

Diciembre 2009

Proyecto europeo GeoCapacity



Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide

Grupo de Almacenamiento Geológico de CO₂ (IGME)

Miguel Ángel Zapatero Rodríguez
Isabel Suárez Díaz
Alicia Arenillas González
Mónica Marina Rojo
Ruxandra Catalina Nita
Roberto Martínez Orío



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN



Instituto Geológico
y Minero de España

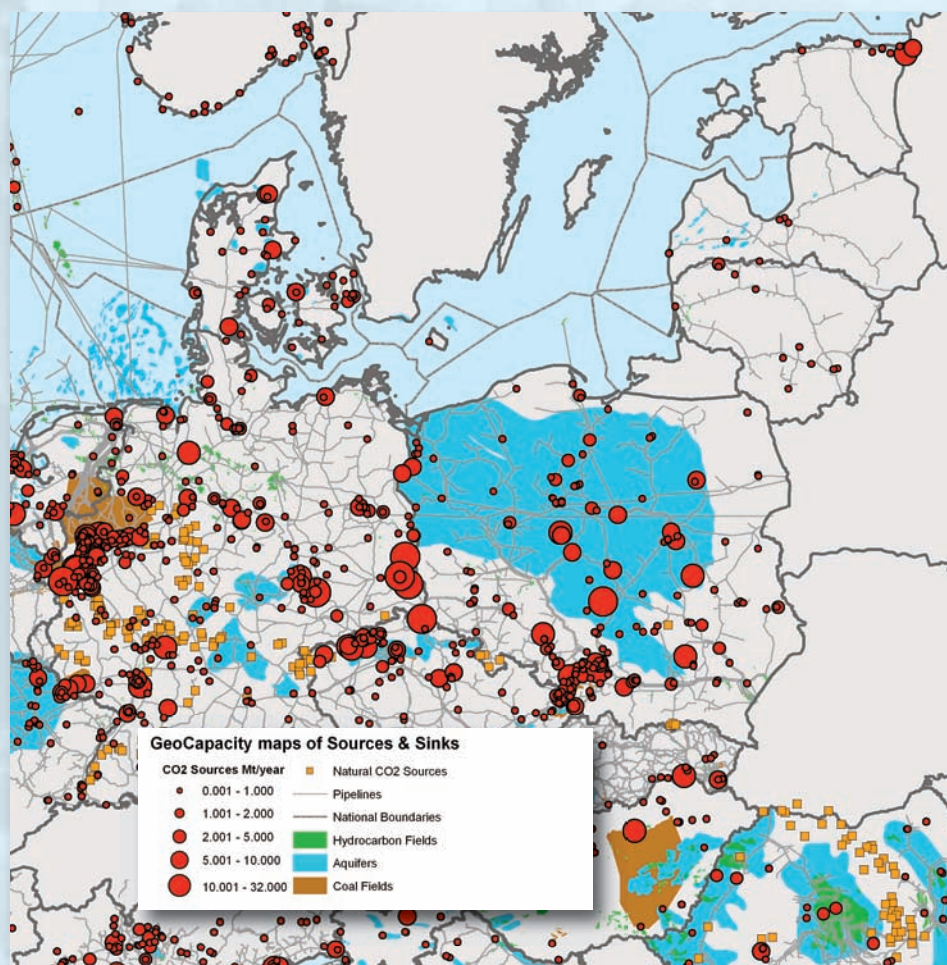
Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide

Finding CO₂ storage opportunities in Europe

According to current scientific insights, large reductions in greenhouse gas emissions will be necessary in the next few decades to keep climate change within acceptable limits. This presents the EU with a considerable challenge that can not be met by energy efficiency measures or renewable energy alone. Emissions from the continuing combustion of fossil fuels have to be reduced and geological storage of carbon dioxide will be an important technological opportunity.

Preparing for the future application of storing carbon dioxide, an extensive assessment of the storage potential across Europe is essential. The GeoCapacity project produced an inventory of all storage locations across the EU. This project, which elaborated on earlier EU co-funded projects such as Joule, GESTCO and CASTOR, was the first to assess the pan-European CO₂ storage capacity. All stationary sources and potential sinks in Europe were mapped using GIS software.

This brochure provides a concise and comprehensive overview, convenient for anyone looking for opportunities in CO₂ Capture and Storage (CCS), and it also presents a tool to support stakeholders in designing their investment strategy.

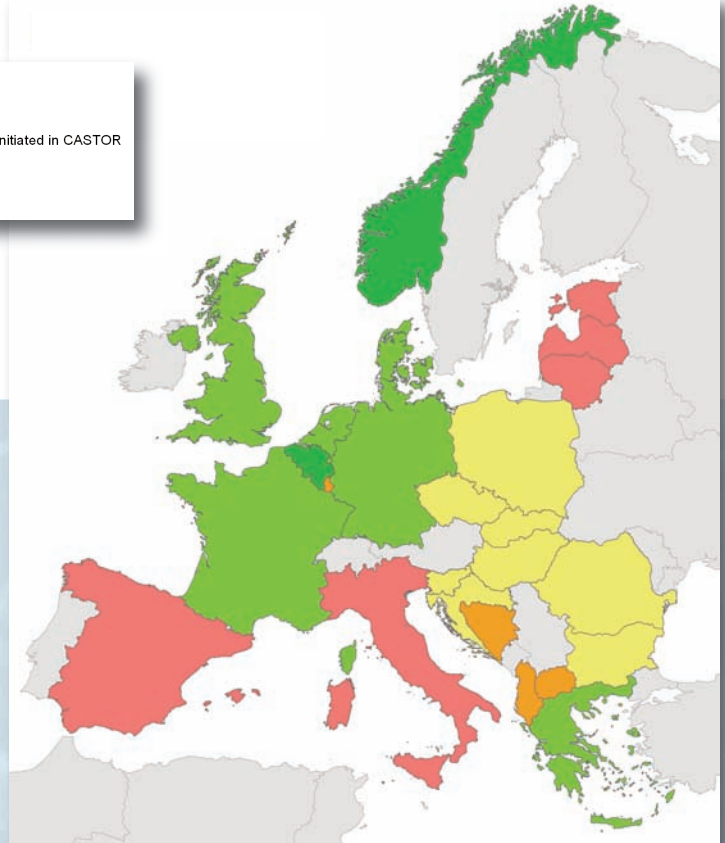


EU GeoCapacity



SIXTH FRAMEWORK PROGRAMME

- Full country evaluation
- Neighbour country review
- Full country evaluation work initiated in CASTOR
- GESTCO country, updated
- GESTCO country, no update



WHAT DOES GEOCAPACITY OFFER?

The geological studies in GeoCapacity have identified considerable storage potential across the EU member states. Geological storage of carbon dioxide (CO₂) is a real option in the majority of the countries studied.

The GeoCapacity project has mapped all large CO₂ point sources, relevant infrastructures such as existing pipelines, and geological storage possibilities in Europe and in the province of Hebei in China. With the help of 26 project partners in 21 countries and many contributions from other organisations most sedimentary basins suitable for geological storage of CO₂ have been studied. The data collected have been integrated into a CCS Geographic Information System (GIS), which makes it easy to access and use the data.

For an adequate assessment of the geological storage capacity in deep saline aquifers, oil and gas structures and coal beds, GeoCapacity developed a standardised method for capacity calculation and site selection. GeoCapacity also created an advanced Decision Support System (DSS) for CCS projects, which was used to evaluate the economic feasibility for a large number of case studies.

The GeoCapacity activities have supported pioneering CCS work, not only in many European countries but also in China. By delivering a GIS and database, an economic evaluation tool and 23 technical reports, the GeoCapacity project has paved the way towards a CO₂ storage atlas of Europe as well as providing valuable progress towards mapping CO₂ storage in China.

THE GEOCAPACITY GIS

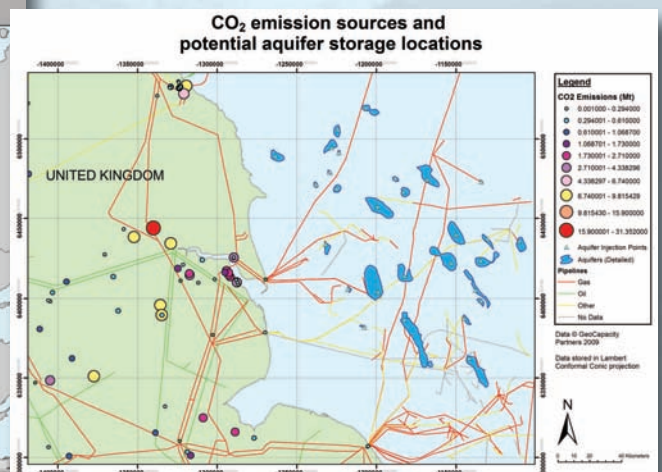
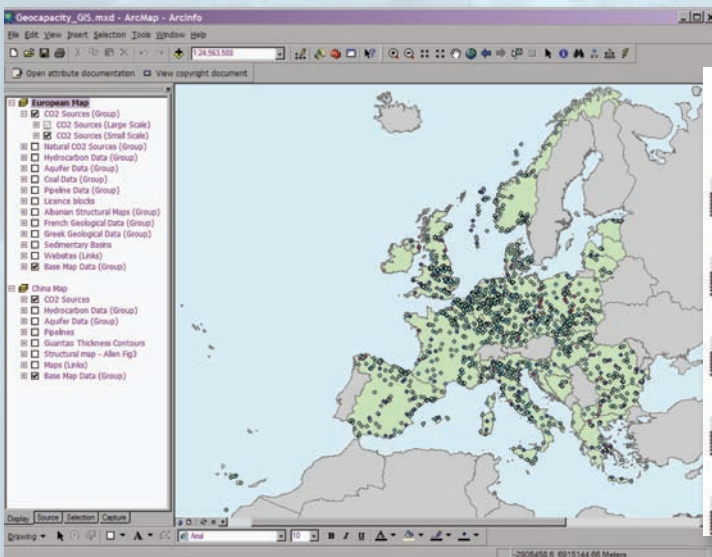
The GeoCapacity GIS allows meaningful access to a wide range of CCS data. Users can simultaneously view one or more layers of data, for example combining the location of

the CO₂ sources and possible CO₂ sinks. It also enables the user to manipulate and perform extensive on-screen analysis on all available data.

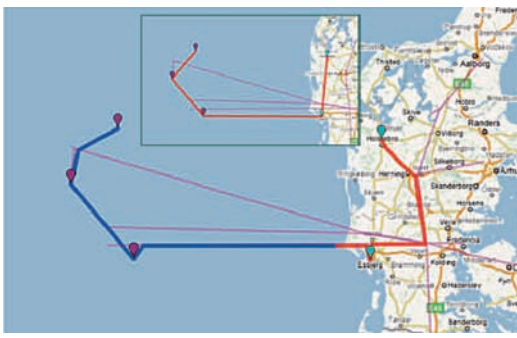
The data used by the GIS system includes CO₂ emission sources, potential CO₂ storage sites (aquifers, coal fields and hydrocarbon fields) and potential CO₂ transportation routes. The point location data for the emission sources and potential storage sites for each country were input to specifically designed databases, to ensure data consistency.

These databases were then merged to create datasets covering the entire project area for use in the GIS. The GIS also displays the location of potential CO₂ transportation routes, based on the routes of existing pipelines in all respective countries. Further data such as the outlines of the aquifers, coal fields and hydrocarbon fields are included to give a visual representation of the extent of these storage sites.

