–10 m Vallåkraledet	Höganäs Bjuvledet 50 m? Vallåkraledet	?	Höganäs formationen Helsingborgs- ledet 250 m ? Bjuvledet 50 m? Vallåkraledet	25 m ?
		nor	Kågerödsformationen 0–40 m			Kågerödsformationen 80–125 m	0–40 m ?

Fig. 65. Indelning, förekomst och mäktighet av triassiska och jurassiska bergarter inom kartområdet. Delvis modifierad från Ahlberg m.fl. (2003).

Triassic and Jurassic stratigraphy in the map area.

erosion och ibland var nedförkastade bassänger och avsättningsområden. Av denna anledning varierar den jurassiska lagerföljden såväl i ålder som i uppbyggnad inom olika delar av kartområdet. Avsättningsförhållanden växlade mellan terrestiska, lakustrina, fluviala, deltaiska och alluviala. Under mellersta jura påverkades Centralskåne av vulkanism och regional upphöjning med erosion som följd.

I Sivhed (1980), Norling m.fl. (1993) och Ahlberg m.fl. (2003) finns en genomgång av rät-jurageologin i Skåne. I figur 65 visas indelning, mäktighet och förekomst av yngre triassiska och jurassiska lager inom kartområdet.

Centralskåne–Linderödsåsen

Bergarter daterade till yngsta trias (rät) och jura påträffas inom ett sammanhängande område som sträcker sig från Hörby i sydöst längs området nordöst om Ringsjön mot kartbladsgränsen i norr (2D 9 b–c, 8 c–d). Längre åt sydöst (2D 6 e, 7 d–f, 8 d) påträffas rät–jurabergarter inom mindre, maximalt ca 500 × 300 m stora isolerade områden (Westergård 1934, Weverinck 1934). Dessa förekomster utgör erosionsrester av ett tidigare större sammanhängande täcke med rät–jurabergarter. Vid Kycklingahus (2D 9 d) förekommer rikligt med sandstensblock som indikerar nära anstående Hörsandsten (Troedsson 1940). Det kan dock även vara fråga om rester av kambrisk sandsten som lokalt kan vara svår att skilja från Hörsandsten.

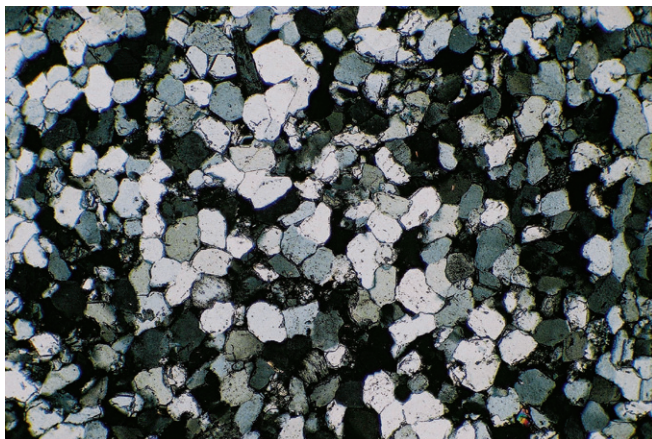


Fig. 66. Mikroskopbild (50x, polariserat ljus) av Höörsandsten från Hörby kyrkogård (2D 8 c, 6192730/1364990). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of the Höör Sandstone from an outcrop in the Hörby cemetery.

Rät-jurabergarter domineras i Centralskåne av Höörsandsten som är daterad till äldsta jura eller möjligtvis allra yngsta trias (Antevs 1919, Lundblad 1959, Lund 1977). Inom kartområdet är Höörsandstenen främst känd från brunnsborringar. Endast en blottning av Höörsandsten finns i kartområdet, belägen på kyrkogården i Hörby (2D 8 d). Höörsandstenen är emellertid väl blottad inom andra områden i Centralskåne som t.ex. stenskogen i Höör, se berggrundskartan Kristianstad SV (Wikman & Sivhed 1993).

Höörsandstenen är indelad i tre delar. Den undre delen av lagerföljden jämställde Troedsson (1940) med Vallåkralager och Bjuvsledets bergarter i nordvästra Skåne (se Sivhed & Wikman 1986). Den mellersta delen av Höörsandstenen utgörs av Stanstorpsledet och den översta delen av Vittserödsledet. De båda understa enheterna kan var för sig vara maximalt ca 15 m mäktiga och den övre ca 25 m. I Hörbyområdet har Höörsandstenen en maximal mäktighet på ca 30–40 m och vid Ringsjöns nordöstra kant ca 20–30 m. På Lillö (2D 9 b) har emellertid Höörsandstenens mäktighet uppmätts till hela 126 m.

Den undre delen av Höörsandstenen är uppbyggd av finkorniga sandstenar, slamstenar och lerstenar. Den mellersta, Stanstorpsledet, består av arkoser, subarkoser och kvartsareniter. Polymikta konglomerat, slamstenar och tunna kolskikt förekommer i enheten. Vittserödsledet är uppbyggt av finkorniga, kvarts-cementerade kvartsareniter (fig. 66) och subarkoser.

Fyledalens förkastningszon

I Fyledalens förkastningszon finns rätiska lager samt större delen av juran representerad. Övergången mellan mellersta och yngsta jura är emellertid inte identifierad (yngsta bathon-äldsta oxford). Juralagren är kända genom en mängd blottningar i Fyledalen mellan Eriksdal och Tosterup (2D 0–2 e–g). Den mest kända är sand- och lertakten i Eriksdal (fig. 67). Här och i dess omedelbara omgivning finns i stort sett hela den jurassiska lagerföljden blottad, från Röddingeformationens röda, sandiga lager till tillfälliga blottningar av Vitabäckslagren som utgör Anneroformationens

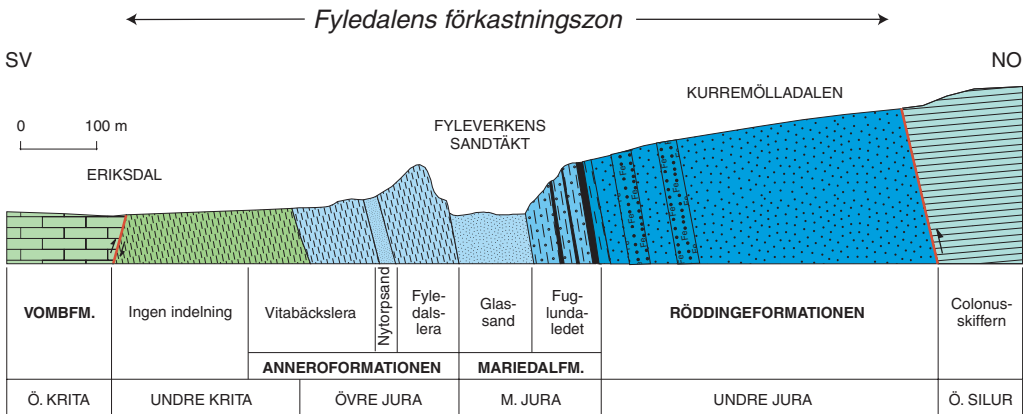


Fig. 67. Den uppresta jurassiska lagerföljden i Fyleverkens ler- och sandtäkt i Eriksdal (2D SV 2 e, 6163800/1373300). Foto Mikael Erlström.

The overturned Jurassic deposits in Fyleverken quarry at Eriksdal.

Yngsta del. Geologin i området har genom åren beskrivits av ett flertal författare som Moberg (1888b), Möller & Halle (1913), Hadding (1933), Palmquist (1935), Guy-Ohlson (1982), Erlström m.fl. (1991) och Norling m.fl. (1993).

Rätiska bergarter är identifierade med hjälp av växtfossil (Möller & Halle 1913) i leriga och sandiga lager vid Munka Tågarp (2D 0 f) och Rödalsberg (2D 0 g). I Munka Tågarp daterar emellertid Nilsson (1958) och Lund (1977) delar av lagerföljden till äldsta jura.

Juraberget kan delas in i Röddingeformationen (äldst), Mariedalsformationen och Anneroformationen (yngst). Mellan Mariedalsformationen och Anneroformationen finns en lucka i lagerföljden.

Lagerföljden speglar en variation i avsättningsförhållanden som under äldsta jura var strandnära-marina, högenergiförhållanden varierat med små kustsjöar (Röddingeformationen) till deltabildningar och sandrevlar under mellersta jura (Mariedalsformationen). Under yngsta jura (Anneroformationen) växlade avsättningsförhållandena från kustslätter med laguner, sjöar och träskmarker (Fyledalslera) till sandstränder och sandrevlar (Nytorpssand) för att återigen övergå till strandslätter med laguner, sjöar och träskmarker (Vitabäckslager).

Den äldsta formationen, Röddingeformationen omfattar tidsintervallet från sinemur till äldsta aalen. Den har en mäktighet på ca 200 m och är endast känd i Fyledalens förkastningszon. Den förekommer som ytnära berggrund i området mellan Eriksdal (2D 2 e) och Fylan (2D 2 f).

Röddingeformationen är huvudsakligen uppbyggd av mörkt grågröna, i vittrat tillstånd rödbruna och guldfärgade, fin- till medelkorniga sandstenar. Sandkornen består mest av kvarts och i mindre omfattning fältspat. De är cementerade med limonit, chamosit och siderit och är medelhårda. Oolitisk chamosit är vanligt förekommande. Järnhalten är 8–10 % i sandstenen och vanligtvis ca 20 % i ooliten. Vid Kullemölla (2D 2 e) finns en 1,7 m mäktig bank med sideritisk oolit där järnhalten är uppemot 35 %. Upp till 1 m mäktiga konglomerathorisonter är vanligt förekommande. Konglomeratbollarna domineras av chamositisk och sideritisk sandsten. I vissa delar av lagerföljden finns karbonathaltiga lager med marina fossil som krinoidéer och ammoniter (Moberg 1888b, Hadding 1933).

Mariedalsformationen som överlagras Röddingeformationen delas in i två led, Fuglundaledet (äldst) och Glassanden. Fuglundaledets bergarter har en mäktighet på ca 100 m i Eriksdal (2D 2 e). Glassanden förekommer som stora linser med varierande mäktighet. I Fyledalens förkastningszon har den en mäktighet av ca 80 m. Glassanden bryts i sandtåkten vid Eriksdal (fig. 68). I samma brott är även Fuglundaledets bergarter tillgängliga.

Undre delen av Fuglundaledet karaktäriseras av metertjocka cykler. Varje cykel är uppbyggda av grå till svart, heterolitisk, kaolinithaltig lera överlagrad av finkornig, bioturberad sandsten och överst en siltsten med växtrötter och kolfötter (fig. 69). De cykliskt avsatta sand-, ler- och kollagren är typiska för en deltabildning (se diskussionen i Norling m.fl. 1993). I de övre 40 m av Fuglundaledet är cyklerna upp till 10 m mäktiga och sandstenslagren är i regel korsskiktade. I Fuglundalagren förekommer ställvis rikligt med växtfossil vilka är beskrivna av Tralau (1966, 1968).

Glassanden domineras av vit, korsskiktad, medelkornig kvartssand med några procent kaolinit. Den undre delen är mera gråfärgad än den övre delen som består av ren, vit kvartssand med enstaka skikt med järnkonkretioner och tungmineral. Kvartsinnehållet i sanden är mer än 99 %. Den avsattes troligtvis som sandrevlar eller i en deltafront i nära anslutning till en tidigare kustlinje. Andra delar av Glassanden kan ha bildats i tidvattenkanaler och laguner (se diskussionen i Norling m.fl. (1993), Rolle m.fl. (1979)).



Fig. 68. Glassanden i Fyleverken AB:s ler- och sandtäkt i Eriksdal (2D 2 e, 6163800/1373300). Foto Mikael Erlström.

The Glass Sand at Fyleverken sand pit at Eriksdal.



Fig. 69. En av Fuglundaedets kolföt-sar (0,4 m tjock) i Fyleverken AB:s ler- och sandtäkt i Eriksdal (2D 2 e, 6163800/1373300). Foto Mikael Erlström.

A coal seam (0.4 m thick) in the Fuglunda Member at Fyleverken clay and sand quarry.

Anneroformationen följer på Mariedalsformationen. Anneroformationens bergarter är daterade till yngsta jura och allra äldsta krita. Anneroformationen delas in i tre led: Fyledalslera, Nytorpsand och Vitabäckslera. Fyledalsleran har en mäktighet på uppemot 150 m i Eriksdal (2D 2 e), i sandtäkten på samma plats är emellertid endast de undre ca 10 m tillgängliga. Nytorpsanden och Vitabäcksleran är inte blottade och är endast kända i tillfälliga blottningar (Erlström m.fl. 1991). I Eriksdal har Nytorpsanden en mäktighet på ca 20 m och Vitabäcksleran är mer än 34 m mäktig.

Fyledalsleran kännetecknas av en enhetlig lagerföljd uppbyggd av 0,5–2 m mäktiga lager med gröngrå, brun, ibland rödbrun och svart lera växellagrade med siltiga, sandiga lager. I dess undre del, vid gränsen mot Glassanden, finns lager med växtrötter. I Fyledalslerans övre del påträffas två lerlager med ljusgrå, svagt grönfärgade kalkstensnoder. Decimetertjocka linser med chamosit- och sideritcementerade sandstenar (fig. 70) förekommer relativt frekvent, speciellt i den undre delen av lagerserien. Lateralt uthålligare tunna sandlager har också påträffats. Fossil i form av bl.a.

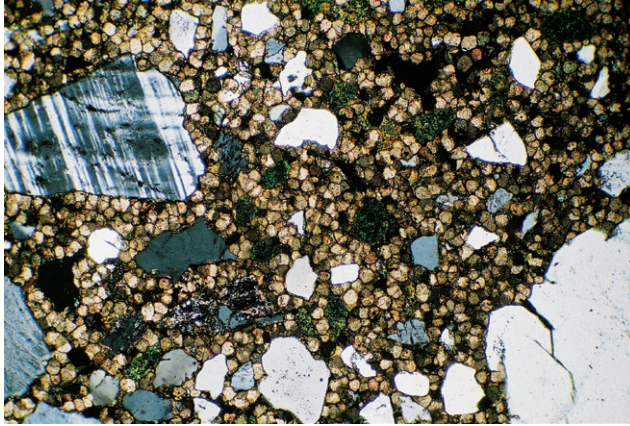


Fig. 70. Mikroskopbild (50X polariserat ljus) av sideritcementerad sandsten från Fyledalsledet i Eriksdal (2D 2 e, 6163700/1373100). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of a siderite cemented, sandstone lens of the Fyledalen Member at Eriksdal.

palynomorfer, kalkalger och ostrakoder har identifierats i Fyledalsleran i Eriksdal (Erlström m.fl. 1991). Dessa indikerar att lagren har sitt ursprung i sötvatten-brackvattnsmiljöer. Sedimenten avsattes troligtvis i en kustslätt med små sjöar, laguner och träskmarker.

Nilsson (1953) redovisar att det i dikesgrävningar sydöst om Fyleverkens ler- och sandtäkt förekommer ett ca 20 m mäktigt sandlager beläget mellan Fyledalslerorna och Vitabäckslagren. Dessa lager jämföras med Nytorpsanden i Nordvästskåne (Norling 1972). Sanden är vit, välsorterad och fin- till medelkornig med tunna lerslager rika på organiskt material. Den förekommer troligtvis som stora linser i lagerföljden och indikerar mycket strandnära avsättningsförhållanden med sandstränder och sandrevlar.

Nytorpsanden överlagras av Vitabäckslagren. Vitabäckslagren är bl.a. kända genom grävningens arbeten i Eriksdal (Erlström m.fl. 1991). De spänner över gränsen mellan jura och krita. De är uppbyggda av alternerande lager, 0,5–2 m mäktiga, med brun, svart och gröngrå lera, siltsten och finkornig sandsten. I den undre delen finns en massiv ostronbank. I Vitabäckslagren har även vertebratrester påträffats (Rees 1996). Avsättningsförhållanden påminner om de för Fyledalslerorna. Inslaget av marina sediment är dock större.

Vombsänkan

Vombsänkan kännetecknas bl.a. av relativt mäktiga jordlager och att den ytnära berggrunden domineras av den överkretaceiska Vombformationens bergarter. Detta medför att kunskapen om rät-juralagerföljden är begränsad till information från främst brunnborrningar, prospekteringsborrningar och geofysiska undersökningar. I området sydöst om Herrestadsryggen är kännedomen om jurabergarterna begränsad.

Juraberggrunden har en mycket oregelbunden utbredning i Vombsänkan. Detta beror på de tektoniska processer som påverkat området från mellanjurassisk tid och framåt till neogen tid (tidigare yngre tertiär).

En markant skillnad i juraberggrundens uppbyggnad i Vombsänkan jämfört med juran i Fyledalens förkastningszon är att Röddingelager sannolikt saknas. I Vombsänkan är underjuran istället representerad av kolhaltiga, leriga, siltiga och sandiga lager.

I borrhörmaterial från området väster om Sövdesjön (2D 2 c) avslutas två borrhörningar i underjurassiska (hettange) kolhaltiga lerstenar överlagrade av den överkretaceiska Vombformationen. I den norra delen av gränsområdet, mellan Vombsänkan och Romeleåsen (2D 2–4 a–b), har leriga, moiga, kolhaltiga bergarter daterats till äldsta jura (hettange och sinemur) och i en borrhörning vid Skårby (2D 0 d) har rätiska bergarter identifierats. Dateringen har utförts med hjälp av palynomorfer.

I berggrundsblottningar som i dag inte längre är tillgängliga vid Munka Tågarp (2D 0 f) och Rödalsberg (2D 0 g) har Möller & Halle (1913) identifierat rätiska sediment med hjälp av deras fossila flora.

Mellanjurassiska–underkretaceiska bergarter bildar ytnära berggrund och gräns mellan Vombformationens överkrita och urbergets prekambrika bergarter. Det tektoniska mönstret är här liksom i övriga delar av Vombsänkan komplicerat och det krävs omfattande seismiska undersökningar för att kunna göra en precis kartläggning av uppbyggnaden. Av denna anledning har området förts samman till en enda sammanhängande enhet där berggrundsobservationerna i de olika borrhörningarna är noterade. Som exempel kan nämnas att underkretaceiska bergarter överlagras underjurassiska i borrhörningen vid Hemmestorps Fure (2D 3 b). Underkritan är identifierad med hjälp av foraminiferer och underjuran med hjälp av palynomorfer. Vid Hemmestorp (Ku51 på berggrundskartan) i samma område redovisar Norling (1981) förekomsten av underkrita.

I de centrala delarna av Vombsänkan där den ytnära berggrunden utgörs av den överkretaceiska Vombformationen är kunskapen om juralagren begränsad till tre djupa prospekteringsborrhörningar, Snaven-1 (2D 4 c), Assmåsa-1 (2D 2 e) och Kullemölla-1 (2D 1 f).

I Snaven-1 överlagras urberget av Fuglundalager följt av Glassand, Fyledalslera, Nytorpssand och Vitabäckslera. I Assmåsa-1 (Norling 1981) saknas Fuglundalagren och Glassanden vilar här direkt på urberget följt av Fyledalslera, Nytorpssand och Vitabäckslera. I Kullemölla-1 (Gavelin 1919, Guy-Ohlson 1982) anges att brantstående underjurassiska bergarter (642,5–644,5 m) överlagras av kretaceiska bergarter.

I figur 71 visas en berggrundsprofil genom jurassisk och kretaceisk berggrund i Vombsänkan. I bilden framgår också mäktigheten av de olika jurassiska enheterna i Vombsänkan. Här bör noteras de relativt stora mäktighetsvariationerna mellan de jurassiska bergarterna i Vombsänkan och i Fyledalens förkastningszon. I Vombsänkan är dess största kända mäktighet 134 m (Snaven-1, 2D 4 c, i denna borrhörning saknas emellertid underjurassiska bergarter), vilket skall jämföras med mäktigheter på uppemot 600 m i Fyledalens förkastningszon. Som exempel kan nämnas att Fuglundaledet har en mäktighet på ca 100 m i Eriksdal (2D 2 e) i Fyledalens förkastningszon, men endast 36 m i Snaven-1 i Vombsänkan där lagren vilar direkt på urberget. Glassanden är 25 m mäktig i Snaven-1 och ca 80 m i Eriksdal. Fyledalsleran är uppskattningsvis uppemot 150 m mäktig i Eriksdal och 28 m i Snaven-1. Vitabäckslagren är mer än 34 m mäktiga i Eriksdal och 16 m i Snaven-1 men uppemot 100 m i Fårarp-1-borrhörningen (2D 0 g, se figur 71).

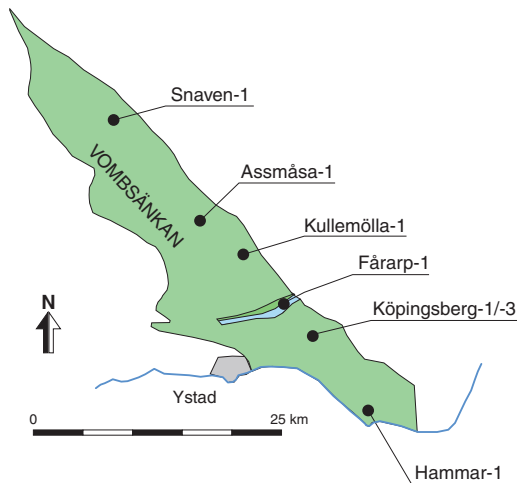
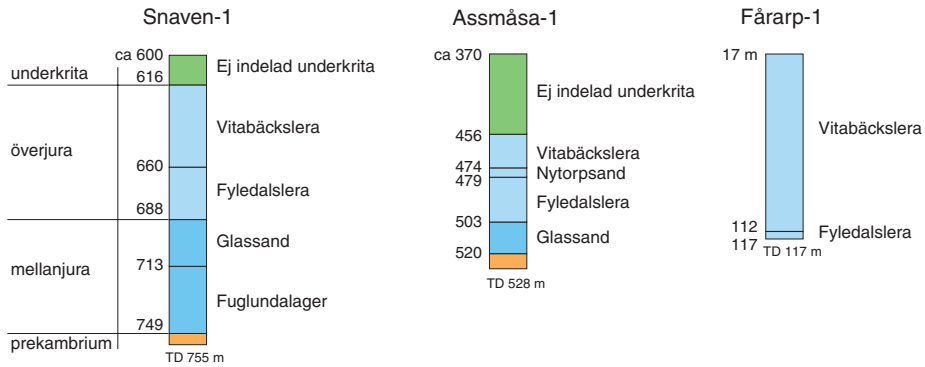
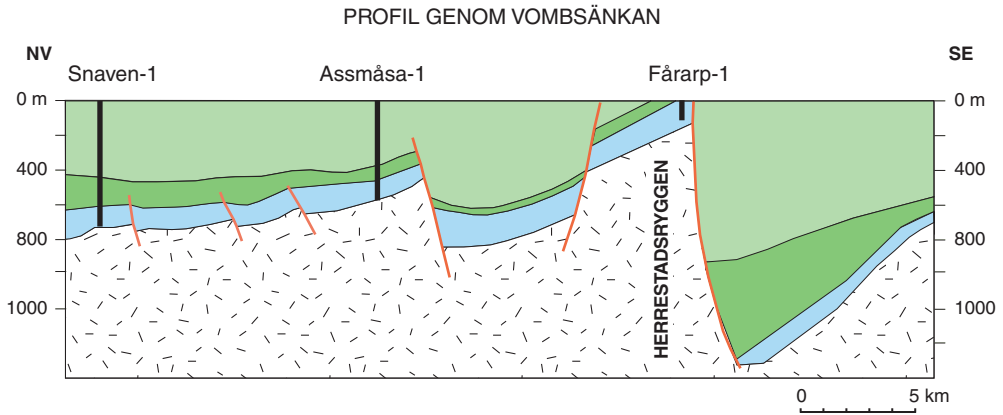


Fig. 71. Schematisk tvärprofil av Vombsänkan i nordväst–sydostlig riktning. Profilen visar förekomsten av jurassisk berggrund i djupa borrhål.

Schematic cross section of the Vomb Trough in a north-west–south-east direction. The section demonstrates the occurrence of Jurassic strata in deep boreholes.

Skurupsplattformen och Romeleåsens förkastnings- och flexurzon

Övertriassiska (rätiska) och jurassiska bergarter är kända från Romeleåsens förkastnings- och flexurzon och Skurupsplattformen i angränsande kartområden (Sivhed m.fl. 1999). I djupborrningarna, DGE-1 & -2, i Romeleåsens förkastningszon, öster om Lund, har underjurassisk-rätisk berggrund tillhörande Ryaformationen och Höganäsformationen genomborrats. Lagren domineras av sandiga lerstenar, siltstenar och sandstenar ingående i Rydebäcks-, Katslösa- och Döshultsleden samt finkorniga sandstenar och siltstenar med kol och lera typiska för Helsingborg-, Bjuvs- och Vallåkraleden (fig. 65, Erlström & Sivhed 2003). Lagerserien har i stort sett samma uppbyggnad som i Helsingborgsområdet (Sivhed & Wikman 1986). Sannolikt förekommer liknade lager i Romeleåsens förkastningszon inom kartområdet, framför allt i de nordvästra angränsande delarna. I Svedala-1-borrningen strax väster om kartområdet förekommer en tunn sekvens med rätiska lager (Ahlberg & Ohlsson 2001, Ahlberg m.fl. 2002). Det kan därför inte uteslutas att sådana bergarter även kan förekomma på Skurupsplattformen inom det aktuella kartområdet.

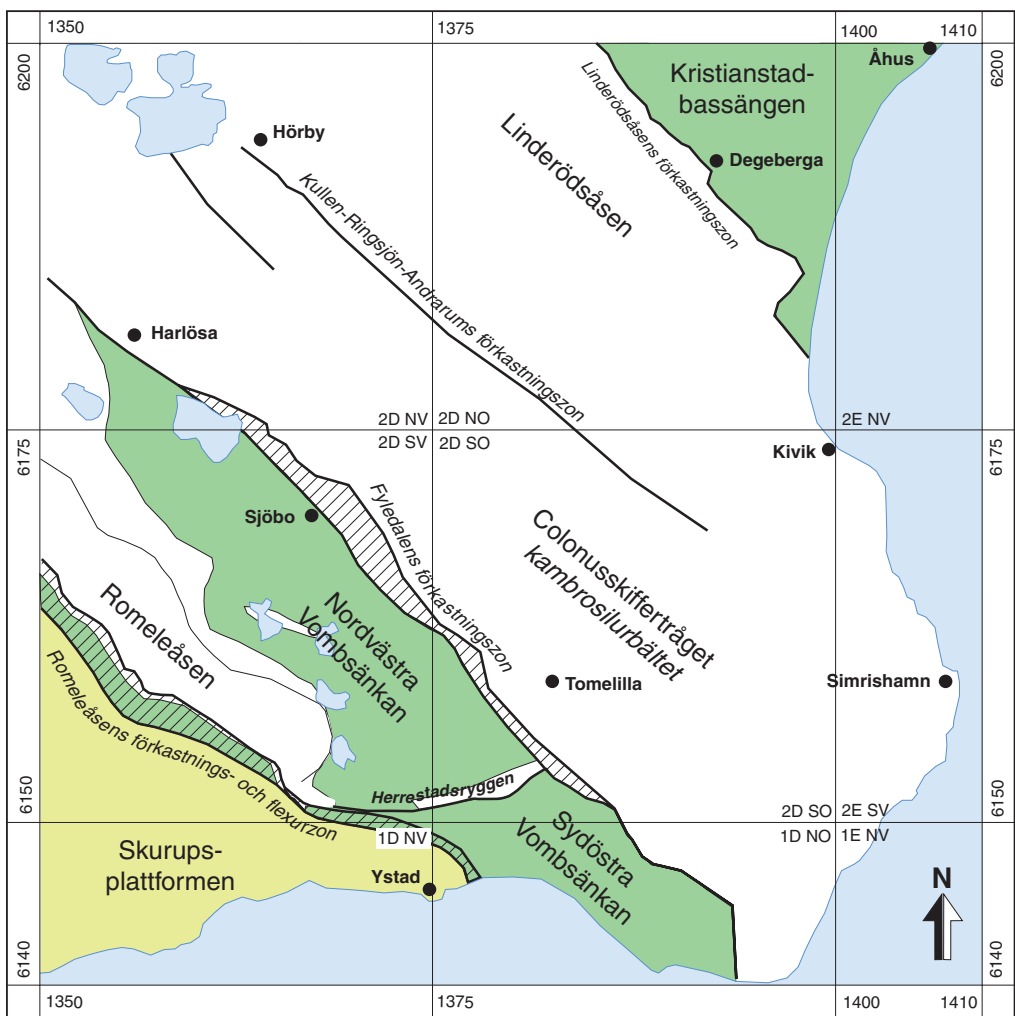
Krita

Bergarter av kretaceisk ålder förekommer som ytberggrund i tre områden: Romeleåsens förkastningszon, Vombsänkan och Kristianstadbassängen (fig. 72). En allmän indelning av kritaberggrunden i de olika områden ges i figur 73. På Skurupsplattformen, sydväst om Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, överlagras kritaberggrunden av paleogena bergarter tillhörande Limhamnsledet och Köpenhamnsledet. Dessa överlagras i sin tur lokalt vid Ystad av paleocen berggrund. Information om lagerseriernas uppbyggnad härrör framför allt från borrhålsinformation och geofysiska undersökningar (seismik).

I kartområdets sydvästligaste delar påträffas mäktiga lager med sedimentär berggrund överlagrande urberget. Lagerserien är relativt opåverkad av förkastningar och stupar flackt åt nordöst in mot Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Området utgör en marginell del till den Danska Bassängen och benämns Skurupsplattformen (Erlström m.fl. 1997). Den avgränsas i väster av Svedalaförkastningen (Sivhed m.fl. 1999), i nordöst av Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, i öster av Rönne Gravsänka och i söder av en serie mindre förkastningar, inkluderande Smygehuksförkastningen (Erlström m.fl. 1997).

Tyngdkraftsdata och seismiska data indikerar att lokalt utmed den nordöstra kanten av Skurupsplattformen, speciellt kring Ystad (1D 9 e), kan den sedimentära lagerserien vara uppemot 2 200 m mäktig. Den domineras av kretaceisk berggrund som överlagrar en 50–200 m mäktig enhet av äldre trias och yngre juraålder vilken i sin tur överlagrar urberget. Seismiska data antyder dock att det lokalt förekommer nedförkastade områden i urberget med bevarad paleozoisk berggrund som överlagras diskordant av den mesozoiska lagerföljden.

Informationen om den sedimentära berggrundens uppbyggnad på plattformen är begränsad till borrningar i dess allra västligaste delar. SGU-borrningen Svedala-1 och OPAB-borrningen Mossheddinge-1 (Sivhed m.fl. 1999) samt geotermiborrningen i Lund, DGE-1 (Erlström & Sivhed 2003) är de enda djupborrningar som penetrerar hela den sedimentära sekvensen på Skurupsplattformen. Inom övriga delar finns endast borrningar som når ner till ca 200 m djup. Lateral korrelation med hjälp av seismik från djupborrhålen i väster visar en i stort sett likartad lagerserie för kartområdets delar av Skurupsplattformen. I Mossheddinge-1 överlagras urberget



0 25 km

- Kritaberggrund överlagrad av paleogen berggrund
- Kretaceisk ytberggrund
- Större förkastningszoner och förkastningar

Fig. 72. Utbredning av kritaberggrund inom kartområdet.
Distribution of Cretaceous rocks in the map area.

på 1 785 m djup av en tunn sekvens med förmodade rätiska och underjurassiska lager. I Svedala-1 är dock rätiska lager verifierade under den kretaceiska lagerföljden (Sivhed m.fl. 1999, Ahlberg m.fl. 2002). I geotermiborrningen i Lund (DGE-1), norr om Mossheddinge-1, överlagrar undre krita direkt urberget. Det kan därför inte uteslutas att undre krita även överlagrar urberget inom andra delar av Skurupsplattformen. Resultaten från DGE-1 (Erlström & Sivhed 2003) indikerar att den litostratigrafiska bedömningen av den undre lagerföljden i Mossheddinge delvis är felaktig.

Period, epok, ålder		Skurupsplattformen	Vombsänkan	Kristianstads-bassängen <i>Södra delen</i>		
Paleogen	Eocen	Odefinierad lagerserie 20 m?				
	Paleocen	Köpenhamnsledet Limhamnsledet 40–60 m				
Yngre krita	Maastricht	Krusebergsledet Hansaledet Kyrkheddingeledet 300–500 m	Höllvikenformationen 1200–1500 m	Vombformationen <700 m		
	Campan	Lundaletet 300–600 m			<50 m	80–110 m Odef. lagerserie
	Santon	Granviksletet 200–500 m			100–200 m	50–100 m Odef. lagerserie
	Coniac	Arnagerkalksten 50–75 m			300–400 m	
	Turon				50–70 m	
	Cenoman	Arnagergrönsand 30–60 m				
					Sydöstra delen Odefinierad lagerserie 200–300 m	10–20 m Odef. lagerserie
Äldre krita	Alb	Odefinierad lagerserie 200–300 m	Nordvästra delen Odefinierad lagerserie <100 m	Ev. tunna lokala förekomster? <10 m		
	Apt					
	Barrem					
	Hauteriv					
	Valangin					
	Ryazan					
Yngre jura	Annerformationen Vitabäcksledet 50–100 m?					