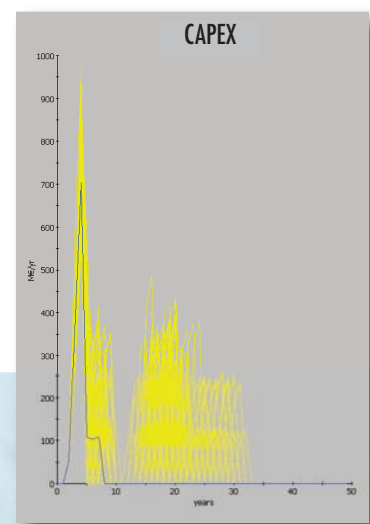
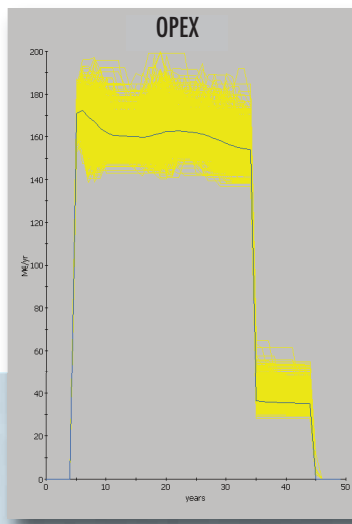
The GIS can provide visualisation of the location of CO₂ emission sources and corresponding CO₂ storage sites both on screen and through the production of printed maps. A webGIS system has also been developed to allow partners access to the data via the GeoCapacity website.



Example map produced by the GIS



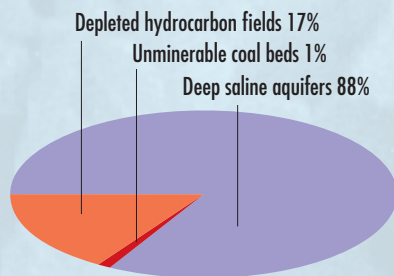
Above: A hypothetical example of a CO₂ network in Denmark. The tool aligns the network with existing pipelines (purple), which results in another system than originally designed (inset). **Right:** Investment costs (CAPEX) during the lifetime of the CCS project, and operation and maintenance cost (OPEX), in million €/yr.



STORAGE POTENTIAL ACROSS EUROPE

The inventory of the CO₂ storage potential in deep saline aquifers, depleted hydrocarbon fields and un-mineable coal beds across Europe is based on two approaches: regional assessment and actual storage site calculation. A standardised methodology for site selection, site ranking and storage capacity calculation ensures that data from individual areas and countries are consistent and comparable.

The GeoCapacity database includes storage capacity of 360 billion tonnes (Gt) of CO₂: 326 Gt in deep saline aquifers, 32 Gt in depleted hydrocarbon fields and 2 Gt in un-mineable coal beds. About one third of the capacities lie onshore. Some of the estimated storage capacity is within geological trap structures, but a large part is in regional deep saline aquifers. The largest storage capacities are located within the Norwegian North Sea area. In order to provide a minimum estimate, all countries have also provided conservative estimates of storage capacity. The conservative overall storage capacity for Europe is estimated at 117 Gt: 96 Gt in deep saline aquifers, 20 Gt in depleted hydrocarbon fields and 1 Gt in un-mineable coal beds. One should realise that for every storage capacity estimate it is essential to recognize the underlying methodology and to interpret the values critically.



Annual European CO₂ emissions, from sources emitting more than 0.1 million tonnes per year, total approximately 1.9 Gt. When related to the conservative storage estimates, the European storage potential is sufficient for about 60 years of emissions at the present level.

THE ECONOMIC TOOL (DSS)

In order to keep investment in CCS sustainable and feasible, consideration must be given to economic and regulatory requirements. Optimal matching of emission points and storage sites is necessary. The GeoCapacity DSS tool evaluates the economic feasibility of individual CO₂ capture, transport and storage (CCS) projects. The tool can be applied in the first stages of planning CCS projects and helps in finding options for CCS throughout Europe. Each element in the CCS chain (capture, compression, transport and storage) is represented in the tool.

The geological properties of the subsurface storage reservoirs are key drivers in any CCS project. Such a project can consist of a number of CO₂ sources and sinks, connected by a pipeline network. Given the location of the selected sources and sinks, the tool computes the optimal network of pipelines using the GeoCapacity database. The tool also computes economic key performance indicators, such as the total cost (net present value) of the project. By using a Monte Carlo approach, the uncertainty in any of the input variables is accounted for. The results can be used to study the sensitivity of the project's economics to capture, compression, transport and storage aspects.

As an example of the output, a hypothetical network of a CCS project in Denmark is presented below, accommodating two onshore sources and three offshore sinks (left panel). The investment and maintenance costs of a CCS during a lifetime of 30 years are another output example (right panel). The curves show the uncertainty in the timing of future costs, as well as in the magnitude of costs. Of course the investment costs at the start of the project are high, due to capture installations, construction of the first elements of the network and development of the first sinks. Later investments (15 to 30 years later) are due to additional network construction and new storage site developments.

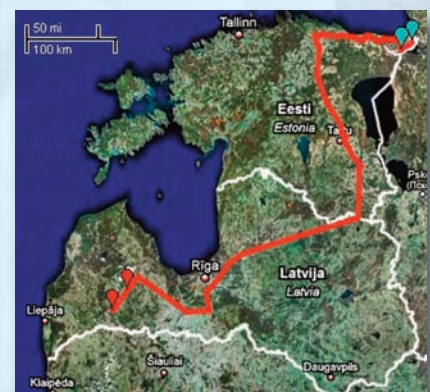
EXAMPLES OF ECONOMIC EVALUATION

The economic DSS tool has been applied to evaluate fifteen different CCS projects in various eastern and southern European countries, with emissions varying from less than 0.2 million tonnes of CO₂ to over 2.5 million tonnes per year. The CO₂ emission avoidance costs vary considerably between projects, mainly depending on size, distance between source and storage site and type of capture technology.

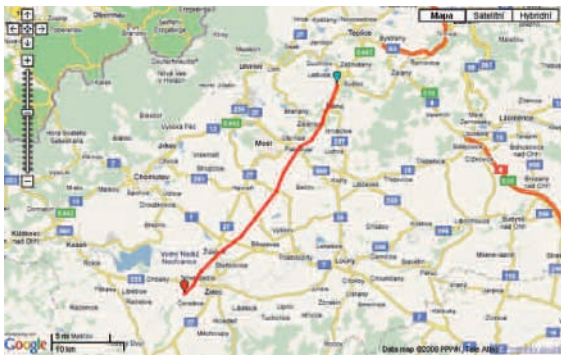
Two examples are presented here.

Estonia - Latvia cross-border case study

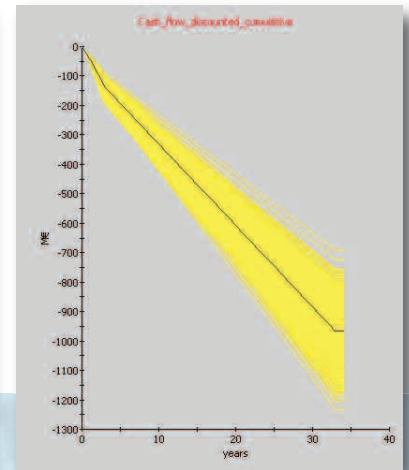
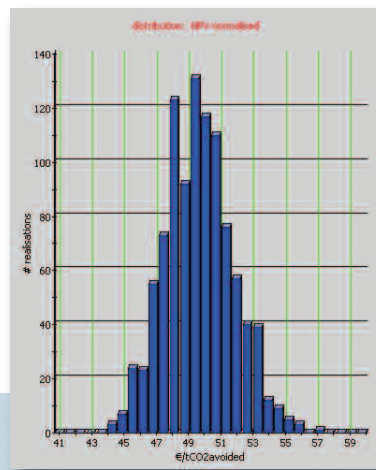
In this Estonian / Latvian cross-border project, CO₂ is captured from two power plants, Eesti Elektriijaam and Balti Elektriijaam, close to the city of Narva in Estonia. The captured CO₂ will be transported to two anticlinal structures within the



Estonian-Latvian case study. Power plants are shown by green-blue symbols, while storage sites by red symbols. Proposed CO₂ pipelines (along with natural gas pipelines) are shown by red line



Map of the Ledvice – Zatec area with the proposed pipeline route from source (blue icon) to the storage reservoir (red icon).



Probability distribution of CO₂ capture and storage unit costs per tonne of CO₂ avoided (left) and simulated cumulative cost cash flow (right).

Cambrian aquifers of Latvia: Luku-Duku and South Kandava (see satellite picture). These structures have conservative storage capacity estimates of 40.2 and 44 Mt of CO₂ respectively. The power plants, fuelled by Estonian oil shale, emit 7.7 and 3.3 million tonnes of CO₂ per year respectively.

Oxyfuel capture technology is applied in this scenario: this involves the combustion of the fuel with pure oxygen, resulting in a gas flow with a high concentration of CO₂. The estimated pipeline length required for CO₂ transportation is about 650–800 km. With a conservative aquifer storage capacity for 8 to 11 years of emissions, avoidance costs are rated at 66 Euro per tonne of CO₂. Using a more optimistic estimate of 40 years of storage capacity, avoidance costs are significantly lower. The development period of the CCS project could take four to six years.

Besides economics, other critical issues have been identified, such as public acceptance, financing and negotiations with Latvian landlords. It might be necessary to change Latvian land laws.

Czech case study

The second scenario concerns post-combustion capture of CO₂ from a planned lignite-fired power plant at Ledvice. The CO₂ would be stored in deep saline aquifers situated in the Zatec Basin, about 50 kilometres from the source. The Zatec Basin represents one of the largest potential storage structures in the Czech Republic; its estimated storage capacity is over 90 million tonnes CO₂. Future investigations of the structure should prove its suitability as a storage location.

In this case study about 0.8 million tonnes of CO₂ will be captured and stored annually. Evaluation with the DSS tool shows that the total cost of the project is close to one billion Euros. The avoidance costs are calculated at 44 to 56 Euros per tonne of CO₂ (see graph).

www.geocapacity.eu

The EU GeoCapacity project was initiated and carried out by 26 project partners, mainly from geological research institutions, and was co-financed by the European Commission (within the Sixth Framework Programme).

The project has been co-ordinated by Thomas Vangkilde-Pedersen, Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS).

PROJECT CONSORTIUM



SIXTH FRAMEWORK PROGRAMME



1. MARCO GENERAL DEL PROYECTO.....	3
1.1. Introducción.....	4
1.2. Objetivos y desarrollo del proyecto europeo GeoCapacity	5
1.3. Aplicación de la metodología del Proyecto europeo GeoCapacity para la búsqueda de almacenes de CO ₂ en España	11
2. POSIBILIDADES DE ALMACENAMIENTO DE CO₂ EN FORMACIONES PERMEABLES PROFUNDAS EN ESPAÑA.....	21
2.1. CUENCA DEL TAJO.....	22
2.1.1. MARCO GEOLOGICO GENERAL.....	22
2.1.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	25
2.1.3. EVALUACIÓN ESTRATIGRÁFICA, PETROLÓGICA Y PETROFÍSICA DE CONJUNTOS ALMACÉN-SELLO.....	28
2.2. CUENCA DEL EBRO	41
2.2.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL.....	41
2.2.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	43
2.2.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS.....	46
2.2.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO ₂ EN LA CUENCA DEL EBRO	49
2.3. CUENCA DEL DUERO- ALMAZÁN	64
2.3.1. MARCO GEOLOGICO GENERAL.....	64
2.3.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	66
2.3.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS.....	71
2.3.4. UNIDADES SELECCIONADAS COMO POSIBLES ALMACENES DE CO ₂ EN LAS CUENCAS DEL DUERO Y ALMAZÁN	72
2.4. CUENCA DEL GUADALQUIVIR	77
2.4.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL.....	77
2.4.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	83
2.4.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERES.....	90
2.4.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLES ALMACENES DE CO ₂	96
2.5. CUENCA VASCO-CANTÁBRICA	114
2.5.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL.....	114
2.5.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	117
2.5.3. UNIDADES PRESELECCIONADAS A NIVEL REGIONAL COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO ₂ EN LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA	119
2.5.4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	120
2.5.5. ESTUDIO DE SÍNTESIS DE LOS DATOS DE SONDEOS PETROLÍFEROS.....	120
2.6. CORDILLERAS IBÉRICA Y COSTERO-CATALANA	127
2.6.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL.....	127
2.6.2. SONDEOS PETROLÍFEROS	130
2.6.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS.....	134
2.6.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO ₂ EN LA CORDILLERA IBÉRICA	137
3. POSIBILIDADES DE ALMACENAMIENTO DE CO₂ EN CAPAS DE CARBÓN EN ESPAÑA.....	146
3.1. ESTIMACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE CO ₂ EN CAPAS DE CARBÓN EN ESPAÑA	147
4. LA HERRAMIENTA ECONÓMICA (DSS).....	154
4.1. DESCRIPCIÓN.....	155
<i>BIBLIOGRAFÍA.....</i>	<i>157</i>
<i>ANEXO I</i>	

EQUIPO DE TRABAJO Y AGRADECIMIENTOS

El proyecto europeo “Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide”, más conocido por su acrónimo GeoCapacity, se desarrolló entre el 1 de Enero de 2006 y el 31 de Diciembre de 2009, gracias a la financiación del VI Programa Marco de la UE. El presente documento es una descripción de los resultados obtenidos en el proyecto en el territorio español, a través de los trabajos realizados por el Grupo de Almacenamiento Geológico de CO₂ del Instituto Geológico y Minero de España, dirigido por el Dr. Miguel Ángel Zapatero Rodríguez.

Los autores de este informe, pertenecientes al citado grupo, han sido:

- Miguel Ángel Zapatero Rodríguez. Doctor Ingeniero de Minas. Investigador Titular de OPI
- Isabel Suárez Díaz. Ingeniera de Minas. Técnico de I+D+i de OPI
- Alicia Arenillas González. Ingeniera de Minas. Técnico de I+D+i de OPI
- Mónica Marina Rojo. Geóloga. Técnico Superior
- Ruxandra Catalina Nita. Geóloga. Técnico Superior
- Roberto Martínez Orío. Ingeniero de Minas. Técnico de I+D+i de OPI

Asimismo, en algunos de los trabajos del proyecto han participado también:

- Alfredo Iglesias López. Doctor Ingeniero de Minas. Investigador Titular de OPI
- María Ángeles Perucha Atienza. Geóloga. Técnico de I+D+i de OPI
- Javier Sastre Álvaro. Ingeniero de Minas. Investigador en Formación

Los autores del informe agradecen su estrecha cooperación a todas las entidades participantes en GeoCapacity, y especialmente al equipo de coordinación del Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS), formado por Thomas Vangkilde-Pedersen, Niels Peter Christensen, Finn Dalhoff y Hjordis Trapp.

En la fase inicial del proyecto, se contó con la asistencia técnica en régimen de contratación de la empresa GESSAL, especializada en estudios del subsuelo.

Agradecer, finalmente, a la Comisión Europea la publicación en versión inglesa de este documento.

1. MARCO GENERAL DEL PROYECTO

1.1. Introducción

La demanda de energía en el mundo está creciendo y se prevé continuará en aumento en las próximas décadas hasta alcanzar los 16 300 millones de toneladas equivalentes de petróleo en el año 2030 (IEA, 2004). Los combustibles fósiles (petróleo, gas natural y carbón) son hoy día la fuente dominante de la demanda de energía primaria en el sistema energético mundial. A pesar de los esfuerzos de los gobiernos por diversificar las fuentes de energía promocionando el uso de las energías renovables, la principal fuente de energía seguirá estando basada en el uso de los combustibles fósiles ya que su coste continuará siendo competitivo frente al de otras fuentes. Este incremento en el consumo de los recursos fósiles conllevará un aumento de las emisiones de CO₂, principal gas causante del efecto invernadero.

La problemática generada como consecuencia del aumento de gases de efecto invernadero ha obligado a tomar iniciativas que traten de reducir o evitar que el CO₂ de las emisiones antropogénicas de los grandes centros de combustión alcance la atmósfera.

En 1997 la Unión Europea firmó el protocolo de Kyoto para la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático con el objeto de reducir las emisiones de gases de efecto invernadero en la Europa de los quince en un 5,2% para 2012 con respecto al nivel de 1990 y los nuevos Estados miembros de la UE se comprometieron, igualmente, a reducir sus emisiones (Agencia Europea de Medio Ambiente, 2004). Este compromiso adquirido por la UE exige desarrollar líneas de investigación que permitan crear y mejorar la tecnología para reducir estas emisiones. En la Cumbre Europea celebrada en marzo de 2008, la UE se fijó, entre otros, el objetivo de reducir las emisiones de los gases de efecto invernadero un 20% para el año 2020, y un 60- 80% para el año 2050. Con ello se pretende limitar el calentamiento global a no más de 2°C respecto a las temperaturas preindustriales.

Son varias las opciones tecnológicas para reducir las emisiones de GEI: reducción del consumo de energía, uso eficaz de la energía (tanto en la utilización como en la conversión energética), uso de combustibles con menores contenidos en carbono (como el gas natural frente al carbón), promoción de los sumideros naturales de CO₂ (como los bosques, suelos u océanos), uso de fuentes de energía con bajos niveles de emisión de CO₂ (como las energías renovables o la nuclear) y la Captura y Almacenamiento Geológico de CO₂ (CAC). Según el Informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) la Captura y Almacenamiento de CO₂ contribuiría entre el 15 y el 55% al esfuerzo mundial de mitigación acumulativo hasta el 2100.

El CO₂ debe ser capturado en los centros de emisión, para ello existen diversos métodos en distintas etapas de maduración tecnológica, y transportado por gaseoductos o camiones hasta el emplazamiento donde será inyectado a altas profundidades (>800 metros). El almacenamiento geológico de CO₂ implica la localización de las formaciones geológicas adecuadas, capaces de almacenar grandes cantidades de CO₂ durante largos periodos de tiempo sin que exista ningún riesgo de escape y a un coste razonable. Los tipos de depósitos que se consideran aptos para llevar a cabo dicha inyección son las formaciones permeables profundas, los yacimientos de hidrocarburos (petróleo, gas) agotados o en vías de agotamiento y las capas de carbón profundas o de difícil explotación.

La opción de Captura y Almacenamiento Geológico de CO₂ (CAC) es por tanto, una de las soluciones más prometedoras para la mitigación del efecto invernadero a corto-medio plazo, mientras los combustibles fósiles sigan siendo la base principal de la generación de energía.

1.2. Objetivos y desarrollo del proyecto europeo GeoCapacity

El proyecto europeo GeoCapacity (Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide), financiado por el VI Programa Marco de la UE, ha tenido como **objetivo principal la determinación de la capacidad europea para el almacenamiento geológico de CO₂**. Se ha pretendido para ello elaborar un sistema integrado europeo de centros de emisión de CO₂, infraestructuras de transporte y potenciales almacenes geológicos que posibilite la implementación, a nivel europeo, de la Captura y Almacenamiento Geológico de CO₂ (CAC) como método de mitigación del efecto invernadero.

El proyecto GeoCapacity es continuación del proyecto Gestco (Geological Storage of CO₂ from Combustión of Fossil Fuel), finalizado en 2003 y financiado por el V Programa Marco de la UE, en el que participaron ocho países (Noruega, Dinamarca, Reino Unido, Bélgica, Países Bajos, Alemania, Francia y Grecia). Los estudios fueron llevados a cabo por los respectivos institutos geológicos nacionales y coordinados por el Instituto Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS).

El proyecto GeoCapacity ha tenido una duración real de 4 años (01/01/2006-31/12/2009), aunque administrativamente por cuestiones presupuestarias del VI Programa Marco figuraran 3 años. El cuarto y último año ha sido especialmente importante como colofón a los 3 años anteriores dedicados a trabajos técnicos. Durante este último año, se ha trabajado en la unificación e integración de los resultados de todos los países participantes mediante un SIG, además de en el desarrollo y aplicación de un software para la evaluación económica del almacenamiento (DSS). También se han dedicado muchas horas de trabajo a la diseminación de resultados en todos los foros internacionales de expertos más influyentes dentro de la UE y en el resto del mundo. China se integró una vez comenzado el proyecto, participando en la presentación de resultados en la Conferencia Final del Proyecto que tuvo lugar en Copenhague en Noviembre del 2009.

Los estudios acometidos se han centrado principalmente en los países del Este, Centro y Sur de Europa. Los trabajos en los países que ya formaban parte del proyecto Gestco han consistido fundamentalmente en llevar a cabo las oportunas actualizaciones a los estudios ya realizados. El proyecto GeoCapacity se ha fundamentado en los resultados obtenidos en el proyecto Gestco así como en las metodologías de trabajo desarrolladas en el mismo.

Otros objetivos del proyecto GeoCapacity han sido el desarrollo de metodologías para la estimación de las capacidades, la creación de modelos económicos y el establecimiento de criterios de selección de emplazamientos. También se ha iniciado la colaboración científica con países como China, miembro del CSLF (Carbon Sequestration Leadership Forum), con el objeto de establecer un marco para la cooperación internacional que facilite la transferencia de tecnologías.

Los objetivos del proyecto GeoCapacity han sido:

- Realización de un inventario y mapas de las principales fuentes de emisión de CO₂ e infraestructuras de trece países europeos (Bulgaria, Croacia, República Checa, Estonia, Hungría, Italia, Letonia, Lituania, Polonia, Rumania, Eslovaquia, Eslovenia y España), así como una revisión en cuatro estados vecinos (Albania, Macedonia,

Bosnia- Herzegovina, Luxemburgo) y las actualizaciones para otros cinco países (Alemania, Dinamarca, Reino Unido, Francia, Grecia).

- Estimación del potencial regional y local de la capacidad de almacenamiento geológico de CO₂ de cada uno de los países participantes en el proyecto.
- Definición de los posibles escenarios y evaluación económica de los mismos.
- Establecimiento de criterios para la valoración de la capacidad de almacenamiento geológico de CO₂ en Europa.
- Desarrollo y uso de herramientas como sistemas geográficos de información (SIG) para la realización de los mapas e integrar la información del inventario de las principales fuentes de emisión de CO₂, así como el desarrollo y mejora de un software para la evaluación económica del almacenamiento, el denominado sistema de ayuda de decisión (DSS) que fue desarrollado en el proyecto Gestco.
- Desarrollo de criterios técnicos para la selección de emplazamientos.
- Iniciar las actividades de colaboración internacional en el campo del almacenamiento geológico de CO₂ con países miembros del CSLF con el propósito de facilitar la transferencia de tecnologías y establecer futuras actividades comunes.

Cada entidad ha estado representada en el proyecto por un líder, experto en almacenamiento de CO₂, dentro de los conocimientos actuales sobre un tema tan novedoso y amplio como es el que nos ocupa (ver Tabla 1). También se ha contado con la colaboración de expertos internacionales de la talla de Stefan Bachu, Sam Halloway, etc.