Fig. 73. Indelning, förekomst och mäktighet av kretaceisk berggrund inom kartområdet.
Cretaceous stratigraphy in the map area.

Troligtvis är undre krita avsevärt mäktigare och rät–jurasekvensen endast rudimentärt utbildad.

I Mossheddinge-1 består kriticalagren av en ca 1700 m mäktig sekvens med kretaceiska bergarter, varav ca 235 m utgörs av lager tillhörande undre krita (Norling 1981). Den kretaceiska lagerföljden avslutas med en 50–100 m mäktig sekvens med paleogena lager (Limhamnsledet och Köpenhamnsledet).

I en 1–2 km bred zon utmed Romeleåsens sydvästsida påträffas mer eller mindre brant stupande lager av tektoniskt störd mesozoisk berggrund (Romeleåsens förkastnings- och flexurzonen). Rörelser i förkastningszonen under yngre krita har resulterat i hängande block med äldre mesozoisk berggrund. Lagren överlagras diskordant av överkretaceiska bergarter vilka även utgör det dominerande inslaget i zonen. Lateral skillnader i berggrundens uppbyggnad är mycket vanliga. Den geologiska uppbyggnaden av zonen är främst känd via brunnborrningar och befintlig information från intilliggande kartområden (Sivhed m.fl. 1999).

Vombsänkan är en 5–11 km bred, förkastningsavgränsad, nordväst–sydöstligt orienterad gravsänka som sträcker sig från Vombsjön till Ystad och vidare ut i södra Östersjön mot Bornholm. I sydväst avgränsas den av förkastningar knutna till Romeleåsen och Ystad–Rönnehöjdryggen (Erlstöm & Guy-Ohlson 1994). I nordöst gränsar den mot Fyledalens förkastningszon och Colonusskifferträget. Vombsänkan bildades under yngre krita och merparten av avlagringarna i sänkan utgörs av bergarter av coniac–campanålder. I sex djupare borrningar (Snaven-1, Assmåsa-1, Kullemölla-1, Köpingsberg-1, -3 och Hammar-1, fig. 74) har hela den kretaceiska lagerföljden undersökts och dokumenterats (Chatziemannoil 1982, Vajda 1988).

I området finns få berggrundsblottningar. Små, svåråtkomliga bäckskärningar kring Glemminge–Ingelstorp–Valleberga (Tuvebäcken och Fröslövsån, 1D 9 h), vid Lyckås (2D 1 f, fig. 75) och vid Svenstorp (2D 0 g, fig. 76) utgör idag de enda tillgängliga blottningarna (Erlström & Guy-Ohlson 1994). Tidigare fanns fler blottningar, framför allt längs Nybroån och i Fyledalen (Eriksdal) samt i Rödmöllabäcken öster om Tosterup (2D 0 g). Beskrivningar av dessa, nu igenrasade och igenvuxna lokaler finns i Lundgren (1876), Moberg (1884, 1910b, 1910c), Munthe m.fl. (1920) Hadding (1927), Lundegren (1933b) och Gravesen (1977). Samtliga blottningar (befintliga som igenrasade) består av bergarter av campanålder, förutom blottningarna vid Eriksdal och de äldsta delarna av blottningarna längs Rödmöllabäcken som är av santonålder (Gravesen 1977, Christensen 1986).

Kartläggningen av den kretaceiska berggrunden i Vombsänkan är, förutom resultaten av de djupa undersökningsborrningarna och tolkningen av seismiska data, till största delen baserad på beskrivning av och biostratigrafiska analyser på borrhaxprover från brunnborrningar. De flesta brunnar når dock inte ner i den underkretaceiska lagerföljden. En nyligen genomförd kärnborrning på Herrestadsryggen vid Fårarp (2D 0 g) når ner i understa krita–övre jura och ger värdefull information om lagerseriens uppbyggnad i detta avsnitt (Lindström m.fl. 2003).

Vombsänkan är delad av Herrestadsryggen i en nordvästlig och en sydöstlig del. På Herrestadsryggen är lager med undre krita- och juraberggrund uppförkastade vilket gör att de ligger avsevärt ytligare än på andra håll i Vombsänkan. Söder om Sövde (2D 2 d) finns också ett område med ytligt liggande urberg och sedimentär berggrund av jura–äldre kretaceisk ålder. I de seismiska linjerna framträder ett antal mindre likartade uppförkastade ryggar som är avgränsade av nordvästligt eller nordöstligt orienterade förkastningar (Chatziemannoil 1982). Den kretaceiska lagerföljden är uppemot 1 100 m mäktig i den sydöstliga delen av Vombsänkan, kring Köpingsberg (1D 9 g). I den nordvästliga delen är lagerföljden något mindre mäktig (400–600 m) och inte lika komplett, bl.a. campanavsnittet är i stort sett borteroderat. Generellt påträffas de mäktigaste lagerföljderna utmed den nordöstra kanten och framför allt i den sydöstliga delen av sänkan. Detta till följd av att Vombsänkan i stort utgörs av ett åt nordöst svagt lutande bergblock där äldre berggrund bildar berggrundsytan i sydväst, utmed Romeleåsens nordöstsida.

I området nordöst om Linderödsåsens förkastningszon är urberget överlagrat av en uppemot

PROFIL GENOM VOMBSÄNKAN

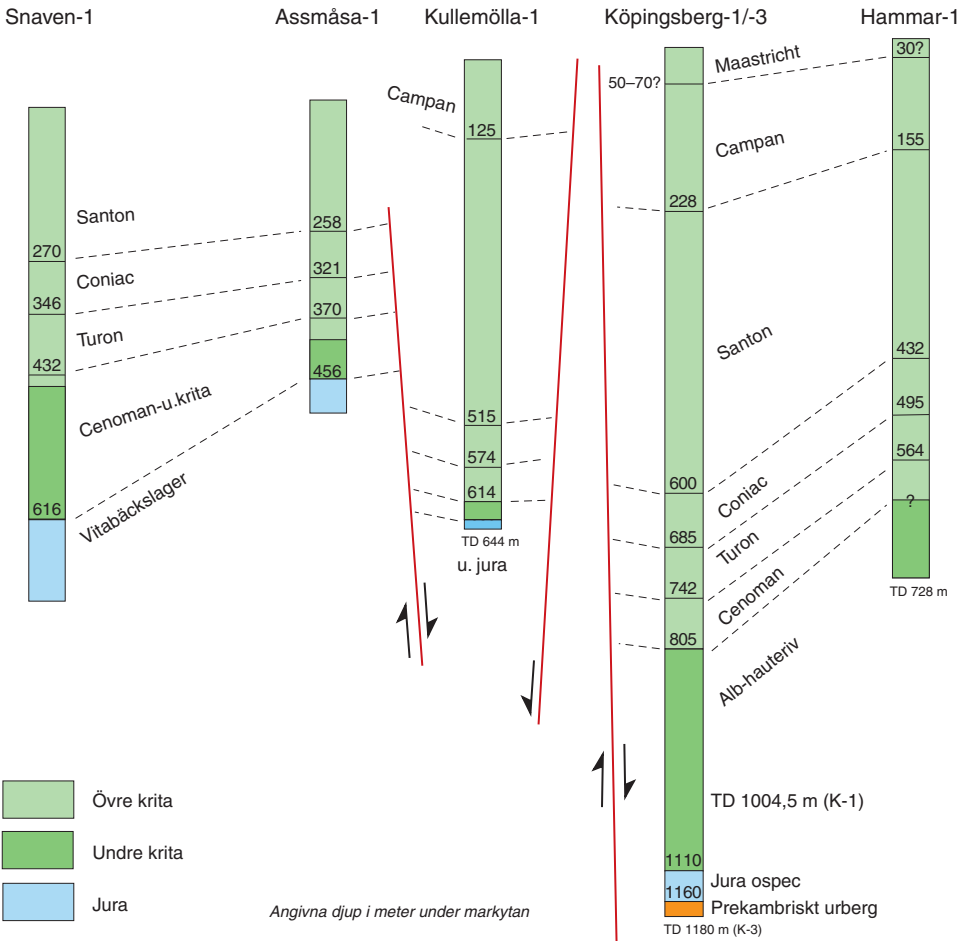
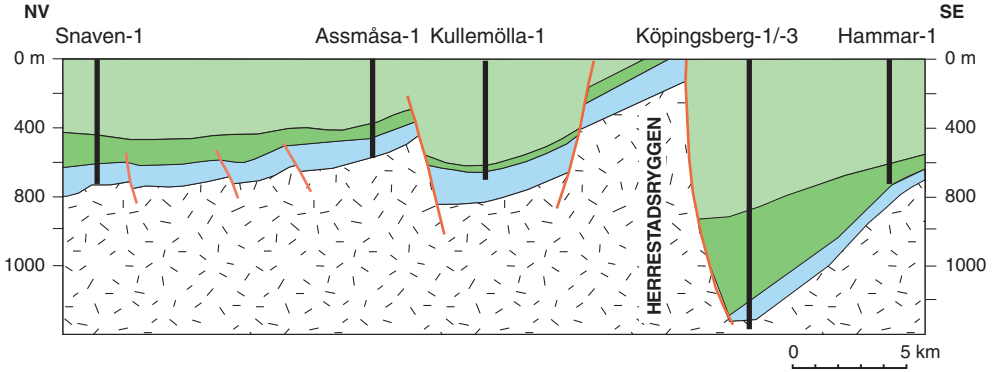


Fig. 74. Schematisk tvärprofil av Vombsänkan i nordväst-sydöstlig riktning. Profilen visar förekomsten av kretaceisk berggrund i djupa borrhål. Borrhållslägen se fig. 71.

Schematic cross section of the Vomb Trough in a northwest-southeast direction. The section shows the occurrence of Cretaceous strata in deep boreholes.



Fig. 75. Blottning av sandsten tillhörande Vombformationen vid Lyckås (2D 1 f, 6156980/1378230). Foto Mikael Erlström.

Exposure of sandstone of the Vomb Formation at Lyckås.



Fig. 76. Blottning av sandsten tillhörande Vombformationen utmed Nybroån vid Svenstorp (2D 0 g, 6151620/1382070). Foto Mikael Erlström.

Exposure of sandstone of the Vomb Formation along the Nybro Rivulet at Svenstorp.

250 m mäktig sekvens med kretaceiska bergarter. I området som utgör Kristianstadbassängens södra delar finns enbart ett fåtal blottningar, bl.a. i Maltesholms nerlagda stenbrott (2D 9 h, fig. 77) och i åskärningar väster om Everöd (2D 9 i). I övrigt är berggrunden överlagrad av mäktiga jordlager och därför endast känd från borrhningar. Mer än 30 m mäktiga jordlager är vanliga. Inom kartområdet är kritalagerföljden framför allt känd från djupborrningar i Yngsjö och i Åhus (Hessland 1950, Christensen 1970, 1975). Tidigare kartläggande undersökningar av kritaberggrunden inom kartområdet har utförts av Törnebohm & Hennig (1904) Nathorst (1882) och Karlsson (1879). En hydrogeologisk utredning med tillhörande berggrundsgeologisk information har utförts av Gustafsson m.fl. (1979). Nilsson (1966) sammanställde ett antal tvärsnitt genom bassängen baserade på förekommande djupborrningar. En övergripande beskrivning av Kristianstadbassängens utvecklingshistoria ges i Bergström (1981b).

Kristianstadbassängen bildades i anslutning till rörelser i Tornquistzonen under yngre krita. Rörelserna var betydande i anslutning till Nävlingeåsens och Linderödsåsens förkastningszoner. Den senare avgränsar Kristianstadbassängens sydliga utbredning inom kartområdet och fortsätter sydöst ut för att länkas samman med Christiansöförkastningen norr om Bornholm. Här bildar



Fig. 77. Maltesholm nedlagda kalkstensbrott (2D 9 i, 6198120/1387740). Foto Mikael Erlström.

The abandoned limestone quarry at Maltesholm.

den en sydlig gräns för Hanöbassängen som utgör den marina fortsättningen på Kristianstadbasängen (Kumpas 1980).

Avlagringarna återspeglar 3–4 olika tidsavsnitt då havet trängde in över området. Området har således inte kontinuerligt legat under vatten under kretaceisk tid. Transgressioner skedde under äldre krita, cenoman, äldre santon, mellersta campan och äldre maastricht (Christensen 1975). Inom kartområdet når ingen borrning i Kristianstadbasängen ner till urberget. Läget är istället baserat på tolkningar av geofysiska data och information från Åhusborrningen (Hessland 1950) alldeles utanför kartområdet i centrala Åhus och en ny borrning utförd åt Absolut AB:s bränneri i Åhus.

Undre krita

Skurupsplattformen

Dateringar med hjälp av mikrofossil (foraminiferer) i borrhax från Mossheddingeborrningen (Norling 1981) visar att undre krita är relativt mäktig i de nordvästra delarna av Skurupsplattformen. En ca 235 m mäktig sekvens med finklastiska sediment i form av siltsten och lersten med inslag av tunna sandavsnitt dominerar. Med hjälp av fossila pollen, sporer och dinoflagellater (palynomorfer) har nya dateringar utförts på prover från undre krita i samband med geotermiborrningar i Lund och Malmö samt på borrhax från Vombsänkan. Dessa data ger nya intressanta uppgifter om utbredningen och uppbyggnaden av undre krita i området. I geotermiborrningen DGE-1 vid Lund penetreras en ca 300 m mäktig lagerserie av äldre kretaceisk ålder (valangin–ryazan, Erlström & Sivhed 2003). Jämförbara lagerserier påträffas även i Vombsänkan (Lindström m.fl. 2003) och på Bornholm (Piasecki 1984, 1986). I Höllvikengravsänkan och troligen även på de södra delarna av Skurupsplattformen är undre krita inte lika mäktig (jfr Norling 1981). I Svedala-1 är undre krita, inklusive cenoman ca 70 m mäktig. Sediment av valangin–ryazanålder saknas med största sannolikhet. I Höllvikengravsänkan är undre krita i storleksordningen 40–80 m mäktig (Norling 1981, Norling & Bergström 1987).

Dateringarna av lagerserien är dock av begränsad omfattning och tidigare undersökningar har fokuserat på förekomsten av foraminiferer (Norling 1981) som är sällsynta i de sandiga och leriga sedimenten, speciellt i de allra understa delarna av undre krita.

Med hjälp av de nya dateringarna (palynomorfer, fig. 78) och ökad litologisk och sedimentologisk kunskap framträder en bättre bild av de geologiska förhållandena under äldre krita. Informationen pekar på betydande laterala mäktighetsvariationer av undre krita i Skåne. Störst mäktigheter och mest komplett lagerserie påträffas i de nordvästra delarna av Skurupsplattformen och i Vombsänkan. I sydvästra Skåne och i Kristianstadbassängen påträffas framför allt sediment av apt–cenomanålder. Dessa är likåldriga med en betydande regional transgression som ledde till att havet täckte hela Skåne och troligen en bit upp i Småland.

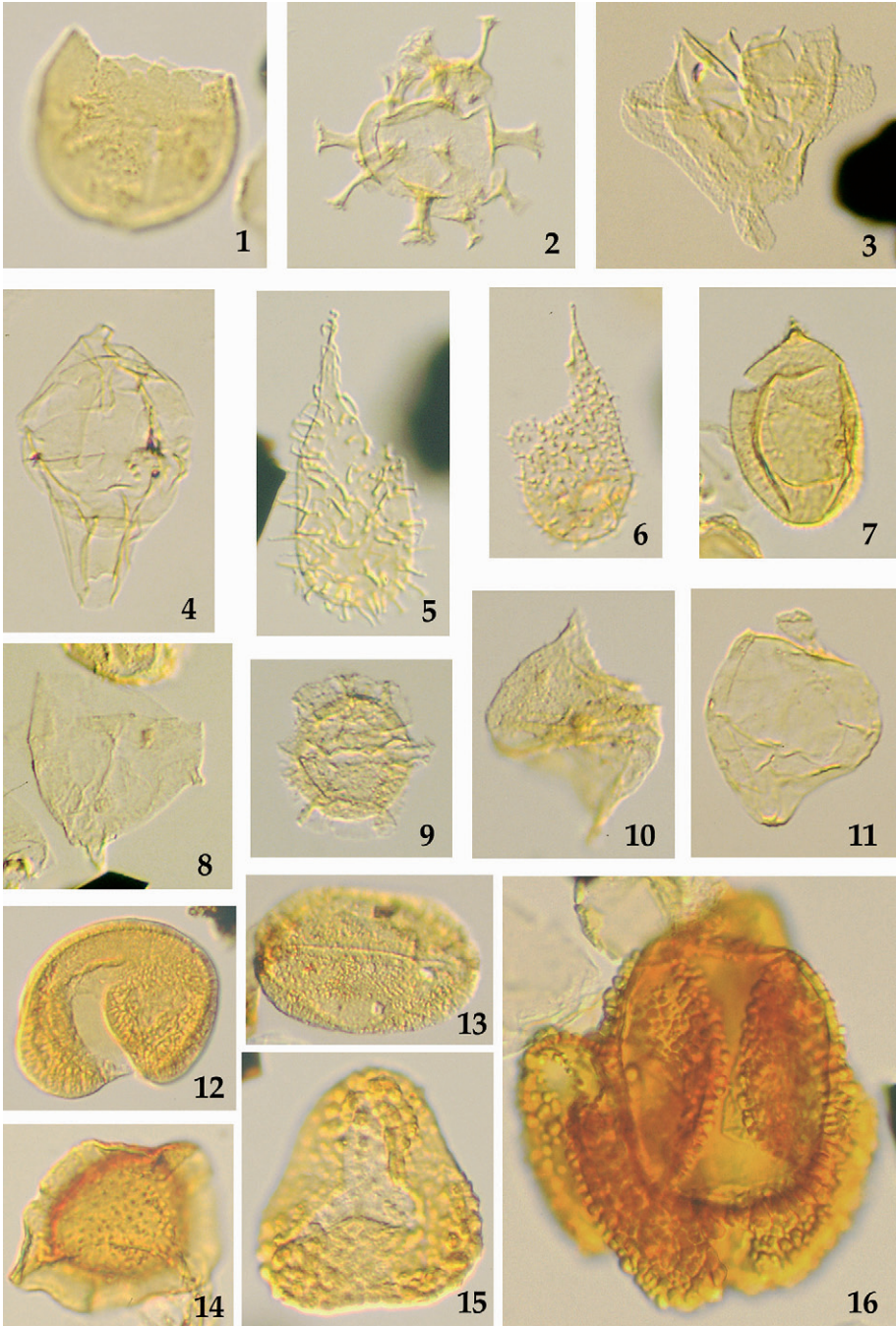
Under allra äldsta krita (barrem–ryazan) tycks däremot avsättningsförhållandena ha varit mycket varierande i Skåne. Ett område omfattande Vombsänkan och delar av Skurupsplattformen har utgjort ett avsättningsområde där relativt mäktiga lager med undre krita avsatts och bevarats. Området har troligen haft en förbindelse ner mot Bornholm och Hanöbukts södra delar (jfr Norling 1981). Här har undre krita en likartad uppbyggnad och mäktighet. På Bornholm benämns sekvensen för Jydegårdsformationen (Gravesen m.fl. 1982, Gravesen 1982, Piasecki 1984).

Det är osäkert hur den undre krita berggrunden är uppbyggd inom kartområdet. Sannolikt utgörs den av en 200–300 m mäktig lagerserie som liknar den som påvisats i Mossheddinge-1 och Lund (DGE-1). Lagerserien påträffas på djup mellan 1 200–1 700 m. Sekvensen inkluderar även lager tillhörande Vitabäcksleran (portland–ryazan) som utgör gränsen mellan undre krita och övre jura. Sekvensen är, förutom Vitabäcksleran, inte litostratigrafiskt definierad. Brokigt färgade lerstenar är typiska för denna del av undre krita. Gröna och olivgröna nyanser dominerar men rödbruna och svartgrå färger är också vanliga. Den undre delen av undre krita (valangin–ryazan) karaktäriseras även av ett relativt stort inslag av tunna kalkskal från mollusker (framför allt musslor). Sedimenten innehåller en del karbonat men rena kalkstenslager är sällsynta. Noduler av dolomit och karbonat förekommer relativt frekvent i DGE-1. Tunna finkorniga sandlager, skikt och tunna lager av kol samt organiska lerstenar är också vanliga.

Sedimenten bildades i en kustnära miljö med frekventa växlingar mellan marina och limniska förhållanden (Noe-Nygaard & Surlyk 1987).

Yngre delen av äldre krita (hauteriv–apt) domineras av sandiga, siltiga och vanligen gröna glaukonitrika sediment. Lager med lersten och lera med varierande organiskt innehåll är vanliga. Lagerserien är sannolikt likartad med den som beskrivs i Mossheddinge-1. Den är i storleksordningen 50–100 m mäktig och avlutas uppåt av Arnagergrönsanden som utgör en tydlig litostratigrafisk och seismostratigrafisk enhet över i stort sett hela det kretaceiska utbredningsområdet. Arnagergrönsanden är av apt–cenomanålder i Skåne (Vajda-Santivanéz 1998) och överlagrar

Fig. 78. Exempel på stratigrafiskt viktiga palynomorfer från underkrita i Vombsänkan. Foto Sofie Lindström. **1.** *Canningia compta* (tidig Portlandian–tidig Valanginian), **2.** *Kleithrasphaeridium porosispinum* (sen Kimmeridgian–tidig Valanginian), **3.** *Muderongia microperforata* (sen Ryazanian–sen Barremian), **4.** *Tubotuberella apatela* (Callovian–tidig Valanginian), **5.** *Gochteodinia villosa multifurcata* (sen Ryazanian–tidigaste Hauterivian), **6.** *Gochteodinia villosa* variant (sen Portlandian–tidigaste Hauterivian), **7.** *Batioladinium pelliferum* (Hauterivian–tidig Aptian), **8.** *Pseudoceratium pelliferum* tidig variant (sen Ryazanian–tidig Aptian), **9.** *Heslertonia heslertonensis* (sen Ryazanian–tidig Aptian), **10.** *Rhaetogonyaulax rhaetica* (omlagrad, sen Norian–Rät), **11.** *Nannoceratopsis gracilis* (omlagrad, sen Pliensbachian–mellersta Bajocian), **12.** *Parvisaccites radiatus* (sen Kimmeridgian), **13.** *Ovalipollis ovalis* (omlagrad, Ladinian–Hettangian), **14.** *Aequitriradites spinulosus* (sen Portlandian), **15.** *Trilobosporites apiverrucatus* (sen Oxfordian), **16.** *Riccisporites tuberculatus* (omlagrad, Carnian–Hettangian).
Examples of stratigraphically important palynomorphs from the Lower Cretaceous in the Vomb Trough.



gränsen mellan undre och övre krita. I stora delar av Sydvästskåne följs den av en hård delvis förkislad kalksten, Arnagerkalkstenen, av coniac–turonålder (Solakius & Larsson 1985, Schiøler 1992). I Sydvästskåne framträder denna övergång tydligt i de seismiska undersökningarna. På Skurupsplattformen och in mot Romeleåsens förkastnings- och flexurzon är övergången mellan dessa båda enheter inte lika tydlig.

Vombsänkan

Under äldre krita var avsättningsförhållandena relativt lika på Skurupsplattformen, i Hanöbasängen och i Vombsänkan. En skillnad är det högre sandinnehållet i Vombsänkans undre krita vilket tyder på mera strandnära förhållanden. Undre krita, yngre än Vitabäckslager, har en mycket varierande mäktighet. I borrhningen Assmåsa-1 har endast 45 m med undre krita påträffats medan lagerserien i Köpingsberg-1, och -3 är minst 250 m mäktig (Norling 1981, Chatziemannouil 1982, Vajda 1988). Lagerserien domineras av sand/sandsten, silt/siltsten, lera/lersten, kalksten och kol. Den är litologiskt ganska homogen och saknar typiska särskiljande drag.

I Vombsänkan är äldre kretaceisk berggrund i huvudsak biostratigrafiskt daterad med hjälp av foraminiferer (Norling 1981, Chatziemannouil 1982, Vajda 1988) och delvis med hjälp av palynomorfer (Lindström m.fl. 2003). Palynologiska undersökningar av brunnborrningar kring Blentarp (2D 2 c) påvisar lager av valanginålder på 61 m djup. Vid Everlöv (2D 3 c) påträffas apt–cenomansediment på 77–89 m djup under lager av coniac–santonålder och vid Skårby (2D 0 d) förekommer en drygt 50 m mäktig sekvens med lager av berrias–cenomanålder överlagrande rätiska sediment på 112 m djup. Allra understa delen av undre krita påträffas även i kärnborrningen vid Fårarp (Lindström m.fl. 2003). Här ligger gränser mellan jura och krita på ca 100 m djup. De yngsta lagren i denna borrhning är av yngre valanginålder (Lindström m.fl. 2003). Dessa borrhålsdata indikerar en sammanlagd mäktighet för undre krita inklusive cenoman på 80–120 m för den nordvästra delen av Vombsänkan. I borrhålen Snaven-1, Assmåsa-1 och Kullemölla-1 är lagerföljden dåligt daterad i detta intervall vilket försvårar korrelation med dessa. Enligt Chatziemannouil (1982) är mäktigheten på undre krita 95 m i Assmåsa-1 (inklusive cenoman). Mäktigheten kan i Snaven-1 uppgå till mer än 150 m. Det är dock svårt att fastlägga gränsen mellan krita och jura i dessa borrhningar. I Kullemöllaborrningen vilar den överkretaceiska berggrunden diskordant på en kraftigt stupande underjurassisk lagerföljd (Gavelin 1919).

I Vombsänkans sydöstra delar tycks dock undre krita vara betydligt mäktigare. Dateringar i Köpingsbergsborrningarna och Hammar-1 visar på en lagerserie som är i storleksordningen 200–300 m mäktig. Liknande mäktigheter finns angivna för borrhningar i Hanöbasängen (Norling 1981) och på Bornholm (Christensen 1984).

Den underkretaceiska lagerföljden består i huvudsak av finklastiska sediment. I den yngsta delen är finkorniga glaukonitiska sandavsnitt vanliga. Förekomst av glaukonit indikerar att sedimenten avsatts i marina miljöer, till skillnad från äldre delar av undre krita som innehåller mycket mer organiskt material som bildats i kustnära omgivningar, nära land där laguner, flodslätter och sumpmarker utgjort vanliga miljöer. Dessa avlagringar som karaktäriserar äldsta delen av krita och yngre jura benämns vanligen i äldre litteratur för wealdenlager.

Kristianstadbassängen

Den sedimentära berggrunden överlagrar i regel ett kaolinvittrat urberg, graden av vittring varierar kraftigt med stora lokala variationer (Lidmar-Bergström 1981). Lagerföljden inleds med kvartsrik sand/sandsten som troligen avsatts i en fluvial miljö (jfr Friis & Skaarby 1982).

De äldsta sedimenten i bassängen är daterade till barrem-, apt- och alb–cenomanålder (Norling & Skoglund 1977, Bergström och Sundquist i Kornfält m.fl. 1978, Norling 1981, Guy-Ohlson 1984). Dessa lager påträffas i två borrhningar vid Härlöv och Sixtorp. Inom södra delarna av bassängen inkluderande kartområdet har inga lager äldre än cenoman påvisats.

Övre krita

Skurupsplattformen

Lagerserien är indelad i Höllvikenformationen och dess olika led (Erlström 1994, Sivhed m.fl. 1999). Höllvikenformationen omfattar hela övre krita och inkluderar även Limhamnsledet och Köpenhamnsledet av paleogen (dan) ålder (fig. 79). De allra äldsta sandiga delarna av krita (cenoman) förs till Arnagergrönsanden.

Övre krita är i storleksordningen 1 200–1 500 m mäktig på Skurupsplattformen. Mäktigheterna är tolkade utifrån seismiska data och från borrhningarna Mossheddinge-1 samt Svedala-1. Lagren är som mäktigast i de nordöstra delarna av plattformen och i ett område sydväst om Ystad (1D 9 e). Generellt tilltar lagrens tjocklek in mot Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Sekvensen avtar i mäktighet ner mot Tyskland. I borrhningar utanför Rügen är motsvarande avsnitt i storleksordning 500–900 m mäktigt (Erlström m.fl. 1997, jfr fig. 87C).

Övre krita på Skurupsplattformen består i huvudsak av sandig och lerig kalksten. Lager med sand/sandsten förekommer frekvent speciellt i avsnittet santon–campan.

Övre krita inleds i Sydvästskåne av en 30–60 m mycket hård, ren, vit kalksten, Arnagerkalksten (Sivhed m.fl. 1999). Kalkstenen är i Mossheddinge-1 inte lika tydligt differentierad som i motsvarande intervall i Höllvikengravsänkan vilket gör att det är osäkert om där är samma uppbyggnad av intervallet inom kartområdets delar av Skurupsplattformen. Arnagerkalkstenen är av turon–coniacålder (Solakius & Larsson 1985, Schiøler 1992, Vajda-Santivaney 1998, Larsson m.fl. 1998). I dess basala delar förekommer inom utbredningsområdet även konglomeratiska nivåer. Dessa hör samman med ett större avbrott i sedimentationen som omfattar stora delar av yngre cenoman och turon (Solakius & Larsson 1985). Detta avbrott är inte lika omfattande inom hela utbredningsområdet.

Granviksledet av santon–campanålder överlagrar Arnagerkalkstenen. Ledets bergarter domineras av mer eller mindre lerig grå kalksten. Enheten är relativt homogent uppbyggd och har troligen likartade litologiska egenskaper inom kartområdet som i Sydvästskåne (jfr Sivhed m.fl. 1999). Sedimenten som ingår i ledets bergarter avsattes i en djup marin miljö (shelf). Den övre delen av ledet utgör en distal motsvarighet till Lundaledet (Erlström 1990).

Kompression i jordskorpan under santon–campantid resulterade i stora vertikala rörelser i Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Centralskåne utsattes för erosion och stora mängder material transporterades ut i den Danska Bassängen. Närmast Romeleåsens sydvästsida bildades deltan med mäktiga sandlager. Dessa avlagringar bildar idag Lundasandstenen som ingår i Lundaledet (Erlström 1990). Andelen sand/sandstensavsnitt avtar med ökat avstånd från Romeleåsen.

Period, epok, ålder			Skurupsplattformen		Dominerande litologi
			SV	NO	
paleogen	paleocen	y. dan	HÖLLVIKENFORMATIONEN	Köpenhamnsledet	Ljusgrå och vit kalksten, bryozokalksten, flinta som noder och i bankar.
		ä.- m. dan		Limhamnsledet	
övre krita	Maastricht	y. maastricht		Krusebergsledet	Skrivkrita med flinta.
		ä.maastricht		Hansaledet?	Kvartsrik kalksten med tunna sandlager och konglomerat.
	campan	Kyrkheddingeledet		Grå lerig kalksten	
		Lunda-ledet		Sandsten med lager av lerig och sandig kalksten.	
Granviksledet		Ljusgrå kalksten, varierande lerig.			
övre krita	santon	coniac		Arnagerkalksten	Vit-ljusgrå, hård, delvis förkislad kalksten med flinta.
		turon			
	cenoman	Arnagergrönsand		Fin- till medelkornig glaukonitisk sand	

Fig. 79. Stratigrafisk indelning av övre krita–paleogen på Skurupsplattformen.
Stratigraphy subdivision of the Upper Cretaceous–Palaeogene on the Skurup Platform.

Närmast åsen kan Lundasandstenen utgöra merparten av den totala mäktigheten på övre krita. Inom kartområdet framträder dessa deltabildningar tydligt i seismiska data. Sandlagren består i huvudsak av dåligt konsoliderad medel- till grovkornig kvartssand. Urbergsfragment och fragment av eroderad sedimentär berggrund är vanliga, speciellt från juraberggrund. Mellan sandlagren förekommer leriga och karbonatrika bergarter som troligen avsattes i laguner och i marina miljöer utanför deltaloberna (Erlström 1990). Längre ut i bassängen är avsnittet avsevärt tunnare och huvudsakligen bestående av siltig kalksten. Lundaletets bergarter utgör berggrundsytan inom delar av Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Typisk Lundasandsten förekommer i ett antal brunnsbörningar mellan Stubbarp och Rydsgård (2D 1 b).