Se han llevado a cabo numerosas reuniones de trabajo (Workshop) en el transcurso del proyecto con el objeto de efectuar un seguimiento de los desarrollos de los trabajos, así como para el establecimiento de las pautas para la ejecución las diferentes fases del proyecto. En total se han celebrado 12 workshops con una duración media de 4 días en cada uno, organizándose cada vez en un país de los diferentes participantes. El Workshop organizado por el IGME tuvo lugar en la ciudad de Toledo en Junio del 2006.

Se han elaborado mapas y se ha creado una base de datos que recoge las principales fuentes de emisión de CO₂, infraestructuras y potenciales zonas almacén de trece países europeos (Bulgaria, Croacia, República Checa, Estonia, Hungría, Italia, Letonia, Lituania, Polonia, Rumania, Eslovaquia, Eslovenia y España), así como también se ha realizado una revisión en cuatro estados vecinos (Albania, Macedonia, Bosnia-Herzegovina, Luxemburgo) y las actualizaciones pertinentes para otros cinco países (Alemania, Dinamarca, Reino Unido, Francia, Grecia).

En este proyecto se ha realizado una valoración del potencial regional y local de almacenamiento geológico de CO₂ en cada uno de los países involucrados en el mismo, así como el establecimiento de una metodología unificada, para todos los países participantes en el proyecto Geocapacity, para la estimación de las capacidades de almacenamiento en las distintas formaciones susceptibles de constituir almacenes para el CO₂: formaciones permeables profundas, yacimientos de petróleo o gas natural depletados y/o agotados y capas de carbón.

El Instituto Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS) ha sido el coordinador del proyecto y por tanto, el encargado de la supervisión de todas las actividades. Los trabajos relacionados con los sistemas de información geográfica (GIS) han sido dirigidos por el Instituto Geológico Británico (BGS) mientras que los trabajos económicos fueron liderados por el Instituto Geológico Holandés (TNO).

Tabla 1: Lista de organismos de investigación y partners participantes en el proyecto GeoCapacity. (fuente: <http://www.geology.cz/geocapacity>)

LIST OF PARTICIPANTS			
Nº	Organisation Name	Country	Lider
1	Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS)	Denmark	Niels Peter Christensen
2	University of Sofia (US)	Bulgaria	Georgi Georgiev
3	University of Zagreb (RGN)	Croatia	Bruno Saftic
4	Czech Geological Survey (CGS)	Czech Republic	Vit Hladík
5	Institute of Geology at Tallinn University of Technology (IG TUT)	Estonia	Alla Schogenova
6	Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)	France	Yves-Michel le Nindre
7	Institute Française du Pétrole (IFP)	France	Yann Le Gallo
8	Institute for Geology and Mining Engineering (IGME)	Greece	George Hatziyannis
9	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffen (BGR)	Germany	Franz May
10	Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI)	Hungary	Endre Hegediis
11	National Institute of Oceanography and Applied Geophysics (OGS)	Italy	Sergio Persoglia
12	Latvian Environment, Geology and Meteorology Agency (LEGMA)	Latvia	Inara Nulle
13	Lithuanian Geological Survey (LGS)	Lithuania	Saulius Šliaupa
14	Geological Survey of the Netherlands (TNO-NITG)	Netherlands	Filip Neele
15	Ecofys	Netherlands	Chris Hendriks
16	Academy of Science (MEERI)	Poland	Radoslaw Tarkowski
17	Geophysical Exploration Company (PBG)	Poland	Dam Wójcicki
18	National Institute of Marine Geology and Geoecology (GeoEcoMar)	Romania	Constantin Stefan Sava
19	Dionyz Stur State Geological Institute (SGUDS)	Slovakia	Ludovít Kucharič
20	GEOINŽENIRING (GEO-INZ)	Slovenia	Marjeta Car
21	Instituto Geológico y Minero de España (IGME)	Spain	Miguel Ángel Zapatero
22	British Geological Survey (BGS)	UK	Samuel Holloway
23	EniTecnologie Spa (Industry Partner)	Italy	Stefano Carminati
24	ENDESA Generacion (Industry Partner)	Spain	Silvia Burgos
25	Vattenfall Poland (Industry Partner)	Poland	Christian Bernstone
26	Ministry of Science and Technology (MOST) - CSLF Partnership	P. R. CHINA	Weying Chen

Para llevar a cabo los trabajos para la estimación de la capacidad europea de almacenamiento geológico de CO₂ y con el propósito de facilitar la cooperación entre los participantes en el proyecto, los países participantes fueron organizados según tres grupos geográficos (figura 1):

- Grupo nororiental: liderado por SGUDS de Eslovenia
- Grupo del este central: liderado por ELGI de Hungría
- Grupo del sur: liderado por la Universidad de Zagreb (Croacia)

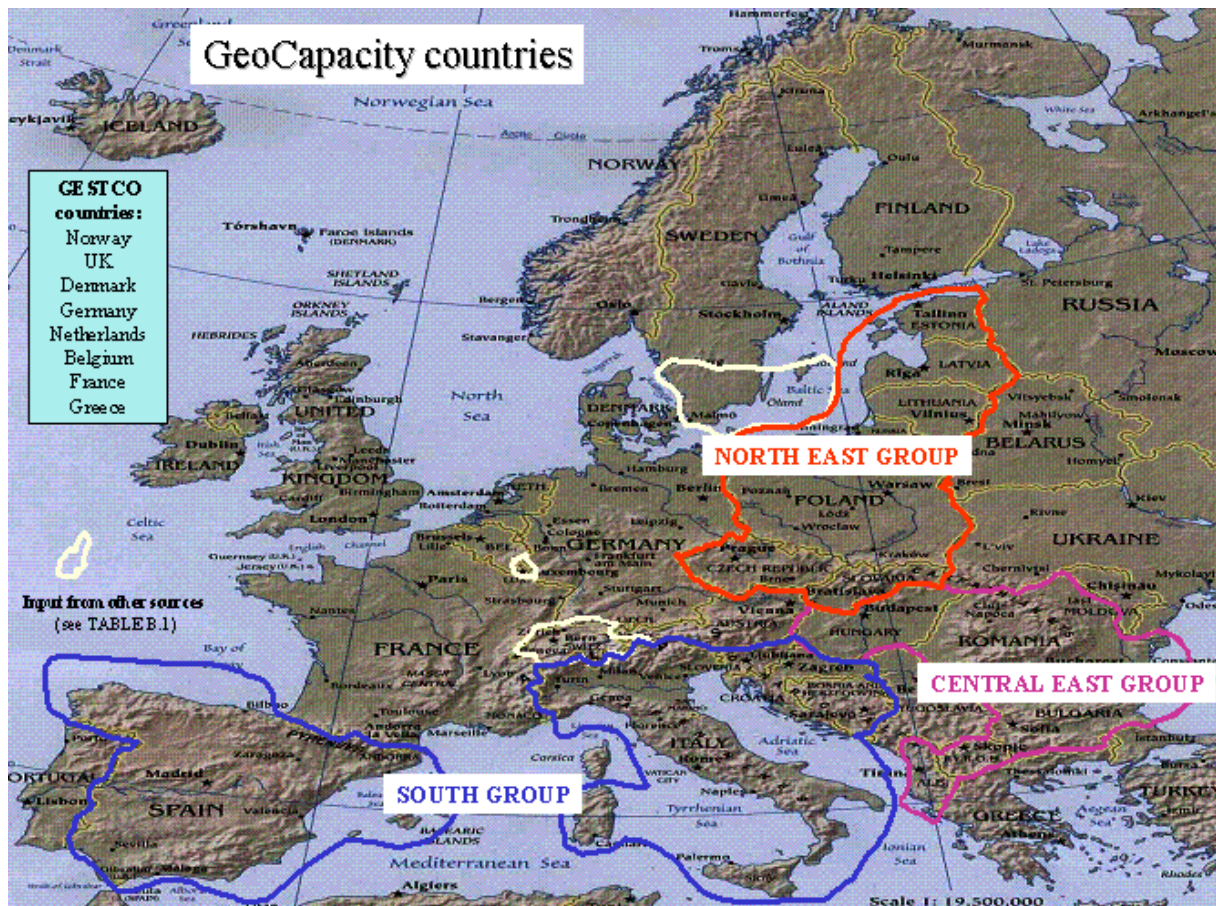


Figura 1: Países participantes en el proyecto europeo GeoCapacity (fuente: <http://www.geology.cz/geocapacity>)

El proyecto europeo GeoCapacity ha contado con representación española mediante la participación del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), como único Organismo Público de Investigación (OPI), y de Endesa Generación, como socio industrial.

Para el cumplimiento de los objetivos del proyecto, el trabajo fue estructurado en siete paquetes (figura 2):

- **Paquete de trabajo 1: Inventarios y GIS**

Comprendió la creación de una base de datos que recogió los principales centros de emisión de CO₂ (>100 000 toneladas CO₂ al año) de todos los territorios involucrados en el proyecto así como toda la información referente a las características de las plantas emisoras, infraestructura de gaseoductos, núcleos urbanos, parques naturales, sismicidad, etc. Todo ello se integró en un sistema de información geográfica (SIG). Este paquete de trabajo fue liderado por el Instituto Geológico Británico (BGS).

- **Paquete de trabajo 2: Capacidad en formaciones permeables profundas**

Este paquete de trabajo se ocupó de la valoración del potencial de almacenamiento de CO₂ en formaciones permeables profundas en todos los países europeos implicados en el proyecto, especialmente en los países que no formaban parte del proyecto Gestco, llevándose a cabo una estimación de las capacidades a nivel regional y local así como una estimación más detallada de, al menos, dos casos de estudio en cada país. Estos trabajos se efectuaron en cada uno de los tres grupos de trabajo (nororiental, este-central y sur). También se realizaron las

oportunas actualizaciones en los países que participaron en el proyecto Gestco. El paquete fue liderado por el Instituto Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS).

- ***Paquete de trabajo 3: Capacidad en almacenes económicos con recuperación secundaria (EOR, EGR, ECBM)***

Los trabajos de estimación de la capacidad del potencial de almacenamiento de CO₂ en formaciones permeables profundas fueron completados con una valoración de los almacenes económicos con recuperación secundaria como son los depósitos de petróleo y gas (EOR y EGR) y las capas de carbón con alto contenido en metano (ECBM). Este paquete fue liderado por el Instituto Francés del petróleo (IFP).

- ***Paquete de trabajo 4: Criterios de selección de emplazamientos***

El objetivo de este paquete de trabajo fue la definición de los criterios geológicos y técnicos para llevar a cabo la selección de emplazamientos seguros para el almacenamiento de CO₂. El coordinador del paquete de trabajo fue el Instituto Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS).

- ***Paquete de trabajo 5: Evaluación económica***

Realización de mejoras en el software del sistema de ayuda de decisión (DSS) con el objetivo de poder realizar, de un modo sencillo, mediante el uso de esta herramienta, valoraciones económicas cada vez más complejas de los diferentes escenarios. El Instituto Geológico Holandés (TNO) lideró este paquete de trabajo.

- ***Paquete de trabajo 6: Cooperación internacional***

Su objetivo fue establecer actividades de colaboración en el campo del almacenamiento geológico de CO₂ entre la UE y los países miembros del CSLF (Carbon Sequestration Leadership Forum) con el propósito de facilitar transferencias de tecnológicas y establecer futuras actividades comunes. El paquete estuvo liderado por la Oficina Francesa de Investigación de Geología y Minería (BRGM).

- ***Paquete de trabajo 7: Coordinación y divulgación***

Se encargó de la coordinación de las distintas actividades del proyecto, facilitando la colaboración entre los miembros. Este grupo de trabajo, además, fue el encargado de la divulgación de los trabajos y resultados del proyecto, así como de la creación de una página web. Fue liderado por el Instituto Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS).