Lundaletets bergarter överlagras av en 100–300 m mäktig sekvens med grå lerig och siltig kalksten tillhörande Kyrkheddingeledet av äldre maastrichtålder. Avlagringarna avsattes i samband med en större transgression som ledde till att marina förhållanden etablerades över södra delen av Baltiska

plattan. Enheten har en relativt homogen sammansättning i Sydvästskåne varför det är sannolikt att den har likartad karaktär inom kartområdet. Kyrkheddingeledet överlagras i Sydvästskåne av kvartsrika kalkstenar, sandstenar och kalkstenskonglomerat tillhörande Hansaledet. Det är dock osäkert om denna enhet förekommer öster om Svedalaförkastningen och inom kartområdet eftersom det inte går att följa lagren i de seismiska linjerna.

Den övre delen av maastricht består av ljusgrå och vit finkornig laminerad kalksten (skrivkrita) tillhörande Krusebergsledet. Avsnitt med mycket lerig kalksten (märgel) och förkislade lager samt flinta förekommer frekvent. Största delen av kalkstenen utgörs av fina karbonatpartiklar från fossila organismer (mikrofossil). Mot djupet ökar inslaget av lerpartiklar vilket gör att kalkstenen blir gråare i färgen. Inom kartområdet bildar Krusebergsledets bergarter ytberggrund inom en smal zon utmed Romeleåsens sydvästsida, t.ex. vid Slimminge (2D 1 a).

Vombsänkan

Under större delen av yngre krita var Vombsänkan mer eller mindre avgränsad från Skurupsplattformen av Romeleåsen och dess förlängning åt sydöst, Ystad–Rönnehöjdryggen. Avgränsningen medförde bl.a. att avsättningsmiljöer och bergartstyper skiljer sig åt i de båda områdena. Berggrunden tillhörande övre krita har utförligt beskrivits av Chatziemannouil (1982) och Erlström & Guy-Ohlson (1994). Merparten av lagerserien består av lager av santon–campanålder. I den nordvästra delen av Vombsänkan utgör lager av santonålder berggrundsytan. Inom övriga delar av sänkan består berggrundsytan av campanalager, förutom i ett område kring Köpingsberg där maastrichtlager är påvisade.

Berggrund av cenomanålder är förutom i brunnsborrningar (se föregående kapitel) påvisad i flertalet av de djupa borrningarna. I Assmåsa-1 förekommer ljusgrå glaukonitisk sandsten av cenomanålder på 369–386 m djup. I Köpingsberg-1 påträffas cenomanlager på 742–805 m djup. I Snaven-1 och Hammar-1 är lager av alb–cenomanålder inte differentierade utan de är sammanförda till en enhet. Generellt sett karaktäriseras detta avsnitt av sandiga glaukonitiska sediment med inslag av sandig kalksten och konglomerat med fosfatiska bollar.

Berggrund tillhörande turon är endast påvisad i de djupa borrhålen. Avsnittet domineras av siltsten, sandsten och kalksten. I Snaven-1 är turon 86 m mäktig (346–432 m djup) och karaktäriseras av ljusgrå, sandig, hård och delvis karbonatcementerad siltsten. I Assmåsa-1 (321–369 m djup) och Kullemölla-1 (574–614 m djup) förekommer även här karbonatrik delvis glaukonitisk siltsten mellanlagrad av vit kvartsrik kalksten, speciellt i den undre delen av intervallet i Assmåsa-1. Längre åt sydöst i Köpingsberg-1 är inslaget av karbonat i turonsekvensen större. I avsnittet mellan 686 och 742 m påträffas i huvudsak sandig kalksten mellanlagrad av karbonatrik siltsten och lersten. Motsvarande lager förekommer på 500–564 m djup i Hammar-1. Turonsekvensen är således relativt homogent utbildad i Vombsänkan och är i medeltal ca 60 m mäktig.

Resterande del av övre krita (coniac–maastricht) utgörs av en relativt homogen lagersekvens som domineras av finklastiska karbonatrika sediment avsatta i en marin kustnära miljö. Förutom små lokala kontraster i uppbyggnaden, t.ex. inslag av konglomerat, så utgörs hela lagerserien av en litologisk karteringsbar enhet som endast kan särskiljas åldersmässigt med hjälp av fossil (jfr Chatziemannouil 1982). Hela avsnittet förs till Vombformationen (Erlström 1994). Formationen är 700 m mäktig i Köpingsberg-1 och utgör en betydande del av den sedimentära lagerföljden i Vombsänkan.



Fig. 80. Tosterupskonglomerat från Svenstorp (2D 0 f–g, 6151900/1382300) dominerat av paleozoiska skifferfragment (2X). Foto Mikael Erlström.

Tosterup conglomerate from Svenstorp. The conglomerate is dominated by Palaeozoic shale clasts.

Vombformationens undre delar utgörs av bergarter av coniacålder. Dessa består av förhållandevis hård sandig kalksten på 720 meters djup i Köpingsberg-1, 401 m i Snaven-1 och 299 m i Assmåssa-1. Gränsen är dessutom tydligt markerad i borrhålsgeofysiska data.

Coniacsekvensen är i storleksordningen 50–70 m mäktig i dessa borrhål och domineras, förutom i de undre delarna, av mer eller mindre lerig siltsten med relativt stort inslag av karbonat och glaukonit. Karbonathalten ökar i den sydöstra delen av Vombsänkan.

I övergången mellan berggrund av coniac- och santonålder finns inga markanta förändringar i litologi eller avsättningsmiljö. En kontinuerlig och svagt accelererande nedsänkning av Vombsänkan i samma omfattning som sedimentationshastigheten under santon–campan resulterade i att mäktiga likformiga sandiga bergartssekvenser bildades. Santonsekvensen är som mest knappt 400 m mäktig. I Kullemölla har en 387 m mäktig sekvens uppmätts. Denna består av lerig och karbonatrik siltsten, sandsten och lersten. Lager med kalksten och mörk mörk mörk förekommer frekvent.

Under campantid bildades i stort sett likartade bergarter som under santon. Karbonathalten tycks dock öka i de sydöstra delarna av Vombsänkan, där inslag av sandig kalksten och mörk mörk är vanligt förekommande. Närmast Fyledalens förkastningszon finns flera konglomerat av santon–campanålder. I de tidigare tillgängliga blottningarna utmed Rödmöllabäcken finns en upprättstående lagerserie med santon–campanbergarter. I denna finns konglomerat som benämns Westfalicus- och Veruskonglomeraten (Hadding 1927) av äldre santonålder (Christensen 1986) och ytterligare högre upp i lagerserien finns konglomerat av campanålder, dvs. Tosterupskonglomeratet (Moberg 1884, 1910b) eller även kallat mammilatuskonglomeratet (Hadding 1927). Dessa konglomerat är mycket rika på fragment av äldre sedimentär berggrund. De undre konglomeraten innehåller rikligt med bollar av jurassisk limonitisk sandsten, troligen tillhörande Röddingeformationen, och fragment av paleozoiska skiffer. Skifferfragment av silurisk cyrtograpusskiffer är mycket vanliga. Tosterupskonglomeratet består nästan uteslutande av skifferfragment (fig. 80). Konglomeratet



Fig. 81. Byggnadssten av Köpingsandsten (vänstra blocket) tillsammans med grågrön Lyckåsmärgel (höger) och Komstadkalksten (nederst) i Borrie kyrka (2D 0 f, 6153030/1376800). Foto Mikael Erlström.

Building stone of Köpings sandstone (left block), Lyckås marl (right) and Komstad Limestone (base) in Borrie church.

har även ett stort inslag av fossila skalfragment från musslor och belemniter. Konglomeratet är i Rödmölla–Tosterupsområdet avsatt under yngre delen av äldre campan och yngsta delen av yngre campan (Christensen 1986).

De blottade bergarterna har ett relativt stort innehåll av makrofossil som indikerar ett rikt djurliv i de marina miljöer där sedimenten avsattes. Grävspår är vanliga och den ursprungliga lagringen är till följd av bioturbation kraftigt störd. Fossilerna domineras av belemniter, ammoniter, musslor, brachiopoder, foraminiferer, och kalkalger. Dessa har bl.a. beskrivits av Schlüter (1870, 1876), Lundgren (1876), Moberg (1884, 1885), Stolley (1896), Lundegren (1933a, 1935), Brotzen (1938, 1945), Hägg (1954) och Christensen (1986). Förutom skalfragment är förkolnade växtfragment relativt vanliga.

I äldre litteratur finns flera olika informella namn angivna för den ytnära berggrunden. Förutom de ovan nämnda konglomeraten finns namn som Eriksdalsmärgel (Moberg 1884), Kåsebergmärgel (Moberg 1882), Köpingsandsten (Lundegren 1933b) och Lyckåsmärgel (Moberg 1884). Dessa beteckningar har dock en mycket lokal prägel och kan inte användas som karteringsbara enheter över större områden. De är enbart exempel på typiska litofacies som är vanliga i hela santon–campansekvensen. Lyckåsmärgeln utgörs av en mjuk, grågrön, lerig, vanligen mycket fossilrik bergart medan Köpingsandstenen är mer gulaktig och något hårdare. Inslag av urbergsbollar är vanliga i båda typerna. I Borrie kyrka har båda dessa typer, tillsammans med ordovicisk Komstadkalksten, används som byggnadssten. I figur 81 syns tydligt skillnaden mellan dessa två bergartstyper av campanålder. Eriksdalsmärgeln var tidigare blottad i två mindre märgelbrott sydöst om Eriksdal utmed Fyledalens sydvästra kant (2D 2 e). En tidigare blottlagd uppemot 10 m mäktig lagerserie stupande 20° åt SV består av dåligt konsoliderad grågrön karbonatrik och lerig siltsten med inslag av konglomeratiska skikt. Lagerserien är bildad under yngsta delen av

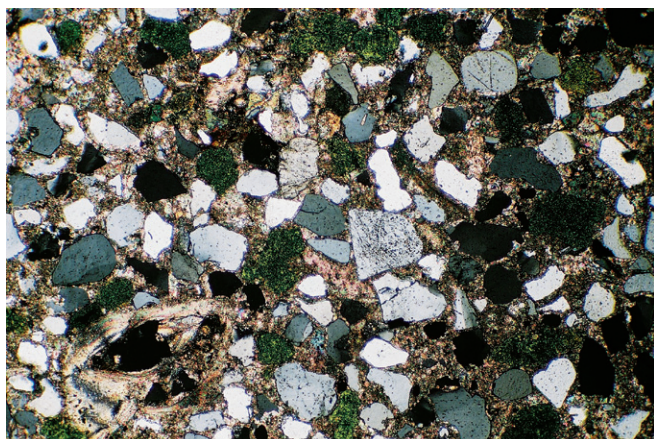


Fig. 82. Mikroskopbild (50X, polariserat ljus) av Köpingsandsten från Svenstorp (2D SO 0 f, 6151620/1382070). Notera den höga andelen mörkgröna, gryniga korn av glaukonit. Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of the Köpings sandstone at Svenstorp.

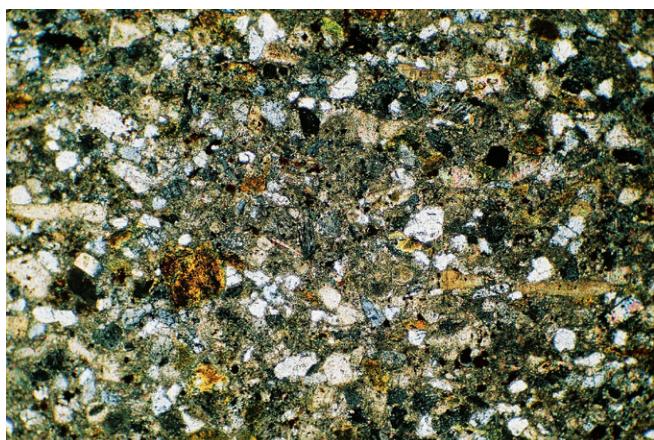


Fig. 83. Mikroskopbild (50X, polariserat ljus) av Lyckåsmärgel från Kurremölla (2D 0 f, 6157910/1377770). Bergarten består av en blandning av lera, karbonat och fin sand. Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of the Lyckås marl at Kurremölla.

mellersta santon (Christensen 1986).

Sammansättningen på bergarterna i undersökta blottningar är ganska enhetlig (Erlström & Guy-Ohlson 1994). Generellt består "Köpingsandstenen" och "Lyckåsmärgeln" av 40 % kvarts, fältspat och urbergsfragment i sandfraktionen, 30 % finfördelat karbonatslam och lermineral, 15 % kristalliserad karbonat som cementerar bergarten, 10 % fossilfragment från kalkskaliga organismer och 5 % glaukonit (jfr slipbilder i fig. 82–83). Kemiska data av Köpingsandsten och Lyckåsmärgel redovisas i tabell 13.

I bergarterna förekommer även konglomeratiska skikt och lager med spridda bollar av urberg och sedimentär berggrund. Att äldre sedimentär berggrund utsatts för erosion är förutom bergartsfragmenten i konglomeraten även indikerat i förekomsten av omlagrade palynomorfer (mikrofossil). Äldre jurassiska och rätiska arter är vanligt förekommande (Sofie Lindström pers. komm.). Nära anstående karbonisk berggrund utsatt för erosion under yngre krita är påvisat genom välbevarade karboniska sporer i prover från Svenstorp (Erlström & Guy-Ohlson 1994). Idag finns ingen karbonisk berggrund bevarad i Skåne, men dessa fynd verifierar tidigare förekomst i området. En annan intressant komponent i bergarterna är att det förekommer relativt rikligt med zeolit i porutrymmen. Zeolit av den här typen bildas vanligen i hypersalina och alkaliska

miljöer med stor tillgång på lättlöslig kiselsyra, natrium- och kaliumjoner. Detta råder normalt i anslutning till cirkulation av hydrotermala, meteoriska porvatten (Erlström & Guy-Ohlson 1994). Dessa kan vara knutna till tektoniska händelser och vulkanism i Fyledalens förkastningszon under campanitid. Förekomsten av branta lagerserier och konglomerat bildade under yngsta delen av äldre campanålder i anslutning till förkastningszonen indikerar rörelser i förkastningszonen under yngre campan-tid.

Berggrund av maastrichtålder är enbart känd från de södra delarna av Vombsänkan. I Köpingsberg-1 förekommer berggrund av maastrichtålder på 20 till 71 meters djup. Bergarterna karaktäriseras av brunaktigt gröna siltstenar och gråvit finkornig kalksten, liknande skrivkrita.

Kristianstadbassängen

Den dominerade delen av den sedimentära berggrunden som fyller upp Kristianstadbassängen är av santon–campanålder. Bergarter av turon, coniac, mellersta äldre och yngsta campan, och yngre maastricht är inte påvisade i Kristianstadbassängen.

Områdets kritbergarter bildades i ett grunt tempererat hav med rikt djurliv. Bergarterna innehåller rikligt med rester efter karbonatskaliga organismer som t.ex. sjöborrar, musslor, gastropoder, brachiopoder, bryozoa och bläckfiskar. Dessa olika fossilgrupper har beskrivits av bl.a. Lundgren (1876), Moberg (1884, 1885), Henning (1892, 1894), Lundgren (1894), Hadding (1919), Lundgren (1934), Carlsson (1938, 1958), Hägg (1947), Troedsson (1954), Brood (1972), Surlyk (1973), Bruun-Pedersen (1975), Christensen (1975), Gabrielson (1991) och Sandström (2001). I sedimenten förekommer även relativt frekvent rester av vertebrater, framför allt tänder från hajar men även benrester och tänder från mosasaurier och svanödlor (Persson 1959, Siverson 1992, Lindgren 1998).

Inom kartområdets delar av Kristianstadbassängen består den kretaceiska berggrunden av mer eller mindre kvartssandiga, karbonatrika och dåligt konsoliderade bergarter. I flertalet borrhningar består de yttnära lagren av karbonatrik kvartssand som i vissa fall kan vara mycket svår att särskilja från överlagrande kvartär sand.

Ytberggrunden indelas i delområden baserat på variationer i förhållandet mellan kvartssand och karbonatpartiklar. Generellt sett sker en gradvis ökning av halten kvartssand mot nordöst. Vid Revhaken i Åhus (2E 9 b) påträffas rikligt med block av sandsten från nära anstående berggrund (fig. 84). Även andra borrhningar i Åhusområdet visar på sandig ytberggrund. På kartan är fyra karteringsbara zoner med olika haltförhållande mellan kvartssand och karbonatpartiklar inlagda. I en zon utmed åsen mellan Maltesholm (2D 9 h) och Degeberga (2D 8 i) dominerar karbonatrika bergarter, s.k. skalkgruskalksten (kalkarenit, fig. 85) och skalstoftkalksten (kalcilutit). Karbonatpartiklarna består av fragment av musslor, tagghudingar och andra organismer som levtt i det kretaceiska havet som en gång täckte området. I Maltesholmsbrottet (Erlström & Gabrielson 1991, Sandström 2001) förekommer även inslag av konglomeratiska lager. Dessa har troligtvis bildats nära Linderödsåsens urbergsområden i en stormpåverkad kustzon. Liknade avlagringar som är påtagligt strandnära bildningar förekommer på flera platser i Kristianstadbassängen, huvudsakligen då längs södra kanten av Nävlingeåsens förkastningszon (Erlström & Gabrielson 1986, 1991) och utmed Linderödsåsens norra förkastningsbrant.

I zonen närmast kusten dominerar ytberggrunden av finkornig karbonatrik kvartssand.

Inom kartområdets delar av Kristianstadbassängen finns ett antal djupa borrhningar som når



Fig. 84. Blockansamling med bl.a. Åhussandsten vid Revhaken (2E 9 b, 6198720/1406030). Foto Mikael Erlström.

Accumulation of boulders of the Åhus sandstone at Revhaken.

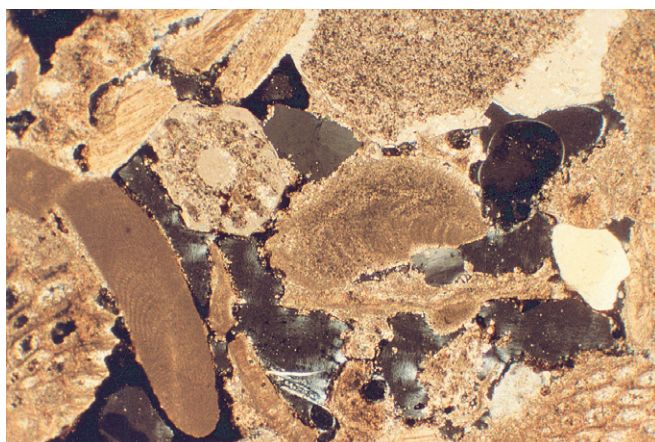


Fig. 85. Mikroskopbild (50X, polariserat ljus) av skalgruskalksten från Maltesholm (2D 9 h, 6198170/1387870). Foto Mikael Erlström.

Photomicrograph of biocalcarenite from Maltesholm.

ner till 150–250 m djup, t.ex. Yngsjöborrningen (2E 8 a), bl.a. vid Borrestad (2D 8 i), Vasakärr (2D 8 j) och Vittskövle (2D 8 j). Borrningarna når dock inte ner i underliggande urberg. Dessa borrningar visar på en lagerserie som till största delen består av dåligt konsoliderade, ljusgrå–gulvita karbonatrika bergarter med inslag av lösa sandstenar. I de djupare borrningarna påträffas två mäktigare avsnitt med s.k. grönsand. Den gröna färgen är orsakad av ett järnrikt mineral besläktat med lermineralen som kallas glaukonit. Närmast åsen, i borrningar mellan Everöd (2D 9 i) och Degeberga (2D 8 i), förekommer ett ca 10 meter mäktigt avsnitt på drygt 100 meters djup. I Yngsjöborrningen förekommer ett mäktigt sandavsnitt på 167–230 m djup. Detta avsnitt överlagrar det kristallina urberget i en borrning omedelbart norr om Åhus. Det är troligt att det rör sig om en övre sandstensnivå av campanålder (71–83 miljoner år) och en undre av santon- (84–86 miljoner år) eller cenomanålder (94–99 miljoner år).

Berggrundsytan är daterad med hjälp av mikrofossil (foraminiferer) till yngre campan (*mucronata*-zonen), undantaget en smal zon (inkluderande Maltesholmsbrottet) som tillhör äldre campan (*mammilatus*-zonen). Mikrofossildateringar av lagerserien i Yngsjöborrningen indikerar att santon–campangränsen ligger på 110–150 m djup. Avsaknad av fossil har gjort det svårt att datera de djupare liggande lagren.

DEN KENOZOISKA BERGGRUNDEN

Tertiär

Paleogen

Paleogen berggrund bildar berggrundsytan inom större delen av kartområdet sydväst om Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Bergarterna är av danålder och består huvudsakligen av porösa, fossilrika kalkstenar med inslag av flinta. Flintan förekommer både som knölar och upp till metertjocka bankar i lagerserien. Två olika berggrundsenheter kan urskiljas: Limhamnsledet och Köpenhamnsledet med en total mäktighet på ca 60 m. Båda enheterna ingår i Höllvikenformationen (Erlström 1994).

Limhamnsledet består av en oregelbundet lagrad och porös bryozokalksten med varierande mängd flinta. Den underlagrar Köpenhamnsledet och bildar den yttre berggrunden i ett några kilometer brett område sydväst om Romeleåsens förkastnings- och flexurzon. Köpenhamnsledet är uppbyggt av en tätare bryozokalksten med lokala sandiga och leriga inslag samt massiva flintbankar.

Omedelbart väster om Ystad (1D 9 e) påträffas rester av de yngsta sedimentära bergarterna i Sverige. De består av glaukonitisk sand-, silt- och lersten av paleocen–eocenålder. Bergarterna är relativt lösa, innehåller rikligt med fossil och är obetydligt yngre än Köpenhamnsledets bergarter. Tidigare förekom de som ett sammanhängande täcke med stor lateral utbredning. I dag påträffas de endast som erosionsrester, inom kartområdet. Likåldriga fläckvis förekommande avlagringar finns väster om kartområdet i trakten av Svedala och i Klagshamnsområdet söder om Malmö (Gustafsson & Norling 1973, Sivhed m.fl. 1999).



Fig. 86. Fossilrik, glaukonitisk mörkel av paleocen ålder från Ystadsområdet (1D 9 e–f). (1,5 ×). Foto Mikael Erlström.

Paleocene fossiliferous, glauconitic marlstone from the surroundings of Ystad.

I Ystadsområdet är berggrund av paleocen–eocenålder verifierad i ett antal brunnsborringar samt i en stor mängd block (fig. 86). Lagerföljden är daterad och beskriven av Brotzen (1948). Den kan vara uppemot 20 m mäktig i området, dock med stora laterala skillnader. Förekomsterna tycks finnas i anslutning till sänkor i underliggande bryozokalksten (Köpenhamnsledet). Erosion ner i underliggande lager är även beskrivet av Brotzen (1948). I samband med grävning i Ystads hamn 1913 insamlades en stor mängd block av paleocen–eocenålder. Dessa utgörs av tre huvudtyper: 1) brun sandsten, 2) grågrön fossilrik mörkel (fig. 86) och 3) glaukonitiskt konglomerat med echinodermrester. Dessa block finns bl.a. i SGUs samlingar. Uppemot 36 olika kalkskaliga fossila organismer har bestämts från lagren (Brotzen 1948). Dessa utgörs i huvudsak av olika musslor, echinodermer, och tandsnäckor. Vertebratrester från fiskar är också vanliga.

Mellan Maglehem (2D 6 j) och Lillehem (2D 6 j) har block av fossilrik, glaukonitisk, sandig mörkel påträffats. Blocken är beskrivna av Sandegren (1913) och Brotzen (1948). De är likåldriga med fynden i Ystad. Några senare fynd av block i området är inte kända. Troligtvis är blocken transporterade med senaste landisen och härrör sannolikt från områden med paleocen–eocenbergrund i Hanöbukten. I Simrishamnstrakten finns även flera fynd av vedrester av tertiär ålder noterade (Conwentz 1890, Linnell 1936). Vedresterna som är inlagrade i kvartära avlagringar ger en uppfattning om den forna frodiga vegetation med utbredda skogar av bl.a. sequoia-typ som täckte vårt land under mellersta och yngsta tertiärtid. Mycket av den bärnsten som vi finner längs Skånes kuster härrör från kåda från 30–50 miljoner år gamla träd av släktet *Pinus* och *Araucaria*.

TEKTONIK OCH STRUKTURGEOLOGISK UTVECKLING

Strukturell uppbyggnad

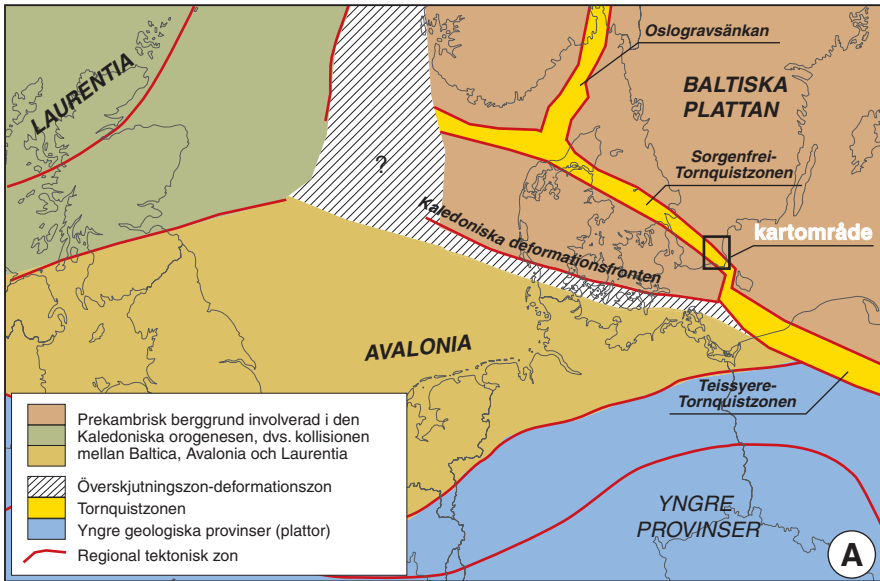
Kartområdet spänner över en strukturellt komplex del av Skåne. Tvärs genom kartområdet går Tornquistzonen som är en regional, förkastningsavgränsad svaghetszon i berggrunden (fig. 87A). Den sträcker sig från södra Polen till Nordsjön. Den har varit aktiv under flera perioder under fanerozoikum och utgör den mest betydelsefulla tektoniska zonen när det gäller Skånes geologiska historia. Zonen är i sin tur uppdelad i två grenar. Sorgenfrei-Tornquistzonen som är den nordvästra grenen sträcker sig från Bornholm upp till Nordsjön och utgör en försvagning i randzonen av den Baltiska plattan. Teisyere-Tornquistzonen utgör den Baltiska plattans sydgräns från Bornholm vidare ner genom Polen (jfr Berthelsen 1992, fig. 87A). Tornquistzonen ska ses som ett samlingsnamn för hela strukturen.

Fig. 87. Illustrationer som visar den regionala geologiska strukturella uppbyggnaden.

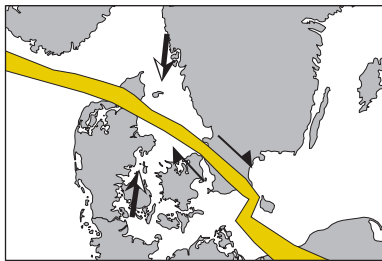
A: Schematisk illustration av den prekambriiska berggrundens tillhörighet och forna plattgränser i norra Europa samt större tektoniska zoner. Kartområdet inramat. **B:** Schematisk bild av spänningsförhållandet i jordskorpan kring Tornquistzonen och uppkomsten av horisontella förskjutningar. **C:** Schematisk tvärsnitt av berggrundens uppbyggnad från kartområdets södra delar ner mot Tyskland.

Illustrations of the regional geological structure.

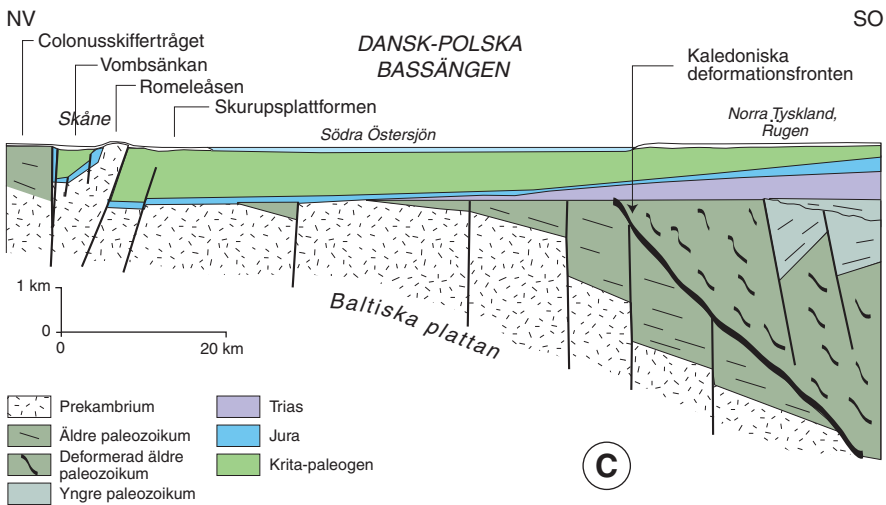
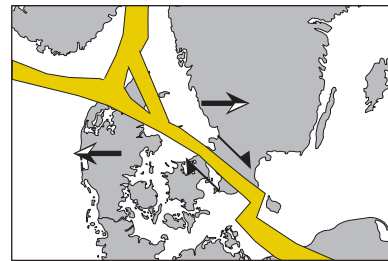
A: Schematic illustration of the Precambrian bedrock affinity and plate boundaries in north Europe. Map area is framed. **B:** Schematic reconstruction of the stress situation during two main tectonic phases around the Tornquist Zone and the occurrence of dextral strike-slip movements. **C:** Schematic cross-section of the subsurface geology between the south part of the map area and north Germany.



Krita, kompression



Karbon-perm, extension-rifting



Den strukturella uppbyggnaden av berggrunden i Skåne domineras av nordväst–nordnordvästligt orienterade i huvudsak spröda strukturer vilka hör samman med den regionala orienteringen av vertikala och horsiontella förkastningszoner och svaghetszoner inom Baltiska plattans sydvästra randzon. Rörelserna har framför allt under yngre krita varit mycket omfattande och resulterat i genomgripande förändring av berggrundens uppbyggnad. Utseendet idag präglas i hög grad av relativt sena rörelser kopplade till Alpernas tillkomst i södra Europa.

Urberget

Utmärkande för urberget inom framför allt den sydvästsvenska gnejsregionen är dess i allmänhet flacka foliation och delvis mycket kraftiga, plastiska genomarbetning. Detsamma gäller i stort även för gnejserna inom de aktuella kartområdena, men foliationen kan variera betydligt och i vissa delar av Romeleåsen är den tämligen brant. Foliationen framgår vanligen tydligt av de amfiboliter som är knutna till gnejserna och vars strukturer de i allmänhet följer. Längs med amfiboliterna har rörelser i regel utlösts vilket omvandlat dem till kloritiskiffer. Den kraftiga vittring som förekommer i stora delar av det skånska urberget har också haft lättare att tränga djupt ner i berggrunden längs amfiboliterna.

Protoginzonen, vars anläggning sannolikt började för mer än 1 700 miljoner år sedan, utgör en stortektonisk zon längs vilken bl.a. hyperitdiabaserna och AMCG-gruppens bergarter trängde in. Även långt senare har denna zon varit aktiv och det finns åtskilliga observationer i Skåne där spricksystem i zonen riktning är yngre än de nedan omtalade i Tornquistzonen (se fig. 2 höjdreliëfkartan, jfr även Sivhed m.fl. 1999).

Vid tiden för övergången mellan karbon och perm fanns ett omfattande öppet spricksystem i Tornquistzonen i vilket enorma mängder diabasmagma kunde tränga in. Spricksystemet hade sannolikt börjat utbildas redan före karbontid. När magman stelnade kom den att bilda den omfattande svärm med diabaser som bl.a. är kännetecknande för zonen.

Rörelserna i Tornquistzonen har mestadels varit av spröd natur. Urberget är därför mycket kraftigt uppsprucket längs brantstående sprickor i zonen riktning. Tydligast ser man det i stenbrott där man har vertikalsnitt genom berggrunden (fig. 88). Även vid kontakterna mellan urberg och nordvästdiabaserna kan man vanligen finna en kraftig uppsprickning av de senare (jfr fig. 22). Sprickor i avvikande riktningar är inte så framträdande, med undantag för sådana som går i ungefär nordnordöst–sydsydväst, dvs. i Protoginzonens riktning. Förnyad aktivitet längs Tornquistzonens spricksystem och då i synnerhet där detta korsar sprickor med Protoginzonsriktning, dvs. ungefär nordnordöst–sydsydväst, ägde rum i jurassisk tid då basaltmagma på nytt trängde upp i jordskorpan. Denna magma stelnade till de basaltkupper vi finner främst i området runt Ringsjön (Wikman & Bergström 1987).



Fig. 88. Brantstående spricksystem i gnejs. Stenberget (2D 2 b, 6165000/1355700). Foto Hugo Wikman.

Steep joint system in gneiss.

Den sedimentära berggrunden

De tektoniska händelserna under fanerozoisk tid har varit mer eller mindre knutna till rörelser i Tornquistzonen. Troligtvis initierades zonen redan under tidigpaleozoisk tid. Upprepade horisontella och vertikala rörelser har skett i de större regionala förkastningssystemen som ingår i zonen. I Skåne avgränsas zonen av Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon i nordöst och Romeleåsens förkastnings- och flexurzon i sydväst. Fyledalens förkastningszon och Linderödsåsens förkastningszon utgör också regionalt viktiga rörelsezoner inom och strax nordöst om Tornquistzonen. Dessa förkastningssystem styr uppdelningen av områdets geologi i ett antal bergblock med olika strukturell uppbyggnad och utvecklingshistorik. Skurupsplattformen, Romeleåsen, Vomb-sänkan, Colonusskifferträget, Linderödsåsen och Kristianstadbassängen är de större bergblocken i området. Dessa är i sin tur lokalt uppdelade i mindre block av nordvästligt och nordöstligt orienterade förkastningssystem.

Nordvästförkastningarna framträder tydligt i geologiska data medan nordöstzonerna i regel är mindre framträdande. För de senare är det framför allt geofysiska och topografiska data som indikerar lineament i denna riktning. Nordöstzoner förekommer bl.a. mellan Tomelilla (2D 1 g) och Onslunda (2D 3 h), i ett stråk sydöst om Bollerup (2D 0 h) samt kring Gärsnäs (2D 1 j). I zonen nordöstut från Tomelilla är de vertikala förkastningsbeloppen troligtvis flera hundra meter.

Den strukturella och tektoniska utvecklingen i området har bl.a. beskrivits av Norling & Bergström (1987), Thomas m.fl. (1993) och Erlström m.fl. (1997).

Rörelserna i de regionala nordvästförkastningarna har varit omfattande. Utmed Romeleåsen har de vertikala rörelserna varit i storleksordningen 1–2 km. Förutom de vertikala rörelserna

har området påverkats av omfattande horisontella rörelser där bergblock förflyttats sidledes flera kilometer (jfr fig. 87B). I samband med dessa laterala skjuvrörelser har lokal kompression utmed förkastningszoner resulterat i att mindre bergblock tryckts upp, t.ex. Torpaklint (2D 6 d), Tängelsås (2D 6 a, jfr Erlström m.fl. 2001), Sövdesjön (2D 2 d), Tosterup (2D 0 g) och vid Hörup (1D 9 i). I dessa områden påträffas urberget som ytberggrund medan det i närheten förekommer på stora djup.

Spricksystem – veckbildning

Berggrunden är i regel kraftigt uppsprucken (fig. 89–90), speciellt i anslutning till störningszoner och förkastningar (fig. 91–92). Undersökningar av sprickbilden i kartområdet sydväst om Simrishamn (Lindström 1962) redovisar följande dominerande sprickriktningar: N27°V, N–S, N20°O, N48°O, N83°O, N80°V och N12°V. Ingen av dessa grupper är särskilt begränsade till någon specifik berggrundstyp. Sprickorna i den sedimentära berggrunden är till merparten subvertikala–vertikala och mer eller mindre vinkelräta mot lagringen till skillnad från sprickpopulationerna i urberget som uppvisar varierande stupningar. De vanligaste sprickfyllnaderna utgörs av kvarts och kalcit.

Inom Colonusskifferträget förekommer relativt frekvent veckbildningar i de paleozoiska skifferlagren, t.ex. i Rövarekulan (2D 8 b), Harlösabäcken (2D 6 b, fig. 94), Fyledalen (2D 1 f) och vid Skillinge (2E 0 a). Dessa har ingående beskrivits av Lindström (1960). I Ullstorpsdalen (2D 1 g–h) uppvisar Komstadkalkstenen tydlig veckbildning (fig. 93). Vid Munka Tägarp (2D 0 g) och vid Tosterup (2D 0 g) förekommer även veckade lager av skiffer enligt Moberg (1910c). Kraftigt veckad Övedssandsten i Ramsåsa nedlagda stenbrott har även dokumenterats i slutet av 1800-talet (fig. 95, Moberg & Grönvall 1912). Veckaxlarna stryker i regel N30°–50°V och stupar svagt åt NO eller SO. Lindström (1962) grupperar vecken i 6 olika typer baserat på strykning och relativ ålder. Han anser att merparten är orsakade av kompression och överskjutning av den paleozoiska berggrunden åt sydväst. Han påtalar även att veckaxlarna inte är parallella med Fyledalens förkastningszon och att de således är äldre än bildningen av denna. Sannolikt är de bildade under yngre paleozoikum.



Fig. 89. Uppsprucken kambrisk sandsten med hållristningar söder om Gladsax (2E 1 a, 6158890/1403660). Foto Mikael Erlström.

Fractured Cambrian sandstone with rock carvings, south of Gladsax.



Fig 90. Stenshuvud, nordvästra delen med kraftigt uppsprucket hållområde med granit (2E 4 a, 6171800/1403170). Storleken på hållområdet framgår vid jämförelse med människorna i högre övre delen av fotot. Foto Bergslagsbild AB.

Stenshuvud, northeast part with severely fractured outcrop of granite. The size of the outcrop area is indicated by comparison to the people visible on the right upper part of the photography.



Fig. 91. Uppsprucken och tektoniserad underkambrisk sandsten utmed kusten söder om Kivik (2E 4 a, 6173260/1402920). Foto Mikael Erlström.

Fractured and tectonically disturbed Lower Cambrian sandstone along the coast south of Kivik.



Fig. 92. En 1–2 m bred zon med uppsprucken och delvis breccierad underkambrisk sandsten med calcit- och flusspatmineraliseringar i breda nordväst–sydostligt orienterade sprickzoner. Söder om Brantevik (2E 0 b, 6154090/1407720). Foto Mikael Erlström.

A 1–2 m wide, fractured and in parts brecciated Lower Cambrian sandstone with calcite and fluorite crystallizations in large northwest–southeast oriented fracture zones. South of Brantevik.

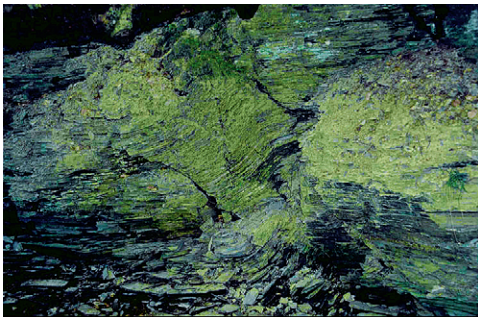


Fig. 93. En ca 2 m mäktig skärning med veckad silurisk Colonusskiffer utmed Harlösabäcken (2D NV 5 b, 6180100/1358000). Foto Mikael Erlström.

An approximately 2 m thick sequence with folded Silurian Colonus shale in an outcrop along the Harlösa rivulet.



Fig. 94. Veckad Komstadkalksten i blottning i Ullstorpsdalen norr om N. Toarp (2D 1 g, 6155890/1386790). Foto Niklas Axheimer.

Folded Komstad Limestone in the Ullstorp valley north of N. Toarp



Fig. 95. Veckade Öved-Ramsåsa-lager i Ramsåsa stenbrott som det såg ut vid brytningen 1893 (2D 2 f, 6160400/1378300). Fotografi från Moberg & Grönvall (1909).

Folded Öved-Ramsåsa beds in Ramsåsa quarry. Old photograph of the quarry at Ramsåsa from 1893.

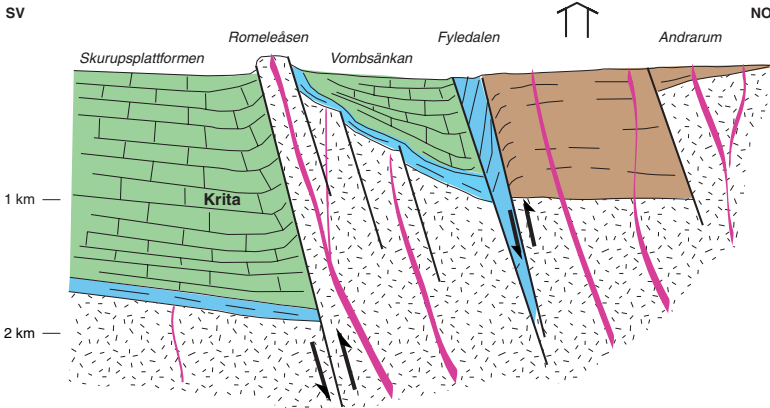
Strukturell utveckling under fanerozoisk tid

Kartområdets strukturella utveckling har redovisats i bl.a. Erlström m.fl. (1997) samt i marginalbeskrivningarna till delkartorna. Nedan ges en generell sammanfattning till illustrationerna som finns på kartorna och till figurerna 87 och 96. Den senare visar en schematisk rekonstruktion av Vombsänkans utvecklingshistoria under fanerozoisk tid.

Under kambrium–silur sjönk området successivt i samband med förstadierna till den Kaledoniska orogensen. Nedsjunkningen tilltog i sydlig riktning. De ordoviciska och siluriska lagren ökar markant i mäktighet mellan Skåne och norra Tyskland. Insjunkningen och pålagringen av stora sedimentmäktigheter samverkade med isärdragande krafter (tension) vilket medförde att vissa av de större förkastningszonerna i Skåne initierades, bl.a. Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszon, vilken även utgör Tornquistzonens norra begränsning. Under ordovicium inleds den Kaledoniska orogensen vilket medförde en gradvis övergång till kompression av den skånska berggrunden. Söder om Skåne deformerades och skjuvades äldre paleozoisk berggrund upp på den södra kanten av den Baltiska plattan (fig. 87C). I Skåne var påverkningarna små, med mindre kompression och rörelser i de större förkastningszonerna. Den marina sedimentationen upphörde dock i Skåne under yngre silurtid till följd av den genererella upphöjningen i norra paleoeuropa. Kontinentala förhållanden kom att dominera i Skåne under resterande del av yngre paleozoikum.

Under yngre paleozoikum var den magmatiska aktiviteten dock hög och hela området påverkades av uppsprickning som bl.a. innebar intrusion av magma och vulkanism. Den intruderade magman bildade nordvästligt orienterade och brantstående diabasgångar. Sannolikt fanns det i området vulkanoklastiska avlagringar liknande de som återfinns i södra Kattegatt (Erlström & Sivhed 2001). Dessa är idag borteroderade i kartområdet. Under permtid skedde en omfattande erosion av upphöjda områden medan nedförkastade bassänger mottog stora mängder klastiskt material (Erlström & Sivhed 2001). Äldre paleozoisk berggrund borteroderades över stora delar av Skåne. Under yngre paleozoikum initierades troligtvis bl.a. Fyledalens förkastningszon och många av de otydliga nordöst–sydvästliga zoner som finns i området. Dessa utgör troligen ex-

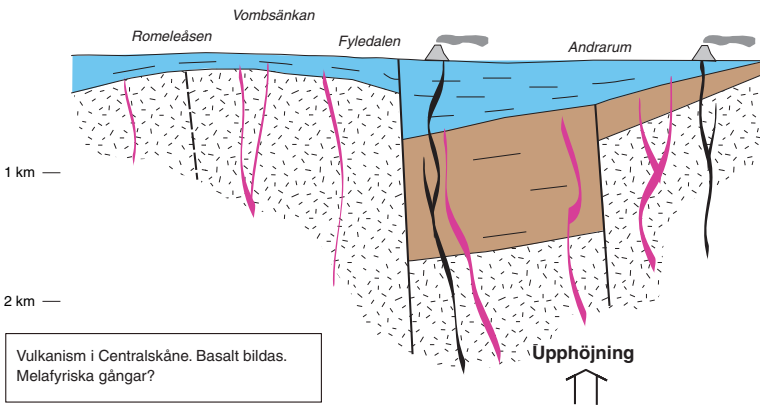
YNGRE KRITA–NEOGEN



Kraftig erosion av upplyft berggrund samtidigt som mäktiga lager med krita-berggrund avsätts i sjunkande bassänger, dvs. Vombsänkan och Skurupsplattformen

⇒ KOMPRESSION ⇐

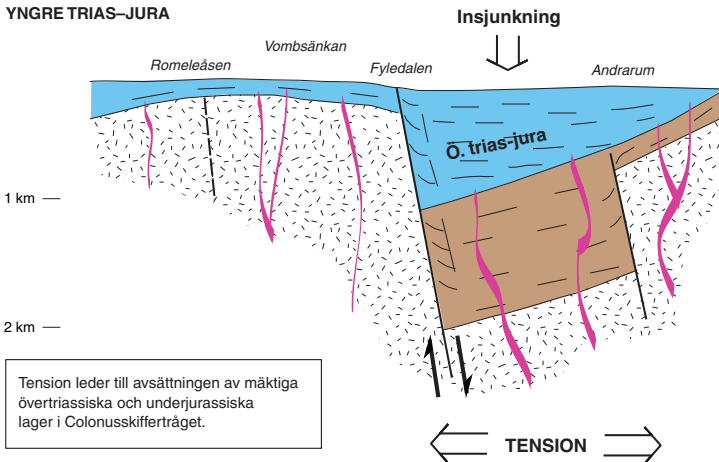
MELLERSTA JURA



Vulkanism i Centralskåne. Basalt bildas. Melafyriska gångar?

Upphöjning

YNGRE TRIAS–JURA



Tension leder till avsättningen av mäktiga övertriassiska och underjurassiska lager i Colonusskifferträget.

⇐ TENSION ⇒

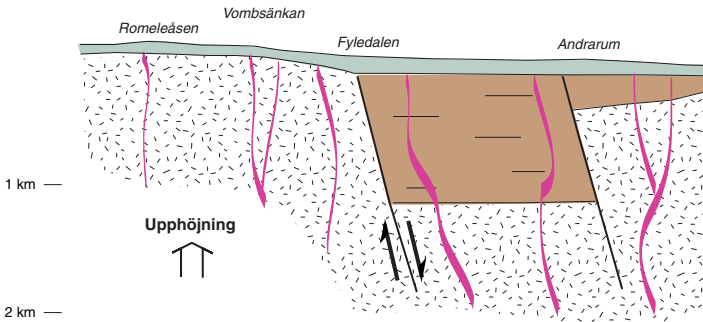
Fig. 96. Schematisk rekonstruktion av den strukturgeologiska utvecklingen av Vombsänkan och dess närmaste omgivning. Delvis baserad på opublicerade skisser gjorda av Jan Bergström 1984.

Schematic reconstruction of the structural evolution of the Vomb Trough and surrounding areas.

KARBON-PERM

SV

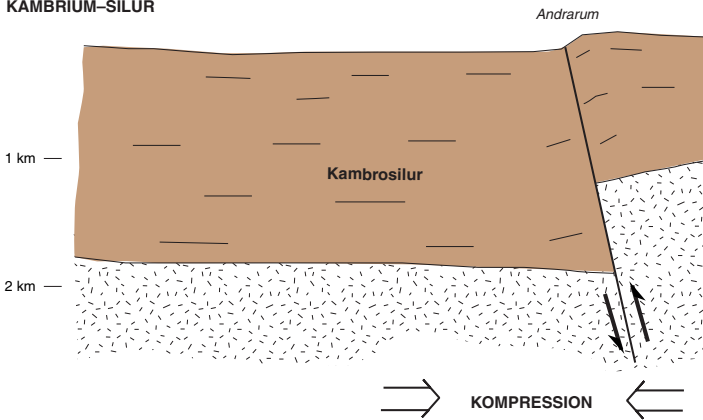
NO



Tension leder till blockförkastningar och kraftig erosion av yngre paleozoisk berggrund på bl.a. Skurupsplattformen. Intrusion av magma i gångar (diabas). Troligtvis bildas ett täcke med karbonisk berggrund (vulkaniska bergarter) över stora delar av Tornquistzonen.

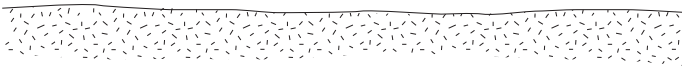
← TENSION →

KAMBRIUM-SILUR



Måktiga lager med kambrosilurisk berggrund bildas på den nedsjunkande kanten av den Baltiska plattan. Under ordovicium inleds kollisionen mellan den Baltiska plattan, Laurentia (Nordamerika) och Avalonia (norra Tyskland-södra Storbritannien). Den Kaldoniska orogensen leder till initiering av de större förkastningszonerna. I sydvästra Östersjön i norra Tyskland bildas den s.k. kaledoniska deformationsfronten. Vulkanism i närområdet under ordovicium (bentonitlager).

KAMBRIUMS BÖRJAN



Plan nereroderad urbergsyta.
Det s.k. subkambrisk peneplanet.

tensionsförkastningar bildade i anslutning till dextrala sidledes förkastningsrörelser och rifting i Tornquistzonen under karbon–permtid (fig. 87B).

Tension i jordskorpan under yngre trias resulterade i en nerförkastning av Colonusskifferträget (Erlström m.fl. 1997). I träget, avgränsat av Fyledalens förkastningszon och Kullen–Ringsjön–Andrarums förkastningszoner, avsattes troligtvis upp till ett par hundra meter röda och gröna, dåligt sorterade sediment (lera, konglomerat och sandsten) motsvarande Kågerödsformationens bergarter. I dag finns enbart rester av dessa bergarter bevarade, eftersom de borteroderades i samband med berggrundsrorelser under yngre krita–neogen. De äldre paleozoiska bergarterna i Vombsänkan och på Linderödsåsen borteroderades delvis under samma period.

Efter en relativt lugn tektonisk period under rät–yngre jura påverkades området på nytt under mellersta jura av magmatisk aktivitet vilket innebar upphöjning och vulkanism i Centralskåne. Basalt och basalttuff i Hörbyområdet härrör från denna period (Norling m.fl. 1993).

Stora kompressionsrörelser i jordskorpan under yngre krita–paleogen till följd av alpina rörelser i Mellan- och Sydeuropa resulterade i en upphöjning (inversion) av Tornquistzonen och en reaktivering av de större förkastningszonerna (Norling & Bergström 1987, Erlström m.fl. 1997) På nytt utsattes Skåne för laterala förskjutningar utmed Tornquistzonen (fig. 87B). Storleken på den totala sidledes förskjutningen i Skåne och södra Kattegatt var 10–20 km (Erlström & Sivhed 2001).

Inom kartområdet höjdes under den kretaceiska kompressionen hela Colonusskifferträget, som därmed utsattes för omfattande erosion. Samtidigt bildades Vombsänkan. Inversionen skedde troligen i flera olika faser under yngre krita till äldre tertiär (campan–paleogen). Under neogen påverkades området ytterligare av erosion till följd av en regional upphöjning av Skandinavien sydvästkant.

Kambrium–ordovicium

Sedan äldsta paleozoikum har södra Östersjön utgjort en gränsszon mellan tektoniskt aktiva geologiska provinser i söder och den stabila Baltiska skölden i norr. Större delen av Baltiska plattan var under kambrisk och ordovicisk tid täckt av ett epikontinentalt hav. Inledningsvis (i äldsta kambrium) avsattes inom kartområdet de grovklastiska sediment som idag bildar Hardebergformationen. Sedimentationen fortsatte mer eller mindre kontinuerligt under kambrium och ordovicium, vilket återspeglas i en relativt enhetlig och jämntjock lagerserie med skifferar och kalkstenar på den södra delen av Baltiska plattan.

Variationer i alunskiffers mäktighet, 80–100 m i centrala delar av Colonusskifferträget, jämfört med ca 40 m i sydvästligaste Skåne, indikerar olikformig subsidens av den Baltiska plattans randområde redan under yngre kambrisk tid.

Under ordovicium dominerade avsättning av finklastiska sediment i Skåne. Under yngre ordovicium är inslag av kalkstenar och karbonatrika slamstenar vanliga. Den tektoniska aktiviteten var relativt låg under yngre ordovicium men i Skåne finns tydliga laterala skillnader i mäktighet och förekomst av intervallet som omfattar Tøyenskiffern, Björkåsholmenformationen och Komstadkalkstenen. I t.ex. Lybyborrningen (Erlström m.fl. 2001) överlagras Komstadkalksten direkt alunskiffern. Möjligtvis finns i de basala delarna omlagrade rester av Björkåsholmenlager. Nielsen (1995) anser att stora laterala skillnader i detta avsnitt påvisar tektonisk aktivitet och att delar av Skåne under vissa perioder i yngre ordovicium varit upphöjt och utsatt för erosion.

Där tycks även under yngre ordovicium ha varit en varierande stabilitet av den södra kanten av den Baltiska plattan. Den underordoviciska lagerföljden tilltar i mäktighet åt väster och sydväst. Komstadkalkstenen är däremot mäktigast i de östra delarna av området.

De relativt rikligt förekommande bentonithorisonterna i mellan-överordoviciska såväl som i siluriska bergarter indikerar perioder med intensiv vulkanism. Denna har sitt ursprung i en plattkollision mellan Baltiska plattan, Laurentia och Avalonia, vilken troligtvis inleddes under yngre ordovicium (Meissner m.fl. 1994).

Silur–perm

Under silurisk tid kolliderade den Baltiska plattan med Avalonia och Laurentia (fig. 87A), vilket resulterade i bildningen av Kaledoniderna. I övergången mellan silur och devon bildades i Europa ett upphöjt landområde som benämns "Old Red Continent". I Skåne avspeglas det genom att de siluriska avlagringarna blir sandigare. Röda, järnrika sandstenar (Övedsandsten) bildades. De är de yngsta paleozoiska bergarterna i området och markerar slutet på en uthållig period med marina förhållanden under större delen av äldre paleozoikum. Övedsandstenen visar en övergång till mer kontinentala avsättningsförhållanden och att området höjde sig framför den kaledoniska deformationsfronten.

Den kaledoniska deformationen pågick under ca 100 milj. år från äldre ordovicium till yngre devon. Stora mäktigheter med finklastiska sediment avsattes på den Baltiska plattans sydvästrand ner mot den kaledoniska deformationsfronten (fig. 87A, C). Den senare löper i öst–västlig riktning utanför den tyska östersjökusten. Mäktigheterna hos den äldsta paleozoiska berggrunden, framför allt ordovicium- och siluravsnitten, tilltar mot fronten. I Skåne är den siluriska lagerföljden ca 1 000 m i Colonusskifferträget (Bergström 1984).

Under äldre karbon påverkades området av tektoniska rörelser, vilka resulterade i en försvagning och uppsprickning av Baltiska plattans sydvästra delar och nedförkastning av äldre paleozoiska berggrundsener. I anslutning till lineamenten trängde magma upp i sprickor och bildade gångar av diabas och basalt på ytan (fig. 97). Även om inga sedimentära bergarter av karbonålder finns bevarade förekommer omlagrade mikroffossil (palynomorfer, Erlström & Guy-Ohlson 1994) som indikerar att där tidigare funnits sådana i området.

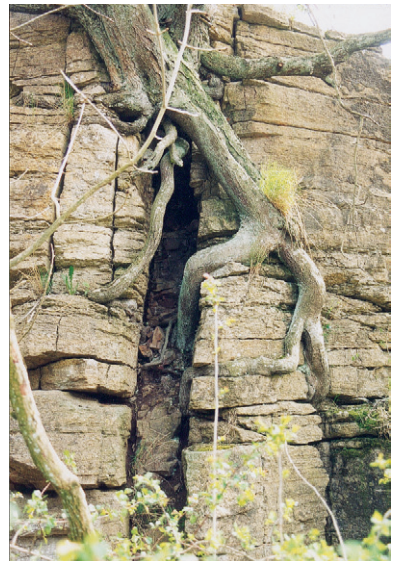


Fig. 97. Uppsprucken Komstadkalksten med smal diabasgång (0,2–0,3 m bred) Grönadal (2D 2 i, 6161630/1394370). Foto Mikael Erlström.

Fractured Komstad Limestone with thin dolerite dyke (0.2–0.3 m wide). Grönadal.

Trias–tertiär

Under trias påverkades området inledningsvis av rifting som förutom rörelser utmed de större nordvästförkastningarna redan under perm resulterat i extensionsförkastningar och uppsprickning i nordöstlig riktning. Troligtvis utgjorde Colonusskifferträget en gravsänka under trias där stora sedimentmängder avsattes. Omfattande erosion av paleozoisk berggrund som tidigare täckte kartområdet ägde samtidigt rum i söder och i norr. Paleozoisk berggrund försvann mer eller mindre helt från Vombsänkan, Romeleåsen, Skurupsplattformen och Linderödsåsen under trias. Sedimentbergarterna från yngre trias är dåligt sorterade och brokigt färgade. Avlagringarna är korttransporterade och fossilfattiga. De återspeglar huvudsakligen kontinentala, arida, delvis ökenartade förhållanden. Under rät övergår klimatet till att bli mer fuktigt och mer marina, kustnära miljöer utvecklas. Kol, rotbottnar och växtfossil visar på en frodig växlighet. I undre jura finns även spår efter dinosaurier som strövat omkring i det forntida, skånska landskapet (Gierliński & Ahlberg 1994).

Under jura inleds uppsprickningen av Pangea. Dessa berggrunds rörelser ledde till att norra Europa påverkas av kompression och sinistrala ”strike-slip”-rörelser längs äldre lineament. Vissa områden är till följd av blocktekoniken tidvis höjdområden och utsatta för erosion och vid andra tillfällen bassänger med deposition. Inom kartområdet medför detta en heterogen representation av jurassiska sedimentbergarter. Inledningsvis under äldre jura var förhållandena i Skåne relativt homogena. Utbredda låglänta kustområden med floddeltan, laguner och träskområden var dominerande miljöer. Underjurassiska avlagringar har haft en stor utbredning i kartområdet, men är idag till största delen borteroderade eller överlagrade av yngre avlagringar.

Under sinemur blev förhållandena mer marina till följd av en regional havsytehöjning som kan följas ut i den danska bassängen. Under mellanjurassisk tid påverkades området av vulkanism, framför allt i Centralskåne. Denna resulterade i upphöjning av stora delar av Skåne, kontinentala miljöer och erosion vilket fått till följd att sedimentbergarter från denna period är sämre bevarade. Mera homogena avsättningsförhållanden i kustnära miljöer etablerades i Skåne under allra yngsta jura med bildningen av Fyledalsleran och Vitabäckslagren som är kända på flera platser i Skåne (jfr Norling m.fl. 1993).

Under krita ökade det marina inflytandet successivt till följd av upprepade transgressioner. Inledningsvis är det tektoniska mönstret i stort sett det samma som under jura men under yngre krita påverkas området av en kraftig kompression som leder till inversion av Tornquist-zonen. Kompressionen var riktad mer eller mindre nord–syd och avlastningen av spänningen i jordskorpan skedde framför allt utmed Tornquistzonens svaghetszon. Eftersom Tornquistzonen tvärrar kompressionsriktningen resulterar detta i betydande laterala skjuvningar utmed zonen under samma tid (jfr fig. 87B).

Övre krita domineras av karbonatrika bergarter, men nära de aktiva förkastningarna bildades mäktiga lager med sand och sandsten, t.ex. Lundasandsten (Erlström 1990).

Under neogen påverkades den Baltiska plattans randområde av en generell upphöjning i storleksordningen 1–3 km (Jensen & Michelsen 1991, Japsen 1993, 1997, 1998) med kraftig erosion av äldre sedimentbergarter på den sydvästra delen av plattan som följd. De senaste rörelserna längs Romeleåsens förkastnings- och flexurzon, Vellinge- och Svedalaförkastningarna samt de mindre förkastningar som slår igenom Limhamns-, Köpenhamns- och Landskronaledens bergarter kan troligtvis dateras till neogen.

PRAKTISK ANVÄNDNING

Grundvatten

Stora delar av berggrunden inom kartområdet utgör viktiga grundvattenreservoarer, speciellt i områden med tunna jordlager eller där jordlagren inte ger tillräckligt med vatten. Tillgången på grundvatten i berggrunden beror på dess fysikaliska egenskaper. Vattenföringen i den mesozoiska sedimentära berggrunden kan i många fall jämföras med förhållandena i jordlagren, dvs. porakvifärer där vattenföringen beror på porsystemets storlek och genomsläpplighet. I urberget och den äldre paleozoiska berggrunden är vattenföringen starkt knuten till förekomsten av sprickor, s.k. sprickakvifärer. En övergripande beskrivning av Skånes grundvattentillgångar ges i Gustafsson (in press).

I urbergsområdena är sprickor vanligast i anslutning till större förkastningszoner. Generellt sett är dock hela urbergsområdet kraftigt uppsprucket, speciellt Romeleåsen. Vattenföringen i spricksystemen beror på andelen öppna sprickor i förhållande till lervittrade eller mineraliserade, stängda sprickor. Stora lokala variationer är vanliga varför det är svårt att prognostisera vattenföringen i urberget. Vattenföringen i diabas, amfibolit och basalt är allmänt lägre än i gnejs och granit. I bergartsgränser är tillgången på vatten allmänt högre än i omgivande berggrund. Grundvattnet inom urbergsområdena är ofta järnhaltigt till följd av lättlösliga järnoxider som i huvudsak förekommer som sprickmineraliseringar i berggrunden. Lokalt kan radonhalten vara hög, speciellt i granitområden (Gustafsson 1992).

I den äldre paleozoiska berggrunden är den underkambriska sandstenen den viktigaste kvifären. Inom stora delar av Simrishamns kommun är den allmänt använd som grundvattentäkt. Sandstenen är kraftigt uppsprucken och subvertikala sprickor dominerar. Eftersom jordlagren i regel är tunna där sandstenen finns som ytberggrund är grundvattenmagasinet känsligt för utsläpp. En förorening når därigenom snabbt kvifären där de öppna spricksystemen kan transportera den vidare långa sträckor. Vattnet i den underkambriska sandstenen är i allmänhet av mycket god kvalitet, men kan i vissa fall uppvisa förhöjda halter av vissa metaller, fluorid och svavel, speciellt i anslutning till mineraliserade gångar med kalcit, flusspat och sulfidmineral som förekommer inom det paleozoiska berggrundsområdet, t.ex. söder om Brantevik (2E 0 b), vid Gladsax (2E 2 a) och kring Tunbyholm (2D 2 i).

I skifferområdena är vattentillgången svårbedömd. I regel är det svårt att få större vattenflöden ur skifferberggrunden, till följd av skiffrens finkornighet, skiffrighet och täta egenskaper. I områden med mycket uppsprucken och sprödare skiffer kan den dock ge större mängder vatten, speciellt i anslutning till diabasgångar. Sprickorna i skiffern är dock oftast mer eller mindre igensatta av fint lerslam eller mineraliserade med kalcit. Vattenkvaliteten varierar stort. Svavel- och järnhaltigt vatten förekommer. I alunskifferområdena finns i regel även problem med svavelväte, svavel och tungmetaller.

Den ytnära, mesozoiska berggrunden bildar i allmänhet goda kvifärer. I Hörbysänkan utgör Höörsandsten den största reservoaren för grundvatten i Centralskåne. I Kristianstadbassängen finns en av områdets absolut viktigaste reservoarer. Den porösa och permeabla, kretaceiska lagerföljden innehåller här på djup mellan 100 och 200 m ett par kraftigt vattenförande sand till sandstensavsnitt av cenoman- och santonålder. Vattnet har en bra kvalitet och används som kommunal grundvattentäkt, för bevattningsändamål på Kristianstadsslätten samt som källa för Absolut Vodka i Åhus och Malmbergs mineralvatten från Yngsjö.

I Vombsänkans kretaceiska berggrund används endast i begränsad omfattning berggrunden som grundvattentäkt. Vombformationens bergarter är vanligen sandiga och vattenförande. Öster om Ystad används grundvattnet i Vombformationen för bevattningsändamål. Vattnet kan dock vara järnrikt och ställvis hårt, dvs. ha höga Ca- och Mg-halter.

På Skurupsplattformen finns de bästa grundvattentillgångarna, förutom i den kvartära Skivarpsströmmen i Alnarpssänkan, i de övre ca 60 metrarna av berggrunden, dvs. i Köpenhamns- och Limhamnsledens bryozokalkstenar. Underliggande lager (Krusebergsledet) består av hydrauliskt täta, finkorniga kalkstenar.

Bergvärme – geotermi

Bergvärmeanläggningar har under de senaste åren blivit vanliga. I kartområdet anläggs ett hundratal nya anläggningar årligen, de flesta för enkilda fastigheter. Normalt borras hål i berget ner till 100–200 m djup. I hålet appliceras en slang med en vätska som i ett cirkulerande slutet system via en värmepump tar upp värmen från berggrunden. I vissa fall anläggs två hål där grundvattnet tas upp ur det ena och återförs i det andra. Dessa 2-hålsanläggningar är vanligast där berggrunden består av mycket genomsläppliga porakvifärer, t.ex. som i Höörsandstenen i Hörbyområdet. Nackdelen med de senare systemen är att det ofta bildas kemiska utfällningar på den ”kalla sidan”, dvs. i injekteringshålet, vilket leder till problem med att återföra vattnet.