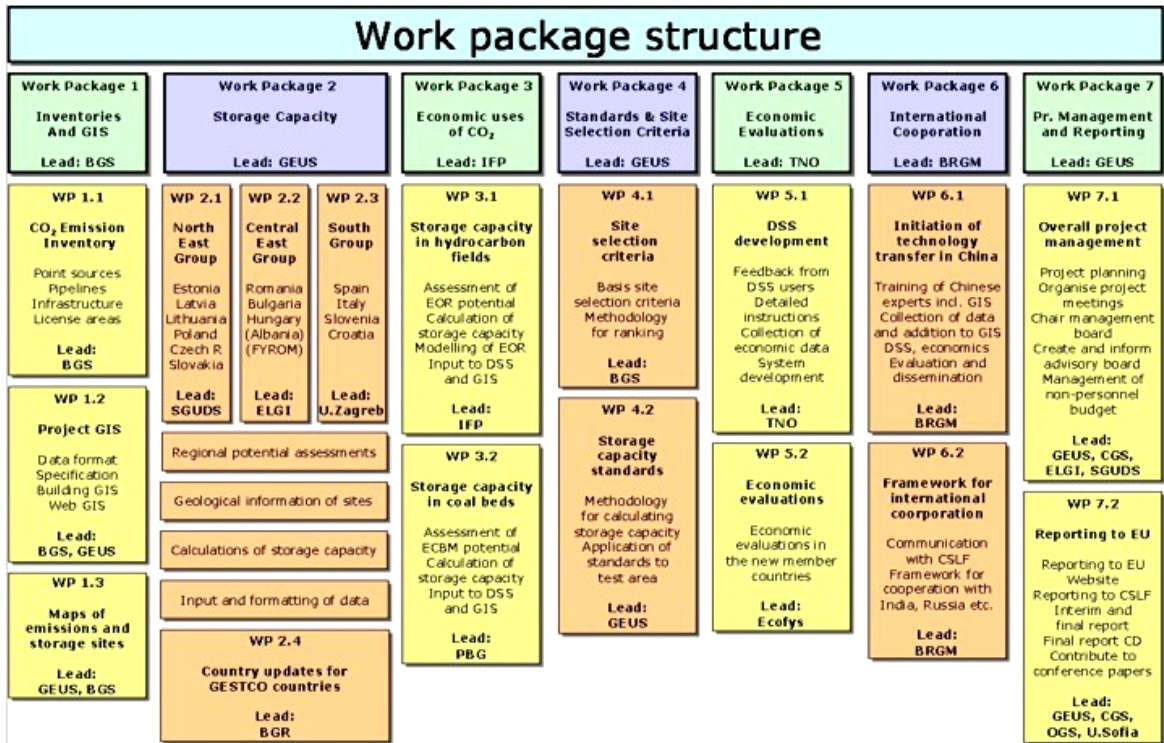


Figura 2: Paquetes de trabajo del proyecto europeo GeoCapacity (fuente: <http://www.geology.cz/geocapacity>)

1.3. Aplicación de la metodología del Proyecto europeo GeoCapacity para la búsqueda de almacenes de CO₂ en España

El proyecto europeo GeoCapacity ha contado con representación española mediante la participación del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), como Organismo Público de Investigación (OPI), y de Endesa Generación, como socio industrial.

El IGME, y más concretamente su Grupo de Almacenamiento de CO₂, ha participado en el desarrollo de criterios técnicos para la selección de emplazamientos y en el establecimiento de la metodología común, a adoptar por todos los países participantes en el proyecto GeoCapacity, para determinar el potencial regional y local de almacenamiento geológico de CO₂. El desarrollo de los distintos pasos que conforman dicha metodología establecida, ha sido el fundamento de los trabajos realizados por los técnicos del IGME para la estimación de la capacidad de almacenamiento de CO₂ en España.

El IGME ha elaborado un inventario de los principales centros de emisión a nivel nacional (>100.000 toneladas de CO₂ al año) en el que se incorpora toda la información referente a las características de las plantas emisoras, infraestructura de gaseoductos, núcleos urbanos, parques naturales, sismicidad, etc. de España. Esta información ha sido integrada en un SIG, el cual ha permitido generar los mapas correspondientes.



Figura 3: Mapa con las principales fuentes de emisión de CO₂ (>100 000 t/año) e infraestructuras de transporte. (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2007)

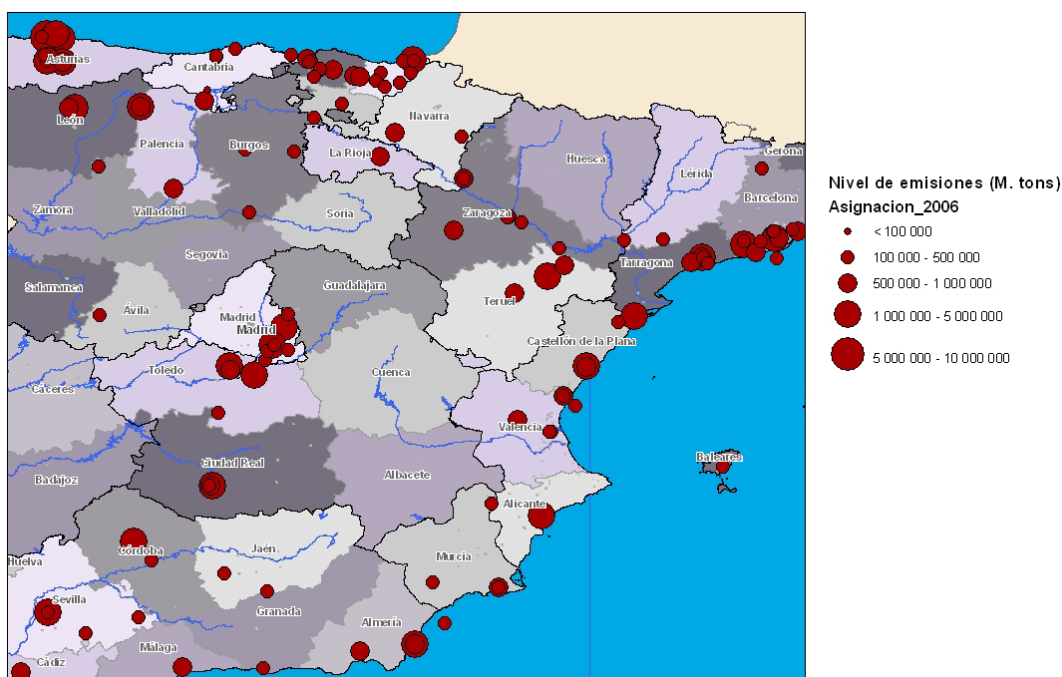


Figura 4: Mapa de detalle de los puntos de emisión en el este de la Península Ibérica (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂)

Con el objeto de realizar una preselección de zonas favorables para el almacenamiento de CO₂ en España para cada tipo de almacén (formaciones permeables profundas, yacimientos de hidrocarburos y capas de carbón), el IGME llevó a cabo la recopilación de toda la información existente y disponible del subsuelo español (bibliografía, cartografía existente, sondeos profundos para petróleo, minería y aguas subterráneas, geofísica, etc.) procedente de muy diversas fuentes. Dicha información fue analizada minuciosamente y, tras la aplicación de ciertos criterios de selección establecidos, se descartaron algunas zonas para la realización de futuras actuaciones. En el resto de las zonas del territorio español se realizó una clasificación en función de su potencialidad, distinguiéndose de entre las zonas más convenientes para continuar los trabajos, aquellas con posibilidades pero de mayor riesgo y aquellas con mayores necesidades de exploración, y por tanto inversión.

Los sondeos profundos y las campañas geofísicas existentes fueron fundamentales para la realización de dicha clasificación. Se analizaron los sondeos antiguos profundos, de más de 1000 m, con el propósito de identificar, el par sello-almacén a la profundidad de aproximadamente 800 m, que es la que asegura el estado supercrítico del CO₂ con el fin de que ocupe el menor volumen posible. Se analizaron también las campañas sísmicas para identificar las estructuras (anticlinales o sinclinales) o, en caso de no existir estructura, asegurar la continuidad lateral del par sello-almacén identificado. En los casos en que se consideró oportuno, se reinterpretaron las diagramas de los sondeos y las campañas sísmicas. Se elaboraron mapas detallados en profundidad de las formaciones almacén y sello, así como del techo de la estructura o trampa.

En las zonas preseleccionadas se realizaron trabajos geológicos de detalle (cortes geológicos, recogida de muestras, estudios hidrogeológicos y estratigráficos, etc.), así como trabajos de laboratorio (análisis de muestras, pruebas de porosidad, permeabilidad, estudios petrográficos, isotermas de adsorción, ensayos geomecánicos, análisis de aguas, etc.), orientados a la determinación de los parámetros necesarios para la caracterización de las formaciones almacén y sello.

Los primeros trabajos orientados al establecimiento de una metodología para la estimación de la capacidad de almacenamiento de CO₂ fueron llevados a cabo por el CSLF (Carbon Sequestration Leadership Forum) y publicados en el documento "Estimation of CO₂ Storage Capacity in Geological Media - Phase 2" (Bachu et al., 2007) que contó con la contribución de varios miembros del proyecto GeoCapacity como co-autores del mismo.

Es admitido que la capacidad de almacenamiento geológico de CO₂ constituye un recurso geológico ("commodity"). Por ello, puede ser expresada según el esquema clásico de recursos-reservas mineros, siendo conceptualizada, por tanto, como un recurso piramidal (figura 5).

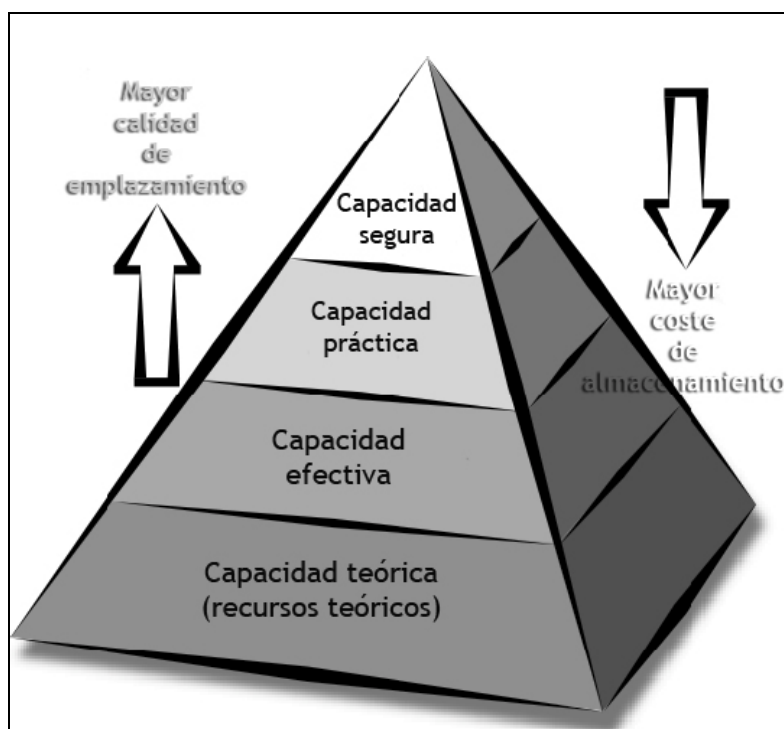


Figura 5: Concepto piramidal de la capacidad de almacenamiento según el esquema clásico de recursos-reservas. (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2008, modificado de CSLF)

El grado de caracterización del almacén influye en la precisión con que puede determinarse la capacidad de almacenamiento de una formación en un determinado emplazamiento. La base de la pirámide corresponde a la capacidad teórica y la parte superior a la capacidad segura. La confirmación hacia la capacidad más segura es cada vez más costosa, a medida que se va reduciendo el ámbito de estudio. Así, la **capacidad teórica** (base de la pirámide) es el valor de capacidad que se obtendría si fuera posible aprovechar el volumen de poro completo de las formaciones geológicas susceptibles de almacenar CO₂, representa por tanto el límite superior de la capacidad estimada. Sin embargo, esta estimación, que se corresponde con una escala de trabajo regional, es poco realista ya que en la práctica siempre existirán limitaciones técnicas, legales y económicas que harán que la capacidad segura, comprobada mediante la caracterización completa del almacén, sea siempre menor. La **capacidad efectiva o realista** es la que resulta tras aplicar una serie de limitaciones técnicas (geológicas y de ingeniería) a la capacidad teórica, como consecuencia de poseer un mayor grado de conocimiento del almacén, por lo que dicha estimación es más pragmática que la de la capacidad teórica. La **capacidad práctica o viable**, que se corresponde con el concepto tradicional de

reservas probadas utilizado en minería, se obtiene al aplicar una serie de consideraciones legales, reguladoras y económicas a la capacidad efectiva. La **capacidad segura o probada** (parte superior de la pirámide) se corresponde con el concepto tradicional de recursos usados en minería y representa la capacidad que ha sido comprobada mediante la caracterización completa del almacén, teniendo en cuenta otros muchos factores como puedan ser la situación de las fuentes, el análisis de suministros o la ingeniería de la operación.