Borrdjupet beror, förutom på dimensionen hos värmepumpen, framför allt på berggrundens värmekonduktivitet och värmekapacitet. Jordlagrens mäktighet och grundvattenytans läge spelar också roll. Värmekonduktiviteten ($W/m\text{ }^{\circ}C$) och värmekapaciteten ($J/kg\text{ }^{\circ}C$) i berggrunden beror på mineralinnehåll, porositet, densitet, struktur, kornfogning, sprickor m.m. (Sundberg m.fl. 1985). Bergartens kvartsinnehåll och porositet är avgörande för värmekonduktiviteten.

I gnejs- och granitområdena varierar konduktiviteten mellan 3,0 och 4,0 $W/m\text{ }^{\circ}C$. Värmekapaciteten är i storleksordningen 730–800 $J/kg\text{ }^{\circ}C$ (Sundberg m.fl. 1985).

Värdena för den sedimentära berggrunden är generellt lägre men uppvisar samtidigt en stor variation beroende framför allt på porositeten (Balling m.fl. 1981, Paulsen m.fl. 1981). Värden för relativt porösa siltstenar, sandstenar och kalkstenar ligger mellan 1,5 och 3 $W/m\text{ }^{\circ}C$. Exempel på dessa är Höllvikenformationens övre delar (Skurupsplattformen), Vombformationen (Vombsänkan), juragrenen i Fyledalens förkastningszon och i Hörbyområdet samt Kristianstadsområdets kretaceiska bergarter. De högsta värdena på värmekonduktivitet i sedimentär berggrund uppvisar täta, kvartsrika sandstenar, som den underkambriska Hardebergaformationen. Värmekonduktiviteten kan, speciellt i de fall då sandstenen utgörs av välcementerad, lågporös kvartsit, vara högre än för gnejs. I lerskiffer är värmekonduktiviteten relativt låg i jämförelse med andra sedimentära bergarter (Sundberg m.fl. 1985).

På stora djup finns i Vombsänkan och på Skurupsplattformen sandstenslager av krita- och juraålder som innehåller stora mängder med fossilt, salt grundvatten (5–16 %). Eftersom dessa vattenförande sandstenar på 1 000–2 000 m djup har en temperatur på 30–60° har de en betydande geotermisk potential. Motsvarande akvifärer används i Malmö och Lund för geotermisk energiproduktion i slutna system med värmepumpar.

Malmer, mineral

I sydöstra Skåne förekommer på ett flertal ställen ådror och gångar i den kambriska sandstenen som är fyllda med flusspat, blyglans, kvarts, kalcit, zinkblände, markasit, pyrit och kopparkis. Mineralen är vanligen blandade med en breccierad massa av sidoberget. De viktigaste och samtidigt vanligaste mineralen är flusspat och blyglans. Bly är en av de metaller som sist ingår i malmbildande mineral, i detta fallet blyglans. De lösningar som bildade blymalmen var också rika på fluor, vilket ingår i flusspat. Blyglansen uppträder dels kompakt som små, kubformade kristaller eller klumpar, dels som tunna fjäll i flusspat eller kalcit. Åldern på mineraliseringarna är permisk enligt Johansson & Rickard (1982). Orsaken till mineraliseringarna kan sannolikt sökas i den väldiga mängd med basisk magma som trängde in i Tornquistzonens spricksystem vid denna tid. Uppvärmningen medförde att grundvatten sattes i rörelse vilket kunde lösa ut bl.a. metaller i det underliggande urberget. Dessa avsattes sedan framför allt i sprickor i den överlagrande kambriska sandstenen.

En del av de aktuella förekomsterna har varit kända från mitten av 1500-talet (Tegengren m.fl. 1924). Redan i slutet av detta århundrade när Skåne var danskt bröts blyglans vid Brantevik med sikte på att utvinna bly och silver. När Skåne sedan blev svenskt fylldes gruvhålen igen, men förnyad brytning startades i slutet av 1600-talet. De äldsta och mest bearbetade gruvorna heter från norr till söder Abrahamsgruvan, Isaksgruvan och Jakobsgruvan och ligger i ett kustområde som kallas Hylkan mellan Brantevik och Gislövshammar (2E 0 b). De gamla gruvhålen är delvis igenfyllda och överväxta varför de är svåra att återfinna. Det djupaste av gruvhålen, som påstås ha varit drygt 12 m, var upptaget i anslutning till en 30 cm bred gång. Det största sammanhängande blyglansblocket lär ha vägt 1,8 ton. Öster om Gladsax har det funnits en 45–60 cm bred, blyglansförande gång. Under andra världskriget förekom också viss brytning i området. Den upphörde dock redan 1942.

Den mest kända flusspatförekomsten i sydöstra Skåne finns cirka 700 m öster om Gladsax kyrka (2E 1–2 a). Här är en förkastningsbrant utbildad i sandstenen från vilken brutits flusspat, dels från själva väggen, dels från vågräta orter in i bergsidan (fig. 98). Flusspat bröts bl.a. på 1940-talet av Svenska aluminiumkompaniet. Sammanlagt producerades 1 545 ton anrikad flusspat. En annan känd förekomst är den vid Onslunda (2D 3 i). Gruvorna ligger ca 3 km NO om samhället och syns som stora, nästan 30 m djupa, inhägnade håll i marken (Carsrud 1992). Gruvorna bröts i första hand på flusspat under andra världskriget. Förutom flusspat bröts även en del blyglans.



Fig. 98. Förkastningsbrant i kambrisk sandsten där tidigare flusspat brutits. Mineralen bröts dels vid själva väggen, dels i orter in i densamma. (2E 1–2 a, 616000/140490). Foto Hugo Wikman.

Dislocation in Cambrian sandstone where fluorite has been quarried.

Industriella bergarter

Urberget

I området finns många spår efter tidigare stenbrytning och gruvverksamhet. Idag pågår brytning enbart i några få stenbrott: Stenberget (2D 2 a), Bellinga (2D 1 c), Klintahus (2D 4 d) och Hörröd (2D 7 h) samt Fyleverkens ler- och sandtäkt i Eriksdal (2D 2 e).

Urberget inom det aktuella området har i huvudsak brutits med inriktning på framställning av krosssten. I första hand är det gnejs och gnejsgraniter som utnyttjats men även amfiboliter och diabaser inom de aktuella täkterna har använts integrerat i krossprodukterna. För närvarande är det stenbrotten vid Stenberget (2D 2 a), Bellinga (2D 1 c) samt Klintahus (2D 4 d) som är i drift. Produktionen är helt inriktad på framställning av krossmaterial till bärlager samt till asfalt och betong.

I Stenberget finns ett stort stenbrott med gnejs och mera homogen finkornig granit av den typ som ovan beskrivits som Romelegranit. I det förekommer också en del amfibolit och hyperitdiabas. Vid Bellinga längre mot sydöst på åsen bryts den relativt grå Bedengraniten (fig. 99). Även här förekommer diabaser av olika slag, bl.a. en ca 20 m bred gång av hyperitdiabas (fig. 14). Ytterligare ett antal mindre, numera nedlagda stenbrott finns på Romeleåsen. Klintahusbrottet (2D 4 d) vid Torpaklint SO om Öved (2D 4 d) är upptaget i gnejs som intruderats av ett flertal gångar av melafyr (jfr fig. 19).

Inom de norra kartområdena finns några mindre, numera nedlagda stenbrott, bl.a. vid Benarps hall (2D 8 e). Den bergart som brutits här är en rödgrå, granitisk till granodioritisk gnejs. På 2D NO-bladet finns ett par gamla, ganska stora stenbrott norr om N. Lökaröd (2D 7 i) och ett i produktion norr om Hörröd (2D 7 h). Bergarten som brutits är mestadels finkornig röd eller gråröd till rödgrå gnejs.



Fig. 99. Stenbrottet i Bellinga upptaget i grå Bedengranit. (2D 2 c, 6158700/1360900). Foto Hugo Wikman.

The Beden granite quarry at Bellinga.

Kambrisk sandsten

Den kambriska sandstenen har brutits på ett flertal ställen, i huvudsak i trakten av Simrishamn. Större nedlagda stenbrott finns strax öster om Tobisborg (2E 2 b), öster om Simris (2E 1 b) och i Lunkaberg (2E 0 a). Mindre brytning har även skett väster om Brantevik (2E 0 b), kring Bolshög (2E 0 a), norr om Järrestad (2E 1 a), söder om Andrarum (2D 5 g) och nordväst om Tunbyholm (2D 2 i). Sandstenen har i huvudsak använts som krossten och i mindre omfattning som byggnadssten.

Sandstenen har under senare år undersökts av prospekteringsbolag avseende olika mineraliseringar, bl.a. zink och silver. Två stora områden, ett som sträcker sig mellan S:t Olof och Gladsax och ett norr om Fågeltofta, har undersökts med avseende på dessa mineraliseringar. Undersökningarna har lagts ner och inga nya undersökningstillstånd har sökts.

Norretorpsandstenen och Rispebjergsandstenen i ett område kring Måsalyske innehåller lokalt anrikningar av titan (Shaikh & Sundberg 1984). Anrikningarna är knutna till förekomst av mineralet anatas. Tungmineralen förekommer lokalt som horisontellt anrikade skikt i bergarten.

Alunskiffer

Alunskiffern kännetecknas av sitt höga innehåll av organiskt material, pyrit och mer eller mindre sällsynta grundämnen, bl.a. vanadin. På grund av uppvärmning av berggrunden under paleozoisk tid är det organiska materialet i stor utsträckning förkoksat och ger i motsats till förhållanden i övriga Sverige, exempelvis Västergötland och Närke, inte ifrån sig någon olja. Alunskiffern innehåller bl.a. uran (upp till 96 g/ton), vilket tillsammans med förhöjda halter av sällsynta jordartsmetaller gjort den intressant för prospektering under 1900-talet (Bergström & Shaikh 1980). I alunskiffern förekommer också förhållandevis tunna kalkstens- och orstensbankar, maximalt ca 1 m mäktiga (exempelvis Andrarumskalkstenen). Det är troligt att dessa bankar har brutits och bränts i Andrarum.

Alunskiffern har brutits och använts för framställning av alun. Produktionen av alun möjliggjordes av att skiffern innehåller pyrit. Alun bildas när man bränner den organiskt rika alunskiffern. Svavelsyra bildas när järnsulfiden i skiffern förbränns. Den angriper i sin tur lermineralen och bildar komplexa föreningar som sedan anrikades genom lakning och kristallisering för framställning av alun. Förr i tiden var alun en viktig kemikalie som användes för bl.a. färgning och garvning. Alun består av aluminiumsulfat och andra svavelsyrade salter, såsom kaliumsulfat, natriumsulfat och ammoniumsulfat.

Användningen av alun är känd sedan gammalegyptisk tid, bl.a. i samband med växtfärgning och som läkemedel (blodstillande, skyddande effekt på sår). Redan under 1100-talet fanns det alunbruk i Italien för framställning av s.k. romerskt alun. Alunbruket i Andrarum är Skandinavien äldsta och grundades 1637. Produktionen upphörde 1912. Under sin blomstringstid utgjorde Andrarums alunbruk Skånes största industriort. Vid bruket arbetade i mitten av 1700-talet ca 900 personer under ledning av Christina Piper. Under perioden mellan 1682 och 1912 producerades 77 495 ton alun.

Ur Gillberg (1767) är följande historiska citat som rör beskrivning av bergarterna och brytningen vid Andrarum hämtat: ”Alunskifweren som här brytes är helt swart till färgen, har uti sig, dels swartbällar ifrån en hasselnöts till och med några skippunds tyngd af skapnad med Linser

eller Glober, dels kjes, som håller järn och swafwel samt gifwer eld mot ståhlet, dels en fin spat, som är Rhombisk och genom skinande som ett watn, dels kalck af 2:ne slag mörckare och liusare, dels ock Petrificater, liknandes Insecter ej större än Flugor, hwilcka hwarfals kunna klyfwas och minskas utan att förlora sin skapnad. Af thenne skifwer tillwårckas Alunen sedan then warder Bokad, Råstad, Lutad samt i Alun pannorne kokad och uttappad i kar, hwarest första Alunen gifwes genom Chrystalisation som sedermera Rafineras och i stora Fat formeras till en Solid kropp i form af Conus truncatus, som änteligen sönderhugges och i tunnor inpackas á 17 Lispund 4 marcker Victualie wigt á tunnan”.

I dag finns tydliga spår efter brytningen i form av ett flertal branta väggar med blottad alunskiffer samt stora högar med bränd och urlakad alunskiffer (rödfyr). I Andrarum ligger de olika brotten söder om Verkeån, längst i sydöst ligger Södra brottet, i mitten Stora brottet och i nordväst Djupet.

Produktion av bränd kalksten från en kalkugn i Andrarum är känd från 1550 fram till 1640-talet (Wallin 1980). Kalkstenen utskeppades från Simrishamn och gick under beteckningen Andrarums- eller Ystadkalk. Den användes vid slottsbyggen i Köpenhamn och Helsingör m.fl. platser samt vid uppförande av fästningsverk i Kristianstad. Det ligger nära tillhands att förmoda att den brutna kalkstenen är kalkstenshorisonter i alunskiffern eftersom det saknas andra typer av kalkstenar i området.

Komstadkalksten

Komstadkalksten går i dagen på ett flertal platser inom kartområdet (fig. 49–50). Troligtvis har brytning skett i varierande skala på en mängd platser. Husbehovsbrytning för t.ex. lokala byggnadsändamål samt brytning i industriell skala har skett. Rester efter större brytning finns framför allt i Listarum–Komstad–Grönadalsområdet (2D 2 j).

Komstadkalkstenen går lokalt under beteckningen flis. Den har bränts och använts som jordförbättringsmedel och kalkbruk. Ett annat viktigt användningsområde är produktion av byggnadssten som t.ex. trappsten, golvsten, trottoarsten och bord. I kushällarna vid Gislövshammar (2E 0 b) kan man än idag se spår efter brytning av Komstadkalksten för kvarnstenstillverkning (fig. 100). Sporadisk brytning för produktion av byggnadssten och bordsskivor har under 1990-talet skett i Komstad (2D 2 j).

Kalkugnar fanns på många platser inom kartområdet. De mest betydelsefulla fanns vid Killeröd (2D 2 i), Komstad (2D 2 j), Tommarp (2E 1 a) och Hammenhög (2D 0 j). Mindre kalkugnar fanns t.ex. i Kivik (2E 4 a) och Bonderum (2D 4 h).

Siluriska bergarter

Vittrad Colonusskiffer har använts för tegeltillverkning i Fylans tegelbruk (2D 2 f).

Bjärsjölagårdskalksten har brutits för framställning av bränd kalk. Kalkugnarna finns fortfarande kvar vid Bjärsjölagård (2D 5 d). En viss del har även brutits för byggnadsändamål. Exempel på det senare är solbänkarna i absiden i Lunds Domkyrka samt trappstenar i Övedskloster. Bjärsjölagårdskalksten bröts i olika stenbrott i området runt Bjärsjölagård (2D 5 d). Idag är Bjärsjölagårdskalkstenen endast tillgänglig i Stora brottet (2D 5 d) i Bjärsjölagård (fig. 63).

Brytning av den röda Övedsandstenen har främst skett i ett stenbrott öster om Övedskloster som kallas för Helvetesgraven (2D 5 f). Brytning skedde under mitten och senare delen av 1700-



Fig. 100. Rester av tidigare kvarnstensframställning i Komstadkalksten vid Gislövshammar. Kvarnstensgroparna är ca 1 m i diameter. (2E 0 b, 6151770/1406010). Foto Mikael Erlström.

Remains of previous millstone production in Komstad Limestone at Gislövshammar. The millstone pits are approximately 1 m in diameter.



Fig. 101. Ramsåsa stenbrott som det såg ut vid brytningen 1893 (2D 2 f, 6160400/1378300). Fotografi från Moberg & Grönvall (1912).

Old photograph of the quarry at Ramsåsa from 1893.

talet. Sten togs bl.a. till Övedskloster och Maltesholm. År 1896 öppnades ett nytt brott ca 200 m väster om det äldre brottet. I det yngre brottet har sandsten brutits i dagbrott samt i gruvgångar. Den brytvärda sandstenen fanns i ett 2,5 m tjockt lager som stupar 14° åt SV. Lagren följdes i en ca 100 m lång gruvgång som nådde ner till ett djup av 67 m innan brytningen avslutades 1910. Förädling av utbrutna produkter pågick fram till 1917, bl.a. tillverkades brynestickor till liar. Omkring 80 personer sysselsattes ovan jord och lika många i gruvan när brytningen var som intensivast. Övedssandsten har även brutits vid Pinnmöllan i samma område (2D 5 c). Här finns i dag endast lösa block av Övedssandsten.

Övedssandsten har också brutits i strandklinten vid Östra Ringsjöns västra strand vid Klinta (Grönvall 1897). Man kan än i dag se spåren efter en till synes omfattande brytning. Det finns ganska många mindre block i anslutning till brottet. Den brutna produkten transporterades med pråm till Fogdärps hållplats där den sedan kunde transporteras vidare med järnväg ut i landet. I Klinta pågick brytningen i 3–4 års tid kring sekelskiftet av 15–20 anställda. Anledningen till att brytningen upphörde så snart var att stenens kvalitet försämrades utanför det centrala brytningsområdet vid Klinta.

Vid Ramsåsa (2D 2 f) har Övedssandsten brutits som byggnadssten samt för tillverkning av brynsten (fig. 101). Brynstensbrytningen påbörjades på mitten av 1800-talet och byggnadssten bröts från omkring 1892. Stenen ansågs emellertid inte lämpad för byggnadsändamål vilket medförde att brytningen upphörde ganska snart (Grönwall 1897). En grå variant benämns Tullbosandsten. Småskalig brytning har skett kring Tullbo (2D 5 d). Brottet är idag igenfyllt.

Jura

Sedan början av 1920-talet har det vid Eriksdal (2D 2 e), ca 4 km sydväst om Sjöbo brutits sandsten, kol och lera i den upprättstående jurassiska lagerföljden. Inledningsvis bröts lerorna tillhörande Fuglundaledet. De blandades med kvartssand för användning som beklädnadsmaterial i masugnar vid järnframställning. Senare kom den yngre Fyledalsleran att brytas för keramiska ändamål. Än idag bryter Fyleverken AB leran i mindre omfattning för dess unika keramiska egenskaper.

Under slutet av 1930-talet påbörjades brytning av kol i området. Tre olika företag var involverade i brytningstillstånden, Höganäs-Billesholm AB, Liassyndikatet och löjtnant Bech som hade brytningstillstånd för leran i området. Liassyndikatet, senare Fyleverken AB, påbörjade brytning av den s.k. stora kolflötsen efter omfattande undersökningar. Brytning avslutades under 1940-talet eftersom kolet hade lågt energivärde och var svårt att bryta. Uppemot 13 mindre kolflötser har identifierats i området (fig. 69).

Förutom kol och lera har det i Eriksdalsområdet bedrivits omfattande undersökningar och provbrytning av Röddingeformationens järnförande sandstenar. Hadding (1929, 1933) hade funnit att järnhalten i sandstenslagren var anmärkningsvärt hög, mestadels som siderit (järnkarbonat) och järnoxid (chamosit). Grängesberg AB genomförde under början av 1930-talet undersökningar mellan Kurremölla och Eriksdal. Resultaten från dessa finns sammanställda av Hadding (1933) och Palmquist (1935). Under slutet av 1930-talet erhöll Liassyndikatet brytningsrätten i området från Grängesberg AB. Provbrytning påbörjades och en 100 m lång ort drevs parallellt med de mest intressanta järnförande sandstenslagren. Det visade sig dock att järnhalten varierade kraftigt och merparten av lagren bestod av sandstenar med relativt låga järnhalter. Efter att även Höganäs-Billesholm AB genomfört undersökningar i området avslutades järnprospekteringen under början av 1940-talet.

Fyleverken AB som 1938 bildades ur Liassyndikatet påbörjade brytning av Glassanden (fig. 68). Glassanden består av en 40–60 m mäktig enhet med kvartshalter över 97 %. Den unika renheten och vitheten gör den intressant för många ändamål. Brytning pågår än idag och det bryts årligen i storleksordningen 10 000–25 000 ton sand för bl.a. användning i glassfiber, isolering, keramik, filler i färg och puts samt i olika typer av beläggingsmaterial.

Krita

Vombformationens bergarter har använts som jordförbättringsmedel och som byggnadssten. De enheter som använts som byggnadssten är karbonatcementerade. I märglarna är karbonathalten vanligen under 20 % medan den är över 50 % i Köpingsandstenen (Shaikh m.fl. 1990).

I Eriksdal (Moberg 1910b) bröts Eriksdalsmargel i två täkter (2D 2 e) söder om järnvägen och ca 1,5 respektive 2 km sydväst Röddinge kyrka. Vid Kullemölla (2D 1 f) och Lyckås (2D 1 f) bröts Lyckåsmargel för jordförbättring, s.k. mörpling.



Fig. 102. Borrie kyrka uppförd i Komstadkalksten, Köpingsansten och Lyckåsmärgel (2D 0 f, 6153030/1376800). Foto Mikael Erlström.

Borrie church built with Komstad limestone, Köpings sandstone and Lyckås marlstone.

I Köpings (2D 0 g) och Svenstorp (2D 0 g) bröts Köpingsandsten för byggnadsändamål (Angelin 1877). Den kallas här för pilsten troligtvis efter danskans Pille-sten vilket betyder pelarsten. De lokaler där Köpingsandsten brutits för byggnadsändamål begränsas till områden med ringa jordtäckte nämligen Kullemölla-, Svenstorp- och Vallebergaområdet (1D 9 h). Köpingsandsten har bl.a. använts som byggnadssten i kryptan till Lunds Domkyrka, samt i Bjäresjö och Borrie kyrkor (fig. 102).

I Maltesholm (2D 9 h) påbörjades brytning av skalgruskalksten under senare hälften av 1800-talet. Kalkstenen brändes samt användes för olika ändamål som jordbrukskalk och processkalk till sockerindustrin. År 1898 påbörjades cementproduktion baserad på kalksten från Maltesholmsbrottet och glaciärra från närbelägna täkter. Mer att läsa om produktion och geologiska förhållanden finns i Lundegren (1934) och Grönwall (1915).

Åhussandsten påträffas som anrikning av lösa block vid Revhaken (2E 9 b). Sandstenen har bl.a. använts som byggnadssten (rester finns bl.a. i Åhus slottsruin) och som kvarnsten (Hennig 1894).

I skällorna vid Herrestad–Bromma (2D 0 f–g) bröts paleocen kalksten för användning som byggnadssten och jordförbättringsmedel. Troligtvis har även kalkstenen bränts för framställning av kalkbruk.

SUMMARY

The bedrock geology of the map area is divided into six main structural units separated by major regional faults. These are, from south-west to north-east, the Skurup Platform, the Romelåsen Horst, the Vomb Trough, the Colonus Shale Trough, the Linderödsåsen Horst and the Kristianstad Basin. The morphology of the landscape reveals many of the underlying geological structures and lineaments. The major fault zones and regional-scale rock blocks are well displayed in the relief map.

The area is characterized by sedimentary rocks. Precambrian rocks are mainly found on the Linderödsåsen and Romeleåsen horsts. The geological picture shown in the map is largely based on borehole information and airborne geophysical investigations since outcrops are few and of poor quality.

The map covers parts of the Tornquist Zone, which is a regional tectonic zone that has been active during several periods. The most important movements involved uplift and erosion of the Colonus Shale Trough during the Late Cretaceous and Early Tertiary. These movements have had a major impact on the geology displayed of today.

Most of the Precambrian rocks within the four map sheets are dominated by different kinds of gneisses, probably magmatic in origin. Among these, there are some that may represent original sediments. These, which are probably among the oldest Precambrian rocks in the region, are foliated, white to reddish, white mica quartzites to quartzites. They occur sparsely in the south-eastern part of the map area 2D NO. These rocks are very similar to the mica quartzite found in north-eastern Skåne, which occurs together with approx. 1 700 million year old volcanic rocks.

The dominating gneiss of the map areas is a foliated, fine-grained, red to greyish red, generally leucocratic orthogneiss, mainly of granitoid origin. In some places, for instance at Romeleåsen, there are also more greyish gneiss varieties. Some of these rocks may be sediments and they contain minerals such as cordierite and sillimanite (Hjelmqvist 1934). The gneisses have a more or less pronounced foliation with, in most cases, relatively moderate dip: a feature characteristic of the gneiss regions of southern Sweden.

Within more restricted areas, moderately foliated, reddish grey, medium-grained granite to granodiorite (“gneissic granite”) occurs. Such areas are found on Romeleåsen in the south and Linderödsåsen in the north. In an outcrop north of Rebbetuaröd (2D 7 h), a very weakly foliated monzogranite is found. It is very similar to the so-called Småland granite occurring in the southern part of the Transscandinavian Igneous Belt (TIB). The age of the Rebbetuaröd monzogranite has not been determined, but if it is a TIB granite its age should be between 1 850 and 1 650 Ma. A variety of granite that is probably even younger is medium-grained, reddish grey and has no foliation. It may belong to the approx. 1 450 million year old Karlshamn type of granites (Kornfält & Bergström 1983). Younger granites (about 1 450 Ma) also occur at Stenshuvud (2E 4 a) and around Beden (2D 2 b). Age determinations at Stenshuvud have been performed by Čečys et al. (2002) and at Beden by Johansson et al. (1993). On Romeleåsen, there is also a red granite called Romele granite, which may be of about the same age.

A set of NE–SW-oriented dykes of black dolerite, so-called hyperite dolerite, occurs within the Precambrian rocks. These dykes, together with other features, define the Protogine Zone (PZ), a major tectonic zone dividing southern Sweden into two bedrock regions. The dolerite rock has been extensively quarried under the trade name of black granite. The black colour is due to

Fe-Ti impregnation of plagioclase and pyroxene (Johansson 1992). The width of the dykes seldom exceeds 50 m, but within the subarea 2D NO there is one that is more than 400 m wide. Unlike other hyperite dolerite, this variety contains olivine (Kornfält et al. 1978).

Along the PZ, there also occur, besides the hyperite dolerite, syenitic rocks (cf. Wikman et al. 1983). Associated with the syenites are hypersthene-bearing quartz monzonite to quartz monzodiorite and anorthositic gabbro forming a suite of rock types referred to as the Anorthosite–Mangerite–Charnokite–Granite (AMCG) suite. The AMCG rocks of the area are probably around 1 200 million years old, which is the age of syenites occurring further north in Skåne (Klingspor 1976, Hansen & Lindh 1991). Syenitic to quartz-monzonitic rocks are locally found in restricted areas both on Romeleåsen and on Linderödsåsen.

Both the Precambrian and the Palaeozoic rocks are penetrated by a set of numerous, steeply dipping dolerite dykes which run in the same direction as the horsts in Skåne, that is, NW–SE to WEW–ESE. The dolerites intruded the Tornquist Zone during Carboniferous and Permian times (Klingspor 1976). The commonest variety is a quartz tholeiite called Konga dolerite. Amygdaloidal varieties forming a special type called melaphyre also occur. The chemistry and age of the melaphyres differ from those of the quartz dolerites and they may instead belong to a suite of younger basalts in Skåne (Sivhed et al. 1999).

During Jurassic and possibly also Cretaceous times, basaltic volcanic activity was concentrated in the central parts of Skåne (Wikman & Bergström 1987). It was probably located where fractures of the Tornquist Zone crossed fractures of the Protogine Zone. Today most of the basaltic rocks are eroded and only restricted basalt necks are left. Within the subarea 2D NV the best preserved basalt locality is found on a peninsula in Lake Ringsjön. The basalt is rich in olivine, which is also found as pure aggregates or in inclusions in pyroxene. Other mafic and ultramafic inclusions show that the magmas were generated at deeper levels of the crust. The composition of these nepheline-bearing alkaline basalts is predominantly basanitic (Wikman & Sivhed 1993).

The repeated tectonic activity along the Tornquist Zone created numerous joints and cracks in the Precambrian rocks (cf. fig. 23). Joints running in the same direction as the Protogine Zone (–N–S) are also found within the region, but are sparsely distributed.

The sedimentary cover is dominated by Palaeozoic rocks of Cambrian, Ordovician and Silurian ages. Mesozoic and Cenozoic deposits are found in the south-western part of the map area. They belong to the Skurup Platform, the Vomb Trough and to the northeast, the Kristianstad Basin.

Palaeozoic rocks occur within the Colonus Shale Trough, which crosses the central area, and as erosion remnants on the Linderödsåsen Horst. Strata belonging to Lower Cambrian sandstone formations and a Middle Cambrian–Lower Ordovician Alum Shale Formation occur in an irregular zone. These occurrences are interpreted as downfaulted or erosional remnants, but formerly had a much wider areal distribution. The Cambrian–Ordovician sequence is also found at considerable depth (800–1000 m) as subcrops beneath thick Silurian strata in the Colonus Shale Trough. The bedrock surface in the trough is dominated by Silurian grey silty shale, claystone and siltstone.

Cambrian quartzitic sandstone (the Hardeberga Formation) is well indurated and brittle, but when present it constitutes an important groundwater aquifer owing to a high degree of fracturing. Upper Cambrian–Lower Ordovician alum shale is found at several places in the area mapped. The radiometric map shows where shallow occurrences of the uranium-rich alum shale may be found. The Cambrian Hardeberga Formation and the overlying Alum Shale Formation are together in the range of 200–250 m thick.

Silurian and Ordovician shale formations dominate the bedrock surface. The Ordovician sequence, up to 125 m thick, is dominated by dark shales with calcareous interbeds. The Silurian sequence is significantly thicker, up to 1500 m, of which the Upper Silurian Colonius Shale constitutes the main part. Uppermost Silurian sandstone, limestone and marl are known from the areas around Ramsåsa (2D 1 f), Öved (2D 4 d–e, 5 c–e), Bjärsjölagård (2D 5 d) and Klinta (2D 8–9 b).

The Upper Triassic Kågeröd Formation is made up of poorly consolidated arkose, sandstone and claystone and is locally found subcropping the Rhaetian–Lower Jurassic deposits of the Hörby area (2D 8 b–c). A small fault-bounded occurrence is situated at the north-eastern margin of the Colonius Shale Trough at Östra Sallerup (2D 7 d). This occurrence is probably the remnant of a pre-existing Upper Triassic cover in the trough.

Rhaetian–Lower Jurassic strata have a thin and patchy distribution north-east of the Kullen–Ringsjön–Andrarum Fault Zone. The deposits belonging to the Höör Sandstone are dominated by fine-grained sandstone, siltstone and clay with minor amounts of coal.

Jurassic strata are found within the Fyledalen Fault Zone, where they occur as overturned and strongly tilted sequences. The deposits are characterized by fine-grained clastics, coal and sandstone deposited in a near-shore environment. A classic locality is the Fyledalen sand and clay pit at Eriksdal (2D 2 e). A variably thick Jurassic sequence overlies the Precambrian basement and subcrops the Cretaceous in the Vomb Trough. The deposits are poorly dated, but seem to include, for the most part, both Lower and Upper Jurassic deposits. Middle Jurassic strata are apparently missing. On the Skurup Platform a thin Rhaetian–Lower Jurassic sequence is seismostratigraphically indicated at depths of more than 1500 m, overlying basement rocks.

Undifferentiated Jurassic to Lower Cretaceous siltstone clay and sandstone are found in a few boreholes on the fault-bounded Herrestad Uplift in the vicinity of Högestad and Fårarp (2D 0 f). Jurassic–Cretaceous boundary strata are also found beneath an Upper Cretaceous and a poorly assigned Lower Cretaceous sequence in the Vomb Trough. A similar sequence is likely to exist on the Skurup Platform. The interpretation is, as is the case of the Jurassic strata on the platform, based solely on seismostratigraphy and lateral correlation into deep wells to the west of the mapped area, i.e. the Svedala-1, Mossheddinge-1 and DGE-1 wells.

Upper Cretaceous strata are found in three areas, i.e. the Skurup Platform, the Vomb Trough and the Kristianstad Basin. The deposits on the Skurup Platform belong to the Höllviken Formation, which is dominated by carbonates with varying contents of fine terriclastics. Closer to the Romeleåsen Horst, the content of sand increases and more homogeneous sandstones of Santonian–Campanian age occur in the sequence, i.e. the so-called Lund Sandstone. The Upper Cretaceous is in the range of 1200–1500 m thick. The thickest parts are found on the north-eastern part of the platform, adjacent to the Romeleåsen Fault and Flexure Zone. In the Vomb Trough the Upper Cretaceous is composed of the up to 700 m thick Vomb Formation, which is dominated by more or less calcareous sandstone, siltstone and quartz-rich limestone. The formation is documented in deep boreholes, i.e. the Snaven-1, Assmåsa-1, Kulle Mölla-1, Köpingsberg-1, -3 and Hammar-1 wells. Outcrops are mainly found at Valleberga–Ingelstorp (1D 9 h–i), Svenstorp (2D 0 g) and Lyckås–Kurremölla (2D 0–1 f).

The crystalline bedrock in the north-eastern part of the map area, i.e. the Kristianstad Basin, is covered by up to 250–300 m thick deposits of Upper Cretaceous carbonates and sandstones. The bedrock is largely composed of quartz-rich biocalcarenites and biocalcilites. There is a general

trend for the content of terrigenous material to increase to the north-east. The uppermost part of the Cretaceous sequence is dated to the Early to Late Campanian, while the lower parts probably range down into the Cenomanian.

Cenozoic deposits constitute the bedrock surface of large parts of the Skurup Platform. These consist of white biomicritic limestones of Palaeogene age belonging to the Limhamn and Köpenhamn members of the Höllviken Formation. These are the marginal parts of a wider distribution to the west and were formed in a shallow shelf environment. Scattered Palaeocene–Eocene deposits are found in the Ystad area (1D 9 e). They consist of variably marly sands with shelly beds. These deposits represent the youngest known sedimentary rocks in Sweden.

The map area includes all of the major faults involved in the evolution of the Sorgenfrei–Tornquist Zone in Skåne. This regional tectonic zone has been active during several periods and movements resulted in predominantly north-west–south-east oriented faults. North-east–south-west structures are also present, owing to east–west extension during a period of dextral–strike slip along the major fault zones in the Late Palaeozoic.

During the Early Cambrian, the crystalline basement formed a wide shelf area with a low-topography shelf. During the Cambrian–Silurian, a 1–3 km thick uniform sequence of fine clastics and carbonates was deposited. As a result of the approaching Caledonian deformation from the south, the depositional environment was transformed during the late Silurian and Devonian from a marine basin into a continental uplifted high, i.e. the Old Red Continent.

Permo–Carboniferous Variscan tectonics resulted in wrench faulting and the Palaeozoic sequence was downfaulted as tilted block units. The faulting was associated with volcanic activity and intrusion of dyke swarms. The whole area was affected by Early Permian erosion and peneplanation.

Differential subsidence and extension/rifting resulted in deposition of thick Upper Triassic clastics in down-faulted troughs. During this period large portions of the pre-existing Palaeozoic strata were eroded on the Skurup Platform and Linderödsåsen Horst.

During the Lower Jurassic, fairly uniform conditions prevailed in Skåne with Rhaetian–Hettangian strata widely represented. The Middle Jurassic involved a doming and uplift of central Skåne, coupled with intense volcanism. Middle Jurassic deposits are consequently missing over large parts of the area.

The Lower Cretaceous is characterized by marginal deposits where marine, brackish and limnic conditions interfingered, resulting in a sequence of rocks dominated by fine clastics with varying contents of organic material. During the Barremian–Cenomanian, a widespread transgression resulted in the formation of the marine sands and carbonates of the area.

The most important tectonic movements, however, occurred during the Late Cretaceous and Early Tertiary when the Sorgenfrei–Tornquist Zone was uplifted. This resulted in an extensive erosion of pre-existing bedrock units, especially in the Colonus Shale Trough. Pre-existing Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous strata were strongly affected by deep erosion coupled to Santonian–Palaeogene inversion of the Sorgenfrei–Tornquist Zone and Neogene uplift in the range of 1–3 km. The inversion was mainly released by reverse reactivation of the main faults bordering the Sorgenfrei–Tornquist Zone in a dextral transpressional regime.

Small abandoned mines and quarries are frequent in the area. The most important industry was alum production at Andrarum (2D 5 g). During the 17th century it constituted the most significant industry in Skåne, with up to 900 employees. Cambrian quartzite was quarried at several places, e.g. Tobisborg (2E 2 b). The Köpinge sandstone of the Vomb Formation was quar-

ried in medieval times for building purposes in the area between Köpinge and Svenstorp (2D 0 g). The Öved Sandstone in the vicinity of Brandstad was also quarried as building stone (2D 5 c). Upper Silurian limestone was quarried at Bjärsjölagård (2D 5 d) for lime production. The Lower Ordovician Komstad Limestone was quarried in the area of Komstad (2D 2 i). This limestone was utilized as building stone and locally, around Gislövshammar (2E 0 b), to produce millstones. At Maltesholm (2D 9 h) the Upper Cretaceous biocalcarnite was quarried for use in fertilizers. Today active quarrying takes place only in a few quarries in Precambrian rocks.

LITTERATUR

- Ahlberg, A. & Olsson, I., 2001: Petroleum assessment of the Mesozoic succession in the Höllviken Graben and on the Skurup Platform, southern Sweden. *GFF* 123, 85–95.
- Ahlberg, A., Arndorff, L. & Guy-Ohlson, D., 2002: Onshore climate change during the Late Triassic marine inundation of the Central European Basin. *Terra Nova* 14, 241–248.
- Ahlberg, A., Sivhed, U. & Erlström, M., 2003: The Jurassic of Skåne, southern Sweden. I F. Surlyk & J.R. Inesson: The Jurassic of Denmark and Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 186:7–10, 1–15.
- Ahlberg, P., 1984: The Lower Cambrian sequence in Skåne, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 106, 380–381.
- Ahlberg, P., 1998: Guide to excursions in Scania and Västergötland, southern Sweden. IV Field Conference of the Cambrian Stage subdivision working group. *Lund Publications in Geology* 141, 1–47.
- Andersson, P.G., 1974: *Alun och ark, kalk och krut*. Natur och Kultur, Stockholm 1–176.
- Andersson, A., Dahlman, B., Gee, D.G. & Snäll, S., 1985: The Scandinavian Alum Shales. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 56, 1–50.
- Antevs, E., 1919: Die Liassische Flora des Höörsandstein. *Kungliga Vetenskapsakademins Handlingar* 1919, NF 59, 1–71.
- Angelin, N.P., 1854: Palaeontologica Scandinavica. I Crustacea formationis transitionis. *Fasc* 2, 21–92. T. O. Weigel, Lipsiae.
- Angelin, N.P., 1877: *Geologisk Öfversigts-karta öfver Skåne med åtföljande text, på uppdrag af Malmöhus och Christianstads läns Kongl. Hushållnings Sällskap utarbetad*. Lund, Berlings boktryckeri och stilgjuteri.
- Ask, R., 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet* 38, 1–50.
- Ask, R., 1996: Single zircon evaporation Pb-Pb ages from the Vaggeryd syenite and dolerites in the SE-part of the Sveconorwegian orogen, Småland, S Sweden. *GFF* 118, A8.
- Ashwal, L.D., 1993: *Anorthosites*. Springer-Verlag, Berlin, 1–442.
- Balling, N., 1990: Heat flow and lithospheric temperature along the Northern Segment of the European Geotraverse. IR. Freeman & S. Mueller (red.): *Sixth EGT workshop: Data compilation and synoptic interpretation*, 405–416. European Science Foundation, Strasbourg, France.
- Balling, N., Kristiansen, J., Breiner, N., Poulsen, K., Rasmussen, R. & Saxov, S., 1981: Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. *Department of Geology, Aarhus University, Geotidskrifter* 16.

- Bergström, J., 1970: Rusophycus as an indication of early Cambrian age. *Geological Journal, Special Issue 3*, 35–42.
- Bergström, J., 1973: Classification of olenellid trilobites and some Balto-Scandian species. *Norsk Geologisk Tidsskrift 53*, 283–314.
- Bergström, J., 1981a: Lower Cambrian shelly faunas and biostratigraphy in Scandinavia. I M.E. Taylor (red.): Short papers for the Second International Symposium on the Cambrian System 1981. *United States Department of the Interior, Geological Survey, Open-File report 81-743*, 22–25.
- Bergström, J., 1981b: Kristianstadstrakten genom årmiljonerna. *Skånes Naturvårdsförbunds Årsskrift*, 7–16.
- Bergström, J., 1982: Scania. I D.L. Bruton & S.H. Willimans (red.): Field excursion guide – IV Int. Symp. Ordovician System. *Paleontological Contributions, Oslo*, 279, 184–191.
- Bergström, J., 1984: Strike-slip faulting and Cambrian biogeography around the Tornquist Zone. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 106*, 382–383.
- Bergström, J. & Shaikh, N.A., 1980: Malmer, mineral och industriella bergarter i Kristianstads län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 22*, 1–89.
- Bergström, J. & Ahlberg, P., 1981: Uppermost Lower Cambrian biostratigraphy in Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 193–214.
- Bergström, J. & Shaikh, N.A., 1982: Malmer, mineral och industriella bergarter i Malmöhus län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 31*, 1–82.
- Bergström, J. & Gee, D.G., 1985: The Cambrian in Scandinavia. I Gee, D.G., Sturt, A.B. (redaktörer): *The Caledonian Orogeny in Scandinavia and Related Areas*, 247–271.
- Bergström, J., Holland, B., Larsson, K., Norling, E. & Sivhed, U., 1982: Guide to excursions in Scania. *Sveriges geologiska undersökning Ca 54*, 1–95.
- Bergström, S.M., Finney, S.C., Chen, X., Pålsson, C. Zhi-hao, W. & Grahn, Y., 2000: A proposed global boundary stratotype for the base of the Upper Series of the Ordovician Systems: The Fågelsång section, Scania, southern Sweden. *Episodes*, 23:2, 102–109.
- Bergström, S.M., Larsson, K., Pålsson, C. & Ahlberg, P., 2001: Ordovician stratigraphy of the Röstånga 1 drill-core Scania, southern Sweden. Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System (Prague, 1999). *Acta Universitatis Carolinae – Geologica 43*, 59–60.
- Bergström, S.M., Larsson, K., Pålsson, C. & Ahlberg, P., 2002: The Almelund Shale, a replacement name for the Upper Didymograptus Shale and the Lower Dichellograptus Shale in the lithostatigraphical classification of the Ordovician succession in Scania, Southern Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Denmark 49*, 41–47.
- Berthelsen, A., 1992: From Precambrian to Variscan Europe. I D. Blundell, R. Freeman & S. Mueller (red.). *A Continent Revealed. The European Geotraverse*, Cambridge University Press, Cambridge, 153–163.
- Bjerreskov, M. & Jørgensen, K.Å., 1983: Late Wenlock graptolitebearing tuffaceous sandstone from Bornholm, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark 31*, 129–149.
- Brood, K., 1972: Cyclostomatous Bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia. *Stockholm Contributions in Geology 26*, 1–464.
- Brotzen, F., 1936: Foraminiferen aus dem Schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schoenen. *Sveriges geologiska undersökning C 39*, 1–206.
- Brotzen, F., 1938: Der postkimmerische Bau des südlichsten Schwedens. *Geologiska Föreningens*

- i Stockholm Förhandlingar 60, 73–87.*
- Brotzen, F., 1945: De geologiska resultaten från borrhningarna vid Höllviken. Del 1. Kritan. *Sveriges geologiska undersökning C 465*, 1–64.
- Brotzen, F., 1948: The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. *Sveriges geologiska undersökning C 493*, 1–140.
- Brotzen, F., 1960: The Mesozoic of Scania, Southern Sweden. *International Geological Congress, XXI Session, Norden 1960, Guide to excursions A21 and C16*, 1–15.
- Bruun-Pedersen, J., 1975: Upper Cretaceous shelf limestone from Ignaberga, Scania (Sweden), and its diagenesis. *IX Congress International de Sedimentologie, Nice*, 33–38.
- Buchardt, N., Nielsen, A.T. & Schovsbo, N.H., 1997: Alun Skifern i Skandinavien. *Geologisk Tidsskrift 1997*, 1–30.
- Börlau, E., 1965: Der tertiäre Vulkanismus in Zentralschonen, Südschweden. *Acta Univ. Lund II, 30/ Publikationer från Geologiska Institutionen Universitetet i Lund 137*, 1–60.
- Carlsson, J.G., 1938: A.W. Malms samling av kritfossil från Kristianstadsområdet. *I Cephalopoda, Gastropoda, Lamellibranchiata och Brachiopoda. Göteborgs Kungliga Vetenskaps- och Vitterhets-samhälles Handlingar 5*, 3–25.
- Carlsson, J.G., 1958: Le genre *Crania* du terrain Cretace de la Suède. *Lunds Universitets Årsskrift 54*, 1–36.
- Carserud, L., 1992: Geologiska sevärdheter i Skåne. *Sveriges geologiska undersökning, Lund 1992*, 1–47.
- Chatziemmanouil, J., 1982: The Upper Cretaceous of the Vomb Trough, southern Sweden. *Stockholm Contribution on Geology 38*, 57–161.
- Čečýs, A., Bogdanova, S., Jansson, C., Bibikova, E. & Kornfält, K.-A., 2002: The Stenshuvud and Tågghusa granitoids: new representatives of Mesoproterozoic magmatism in southern Sweden. *GFF 124*, 149–162.
- Christensen, W.K., 1970: *Actinocamax primus* Arkhangelsky from Scania, Sweden. *Stockholm Contribution on Geology 21*, 69–76.
- Christensen, W.K., 1975: Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania. *Fossils and Strata 7*, 1–69.
- Christensen, W.K., 1984: The Albian to Maastrichtian of southern Sweden and Bornholm, Denmark: A Review. *Cretaceous Research 5*, 313–327.
- Christensen, W.K., 1986: Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 57*, 1–56.
- Clarkson, E.N.K., Ahlberg, P. & Taylor, C.M., 1998: Faunal dynamics and microevolutionary investigations in the Upper Cambrian Olenus Zone at Andrarum, Skåne, Sweden. *GFF 120*, 257–267.
- Conwentz, H., 1890: Karte der Verbreitung des *Succinitis* in Schweden und Dänemark. *Schreibung des Naturforschungs Gesellschaft in Danzig 3, Berlin*.
- Daniel, E., 1986: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SO/Simrishamn SV Ystad NO/Örnahusen NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 65–66*, 1–151
- Daniel, E., 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 99–100*, 1–49.
- Daniel, E., 1999: Beskrivning till jordartskartan 2D Tomelilla NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 119*, 1–89.

- Debon, F. & Le Fort, P., 1982: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth sciences* 73, 135–149.
- De Geer, G., 1889: Beskrifning till kartbladen Vidtsköfle, Karlshamn och Sölvesborg. *Sveriges geologiska undersökning Aa 105, 107, 107*, 1–78.
- De Geer, G., 1894: Beskrifning till kartbladet Lund. *Sveriges geologiska undersökning Aa 92*, 1–78.
- De Marino, A., 1980: The upper Lower Cambrian strata of Simrishamn, Scania, Sweden: a transgressive-regressive shift through a limestone sequence. *Sveriges geologiska undersökning C 771*, 1–22.
- Eichstädt, F., 1882: Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrivna. *Sveriges geologiska undersökning C 51*, 1–69.
- Eichstädt, F., 1883: Om basalttuffen vid Djupadal i Skåne. *Sveriges geologiska undersökning 58*, 1–10.
- Erlström, M., 1990: Petrology and deposition of the Lund Sandstone, Upper Cretaceous, South-western Scania. *Sveriges geologiska undersökning Ca 74*, 1–91.
- Erlström, M., 1994: Evolution of Cretaceous sedimentation in Scania. *Lund Publications in Geology 122*, 1–36
- Erlström, M. & Gabrielson, J., 1986: The Upper Cretaceous clastic deposits of Ullstorp, Kristianstad Basin, Scania. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 107*, 241–254.
- Erlström, M. & Gabrielson, J., 1991: Petrology, fossil composition and depositional history of the Ignaberga limestone, Kristianstad Basin, Scania. *Sveriges geologiska undersökning Ca 80*, 1–30.
- Erlström, M. & Guy-Ohlson, D., 1994: Campanian depositional settings in the Vomb Trough, Scania, Sweden. *GFF 116*, 193–204.
- Erlström, M. & Sivhed, U., 2001: Intra-cratonic dextral transtension and inversion of the southern Kattegat on the southwest margin of Baltica – Seismostratigraphy and structural development. *Sveriges geologiska undersökning C 832*, 1–33.
- Erlström, M. & Sivhed, U., 2003: Well site report, DGE-1. Geological descriptions and composite litholog. *Sveriges geologiska undersökning, uppdragsrapport dnr: 08-1112/2002*, 1–49.
- Erlström, M., Guy-Ohlson, D. & Sivhed, U., 1991: Upper Jurassic-Lower Cretaceous petrography and stratigraphy at Eriksdal. Southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 78*, 1–59.
- Erlström, M., Guy-Ohlson, D. & Sivhed, U., 1993: Palaeoecology and sedimentary environments of the Jurassic-Cretaceous beds in Sweden. *Geobios 17*, 671–678.
- Erlström, M., Ahlberg, P. & Löfgren, A., 2001: Lower Palaeozoic stratigraphy at Lyby and Tängelsås. Central Scania, southern Sweden. *Geologiska Föreningens Förhandlingar 123*, 7–14.
- Erlström, M., Thomas, S.A., Deeks, N. & Sivhed, U., 1997: Structural and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics 271*, 191–215.
- Estifanos, B., 1996: Dark-clouded andesine from dolerite dikes at Lindfors, southern Sweden. *GFF 118*, A50.
- Friis, E.M. & Skarby, F., 1982: Scandianthus gem. Nov. angiosperm floweres of saxifragelean affinity from the Upper Cretaceous of southern Sweden. *Annual of Botany 50*, 569–583.
- Gabrielson, J., 1991: Paleocology of shallow water benthic foraminifers of the Kristianstad

- Basin, Scania, south Sweden. *Licentiate thesis, no. 3 (unpublished). Department of Geology, Division of Historical Geology and Palaeontology, University of Lund*, 1–59.
- Gavelin, A., 1919: Ett preliminärt meddelande om resultaten af djupborrningarna efter stenkoli i Skåne. (Referat av ett hållet föredrag). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 41, 223–224.
- Gee, D., 1972: The regional context of the Tåsjö uranium project. Caledonian front, central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 671*, 1–35.
- Gierliński, G. & Ahlberg, A., 1994: Late Triassic and Early Jurassic dinosaur footprints in the Höganäs Formation of southern Sweden. *Ichnos* 3, 99–105.
- Gillberg, J.L., 1767: *Historisk, Oeconomisk och Geografisk Beskrifning öfver Christianstads län uti Hertigdömet Skåne*. Lund.
- Grahn, Y., 1978: Chitinozoan stratigraphy and palaeontology at the Ordovician–Silurian boundary in Skåne, southernmost Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 744*, 1–16.
- Gravesen, P., 1977: Nye iagttagelser på kridtlokaliteten Rödmölla/Tosterup i sydöst Skåne. *Dansk geologisk Forening Årsskrift 1976*, 75–83.
- Gravesen, P., 1982: Lower Cretaceous sedimentation and basin extension on Bornholm, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse Årsbok 1981*, 73–99.
- Gravesen, P., Rolle, F. & Surlyk, F., 1982: Lithostratigraphy and sedimentary evolution of the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of Bornholm, Denmark. *Geological Survey of Denmark ser B 7*, 1–51.
- Grigelis, A. & Norling, E., 1999: Jurassic geology and foraminiferal faunas in the NW part of the East European Platform, A Lithuanian–Swedish geotraverse study. *Sveriges geologiska undersökning Ca 89*, 1–101.
- Grönwall, K.A., 1897: Öfversikt af Skånes yngre öfversiluriska bildningar. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 19, 188–244.
- Grönwall, K.A., 1915: Nordöstra Skånes kaolin och kritbildningar samt deras praktiska användning. *Sveriges geologiska undersökning C 261*, 1–185.
- Gustafsson, O. & Norling, E., 1973: New finds of Paleocene (Selandian) strata in Skåne, southern Sweden. A preliminary report. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 95, 253–260.
- Gustafsson, O., 1992: Radonhalten i grundvatten från granitområden i Malmöhus län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och Meddelanden* 72, 1–21.
- Gustafsson, O., in press: Beskrivning till grundvattnet i Skåne län. *Sveriges geologiska undersökning ser Ah 15*.
- Gustafsson, O., Andersson J.-E. & De Geer, J., 1979: Sammanställning av hydrogeologiska data från Kristanstadssläkten. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och Meddelanden* 12, 1–84.
- Guy-Ohlson, D., 1982: Biostratigraphy of the Lower Jurassic–Cretaceous unconformity at Kullemölla, southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 52*, 1–45.
- Guy-Ohlson, D., 1984: Albian biostratigraphy of the Sixtorp Bore No. 1, northeast Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 106, 195–205.
- Hadding, A., 1916: Iakttagelser öfver Melafyrerna i Tolångatrakten. *Lunds Universitets Årsskrift, N. F., 2, 13(1)-Kungl. Fysiografiska Sällskapets Handlingar, N.F., 28(1)*. 1–37.
- Hadding, A., 1919: Kritische Studien über die Terebratula-Arten der schwedischen Kreideformation. *Paleontographica*, 63, 1–23.

- Hadding, A., 1927: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. II: The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden. *Lunds Universitets Årsskrift* 23, 42–171.
- Hadding, A., 1929: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden: III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden. *Lunds Universitets Årsskrift, N. F.*, 2, 25(3), 1–287.
- Hadding, A., 1933: Den järnmalmförande lagerserien i sydöstra Skåne. *Sveriges geologiska undersökning C* 376, 1–39.
- Hadding, A., 1958: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden: VII. Cambrian and Ordovician limestones. *Lunds Universitets Årsskrift, N. F.*, 2, 54(5), 1–262.
- Hamberg, L., 1990: Tidevands- og stormdominerede aflejringsmiljøer i den Nedre Kambriske Hardeberga Formationen i Skåne og Bornholm. *Dansk geologisk Forenings Årsskrift for 1987–89*, 15–20.
- Hamberg, L., 1991: Tidal seasonal cycles in a Lower Cambrian shallow marine sandstone (Hardeberga Fm.) Scania, Southern Sweden. I D.G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R.A. Rahmani (red.): *Clastic Tidal Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 16, 255–274.
- Hamberg, L., 1994: Præstens Badekar i Skåne. En jordskælvsbetinget indsynkningsstruktur. *Varv*, 35–42.
- Hansen, B.T. & Lindh, A., 1991: U-Pb zircon age of the Görbjörnarp syenite in Skåne, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 113, 335–337.
- Hede, J.E., 1915: Skånes Colonusskiffer, 1. *Lunds Universitets Årsskrift N. F.*, 2, 11(6), 1–65 och i *Kungliga Fysiografiska Sällskapetets Handlingar, N. F.* 26(2), 1–84.
- Hede, J.E., 1951: Boring through Middle Ordovician – Upper Cambrian strata in the Fågelsång district, Scania (Sweden). *Lunds Universitets Årsskrift, N. F.*, 2, 47(7), 1–84 och i *Kungliga Fysiografiska Sällskapetets Handlingar, N. F.* 61(7), 1–84.
- Hede, J.E., 1958. Silurian. *I Lexique stratigraphique international 1, Europe 2c Suède-Sweden-Sverige*, 1–498.
- Henning, A., 1892: Studier öfver bryozoerna i Sveriges kritsystem. I Cheilostomata. *Lunds Universitets Årsskrift* 28(11), 1–46.
- Henning, A., 1894: Om Åhussandstenen. *Sveriges geologiska undersökning C* 143, 1–41.
- Hennig, A., 1899: Kullens kristalliniska bergarter II. Den postsiluriska gångformationen. *Lunds universitets årsskrift Bd* 35, *Afd* 2(5), 1–34.
- Hessland, I., 1950: Investigations of the Senonian in the Kristianstad District, S. Sweden. II: Sedimentology and Lithogenesis of the Åhus series. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 34, 45–106.
- Hessland, I. & Armands, G., 1978: Alunskiffer – Underlagsmaterial Geologi. *Statens industriverk* 1978:3, 1–94.
- Hjelmquist, S., 1930: Kullait von Dalby. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 52, 247–268.
- Hjelmquist, S., 1934: Zur Geologie des Südschwedischen Grundgebirges. Die kristallinen gesteine des Romelåses. *Meddelanden från Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution N:r* 58, 1–183.
- Hjelmquist, S., 1939: Some postsilurian dykes in Scania and problems suggested by them. *Sveriges geologiska undersökning C* 430, 1–32.
- Holst, N.O., 1892: Beskrifning till kartbladet Simrishamn. *Sveriges geologiska undersökning Aa* 109, 1–73.

- Holst, N.O., 1902: Beskrifning till kartbladet Ystad. *Sveriges geologiska undersökning Aa 117*, 1–38.
- Holst, N.O., 1911: Beskrifning till kartbladet Börringe Kloster. *Sveriges geologiska undersökning Aa 138*, 1–135.
- Hägg, R., 1930: Die Mollusken und Brachiopoden der Schwedischen Kreide. 1. Eriksdal. *Sveriges geologiska undersökning C 363*, 32–177.
- Hägg, R., 1935: Die Mollusken und Brachiopoden der Schwedischen Kreide. 2. Kullemölla, Lyckås, Käseberga und Gräsryd. *Sveriges geologiska undersökning C 385*, 1–94.
- Hägg, R., 1947: Die Mollusken und Brachiopoden der Schwedischen Kreide, das Kristianstadsgebiet. *Sveriges geologiska undersökning C 485*, 1–143.
- Hägg, R., 1954: Die Mollusken und Brachiopoden der Schwedischen Kreide. 4. Die Mammilaten und Mucronatenkreide des Ystadgebietes. *Sveriges geologiska undersökning C 535*, 1–72.
- Jaanusson, V., 1982: Introduction to the Ordovician of Sweden. I D.L. Bruton & S.H. Williams (red.): Field excursion guide- IV Int. Symp. Ordovician System. *Paleontological Contributions, Oslo*, 279, 1–10.
- Jaeger, H., 1984: Einige Aspekte der geologischen Entwicklung Südskandinaviens im Altpaläozoikum. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 80:1, 17–33.
- Japsen, P., 1993: Landhaevning i Sen Kridt og Tertiaer i det nordlige Danmark. *Dansk Geologisk Forenings Årsskrift for 1990–91*, 169–182.
- Japsen, P., 1997: Regional Neogene exhumation of Britain and western North Sea. *Journal of Geological Society* 154, 239–247.
- Japsen, P., 1998: Regional velocity-depth anomalies, North Sea Chalk: A record of overpressure and Neogene uplift erosion. *American Association For Petroleum Geologists*, 82, 2031–2074.
- Jeppsson, L. & Laufeld, S., 1986: The Late Silurian Öved-Ramsåsa Group in Skåne, southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 58*, 1–45.
- Jensen, L.N. & Michelsen, O., 1991: Tertiaer haevning og erosion i Skagerak, Nordjylland og Kattegat. *Dansk Geologisk Forenings Årsskrift for 1990–91*, 159–168.
- Johansson, Å., 1990: Age of the Önnestad syenite and some gneissic granites along the southern part of the Protogine Zone, southern Sweden. I C.F. Gower, T. Rivers & A.B. Ryan (red.): Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. *Geological Association of Canada, Special Paper 38*, 131–148.
- Johansson, L. & Johansson, Å., 1990: Isotope geochemistry and age relationships of mafic intrusions along the Protogine Zone, southern Sweden. *Precambrian Research* 48, 395–414.
- Johansson, L., 1992: Plagioclase clouding in mafic intrusions along the Protogine Zone in southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114, 353–358.
- Johansson, Å. & Rickard, D.T., 1982: The Variscan lead-zinc-fluorite veins of southern Sweden. *Bulletin du BRGM (2), section II (2)*, 133–142.
- Johansson, Å., Meier, M., Oberli, F. & Wikman, H., 1993: The early evolution of the Southwest Swedish Gneiss Province: geochronological and isotopic evidence from southernmost Sweden. *Precambrian Research* 64, 361–368.
- Karlsson, V., 1879: Beskrifning till kartbladet Linderöd. *Sveriges geologiska undersökning Aa 68*, 1–33.
- Klingspor, I., 1976: Radiometric age-determinations of basalts, dolerites and related syenite in Skåne, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 98, 195–216.

- Kornfält, K.-A. & Bergström, J., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Karlshamn NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 135*, 1–173.
- Kornfält, K.-A., Andersson, M., Daniel, E. & Persson, M., 1996: Kadmium i marken i sydöstra Skåne. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 82*, 1–52.
- Kornfält, K.-A., Bergström, J., Carsrud, L., Henkel, H. & Sundquist, B., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 121*, 1–120.
- Kumpas, M.G., 1980: Seismic stratigraphy and tectonics in Hanö Bay, Southern Baltic. *Stockholm Contributions in Geology 34*, 36–168.
- Larsson, K., 1979: Silurian tentaculitids from Gotland and Scania. *Fossils and strata 11*, 1–180.
- Larsson, K., 1984: The concealed Palaeozoic of SW Skåne. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 106*, 389–391.
- Larsson, K., Solakius, N. & Vajda-Santivanez, V., 1998: Foraminifera and palynomorphs from the greensand-limestone sequences (Aptian-Coniacian) in southwestern Scania, Sweden. *Lund Publications in Geology 135*, 1–28.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986: A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology 27*, 745–750.
- Laufeld, S., Bergström, J. & Warren, P., 1975: The boundary between the Silurian *Cyrtograptus* and *Colonus* Shales in Skåne, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 97*, 207–222.
- Lidmar-Bergström, K., 1981: Kaolin och landformer i Sydsverige. *Skånes Naturvårdsförbunds Årsskrift 1981*, 17–22.
- Lidmar-Bergström, K., Elvhage, C. & Ringberg, B., 1991: Landforms in Skåne, south Sweden. Preglacial and glacial landforms analysed from two relief maps. *Geografiska Annaler 73A:2*, 61–91.
- Lindgren J., 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauride) from the Kristianstad Basin, southern Sweden. *Oppublicerad rapport från geologiska institutionen, Lunds universitet*, 1–25.
- Lindholm, K., 1991: Hunnebergian graptolites and biostratigraphy in southern Scandinavia. *Lund publications in Geology 95*, 1–36.
- Lindström, M., 1960: On some Sedimentary Tectonic Structures in the Ludlovian *Colonus* Shale of Scania. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 82*, 319–341.
- Lindström, M., 1962: Spricktektisk-stratigrafisk undersökning i sydöstra Skåne. *Sveriges geologiska undersökning, rapport, Dnr: 2343-1*.
- Lindström, M., 1967: "Funnel Grabens" and Early Paleozoic Tectonism in South Sweden. *Geological Society of America 78*, 1137–1154.
- Lindström, M., 1971: Vom Anfang, Hochstand und Ende eines Epikontinentalmeeres. *Geologische Rundschau 60*, 419–432.
- Lindström, M. & Staude, H., 1971: Beitrag zur Stratigraphie der unterkambrischen Sandsteins des südlichsten Skandinaviens. *Geologica et Palaeontologica 5*, 1–7.
- Lindström, M. & Vortish, W., 1972: Österlens geologi. *Föreningen för Fornminnes- och Hembygdsvård i Sydöstra Skåne*, 1–35.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Studentlitteratur, Lund, 1–491.
- Lindström, S., Erlström, M., Olsson, I. & Ahlberg, A., 2003: The Mesozoic succession of the Vomb

- Trough. *Opublicerad forskningsrapport, Sveriges geologiska undersökning, dnr: 03-1096/2000.*
- Linnarsson, G., 1883: De undre Paradoxideslagren vid Andrarum. *Sveriges geologiska undersökning C 54*, 1–47.
- Linnell, T., 1936: Om tertiära vedrester av sequoia-typ i nordöstra skånes kvartärformation. *Sveriges geologiska undersökning C 406*, 1–25.
- Lund, J.J., 1977: Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 109*, 1–128.
- Lundblad, B., 1959: Rhaeto-Liassic floras and their bearing on the stratigraphy of Triassic-Jurassic rocks. *Stockholm Contribution on Geology 3:4*, 83–102.
- Lundegren, A., 1933a: Om Kullemöllaborrningens betydelse för Skånes kritstratigrafi. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 54*, 433–438.
- Lundegren, A., 1933b: Köpingsandstenen i sydöstra Skåne. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 55*, 433–438.
- Lundegren, A., 1934: Kristianstadsområdets kritbildningar. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 56*, 123–313.
- Lundegren, A., 1935: Die Stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla. *Sveriges geologiska undersökning C 386*, 1–18.
- Lundgren, B., 1876: Om belmniterna i sandkalken i Skåne. Öfversikt. *Kongliga Svenska Vetenskapsakademien Förhandlingar 10*, 15–21.
- Lundgren, B., 1894: Jämförelse mellan Molluskfaunan i Mammilatus och Mucronata zonerna i nordöstra Skåne (Kristianstadsområdet). *Kongliga Svenska Vetenskapsakademien Handlingar 26 (6)*, 1–58.
- Malmberg Persson, K., 2000: Beskrivning till jordartskartan 2D Tomelilla NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 135*, 1–71.
- Michelsen, O. & Nielsen, L.H., 1993: Structural development of the Fennoscandian Border Zone, offshore Denmark. *Marine and Petroleum Geology 10*, 124–134.
- Meissner, R., Sadowiak, P. & Thomas, S., 1994: East Avalonia, the third partner in the Caledonian collision: evidence from deep seismic reflection data. *Geologische Rundschau 83*, 1136–1147.
- Moberg, J.C., 1882: Studier öfver svenska kritformationen, 1. Käseberga-Eriksdal. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 6*, 3–10.
- Moberg, J.C., 1884: Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem. I. Sveriges Kritsystem systematiskt framställt. *Sveriges geologiska undersökning C 63*, 1–45.
- Moberg, J.C., 1885: Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem. II. *Sveriges geologiska undersökning C 65*, 1–65.
- Moberg, J.C., 1888a: Om fördelningen af Sveriges viktigare kritförekomster på två skilda bäcken. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 10*, 308–327.
- Moberg, J.C., 1888b: Om Lias i sydöstra Skåne. *Sveriges geologiska undersökning C 99*, 1–86.
- Moberg, J.C., 1895a: Beskrifning till kartbladet Sandhammaren. *Sveriges geologiska undersökning Aa 110*, 1–40.
- Moberg, J.C., 1895b: Silurisk Posidonomyaskiffer, en egendomlig utbildning i Skånes öfversilur. *Sveriges geologiska undersökning C 156*, 1–21.
- Moberg, J.C., 1910a: Guide for the principal Silurian districts of Scania (with notes on some localities of Mesozoic beds). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 32*, 45–194.
- Moberg, J.C., 1910b: Geological guide through Fyledalen (the valley of Fylan). *Geologiska För-*

- eningens i *Stockholm Förhandlingar* 32, 133–150.
- Moberg, J.C., 1910c: Geological guide to Tosterup (Scania). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 32, 151–194.
- Moberg, J.C., 1911: Historical stratigraphical review of the Silurian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C* 229, 1–210.
- Moberg, J.C. & Grönwall, K.A., 1912: Om Fyledalens Gotlandium. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 34, 267–271.
- Munthe, H., Johansson, H.E. & Grönwall, K.A., 1920: Beskrifning till kartbladet Sövdeborg. *Sveriges geologiska undersökning Aa* 142, 1–188.
- Månsson, K., 1995: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens Förhandlingar* 117, 97–106.
- Månsson, K., 2000: Trilobites from the Middle and Upper Ordovician Andersön Shale Formation in Jämtland and the equivalent Killeröd Formation in Skåne, Sweden. *Lund Publication in Geology* 152, 3–21.
- Möller, H.J. & Halle, T.G., 1913: The fossil flora of the coalbearing deposits of south-eastern Scania. *Kungliga vetenskapsakademiens Handlingar* 13, 1–45.
- Nathorst, A.G., 1869: Om lagerföljden inom Cambriska formationen vid Andrarum i Skåne. *Öfversigt af Kongliga Vetenskaps-akademiens Förhandlingar* 1869(1), 61–65.
- Nathorst, A.G., 1882: Beskrifning till kartbladet Kristianstad. *Sveriges geologiska undersökning Aa* 85, 1–37.
- Nathorst, A.G., 1885: Beskrifning till kartbladet Trolleholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa* 87, 1–109.
- Nielsen, A.T., 1995: Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia. *Fossils & Strata* 38, 1–374.
- Nielsen, A.T., 1996: Iltmangel, sort slam og trilobiter – en kambrisk cocktail. *Varv* 1996:1, 1–40.
- Nielsen, A.T. & Buchardt, B., 1994: Gislövshammar-2 shallow drill-hole in eastern Scania, Sweden: stratigraphy and geochemistry of the cored Lower Ordovician – Lower Cambrian strata. *Opublicerad rapport, BMFT-project 032 66686 B Pre-Westphalina source rocks in northern europe*, 1–44.
- Nilsson, K., 1966: Geological data from the Kristianstad Plain, Southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C* 605, 1–32.
- Nilsson, S., 1953: Stratigrafin inom den uppresta mesozoiska lagerserien i Fyledalen (SO-Skåne). *Opublicerad rapport*, 1–87.
- Nilsson, T., 1958: Über das vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. *Lunds Universitets Årsskrift N.F. Avd. 2:54(10)*, 1–111.
- Noe-Nygaard, N. & Surlyk, F., 1987: Bivalve mass mortality caused by toxic dinoflagellate blooms in a Berriasian-Valanginium Lagoon, Bornholm, Denmark. *Palaios* 2, 263–273.
- Norin, R., 1933: Mineralogische und petrographische Studien an den Basaltens Schonen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 55, 101–149 och i *Meddelanden från Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution* 52, 101–149.
- Norin, R., 1934: Zur Geologie der Südschwedischen Basalte. *Meddelanden från Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution* 57, 1–174.