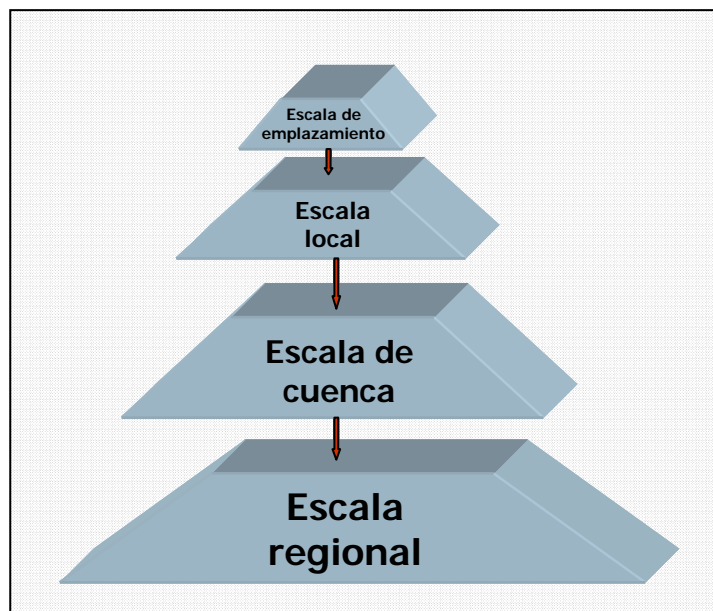


Figura 6: Escalas de trabajo para las diferentes etapas de estudio de almacenes de CO₂ (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2008, modificado de CSLF)

La escala de trabajo (figura 6) es un factor fundamental a tener en cuenta para la valoración de la capacidad de almacenamiento ya que la metodología a aplicar así como la clase y nivel de detalle de los datos que se requieren, varían en función de la escala de trabajo. La **escala regional** equivaldría a una fase de exploración general en la que se realizan estimaciones de la capacidad teórica, ya que se incluyen los volúmenes no económicos y no realistas del almacén. La valoración a una **escala de cuenca** correspondería a un nivel de investigación de detalle focalizado en una cuenca sedimentaria concreta, realizándose estimaciones de la capacidad efectiva en la que se tienen en cuenta factores técnicos. La valoración a **escala local** es muy detallada, normalmente, con un estudio de previabilidad ingenieril, cuando se estudian uno o varios candidatos a nivel de emplazamiento para examinar su capacidad práctica y darle un orden de prioridad. En la **escala de emplazamiento** definitivo, los parámetros del almacenamiento están comprobados, se determina la capacidad probada de almacenamiento y se desarrolla un modelo de funcionamiento de la inyección de CO₂.

En general, los emplazamientos para almacenar CO₂ deben contar con una formación almacén con adecuadas capacidades de almacenamiento e inyectividad, una formación sello competente y un marco geológico suficientemente estable que garantice la integridad del emplazamiento a corto y largo plazo (IPCC, 2005).

La selección de emplazamientos para el almacenamiento de CO₂ requiere la previa selección de formaciones favorables mediante la aplicación de una serie de criterios establecidos. Esta selección se hace a dos niveles:

- 1) Selección del área de emplazamiento

2) Selección de los emplazamientos de inyección

La selección del área de emplazamiento contempla criterios a escala de cuenca o regionales y criterios específicos del tipo de formación (yacimientos agotados de petróleo o gas, formaciones permeables profundas con agua salada, capas de carbón). Los requisitos geológicos a aplicar a escala de cuenca son fundamentalmente de tipo tectónico, hidrodinámico y geotérmico.

El emplazamiento seleccionado para el almacenamiento de CO₂, además de ser geológicamente adecuado, debe ser económicamente viable, técnicamente posible, seguro, socialmente sostenible y aceptado por el público. Existen por tanto, factores de tipo socio-económico, de seguridad y medioambientales que intervienen en la selección de emplazamientos y entre los que se incluyen la conexión con las fuentes de emisión, la disponibilidad de infraestructuras (tanto para la captura y el transporte del CO₂ como para su inyección en profundidad), la existencia de recursos explotables, los aspectos legales, la normativa aplicable, la disponibilidad del terreno, la proximidad a centros de población, la viabilidad económica y el confinamiento y la seguridad del almacenamiento.

Para estimar la capacidad de almacenamiento de los diferentes depósitos españoles se han utilizado distintas ecuaciones según el tipo de almacenamiento del que se trate (capas de carbón, depósitos de petróleo y gas o formaciones con agua salada) si bien, en todas ellas la capacidad de almacenamiento de CO₂, o cantidad de gas que puede albergar un determinado depósito, depende fundamentalmente del producto del volumen de poro (volumen disponible en la estructura) por la densidad del CO₂ a las condiciones de presión y temperatura del almacén. En el cálculo de la capacidad influyen también otros muchos factores como, por ejemplo, la cantidad de CO₂ que puede disolverse en los fluidos de la formación (mecanismo de solubilidad), que quedan reflejados en las ecuaciones en forma de una serie de coeficientes.

Para el cálculo de la **capacidad de almacenamiento en acuíferos salinos profundos** se ha utilizado la ecuación siguiente:

$$M_{CO_2} = A \cdot h \cdot \phi \cdot \rho_{CO_2} \cdot S_{eff}$$

donde:

M_{CO_2} : Capacidad de almacenamiento de CO₂. (t)

A : Área del acuífero regional o de la estructura. (m²)

h : Potencia neta de la formación almacén.(m)

Φ : Porosidad media del almacén. (%)

ρ_{CO_2} : Densidad del CO₂ en condiciones del almacén. (t/m³)

S_{eff} : Coeficiente de almacenamiento (estimado o conocido).

La densidad del CO₂ varía con la profundidad y es función de la presión y de la temperatura.

Las estimaciones de las capacidades de almacenamiento del proyecto GeoCapacity han sido calculadas teniendo en cuenta un coeficiente de almacenamiento (S_{eff}) ya que se ha considerado que la capacidad teórica de almacenamiento, calculada sin tener en cuenta ningún tipo de factor, es poco realista por lo que no es conveniente

utilizarla. El coeficiente de almacenamiento es un factor que refleja la cantidad de volumen de poros que pueden ser saturados con CO₂ en la formación.

Hay que destacar que para el cálculo de las capacidades de almacenamiento a partir de las superficies de techo y muro del almacén, se ha desarrollado dentro del equipo propio del IGME un software que denominamos "CÓDIGO MASA". Con él, a partir de las isobatas disponibles, se ha estimado las capacidades en Tm de CO₂ en todos los polígonos seleccionados durante el trabajo previo, en base a los datos (sondeos y geofísica fundamentalmente) existentes del subsuelo. Por esta razón, hay zonas con un mayor coeficiente de eficiencia que en otras, debido precisamente a su mayor o menor grado de conocimiento.

Para el caso acuíferos regionales se ha usado un coeficiente de almacenamiento (S_{eff}) de 2 %, basado en trabajos realizados por el DOE. Para trampas estructurales o trampas estratigráficas se sugieren distintas aproximaciones. Las más simple es considerar un rango entre 3% y el 40%, para almacenes de baja calidad y almacenes de alta calidad respectivamente (figura 6). Para llevar a cabo los cálculos en las trampas se ha asumido un coeficiente del 40%.

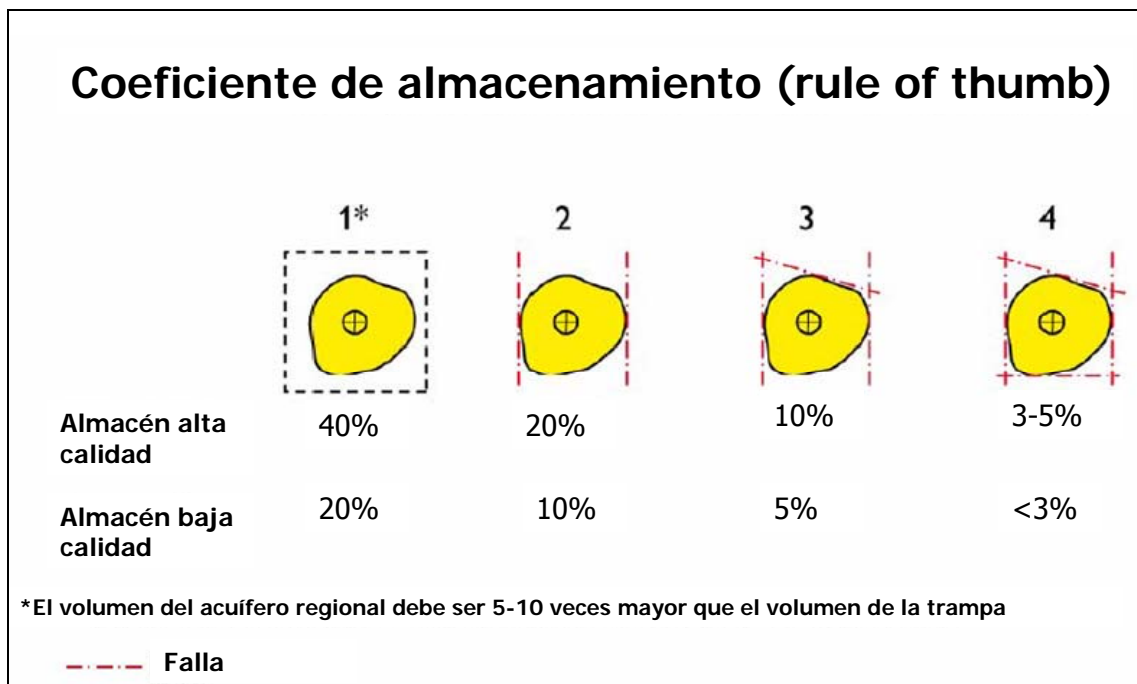


Figura 7: Cálculo del coeficiente de almacenamiento *El volumen del acuífero regional debe ser 5-10 veces mayor que el volumen de la trampa. (Modificado de Storage capacity standards. EU GeoCapacity deliverable D24, 2008)

Otra aproximación sugiere un factor de almacenamiento en función de la profundidad y el volumen del acuífero respecto del volumen de la trampa. (V_{aq}/V_{trap}), tal y como se muestra en la tabla 2.