- Norling, E., 1972: Jurassic stratigraphy and Foraminifera of western Scania, southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 47*, 1–120.
- Norling, E., 1981: Upper Jurassic and Lower Cretaceous geology of Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 253–269.
- Norling, E. & Skoglund, R., 1974: Der Südwestrand Osteuropäischen Tafel im Bereich Schwedens. *Zeitschrift für Angewandte Geologie 23*, 449–458.
- Norling, E. & Bergström, J., 1987: Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, southern Sweden. *Tectonophysics 137*, 7–19.
- Norling, E., Ahlberg, A., Erlström, M. & Sivhed, U., 1993: Guide to Upper Triassic and Jurassic geology of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 82*, 1–71.
- Owen, A.W., Bruton, D.L., Bockelie, J.F. & Bockelie, T.G., 1990: The Ordovician successions of the Oslo Region, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse. Spec. publ. 4*, 1–54.
- Palmquist, S., 1935: Geochemical studies on the iron-bearing Liassic Series in southern Sweden. *Meddelanden från Lunds Mineralogiska Institution 60*, 1–204.
- Patchett, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in south and central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning, C 747*, 1–63.
- Paulsen, K., Saxov, S., Balling, N. & Kristiansen, J., 1981: Thermal conductivity measurements on Silurian limestones from the island of Gotland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 349–356.
- Persson, P.O., 1959: Reptiles from the Senonian (U. Cret.) of Scania (S. Sweden). *Arkiv för Mineralogi och Geologi 2*, 7–19.
- Piasecki, S., 1984: Dinoflagellate cyst stratigraphy of Lower Cretaceous Jydegård Formation, Bornholm, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark 32*, 145–161.
- Piasecki, S., 1986: Palynological analysis of organic debris in the Lower Cretaceous Jydegård Formation, Bornholm, Denmark. *Grana 25*, 119–129.
- Printzlau, I., 1977a: The geochemistry of basanitic rocks from Skåne, southern Sweden: Genesis and limits on upper mantle position. *Opublicerad rapport*.
- Printzlau, I., 1977b: Mafic and ultramafic inclusions from the crust and upper mantle in basanites from Scania, southern Sweden. *Opublicerad rapport*.
- Rees, J., 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden. *Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet, Historisk geologi och paleontologi*, 1–20.
- Regnéll, G., 1960: The Lower Paleozoic in Scania. I Regnéll, G., Hede, J. E.: The Lower Palaeozoic of Scania: The Silurian of Gotland. *International Geological Congress, XXI Session, Norden 1960, Guidebook Sweden d*, 3–43.
- Rolle, K., Frandsen, J.O. & Surlyk, F., 1979: Jurassic environments in the Fennoscandian Border Zone. Symposium on "Sedimentation Jurassique W. Européen". *Association des Sédimentologues Français Publication Speciale 1*, 15–31.
- Sandegren, R., 1913. Block av paleocen från Maglehem i Östra Skåne. *Sveriges geologiska undersökning C 255*, 1–14.
- Sandström, O., 2001: Depositional environment of the Campanian (Upper Cretaceous) strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden. *GFF 123*, 51–54.
- Schiøler, P., 1992: Dinoflagellate cysts from the Arnager Limestone Formation (Coniacian, Late Cretaceous), Bornholm, Denmark. *Review of Palaeobotany and Palynology 72*, 1–25.

- Shaikh, N.A. & Skoglund, R., 1974: The sandstone sequence at Listarum – A contribution to the stratigraphy of the Lower Cambrian in Skåne, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 96, 429–433.
- Shaikh, N.A. & Sundberg, A., 1984: Titan-, zirkoniumförande underkambrisk sandsten i Skåne, Måsalycke, Pinneboda och Västratorp. Uppdragsrapport, *Sveriges geologiska undersökning ID-nr BRAP 84022*, 1–9.
- Shaikh, N.A., Bruun, Å., Karis, L., Kjellström, G., Sivhed, U., Sundberg, A. & Wik, N.-G., 1990: Kalksten och dolomit i Sverige. Del 3. Södra Sverige. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 56, 1–296.
- Schlüter, C., 1870: Bericht über eine geognostisch-paläontologische Reise im südlichen Schweden. *Neues Jahrbuch für Mineralogi und Palaeontologi*, Jg 1870, 929–969.
- Schlüter, C., 1876: Cephalopoden der Oberen deutschen Kreide. Teil 2. *Palaeontographica* 24, 123–263.
- Siverson, M., 1992: Biology, dental morphology and taxonomy of laminiform sharks from the Campanian of the Kristianstad Basin, Sweden. *Palaeontology* 35, 519–554.
- Sivhed, U., 1980: Lower Jurassic ostracodes and stratigraphy. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 50, 1–84.
- Sivhed, U. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till berggrundskartan Helsingborg SV. *Sveriges geologiska undersökning Af* 149, 1–108.
- Sivhed, U., Wikman, H. & Erlström, M., 1999: Beskrivning till Berggrundskartorna 1C Trelleborg NV och NO samt 2C Malmö SV, SO, NV och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af* 191, 192, 193, 194, 196, 198, 1–143.
- Solakius, N. & Larsson, K., 1985: Foraminifera and biostratigraphy of the Arnager Limestone, Bornholm, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse C* 5, 1–42.
- Sørensen, K., 1986: Danish basin subsidence by Triassic rifting on a lithospheric cooling background. *Nature* 319, 660–663.
- Stoltz, E., 1932: Andrarums alunbruk. En försvunnen bruksbygd. *Svensk Geografisk Årsbok* 1832, 65–121.
- Stolley, E., 1896: Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon sowie die dasselbe characterisierenden Belemniten. *Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holstein* 2, 216–302.
- Sundberg, J., Thunholm, B. & Johnsson, J., 1985: Värmeöverförande egenskaper i svensk berggrund. *Byggnadsrådet Rapport R97*, 1–69.
- Surlyk, F., 1973: Autecology and taxonomy of two Upper Cretaceous brachiopods. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 22, 219–243.
- Svedmark, E., 1883: Mikroskopisk undersökning af de vid Djupadal i Skåne förekommande basalbergarterna. *Sveriges geologiska undersökning C* 60, 1–12 s, 2 planscher.
- Tegengren, F.R., m.fl., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 17, 1–406.
- Thickpenny, A., 1984: The sedimentology of the Swedish Alum Shales. I D.O. Stow & D.J.W. Piper (red.): *Fine Grained Sediments, Deep Water Processes*. Oxford, Blackwell, 511–526.
- Thomas, S.A., Sivhed, U., Erlström, M. & Seifert, M., 1993: Seismostratigraphy and structural framework of the SW Baltic Sea. *Terra Nova* 5, 364–374.

- Tjernvik, T.E., 1958: The Tremadocian Beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 80, 259–276.
- Tjernvik, T.E., 1960: The Lower Didymograptus shales of the Flagabro drilling core. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 82, 203–217.
- Tralau, H., 1966: Botanical investigations of the fossil flora of Eriksdal in Fyledalen, Scania. *Sveriges geologiska undersökning C 611*, 1–36.
- Tralau, H., 1968: Botanical investigations into the fossil flora of Eriksdal in Fyledalen, Scania. *Sveriges geologiska undersökning C 633*, 1–185.
- Troedsson, G., 1917: En skärning i Fågelsångstraktens undre kambrium. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 39, 603–634.
- Troedsson, G., 1940: Om Höörs sandsten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 63, 603–634.
- Troedsson, G., 1942: Kågerödsformationen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 64, 245–383.
- Troedsson, G., 1947: De kolförande bildningarna vid Stabbarp. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 69, 273–292.
- Troedsson, G., 1954: Västra Göinge härads geologi. *Västra Göinge Hembygdsförening, Skriftserie* 2, 63–158.
- Tullberg, S.A., 1880: Om lagerföljden i de kambriska och siluriska aflagringarna vid Röstånga. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 5, 86–101.
- Tullberg, S.A., 1882a: Beskrivning till kartbladet Öfvedskloster. *Sveriges geologiska undersökning Aa 86*, 1–50.
- Tullberg, S.A., 1882b: Skånes graptoliter. 1. Allmän öfversigt öfver de Siluriska bildningarna i Skåne och jemförelse med öfriga kända samtida aflagringar. *Sveriges geologiska undersökning C 50*, 1–44.
- Törnebohm, A.E. & Hennig, A., 1904: Beskrifning till blad 1 & 2 omfattande de topografiska kartbladen Landskrona, Lund, Kristianstad, Malmö, Ystad, Simrishamn. *Sveriges geologiska undersökning Ser A₁a*, 1–198.
- Törnquist, S.L., 1913: Några anmärkningar om indelningen inom Sveriges kambro-silur. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 35, 407–438.
- Vajda, V., 1988: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, 27, 1–13.
- Vajda-Santivanez, V., 1998: Cretaceous palynofloras of SW Scania, Sweden. *Lund Publications in Geology* 135, 1–63.
- Vejbæk, O.V., 1997: Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner. *Geologisk Tidsskrift* 4, 1–31.
- Vejbæk, O.V., Stouge, S. & Poulsen, K.D., 1994: Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. *Danmarks Geologiske Undersøgelse A 34*, 1–23.
- Wallin, C., 1980: Kalkugnen i Andrarum 1550-1621. *Tomelilla hembygdsrets årsbok 1979*, 81–109.
- Westergård, A.H., 1912: Beskrifning till kartbladet Trelleborg. *Sveriges geologiska undersökning Aa 146*, 1–85.
- Westergård, A.H., 1922: Sveriges olenidskiffer. *Sveriges geologiska undersökning Ca 18*, 1–205.

- Westergård, A.H., 1931: Diplocraterion, Monocraterion and Scolithus from the Lower Cambrian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 372*, 1–25.
- Westergård, A.H., 1934: Yttrande med anledning av G. Troedsson föredrag om Nordvästra Skånes berggrund. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 56*, 514–517.
- Westergård, A.H., 1944: Borrningar genom Skånes alunskiffer 1941–1942. *Sveriges geologiska undersökning C 459*, 1–45.
- Westergård, A.H., 1947: Supplementary notes on the Upper Cambrian trilobites of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 489*, 1–35.
- Weverinck, T., 1934: Om rät-liasförekomsten vid Önnköping. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 56*, 621–623.
- Wigforss-Lange, J., 1999: Carbon isotope ^{13}C enrichment in Upper Silurian (Whitcliffian) marine calcareous rocks in Scania, Sweden. *GFF 121*, 273–279.
- Wikman, H. & Bergström, J., 1987: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Malmö. *Sveriges geologiska undersökning Ba 40*, 1–42.
- Wikman, H. & Sivhed, U., 1993: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 155*, 1–106.
- Wikman, H., Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 127*, 1–165.

TABELL 1. Mineralfördelning (volymprocent) i glimmerkvartsiter och gnejser.

Modal analyses of mica quartzites and gneisses.

Nr	1	2	3	4	5	6*	7	8*	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Kvarts	91	82	89	28	47	21	38	41	44	42	26	23	28	31	44	34	34	65	29
Kalifältspat	-	-	-	36	38	28	37	37	39	37	41	38	34	42	6	41	43	-	39
Plagioklas	-	-	-	29	14	40	22	20	14	18	28	28	25	8	42	21	21	-	28
Biotit	+	-	-	2	+	6	1	1	-	+	2	3	7	+	5	1	+	-	+
Klorit	-	-	-	+	+	-	+	-	+	+	1	-	-	-	1	1	1	5	2
Muskovit	9	15	10	2	+	-	+	-	2	1	-	3	+	-	-	+	+	+	-
Cordierit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-
Sillimanit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
Amfibol	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	23	-
Epidot	-	-	-	+	-	2	-	-	-	-	-	+	+	2	1	1	-	2	+
Allanit	-	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	+	-	+	+	+	-	-	-
Flusspat	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-
Granat	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-
Titanit	-	-	-	-	-	1	+	-	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	-
Apatit	-	-	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	1	1
Zirkon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+
Opak	+	2	+	2	1	1	1	1	1	1	2	4	4	2	+	+	1	2	1

+ = halter <0,5 %

= kemisk analys

= ej påvisat

1. KAK 95397. Ljust grå glimmerkvartsit. Brösarpsgården 2D 5 i, 6378140/1491420.
2. KAK 96081A. Ljust grå glimmerkvartsit. Ravlunda 2D 6 j, 6180330/1398080.
3. KAK 96081B. Ljust grå glimmerkvartsit. Ravlunda 2D 6 j, 6180330/1398080.
4. KAK 950028. Gråröd, finkornig gnejs. Ljungstorp 2D 9 e, 6197045/1372030.
5. KAK 950029D. Röd, finkornig gnejs. Satserup 2D 9 e, 6196780/1372580.
6. KAK 950033. Röd, finkornig gnejs. Gammalstorp 2D 9 e, 6195785/1372180.
7. KAK 950038. Röd, finkornig gnejs. SO om Gammalstorp 2D 9 e, 6195160/1372500.
8. KAK 960083. Röd, finkornig gnejs. Sextorp 2D 8 c, 6191420/1360820.
9. JAN 950156. Gråröd, finkornig gnejs. S om Pärup 2D 7 e, 6187470/1370970.
10. JAN 950001. Ljust gråröd gnejs. 2D 9 f, 6196350/1375720.
11. JAN 950046. Gråröd, fint medelkornig gnejs. S Lönschult 2D 6 g, 6182730/1384580.
12. JAN 950048. Gråröd, finkornig gnejs. SV Agusa 2D 6 h, 6182850/1385460.
13. JAN 950067. Gråröd, finkornig gnejs. Ravlundabro 2D 5 j, 6176470/1395430.
14. OBS 950037B. Grå finkornig cordieritgnejs. S Larstorp 2D 2 b, 6164820/1356410.
15. OBS 950063A. Rödgrå, finkornig gnejs. O Örnahus 2D 2 b, 6164965/1355720.
16. OBS 950081A. Rödgrå, finkornig gnejs. Dörröd 2D 2 a, 6164452/1353848.
17. OBS 950087A. Röd, finkornig gnejs. SV Dörröd 2D 2 a, 6164198/1352952.
18. OBS 950102A. Grå, finkornig gnejs. Örnahus 2D 2 b, 6164965/1355440.
19. JAN 950140. Ljust rödgrå gnejs. Sträntemölla 2E 3 a, 6166750/1401030.

TABELL 2. Mineralfördelning (volymprocent) i finkorniga till fint medelkorniga gnejser till ortognejser (gnejsgranit).

Modal analyses of orthogneisses.

Nr	1*	2	3	4*	5	6	7	8	9	10
Kvarts	21	23	37	34	33	28	30	40	30	30
Kalifältspat	35	42	29	34	38	36	37	20	31	37
Plagioklas	37	26	28	25	21	15	21	30	33	30
Biotit	4		2	+	1	13	3	5	1	1
Klorit	-		+	2	3	2	2	+	2	+
Muskovit	-		1	2	3	-	3	3	+	-
Amfibol	2		-	-	-	-	-	-	-	-
Epidot	+		1	+	+	3	+	1	1	+
Allanit	-		+	+	+	+	-	+	-	-
Flusspat	+		-	-	-	-	-	-	-	-
Kalcit	-		-	+	-	+	-	-	-	-
Granat	-		-	-	+	-	-	-	-	1
Titanit	+		-	+	-	1	-	+	-	-
Apatit	+		-	-	-	1	+	+	+	+
Zirkon	+		+	+	+	+	+	+	+	+
Opak	1		1	3	+	1	4	1	2	1

+ = halter <0,5 %

= kemisk analys

= ej påvisat

1. KAK 950012. Rödgrå, fin- till fint medelkornig ortognejs. Hästäng 2D 9 d, 6196120/1366225.
2. JAN 950152. Grå, fint medelkornig ortognejs. Turingbatt 2D 8 e, 6191280/1370900.
3. JAN 950032. Gråröd, fin-till fint medelkornig ortognejs. Forsakar 2D 8 i, 6190100/1391230.
4. JAN 950039A. Grå, finkornig ortognejs. NO Hörröd 2D 7 h, 6185370/1389800.
5. JAN 950039B. Grå, finkornig ortognejs. NO Hörröd 2D 7 h, 6185370/1389800.
6. JAN 950064. Gråröd fin- till fint medelkornig ortognejs. Stödekull 2D 5 i, 6179000/1390130.
7. JAN 950077. Gråröd, fint medelkornig ortognejs. SV Backagården 2D 6 i, 6180230/1390650.
8. JAN 950080. Ljust rödgrå, fint medelkornig ortognejs. N N. Lökaröd 2D 7 i, 6187600/1393300.
9. JAN 950180. Ljust rödgrå, fint medelkornig ortognejs. O Blästorp 2D 5 h, 6179190/1386800.
10. JAN 950144. Gråröd, finkornig gnejs. NO S:t Olof 2D 2 g, 6169570/1395080.

TABELL 3. Mineralfördelning (volymprocent) i metabasiter (amfiboliter).*Modal analyses of metabasites (amphibolites).*

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8
Kvarts	+	+	8	9	1	1	-	1
Kalifältspat	-	-	-	+	-	-	-	-
Plagioklas	32	29	24	20	22	42	37	45
Biotit	+	+	12	1	4	+	+	20
Klorit	8	+	1	1	2	6	22	+
Amfibol	48	58	46	60	54	46	31	23
Aktinolit		6	-	-	-	-	-	-
Epidot	1	4	+	+	4	+	2	-
Allanit	+	-	-	-	-	-	-	-
Kalcit	2	2	2	-	-	-	1	-
Granat	3	-	-	-	-	-	-	-
Prehnnit	-	-	-	-	-	+	-	-
Titanit	-	-	-	2	-	3	4	-
Apatit	2	+	+	1	1	1	2	2
Zirkon	-	-	-	-	-	-	-	-
Opakmineral	4	1	6	6	12	1	1	9

+ = halter < 0,5 %

= kemisk analys i tabell 4

= ej påvisat

1. KAK 960059A. Gråsvart, finkornig amfibolit. Ebbamölla 2D 8 d, 6194600/1368700.
2. JAN 950155. Mörkt grå, finkornig amfibolit. Gummarp 2D 7 d, 6187580/1372080.
3. JAN 950096. Mörkt grå, fint medelkornig amfibolit. N Killhult 2D 9 f, 6197250/1378450.
4. OBS 950101A. Mörkt grå, finkornig amfibolit. Örnahus 2D 2 b, 6164955/1355558.
5. OBS 950119B. Mörkt grå, amfibolitomvandlad diabas. S Humlamaden 2D 3 b, 6166510/1356532.
6. OBS 950135A. Mörkt grå, finkornig amfibolit. O Skoghuset 2D 3 b, 6166210/1355472.
7. OBS 950146D. Mörkt grå, amfibolit. N Enelyckan 2D 3 b, 6167172/1355510.
8. DCL 95013. Mörkt grå, amfibolit. N S:t Olof 2D 3 i, 6169840/139470.

TABELL 4. Mineralfördelning (volymprocent) i finkorniga till fint medelkorniga gnejser till ortognejser (gnejsgranit).

Modal analyses of orthogneisses.

Nr	1	2*	3	4*	5	6	7	8	9	10	11
Kvarts	21	25	38	24	37	23	24	31	29	30	20
Kalifältspat	23	25	31	39	42	21	31	34	37	31	28
Plagioklas	45	39	27	29	17	35	24	22	25	32	32
Biotit	7	4	2	6	+	5	14	6	6	+	10
Klorit	1	-	+	1	-	2	1	+	+	+	+
Muskovit	-	-	-	-	3	1	+	4	+	3	-
Amfibol	2	5	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Epidot	+	+	-	+	-	9	4	1	3	1	2
Allanit	-	-	-	+	-	+	-	+	+	-	-
Flusspat	-	+	-	+	-	-	-	+	-	-	-
Kalcit	+	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Prehnnit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Granat	-	+	-	-	+	-	-	-	-	+	-
Titanit	+	+	1	1	-	+	1	+	+	+	3
Apatit	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
Zirkon	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+
Opak	1	1		1	1	3	1	2	+	3	3

+ = halter < 0,5 %

= kemisk analys

= ej påvisat

1. KAK 950011. Rödgrå, fin- till fint medelkornig ortognejs. Orravadshällan 2D 9 d, 6196900/1365185.
2. KAK 950021. Rödgrå, fint medelkornig ortognejs. Stångbacken 2D 9 d, 6199015/1368080.
3. KAK 950050. Röd, fint medelkornig ortognejs. Torastorp 2D 9 e, 6199050/1374070.
4. KAK 950055B. Grå, fint medelkornig ortognejs. Benarps hall 2D 8 e, 6193985/1371920.
5. JAN 950150. Gråröd, fint medelkornig ortognejs. SV om Tågarp 2D 8 e, 6192100/1370110.
6. JAN 950028B. Rödgrå, medelkornig ortognejs. 2 km O Huaröd 2D 8–9 h, 6191500/1387000.
7. JAN 950037A. Rödgrå, medelkornig, ögonförande ortognejs., Hallabjär 2D 7 h, 6185100/1386200.
8. JAN 950063. Rödgrå, medelkornig ortognejs. V Broröd 2D 5 h, 6177910/1389000.
9. JAN 950065. Gråröd, medelkornig ortognejs. Stödekull 2D 5 i, 6179000/1390130.
10. JAN 950066. Gråröd, fint medelkornig ortognejs. N Stödekull 2D 5 i, 6179800/1390400.
11. OBS 950105. Grå, medelkornig ortognejs. Eneberga 2D 3 b, 6165315/1355920.

TABELL 5 Mineralfördelning (volymprocent) i yngre graniter.

Modal analyses of younger granites.

Nr	1	2	3	4*	5	6	7	8*	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kvarts	29	29	17	23	25	18	20	22	21	38	40	34	24	17	75	26	20	16
Kalifältspat	40	31	24	28	24	37	18	21	9	31	33	47	29	40	23	32	31	30
Plagioklas	26	32	38	37	38	20	36	31	35	26	20	17	31	29	2	30	35	31
Biotit	3	4	7	5	8	11	+	5	20	3	3	2	9	2	+	4	4	+
Klorit	+	+	-	+	+	+	11	-	+	+	2	+	+	-	-	+	+	2
Muskovit	+	-	-	-	-	-	+	-	-	2	1	-	+	-	-	1	2	-
Amfibol	-	+	6	3	2	6	4	16	-	-	-	-	-	7	-	-	-	4
Epidot	+	+	+	+	2	3	6	1	8	+	+	+	+	2	-	+	2	5
Flusspat	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Prehnit	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanit	+	+	1	2	1	2	3	1	4	-	-	-	2	+	-	+	+	6
Apatit	+	1	2	+	+	1	+	1	2	+	+	+	1	1	+	1	2	1
Zirkon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+
Opakmineral	1	2	4	1	+	1	1	2	1	+	1	+	3	2	+	5	3	5

+ = halter < 0,5 %

= kemisk analys

= ej påvisat

- JAN 950041. Rödgrå, medelkornig granit. Elestorp 2D 8 f, 6190000/137917.
- JAN 950101. Rödgrå, ojämnkornig, ögonförande granit. V Maltesholm 2D 9 g, 6198300/1383940.
- JAN 950101B. Rödgrå, ojämnkornig, ögonförande granit. V Maltesholm 2D 9 g, 6198300/1383940.
- JAN 950103B. Rödgrå, medelkornig granit. Hallabjär 2D 6 h, 6184840/138636.
- JAN 950103C. Rödgrå, medelkornig granit. Hallabjär 2D 6 h, 6184840/138636.
- OBS 950005B. Grå, medelkornig granit. Ågerup 2D 2 b, 6160270/1359730.
- OBS 950035C. Grå, medelkornig granit. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
- OBS 950035D. Grå, medelkornig granit. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
- OBS 950035K. Grå, folierad, medelkornig granit. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
- OBS 950051B. Gråröd, fint medelkornig granit. Stenberget 2D 2 b, 6161410/1355480.
- OBS 950051C. Rödgrå, finkornig granit. Stenberget 2D 2 b, 6161410/1355480.
- OBS 950051E. Rödgrå, finkornig granit. Stenberget 2D 2 b, 6161410/1355480.
- OBS 950260. Gråröd, fint medelkornig granit. N Killeholm 2D 4 a, 6171390/1350845.
- DCL 95006. Rödgrå, medelkornig granodiorit. N Tågghusa 2D 4 i, 6172510/1393180.
- DCL 95022. Röd, finkornig alkalifältspatgranit. Glimminge 2E 0 a, 6153310/1403760.
- DCL 95031. Rödgrå, ojämnkornig subvulkanit. Stenshuvud 2E 4 a, 6171400/1403650.
- DCL 95032. Rödgrå, ojämnkornig subvulkanit. Stenshuvud 2E 4 a, 6171350/1403900.
- DCL 95036. Rödgrå, ojämnkornig subvulkanit. Stenshuvud 2E 4 a, 6170260/1402880.

TABELL 6. Mineralfördelning (volymprocent) i hyperitdiabaser*Modal analyses hyperite dolerites.*

Nr	1	2	3*	4	5	6	7	8	9
Kvarts	1	+	+	+	-	2	1	3	1
Kalifältspat	-	-	-	-	-	-	-	+	1
Plagioklas	41	30	47	52	36	32	53	36	53
Biotit	4	6	1	8	10	3	+	4	4
Klorit	+	+	+	1	+	+	+	+	1
Muskovit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivin	-	-	-	11	-	-	-	-	6
Serpentin	-	-	-	-	-	-	8	-	-
Klinopyroxen	-	23	12	12	25	12	14	22	10
Ortopyroxen	25	2	13	-	-	+	-	-	-
Amfibol	23	26	16	+	+	35	8	22	4
Aktinolit	-	-	7	-	-	13	-	-	6
Epidot	2	+	+	1	+	1	-	+	+
Granat	-	7	-	-	-	+	-	-	+
Kalcit	+	-	-	+	-	-	+	-	-
Titanit	-	-	-	+	+	-	+	-	-
Apatit	+	+	+	5	+	+	+	+	3
Zirkon	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opakmineral	4	7	4	10	25	2	15	12	11

+ = halter < 0,5 %

= kemisk analys

= ej påvisat

1. KAK 950007. Svart, fin- till fint medelkornig hyperitdiabas. Ekerödsrasten 2D 9 c, 6199000/1364980.
2. KAK 950014. Svart, medelkornig hyperitdiabas. Mannarp 2D 9 d, 6199740/1367540.
3. KAK 950022A. Mörkt grå, finkornig hyperitdiabas. Ekeröd 2D 9 d, 6199365/1369750.
4. JAN 950008A. Svart, grovkornig hyperitdiabas. N Byrhult 2D 9 f, 6199400/1376450.
5. JAN 950008B. Brunsvart, finkornig hyperitdiabas. N Byrhult 2D 9 f, 6199400/1376450
6. JAN 950014. Mörkt gråsvart, omvandlad hyperitdiabas. N Svensköp 2D 9 f, 6197850/1379200.
7. JAN 950054. Mörkt grå, omvandlad hyperitdiabas. V Gussaröd 2D 6 h, 6182740/1389900.
8. JAN 950100. Svart, finkornig hyperitdiabas. S Ilnestorp 2D 9 g, 6197880/1382060.
9. JAN 950035G. Mörkt grå hyperitdiabas. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.

TABELL 7. Mineralfördelning (volymprocent) i AMCG-gruppens bergarter
Modal analyses of rocks belonging to the AMCG-group

Nr	1	2	3	4
Kvarts	14	9	3	15
Kalifältspat	25	10	+	38
Plagioklas	38	53	67	31
Biotit	-	1	3	8
Klorit	-	-	-	+
Muskovit	-	-	-	-
Ortopyroxen	5	3	8	-
Klinopyroxen	6	11	13	-
Amfibol	5	3	+	-
Epidot	+	3	-	2
Flusspat	-	-	-	-
Granat	-	-	-	-
Prehnit	-	-	-	-
Titanit	-	-	-	3
Apatit	1	2	1	1
Zirkon	-	+	-	+
Opakmineral	6	6	5	2

+ = halter < 0,5 %
 = kemisk analys
 = ej påvisat

1. JAN 950019. Grå, fint medelkornig kvartsmonzonit. NV Maltesholm 2D 9 h, 6198950/1385300.
2. JAN 950022A. Grå, fint medelkornig kvartmonzodiorit. SV Maltesholm 2D 9 h, 6197270/1385200.
3. JAN 950022B. Mörkt grå, fint medelkornig kvartsmonzogabbro. N Orehuset 2D 9 h, 6195180/1386930.
4. OBS 950084. Grå, medelkornig syenit. Bilarp 2D 2 a, 6164520/1352675.