Para el cálculo de la eficiencia de la trampa se propone la ecuación siguiente:

$$\text{Eficiencia de la trampa} = \frac{V_{CO2}}{V_{trap}} = c \cdot \Delta p \cdot \frac{V_{aq}}{V_{trap}}$$

donde:

$$V_{CO_2} = C \cdot \Delta p \cdot \phi \cdot V_{aq},$$

$$V_{trap} = \phi \cdot V_{trap},$$

siendo:

V_{CO_2} : Volumen de CO₂ almacenado.

C : Compresibilidad del poro más la del fluido ($C_{poro} + C_{fluido}$).

ϕ : Porosidad del almacén.

Δp : Incremento de presión admitida en la inyección.

V_{aq} : Volumen del acuífero.

V_{aq} : Volumen de poro en el acuífero.

V_{trap} : Volumen de la trampa.

V_{trap} : Volumen de poro en la trampa.

V_{aq}/V_{trap} : Relación volumen de poro en acuífero/volumen de poro en la trampa.

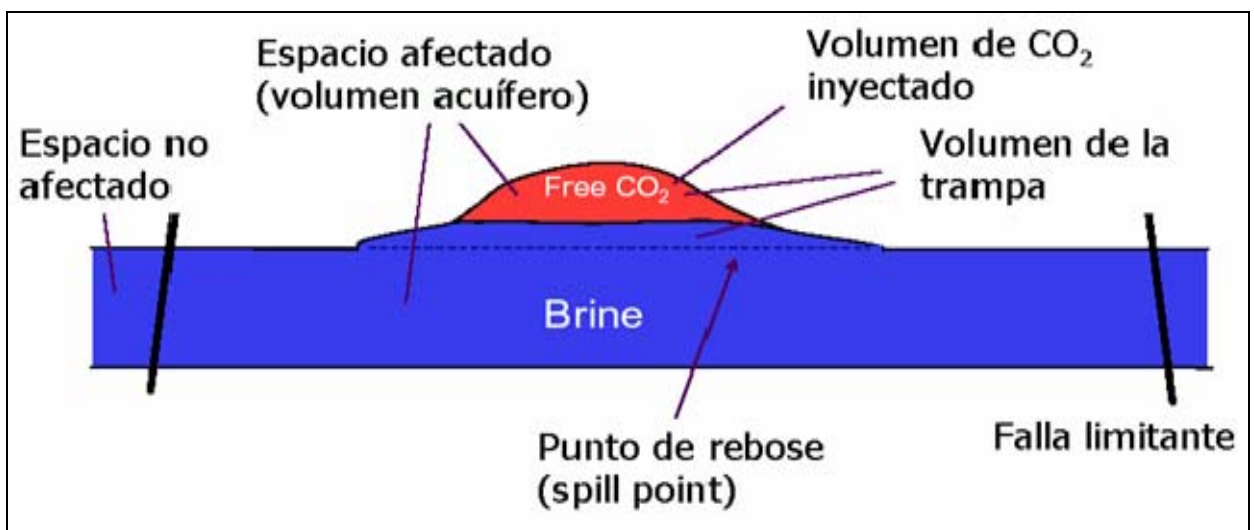


Figura 8: Modelo simple de estimación. (Modificado de Storage capacity standards. EU GeoCapacity deliverable D24, 2008)

Tabla 2: Valores del factor de almacenamiento en función de la profundidad y el volumen del acuífero (Modificado de Neele F., TNO)

Profundidad (m)	Vaq. / Vtrap.				
	1	5	10	50	100
1.000	0,10	0,5	1,0	5	10
1.500	0,15	0,8	1,5	8	15
2.000	0,20	1,0	2,0	10	20
2.500	0,25	1,3	2,5	13	25
3.000	0,30	1,5	3,0	15	30
3.500	0,36	1,8	3,6	18	36

Para un almacén que se encuentra a 2.000 m de profundidad, el factor de almacenamiento para la relación volumen de acuífero/volumen trampa del 5, 10, 50 y 100, es 1%, 2%, 10% y 20% respectivamente, asumiendo un máximo de incremento de la presión del 10 % sobre la presión hidrostática de la formación para dicha profundidad y una compresibilidad total del 10^{-4} bar^{-1} .

Los factores cruciales que definen el volumen almacenable de CO_2 en un almacén geológico son: la capacidad de almacenamiento, la inyectabilidad y la eficiencia de almacenamiento.

La capacidad máxima de almacenamiento es simplemente el volumen total del espacio creado como consecuencia del aumento de presión y la consiguiente compresión de todos los fluidos en el espacio afectado. Dicha capacidad de almacenamiento depende del incremento de presión, compresibilidad, volumen afectado y volumen total de inyección. Una vez que se dispone de los datos necesarios, superadas las dificultades que se surgen durante su obtención, el cálculo de esta capacidad resulta bastante sencillo. Para un volumen de subsuelo dado podemos calcular el máximo volumen de CO_2 que puede ser almacenado en él, o por el contrario, si conocemos la cantidad de CO_2 a almacenar, podemos calcular fácilmente el volumen de hueco necesario.

La inyectabilidad nos indica el ritmo de flujo de entrada de CO_2 que podemos mantener (tasa máxima de inyección a la presión máxima permitida). Así, si tenemos una formación de capacidad adecuada pero, por sus características de permeabilidad presenta baja inyectabilidad, dicho almacén no puede considerarse adecuado para el almacenamiento de CO_2 .

La eficiencia de almacenamiento de la trampa nos indica el espacio disponible frente al espacio utilizado para almacenar CO_2 .

Para la estimación de la **capacidad de almacenamiento de CO_2 en capas de carbón** se ha hecho uso de la metodología establecida en el proyecto GESTCO. La capacidad de almacenamiento es función del volumen de carbón y de su contenido en metano (determinado en el laboratorio), así como del ratio de sustitución del gas metano por el CO_2 , el cual es función, a su vez, del rango del carbón y de la profundidad y por tanto de la presión y temperatura. Generalmente los carbones de alto rango tienen un ratio de sustitución mayor que los de bajo rango. Estos ratios de sustitución del metano por el CO_2 son establecidos en ensayos de laboratorio mediante la construcción de las isotermas de adsorción. A una determinada temperatura, la que se considere que va a tener la formación en profundidad, se va aumentando poco a poco la presión a la que se ve sometida la muestra y se va inyectando CO_2 , determinándose así la capacidad de adsorción del carbón en función de la presión, de modo que si se estima la presión que

habrá en la formación se puede conocer la capacidad de sustitución del gas metano presente en la formación por el CO₂.

Se ha utilizado la ecuación siguiente:

$$S_{CO_2} = GIP \cdot \rho_{CO_2} \cdot ER$$

donde:

$$GIP = V_{coal} \cdot \rho_{coal} \cdot G_{coal}$$

siendo:

S_{CO2}: Capacidad de almacenamiento de CO₂. (t)

GIP: Gas in place o recursos de CBM

V_{coal}: Volumen de carbón

ρ_{coal}: Densidad del carbón

G_{coal}: Gas metano contenido en el carbón. (t/m₃)

ER: ratio de sustitución del CH₄ por el CO₂

En España, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha realizado un gran esfuerzo para la identificación de almacenes de CO₂ en el territorio español y la estimación de su capacidad. Tras la aplicación de las fórmulas descritas para los diferentes almacenes identificados, haciendo para ello uso de los datos aportados por la sísmica, sondeos, diagrfías, etc. y de los datos generados durante el transcurso de los estudios realizados, se ha obtenido una primera estimación del potencial de almacenamiento geológico español. Estos resultados fueron introducidos en un SIG que permitió su manejo de manera cómoda, óptima y ordenada. Las bases de datos generadas durante los estudios también fueron incorporadas a este sistema, lo cual facilitó su uso de manera integrada junto con las capacidades calculadas.

En España, las posibilidades de almacenamiento de CO₂ en depósitos agotados o en vías de agotamiento de petróleo y gas son poco relevantes debido, fundamentalmente, a la escasez de recursos de hidrocarburos. A ello se le suma el hecho de que los pocos campos de hidrocarburos explotados están siendo destinados a almacenamientos de gas natural.

La opción del almacenamiento en las capas de carbón españolas puede resultar localmente muy interesante ya que existen cuencas carboníferas con altos contenidos en metano que, aunque a escala nacional no representen una capacidad de almacenamiento relevante, a escala local pueden dar lugar a proyectos de almacenamiento de CO₂ con recuperación de metano (gas natural).

Las mayores posibilidades de almacenamiento geológico en España (IGME, 2005) se centran en las formaciones profundas con agua salada, dada la gran extensión de las cuencas sedimentarias del país, estimándose que dichas formaciones pueden llegar a albergar grandes cantidades de CO₂ de una manera segura y permanente. Han sido estudiadas las cuencas del Duero-Almazán, Ebro, Guadalquivir, Madrid-Tajo, Vasco-Cantábrica, Ibérica y Béticas. Dichos estudios han permitido elaborar mapas con las distintas formaciones salinas profundas susceptibles de almacenar CO₂ identificadas en

cada una de las cuencas estudiadas, así como llevar a cabo la estimación de su potencial de almacenamiento.

Los primeros resultados de dichas estimaciones sitúan la capacidad teórica de almacenamiento de CO₂ (base de la pirámide-escala regional) en las formaciones salinas profundas de las cuencas españolas en una cifra en torno a 45000 Mt. Esta cifra resulta bastante esperanzadora, ya que supondría poder almacenar durante 85-100 años el total de emisiones actuales de CO₂ en España, contribuyendo de forma importante a los objetivos de estabilización de concentraciones atmosféricas de CO₂.

**2. POSIBILIDADES DE
ALMACENAMIENTO DE
CO₂ EN FORMACIONES
PERMEABLES
PROFUNDAS EN
ESPAÑA**

2.1. CUENCA DEL TAJO

2.1.1. MARCO GEOLOGICO GENERAL

Esta cuenca más o menos de forma triangular, situada en el centro de la Península, limita en su flanco noroeste con el Sistema Central, que se encuentra volcado, mediante fallas inversas, sobre los materiales más antiguos de la cuenca. Lo mismo ocurre en su flanco suroeste, en el que las rocas graníticas y metamórficas de los Montes de Toledo se encuentran cabalgantes sobre los sedimentos paleógenos, mientras que los materiales neógenos recubren en parte ese contacto tectónico. Hacia el este, la Cuenca del Tajo limita con la Cordillera Ibérica, también mediante un contacto mecánico (figuras 9 y 10).