TABELL 8. Mineralfördelning (volymprocent) i nordvästdiabaser.*Modal analyses of NV-dolerites.*

Nr	1*	2	3*	4	5	6*
Kvarts	2	3	2	1	1	1
Kalifältspat	+	+	-	-	-	-
Plagioklas	54	36	49	42	44	37
Granofyr		16	10	6	-	-
Biotit	1	1	+	+	1	1
Klorit	1	3	5	+	4	1
Serpentin					3	-
Ortoproxen	-	-	-	-	-	-
Klinopyroxen	27	14	20	36	32	41
Amfibol, ljus	-	-	-	1	-	-
Amfibol, grön	3	5	-	-	1	4
Epidot	2	2	+	+	+	+
Kalcit	2	3	-	1	1	-
Titanit	-	-	-	-	+	-
Apatit	1	2	2	3	2	2
Opakmineral	7	15	12	10	11	13

+ = halter <0,5 %

= kemisk analys i tabell 28

= ej påvisat

1. KAK 950027. Grå, finkornig nordvästdiabas. Satsrup 2D 9 e, 6196500/1372200.
2. KAK 950074J. Mörkt grå, finkornig nordvästdiabas. N om Rönås 2D 6 d, 6181350/1368680.
3. KAK 990087. Mörkt grå, fint medelkornig nordvästdiabas. Mannarp 2D 9 d, 6199200/1367620.
4. OBS 950035L. Mörkt grå, finkornig nordvästdiabas. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
5. OBS 950146A. Mörkt grå, finkornig melafyr. N Enelyckan 2D 3 b, 6167170/1355510.
6. DCL 95015. Mörkt grå, finkornig nordvästdiabas. V Djurröd 2D 4 a, 6174750/1383420.

TABELL 9. Kemiska analyser (huvudelement, oxider angivna i viktprocent, spårelement, Ba–Lu i ppm) av gnejsbergarter.

Chemical analyses of gneisses.

Nr	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	68,4	68,3	76,2	68,7	69,4	71,8	74,8
Al ₂ O ₃	14,8	15,0	12,4	15,4	14,0	13,8	13,3
CaO	2,40	2,40	0,658	2,30	1,92	0,858	0,545
Fe ₂ O ₃	3,56	3,48	1,29	3,21	3,58	2,50	1,71
K ₂ O	4,20	4,11	5,17	4,16	5,32	5,04	5,15
MgO	0,979	0,874	0,0675	0,733	0,839	0,476	0,191
MnO ₂	0,122	0,109	0,0307	0,102	0,0726	0,0688	0,0430
Na ₂ O	4,33	4,39	3,55	4,31	3,06	4,33	3,92
P ₂ O ₅	0,179	0,170	0,0269	0,113	0,109	0,130	0,0339
TiO ₂	0,517	0,482	0,201	0,401	0,501	0,358	0,237
Summa	99,5	99,3	99,6	99,4	98,8	99,4	99,9
LOI	0,3	0,1	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3
Ba	1190	1170	293	1500	905	866	469
Be	2,03	2,02	3,52	4,50	1,91	1,52	1,59
Co	<5,42	<5,67	<5,82	<5,99	<6,16	<5,77	<5,52
Cr	31,0	36,3	23,3	15,1	<12,3	26,7	46,7
Cu	10,7	7,97	10,5	<5,99	19,2	<5,77	<5,52
Ga	22,4	21,4	<11,7	3,79	7,09	15,1	14,1
Hf	7,09	6,62	6,41	6,51	10,2	5,36	7,36
Mo	<0,650	<0,681	2,46	3,53	<2,46	<0,693	<2,21
Nb	13,6	11,3	22,7	16,2	18,0	11,5	13,4
Ni	13,9	13,1	15,4	13,4	<12,3	<11,5	20,0
Rb	113	106	243	92,3	135	135	141
Sc	7,45	6,47	3,00	6,44	8,08	4,15	2,68
Sn	1,82	1,68	0,868	2,89	4,03	2,47	<1,10
Sr	347	356	48,7	329	262	147	80,7
Ta	0,904	0,860	2,42	1,48	2,87	0,914	0,916
Th	8,47	7,54	31,4	9,45	35,4	8,46	10,7
U	1,02	1,18	8,04	2,69	1,96	0,312	1,52
V	39,8	37,7	21,2	27,5	37,1	17,1	3,85
W	0,157	0,648	21,0	3,92	2,75	0,209	<0,331
Y	20,8	18,7	19,0	29,0	81,7	21,8	24,1
Zn	66,9	62,0	14,7	57,9	74,7	51,2	39,5
Zr	252	279	138	276	490	219	239
La	46,1	44,0	50,3	35,8	121	44,2	39,5
Ce	94,1	87,9	98,8	69,8	240	93,1	87,6
Pr	10,6	10,2	11,4	7,17	25,5	10,1	9,68
Nd	38,1	37,4	37,6	30,5	89,9	37,0	34,9
Sm	6,13	5,24	4,98	4,85	13,9	6,02	4,90
Eu	1,03	1,19	0,506	1,16	1,60	1,04	0,575
Gd	5,48	6,50	3,09	4,59	13,5	5,97	3,60
Tb	0,862	0,796	0,568	1,01	2,32	0,861	0,666
Dy	4,74	5,21	3,51	5,40	13,7	4,44	3,56
Ho	1,24	1,08	0,702	1,22	2,69	1,04	0,819
Er	3,06	2,98	2,88	2,63	8,77	2,98	2,58
Tm	0,578	0,491	0,454	0,575	1,17	0,455	0,386
Yb	4,05	3,30	2,59	2,73	6,32	3,03	2,51
Lu	0,666	0,590	0,418	0,426	0,857	0,4920B	0,374

1. KAK 950012. Rödgrå, fint medelkornig ortognejs. Hästäng 2D 9 d, 6196120/1366225.
2. KAK 950021. Rödgrå, fint medelkornig ortognejs. Stångbacken 2D 9 d, 6199015/1368080.
3. KAK 980083. Röd, finkornig gnejs. Sextorp 2D 8 c, 6191420/1360820.
4. KAK 950033. Röd, finkornig gnejs. Gammalstorp 2D 9 e, 6195785/1372180.
5. KAK 950055B. Grå, fint medelkornig ortognejs. Benarps hall 2D 8 e, 6193985/1371920.
6. KAK 950075A. Gråröd, finkornig ortognejs. Klintahus 2D 4 d, 6174310/1365880.
7. JAN 950039A. Ljust grå, finkornig gnejs. NO Hörröd 2D 7 h, 6185370/1389800.

TABELL 10. Kemiska analyser (huvudelement, oxider angivna i viktprocent, spårelement, Ba–Lu i ppm av yngre graniter.

Chemical analyses of younger granites.

Nr	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	70,1	67,9	75,0	64,8	77,4	75,7	63,1
Al ₂ O ₃	14,3	14,8	13,0	13,4	11,8	11,3	14,4
CaO	1,92	2,44	0,553	3,60	0,506	0,593	4,22
Fe ₂ O ₃	3,53	4,54	1,63	8,24	1,56	4,20	7,82
K ₂ O	5,10	4,70	5,17	4,03	5,02	3,58	3,76
MgO	0,600	0,924	0,203	1,25	0,140	0,928	1,30
MnO ₂	0,108	0,128	0,0368	0,143	0,0480	0,0484	0,155
Na ₂ O	3,97	3,83	3,78	3,08	2,95	1,51	2,61
P ₂ O ₅	0,124	0,160	0,0217	0,400	0,0200	0,198	0,346
TiO ₂	0,448	0,568	0,247	1,45	0,250	0,640	1,22
Summa	100,2	100,0	99,6	100,4	99,7	98,7	98,9
LOI	0,3	0,5	0,2	0,1	0,1	1,2	1,2
Ba	884	920	338	989	313	704	1170
Be	3,17	2,54	2,35	3,37	1,71	2,39	2,64
Co	5,61	<5,24	5,88	11,1	5,92	5,66	15,8
Cr	18,5	37,5	30,0	<11,9	11,8	59,3	27,1
Cu	<5,33	<5,24	<5,88	21,4	41,9	<5,57	9,38
Ga	14,0	22,4	14,0	100	11,8	16,6	31,3
Hf	8,10	7,97	7,84	13,0	5,62	12,9	9,87
Mo	<2,13	<2,09	<2,35	2,86	1,52	<0,668	1,50
Nb	13,0	13,2	16,0	22,7	13,7	15,4	15,2
Ni	<10,7	18,2	14,6	7,49	5,92	24,9	15,2
Rb	146	159	145	207	190	185	123
Sc	6,30	8,41	3,61	8,54	2,37	7,14	12,1
Sn	4,65	2,83	1,68	7,38	5,81	2,28	2,93
Sr	163	195	68,9	212	72,3	54,2	275
Ta	1,35	1,16	1,15	2,02	2,00	1,37	1,10
Th	12,1	9,26	8,39	18,1	11,5	12,2	11,5
U	3,97	2,01	1,59	3,70	2,58	3,41	3,63
V	23,7	36,9	6,01	78,0	8,39	27,8	78,9
W	5,06	0,330	0,585	1,87	0,419	6,02	0,873
Y	39,9	42,4	33,6	54,6	83,6	23,5	42,5
Zn	61,4	69,0	49,6	92,7	32,3	72,5	104
Zr	288	305	225	418	152	506	409
La	38,7	38,5	45,6	82,0	44,9	43,2	52,6
Ce	92,4	86,3	101	166	99,1	85,8	109
Pr	13,0	9,74	10,8	19,3	11,8	10,4	12,8
Nd	45,3	38,2	43,7	76,3	47,0	40,0	48,6
Sm	6,03	7,12	6,01	15,7	12,3	7,15	8,39
Eu	1,47	1,30	0,580	3,39	0,831	1,45	1,85
Gd	6,43	6,38	5,40	13,0	12,9	6,97	8,93
Tb	1,10	1,08	0,848	1,81	2,32	0,980	1,26
Dy	7,13	6,76	5,39	11,7	17,7	5,98	7,31
Ho	1,47	1,45	1,13	2,55	3,65	1,20	1,65
Er	4,19	3,99	3,07	7,42	10,6	3,28	5,04
Tm	0,680	0,862	0,559	1,28	1,64	0,572	0,732
Yb	4,12	4,58	4,41	8,02	9,67	3,52	5,33
Lu	0,737	0,657	0,600	1,21	1,20	0,645	0,818

1. JAN 950103. Rödgrå, medelkornig granit. Hallabjär 2D 6 h, 6184840/138636.
2. JAN 950033. Rödgrå, medelkornig granit. SV Slätteberga. 2D 7 h, 6187800/1386800.
3. JAN 950080B. Rödgrå, finkornig granit. N N. Lökaröd 2D 7 i, 6187600/1393300.
4. OBS 950035D. Grå, medelkornig granit. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
5. OBS 950051G. Gråröd, fint medelkornig granit. Stenberget 2D 2 b, 6161410/1355480.
6. DCL 950034B. Rödgrå, ojämnkornig subvulkanit. Stenshuvud 2E 4 a, 6171350/1403900.
7. DCL 950035B. Rödgrå, ojämnkornig subvulkanit. Stenshuvud 2E 4 a, 6171350/1403900.

TABELL 11. Kemiska analyser (huvudelement, oxider angivna i viktprocent, spårelement, Ba–Lu i ppm av hyperitdiabaser och nordvästdiabaser.

Chemical analyses of hyperite dolerites and dolerites.

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,3	48,8	48,7	46,9	53,2	48,0	49,3	48,8
Al ₂ O ₃	16,2	14,9	15,5	13,9	12,6	13,0	13,5	12,4
CaO	10,8	10,7	9,55	8,59	6,36	9,92	7,16	9,07
Fe ₂ O ₃	12,9	14,2	17,1	16,9	14,1	14,7	14,3	17,4
K ₂ O	0,591	0,650	1,07	1,16	1,69	0,590	1,27	0,842
MgO	7,17	7,73	3,85	6,09	4,09	5,99	4,81	4,65
MnO ₂	0,243	0,267	0,228	0,275	0,269	0,245	0,245	0,228
Na ₂ O	2,56	2,41	2,75	2,46	2,66	2,46	3,28	2,48
P ₂ O ₅	0,180	0,230	0,452	0,369	0,637	0,267	0,400	0,466
TiO ₂	1,39	1,53	2,57	2,69	2,75	2,75	2,64	3,90
Summa	101,3	101,4	101,8	99,3	98,4	97,9	96,9	100,2
LOI	-0,1	0,1	-0,4	-0,3	1,0	1,1	1,7	0,9
Ba	126	119	323	352	538	149	434	349
Be	<0,559	0,613	1,79	<0,528	0,565	<0,553	<0,581	1,55
Co	48,7	55,8	43,1	51,0	27,8	42,3	38,6	41,4
Cr	167	249	49,0	127	13,7	93,5	35,9	<12,1
Cu	40,3	42,7	110	81,8	32,5	133	312	47,3
Ga	21,1	21,0	85,8	33,7	35,6	32,2	30,0	83,3
Hf	2,11	2,42	6,75	6,08	9,89	5,72	8,30	7,32
Mo	<0,671	1,55	2,45	2,52	2,26	<2,21	2,51	2,66
Nb	6,01	7,48	19,4	21,2	20,9	14,0	20,8	24,9
Ni	96,3	116	37,9	101	23,1	81,9	76,4	22,8
Rb	17,9	18,2	55,1	41,8	43,1	21,0	38,7	35,0
Sc	35,6	37,2	24,4	30,8	25,7	32,3	25,2	26,6
Sn	0,487	0,639	5,82	57,0	21,1	14,9	16,0	4,56
Sr	197	177	233	233	306	322	355	353
Ta	0,447	0,522	1,64	1,34	1,65	1,28	1,60	2,11
Th	0,983	1,39	4,25	3,22	4,42	1,17	2,79	2,91
U	0,179	0,249	1,32	3,73	6,48	4,02	3,43	1,05
V	317	295	284	308	255	404	334	440
W	0,503	0,936	1,24	0,781	0,774	1,03	0,763	1,25
Y	7,82	10,9	40,0	35,9	45,4	30,1	38,6	34,0
Zn	99,4	111	128	168	184	147	168	130
Zr	83,9	110	191	156	287	141	261	206
La	7,62	9,48	31,4	20,2	35,1	12,6	28,4	26,7
Ce	18,3	22,4	70,8	45,2	77,5	30,2	60,5	62,3
Pr	2,40	2,96	9,83	6,05	10,3	5,76	9,50	9,11
Nd	11,0	13,3	42,8	24,9	43,9	20,0	34,7	40,1
Sm	2,64	3,27	12,0	5,16	8,82	4,37	6,45	12,3
Eu	1,06	1,28	3,57	0,981	1,81	0,601	2,19	3,66
Gd	3,70	4,59	11,2	5,90	9,13	4,01	7,13	10,6
Tb	0,558	0,622	1,49	0,768	1,30	0,756	1,06	1,50
Dy	3,42	3,94	9,88	6,17	7,69	4,97	6,41	8,67
Ho	0,688	0,873	2,10	1,30	1,61	0,967	1,25	1,78
Er	2,00	2,60	6,39	3,71	4,99	3,11	3,87	4,92
Tm	0,301	0,370	1,01	0,631	0,642	0,423	0,781	0,715
Yb	1,74	2,14	6,45	2,75	3,81	1,94	3,02	4,83
Lu	0,353	0,427	0,935	0,481	0,579	0,276	0,416	0,695

1. KAK 950022A. Mörkt grå, finkornig hyperitdiabas. Ekeröd 2D 9 d, 6199365/1369750.
2. KAK 950022B. Mörkt grå, finkornig hyperitdiabas. Ekeröd 2D 9 d, 6199365/1369750.
3. OBS 950035G. Mörkt grå hyperitdiabas. Beden 2D 1 c, 6158420/1361010.
4. KAK 990087. Mörkt grå, fint medelkornig nordvästdiabas. Mannarp 2D 9 d, 6199200/1367620.
5. JAN 950159. Mörkt grå, finkornig nordvästdiabas. Bertilstorp 2D 5 h, 6179200/186850.
6. KAK 950027. Grå, finkornig nordvästdiabas. Satsrup 2D 9 e, 6196500/1372200.
7. KAK 950037. Mörkt grå, finkornig nordvästdiabas. NO Gammalstorp 2D 9 e, 6195670/1372790.
8. DCL 95015. Mörkt grå, finkornig diabas. V Djurröd 2D 4 a, 6174750/1383420.

TABELL 12. Kemiska analyser (huvudelement, oxider angivna i viktprocent, spårelement, Ba–Lu i ppm av melafyr och basalt.

Chemical analyses of melaphyres and basalts.

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,2	46,6	40,6	58,7	38,5	42,7	42,4	41,8	42,6
Al ₂ O ₃	16,6	17,2	13,7	18,3	14,0	16,2	13,9	13,6	13,2
CaO	9,39	8,80	12,8	2,30	10,8	7,25	11,0	11,1	10,6
Fe ₂ O ₃	11,3	11,3	12,5	5,80	13,4	11,8	12,0	11,7	12,4
K ₂ O	0,982	2,34	1,82	5,26	2,15	1,99	0,588	1,68	1,50
MgO	5,61	2,88	9,03	0,804	7,22	4,07	9,39	10,0	10,0
MnO ₂	0,149	0,223	0,220	0,257	0,346	0,318	0,276	0,251	0,248
Na ₂ O	3,27	4,16	1,54	6,00	2,94	5,20	5,34	3,62	3,20
P ₂ O ₅	0,446	1,71	1,76	0,401	1,62	1,85	0,852	0,789	0,686
TiO ₂	2,05	1,28	1,79	0,221	1,74	1,42	2,61	2,45	2,36
Summa	97,0	96,5	95,8	98,0	92,7	92,8	99,2	97,0	96,8
LOI	2,1	2,4	3,9	2,3	7,1	7,5	2,1	1,5	2,2
Ba	449	1600	10700	1560	1650	1180	771	954	980
Be	<0,566	1,25	0,537	4,96	2,69	2,21	1,25	0,751	<0,550
Co	32,9	29,7	39,9	<5,99	43,3	26,5	47,2	38,4	41,9
Cr	71,8	<11,3	166	12,2	190	<11,8	270	291	388
Cu	114	61,0	87,6	<5,99	41,1	<5,89	15,1	36,7	44,8
Ga	27,3	26,1	27,3	35,4	40,8	38,9	44,4	29,5	29,7
Hf	5,68	7,91	7,55	12,0	5,35	5,36	7,52	7,60	6,15
Mo	<2,26	3,61	3,15	<0,719	<0,710	<0,707	1,30	4,05	4,18
Nb	25,0	143	174	185	108	135	132	118	72,2
Ni	67,7	19,7	102	<12,0	89,2	<11,8	138	181	235
Rb	27,0	55,1	41,6	109	88,3	67,0	21,1	70,7	29,3
Sc	29,4	7,96	25,1	<1,20	21,7	6,69	21,2	23,7	23,6
Sn	14,3	20,7	28,2	1,45	<0,473	1,60	1,96	17,6	17,0
Sr	445	1500	1240	321	1460	1380	1040	1140	1150
Ta	1,52	9,90	10,6	11,2	6,09	6,61	9,27	8,26	5,15
Th	3,15	13,7	14,6	32,3	14,3	20,3	10,3	9,03	4,46
U	5,95	9,96	5,67	6,33	3,39	5,07	2,46	7,81	3,56
V	256	140	328	6,05	265	142	211	202	193
W	2,11	2,39	1,60	1,66	0,988	1,41	1,21	1,59	1,49
Y	39,7	31,9	33,8	15,5	24,1	24,5	15,7	27,9	27,0
Zn	123	122	109	109	124	104	106	139	130
Zr	185	339	282	735	278	307	256	234	187
La	25,6	120	125	142	126	163	79,6	67,0	56,9
Ce	55,2	230	238	225	229	288	142	123	106
Pr	7,48	24,5	26,2	19,5	24,0	28,2	15,4	15,8	13,9
Nd	30,7	87,3	93,8	54,6	86,9	98,4	58,5	51,4	46,7
Sm	5,69	10,6	11,3	6,25	12,1	12,2	9,65	8,11	6,96
Eu	1,35	1,96	0,0428	1,47	3,46	3,66	2,68	2,33	1,31
Gd	7,36	10,8	14,4	5,10	10,2	10,7	9,24	8,47	5,98
Tb	0,854	1,16	1,29	0,742	1,24	1,32	1,29	0,807	0,876
Dy	7,45	5,98	6,70	3,87	6,70	6,50	5,95	4,54	4,74
Ho	1,46	1,29	1,21	0,842	1,13	1,22	1,18	1,21	0,938
Er	3,25	3,67	2,96	2,63	3,18	3,16	2,76	2,80	2,61
Tm	0,517	0,578	0,744	0,365	0,373	0,417	0,481	0,589	0,500
Yb	3,84	2,93	3,77	3,28	2,97	2,93	2,64	1,70	1,74
Lu	0,412	0,451	0,377	0,581	0,441	0,431	0,477	0,298	0,252

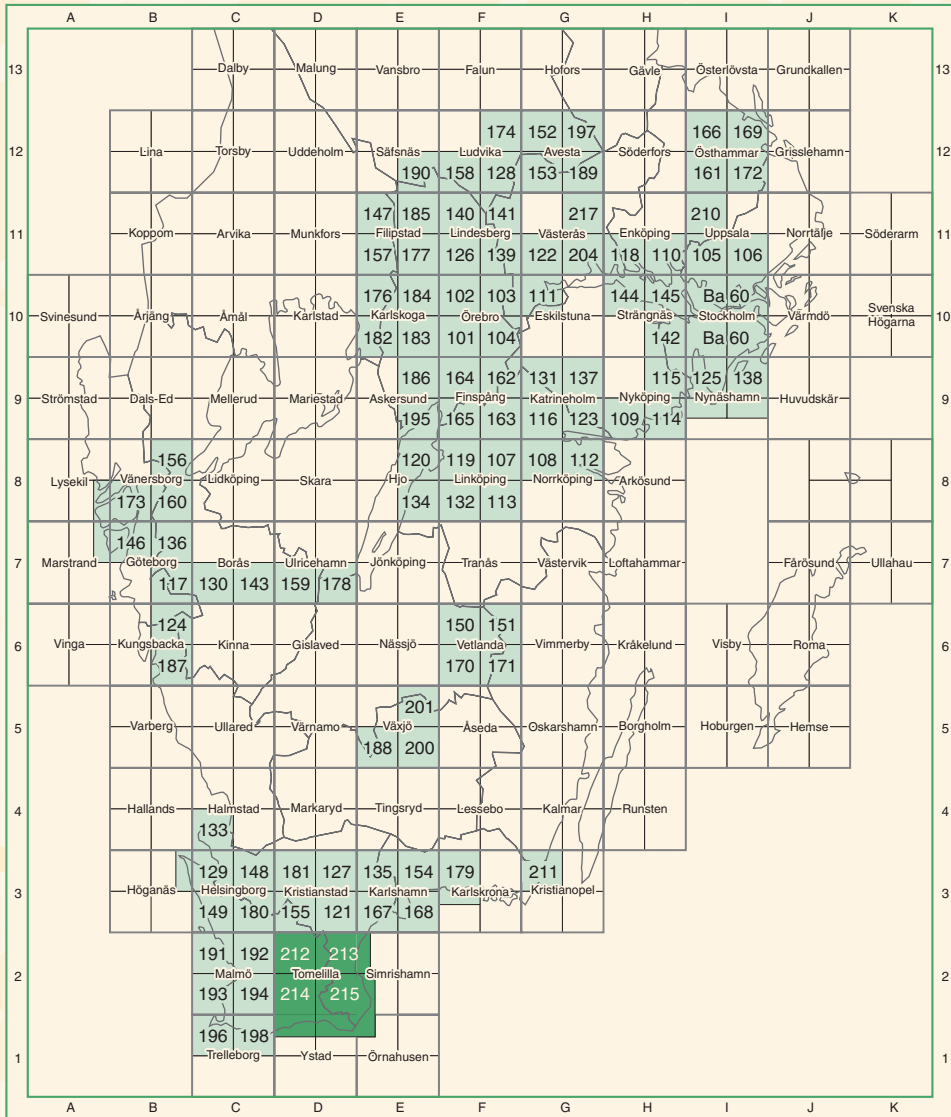
1. JAN 950178D. Grå, finkornig melafyr. Frualid 2D 5 d, 6175400/1365600.
2. JAN 950178E. Grå, finkornig melafyr. Frualid 2D 5 d, 6175400/1365600.
3. KAK 950086. Grå, finkornig melafyr. N Hjuläröd 2D 6 b, 6180980/1358810.
4. KAK 960075C. Mörkt grå melafyr. Klintahus 2D 4 d, 6174150/1365950.
5. KAK 960075D. Mörkt grå melafyr. Klintahus 2D 4 d, 6174150/1365950.
6. KAK 960075E. Mörkt grå, rödfläckig melafyr. Klintahus 2D 4 d, 6174150/1365950.
7. KAK 950005. Mörkt grå basalt. Lillö 2D 9 b, 6199000/1356000.
8. KAK 950006. Mörkt grå basalt. NO Bosjöklöster 2D 9 b, 6197600/1358140.
9. KAK 960060. Mörkt grå basalt. NO Köinge 2D 8 d, 6192670/1368575.

Tabell 13. Kemiska analyser av sedimentära bergarter från kartområdet.
Chemical analyses of sedimentary rocks from the map area.

Oxider, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	97,5	92,6	92,2	46,3	57,7	10,4	59,8	6,09	49,5	54,2	51,3	80,9	79,8	95,4	68,1	55,1	6,7
Al ₂ O ₃	0,63	1,24	2,88	15,0	15,7	2,22	18,30	1,92	15,50	14,4	15,8	8,84	5,65	1,15	5,42	2,08	0,8
CaO	0,57	1,56	0,01	1,75	0,7	47,7	1,33	50,1	7,59	6,77	8,08	0,4	2,3	<0,09	9,8	22,0	51,3
Fe ₂ O ₃	0,65	2,39	0,84	8,14	3,42	0,83	5,79	0,83	6,51	6,44	3,61	2,5	1,61	0,61	3,72	1,46	0,15
K ₂ O	0,4	0,53	2,09	4,25	5,17	0,41	5,07	0,36	3,77	3,21	3,69	1,73	1,54	0,79	1,47	1,01	0,42
MgO	0,05	0,12	0,05	1,58	1,56	0,48	2,62	0,7	4,13	3,8	3,54	1,2	1,55	0,039	0,76	0,55	0,29
MnO	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,71	0,04	0,22	0,1	0,07	0,12	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,05	0,03	0,08	0,09	0,21	0,06	0,35	0,43	0,96	1,04	1,1	2,24	1,07	<0,05	0,16	0,15	0,03
P ₂ O ₅	0,26	1,08	<0,012	0,13	0,51	0,06	0,38	0,08	0,15	0,10	0,17	0,13	0,08	0,01	0,17	0,11	0,03
TiO ₂	0,05	0,11	0,02	0,86	0,93	0,11	1,07	0,088	0,68	0,67	0,72	0,45	0,40	0,18	0,51	0,23	0,02
Glödförlust	0,2	0,9	0,3	20,9	12,9	37,4	5,0	39,4	9,9	8,4	9,8	1,2	4,2	0,1	10,1	17,7	40,6
Summa	100,20	99,70	98,40	78,10	86,00	100,38	94,70	100,22	88,90	90,70	91,10	98,40	94,1	98,2	90,20	82,70	100,38
Spårämnen, ppm	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ba	190	75,2	266	675	1380	550	1700	237	548	826	392	305	252	146	245	198	2,1
Be	<1,15	<1,18	<1,22	3,89	3,54	<1,19	3,71	<1,16	1,93	3,45	1,66	0,81	0,646	<0,6	<1,1	<1,1	-
Co	2,56	1,83	1,12	30,50	4,24	0,03	16,10	5,24	13,2	19,8	13,50	<5,9	12,6	<6	<5,9	<5,7	18,1
Cr	21,2	32,9	28,2	90,5	165	<5,95	126	8,78	95,0	64,5	108	75,5	66,6	52,1	84,0	67,0	2
Cu	32,1	32,9	17,5	150	57,9	<11,9	41,2	13,4	9,87	17,0	33,2	29,1	6,43	15,1	11,0	9,9	5,5
La	<11,5	21,60	<12,2	47,6	36,2	23,3	57,0	<11,6	31,2	32,4	29,5	18,9	14,1	4,84	14,0	<11	-
Mo	<5,75	<5,89	<6,08	67,0	88,4	<5,95	<5,96	<5,78	2,66	6,61	<0,65	0,89	6,96	6,68	<5,9	<5,7	-
Nb	<11,5	<11,8	<12,2	56,40	413,00	<11,9	30,60	<11,6	11,20	12,70	10,60	24,40	14,9	4,52	9,90	<5,7	-
Ni	13,6	14,0	4,8	70,5	82,1	<5,95	63,6	11,1	56,0	59,0	67,0	32,5	12,2	<10	22,0	17,0	-
Sc	<2,3	<2,35	<2,43	14,1	12,2	5,64	16,3	3,03	13,2	9,16	13,8	4,2	3,89	1,31	4,9	<2,3	-
Sr	<11,5	12,7	14,6	12,2	<12,1	<11,9	17,3	<11,6	2,54	2,16	4,59	1,95	<1	1,26	8,5	11,0	-
Th	10,8	11,7	11,1	72,6	32,1	17,8	79,5	25,1	22,9	20,1	26,4	79,2	78	18,2	398	723	419
Tl	0,7	3,21	1,9	8,51	9,39	2,75	10,7	1,73	9,47	10,3	9,77	4,85	4,07	1,08	-	-	-
U	0,45	1,73	1,29	25,4	23,9	1,16	3,98	0,25	2,65	2,99	2,34	1,15	1,57	0,54	-	-	-
V	6,35	16,9	12,3	414	3880	16,6	148	15,8	94,0	85,2	2,34	36,2	26,2	5,92	57,0	20,0	3
W	20,40	12,4	18,6	<11,7	14,60	<11,9	<11,9	<11,6	1,5	2,01	1,14	0,78	17,7	1,22	18,0	16,0	-
Y	17,60	18,4	8,69	33,9	17,1	26,7	47,1	13,5	20,5	22,5	20,4	11,0	12,9	4,68	17,0	7,2	-
Yb	<1,15	1,25	<1,22	4,37	2,92	4,09	4,42	1,98	2,41	2,83	2,58	1,33	1,58	0,53	2,20	<1,1	-
Zn	227,0	8,47	177,0	33,50	36,80	7,77	47,90	10,30	96,70	96,40	93,70	45,70	43,8	29,1	44,0	21,0	9,5
Zr	65,8	194	110	139	155	20,6	175	20,3	131	159	126	121	245	214	376	259	-

- 1: Kambrisk sandsten, Hardebergaformationen. Brantevik 2E 0 b, 6154850/1407920 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 2: Kambrisk sandsten, Hardebergaformationen. Gislövshammar 2E 0 b, 6152370/1405920 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 3: Kambrisk sandsten, Hardebergaformationen. Hemmeneköp 2D 6 g, 6184040/1379250 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 4: Alunskiffer, mellankambrium, borrkärna. Andrarum 2D 5 h, 6177470/1385500 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 5: Alunskiffer (Dictyonemaskiffer), undre ordovicium. Gislövshammar 2E 0 b, borrkärna, 6151850/1405850 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 6: Björkåsholmenformationen, kalksten, undre ordovicium. Flagabro 2D 2 i, 6162050/1394150 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 7: Tøyenskiffer, undre ordovicium, borrkärna. Gislövshammar 2E 0 b, 6152300/1405620 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 8: Komstadkalksten, undre ordovicium. Grönadal 2D 2 i, 6161650/1394450 (analysdata från Kornfält m.fl. 1996).
- 9: Colonusskiffer, övre silur, Rövarekulan 2D 7 b, 6187140/1355480.
- 10: Colonusskiffer, övre silur, Harlösabäcken 2D 5 b, 6180090/1357970.
- 11: Colonusskiffer, siltig, övre silur, Vollsjö 2D 5 e, 6176600/1372600.
- 12: Öved-Ramsåsalager, översta silur, finkornig glimmerrik sandsten. Tullerbo 2D 5 d, 6177300/1363600.
- 13: Övedsandsten, översta silur. Helvetesgraven 2D 5 d, 6175100/1366800.
- 14: Höörsandsten, undre jura. Hörby 2D 8 d, 6192700/1365000.
- 15: Vombformationen. "Lyckåsmärgel", övre krita, Lyckås 2D 1 f, 6156980/1378300.
- 16: Vombformationen, "Köpingesandsten", övre krita, Svenstorp 2D 0 g, 6151890/1382040.
- 17: Skalgruskalksten, övre krita. Maltesholm 2D 9 h, 6198110/1387860 (analysdata från Shaikh m.fl. 1990).

Utgivna kartblad



Sveriges geologiska undersökning
 Box 670
 751 28 Uppsala
 Tel: 018-17 90 00
 Fax: 018-17 93 70
 www.sgu.se

Uppsala 2004
 ISSN 0586-1543
 ISBN 91-7 158-698-9
 Tryck: Elanders Tofters AB