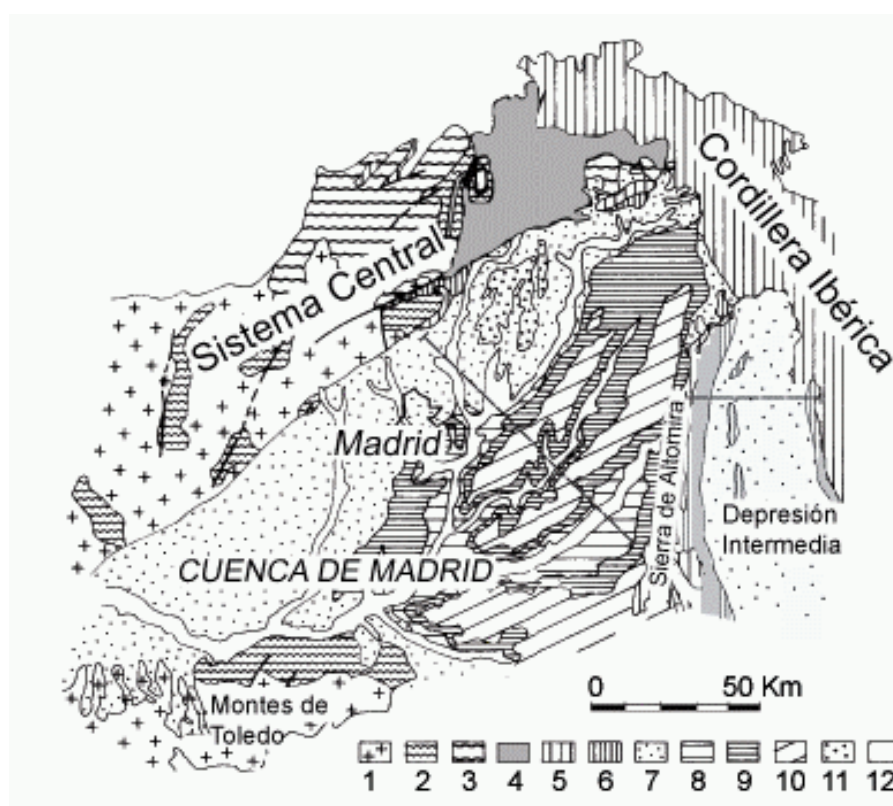


Figura 9. Esquema geológico de la Cuenca del Tajo y sus márgenes. Las líneas indican el trazado de los perfiles representados en la figura 10. **Leyenda:** 1. Rocas plutónicas; 2. Pizarras, mármoles, cuarcitas y gneises; 3. Pizarras y metagrauvacas; 4. Pizarras, cuarcitas y metavulcanitas; 5. Mesozoico; 6. Paleógeno; 7. Mioceno indiferenciado; 8. Unidad Inferior del Mioceno; 9. Unidad Intermedia del Mioceno; 10. Unidad Superior del Mioceno; 11. Plioceno; 12. Cuaternario. (Geología de España, Ed. IGME 2004)

La cuenca se encuentra dividida en dos partes por la Sierra de Altomira, una estrecha alineación de relieves, formados por materiales cretácicos y paleógenos, que discurre en dirección norte-sur y que se corresponde con el frente de un manto de corrimiento enraizado en la Serranía de Cuenca. Las dos subcuencas resultantes son la Cuenca de Madrid y la Depresión Intermedia o de Loranca (figura 11).

La Depresión Intermedia queda limitada por la Sierra de Bascuñana al E y la Sierra de Altomira al O y se extiende por las provincias de Cuenca y Guadalajara. La Cuenca de Madrid comprende la mayor parte de la provincia de Madrid y se encuentra limitada al E por la Sierra de Altomira y al O por el Sistema Central. En su parte más septentrional ambas cuencas quedan conectadas por afloramientos de materiales Cenozoicos de la cubeta de la Alcarria y limitadas por los primeros relieves Mesozoicos de la interferencia entre las Cordillera Ibérica y el Sistema Central.

Las direcciones estructurales que caracterizan tanto a la sierra de Bascuñana como a la sierra de Altomira (NNO-SSE y N-S) fueron consecuencia de la orogenia Alpina, que originó los principales cabalgamientos y pliegues dejando entre ambas sierras un relieve negativo, la Depresión Intermedia, rellena de materiales Cenozoicos.

La Depresión Intermedia es, al menos para las unidades inferiores, una cuenca piggy back, generada durante la Orogenia Alpina según una tectónica de piel fina que se nuclea a favor de una falla en el basamento por un accidente central (anticlinal de Trillo-Pareja-Huete-Carrascosa). La Cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica, en la que la estructura de sus márgenes está condicionada por los esfuerzos que afectaron al margen de la Placa Ibérica durante los movimientos alpinos. Además de las direcciones NNO-SSE y N-S de la sierra de Altomira también esta caracterizada por direcciones NE-SO del Sistema Central cuyo origen tectónico también es alpino.

Estratigráficamente ambas cuencas desarrollan series mesozoicas y cenozoicas (de hasta 3000m de potencia) sobre un sustrato Paleozoico.

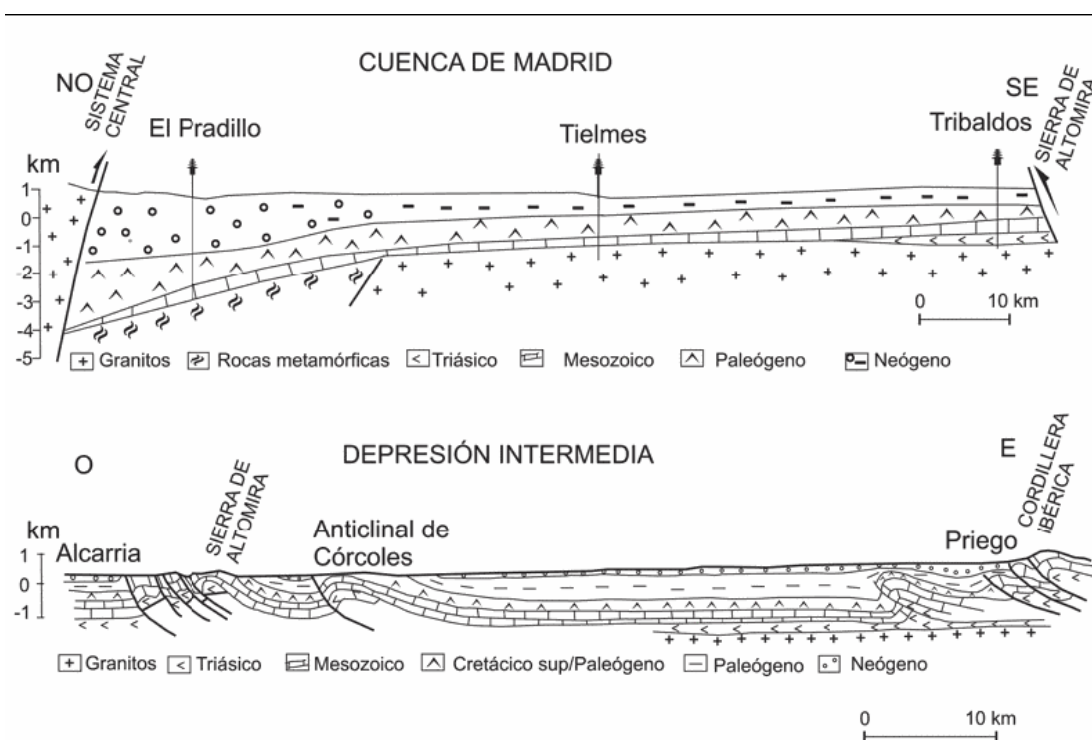


Figura 10: Perfiles sísmicos esquemáticos de la Cuenca de Madrid y la depresión intermedia. (Geología de España, Ed. IGME 2004; modificado de Racero, 1988).

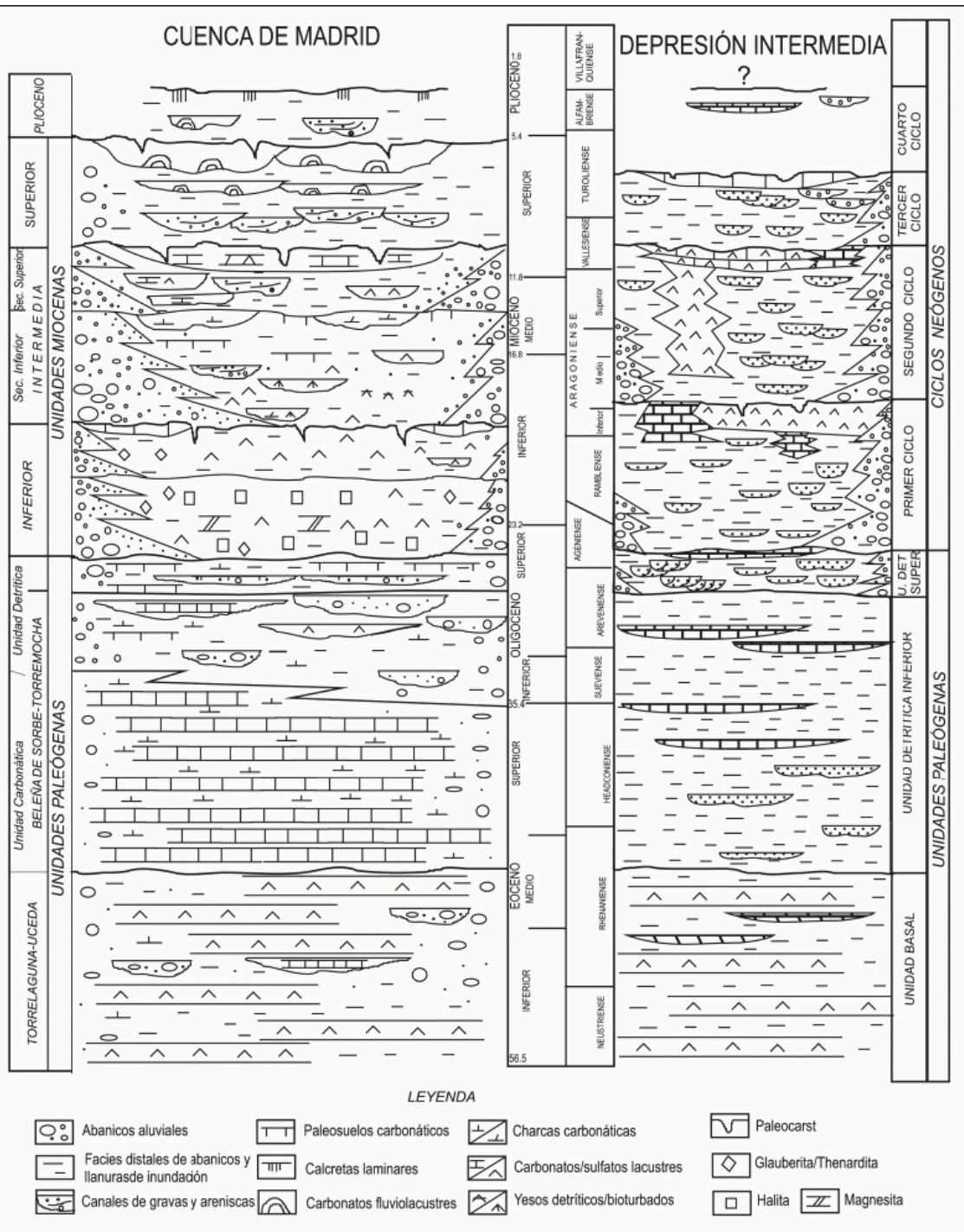


Figura 11: Columnas estratigráficas sintéticas de la Cuenca de Madrid y de la Depresión Intermedia. (Geología de España, Ed. IGME 2004)

A continuación se resume la serie estratigráfica, síntesis para ambas zonas, iniciándose en materiales paleozoicos.

Paleozoico

Poco conocido debido que no ha constituido objetivo petrolífero en el área. Está formado por materiales ígneos (granitos) y metamórficos (pizarras, areniscas, esquistos y gneises).

Mesozoico

Se inicia con el Triásico en facies germánicas (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper). Estas facies se atraviesan en todos los sondeos de la Depresión Intermedia. Las facies del Buntsandstein y del Keuper constituyen los objetivos almacén y sello, respectivamente, en el área. Sin embargo, en la Cuenca de Madrid existe un límite erosivo que ocasiona su ausencia en el sector occidental (sondeos El Pradillo-1 y Tiernes-1).

En cuanto a las series jurásicas, no aparecen en todos los sondeos de las dos cuencas, no hay datos de Malm en ninguno de ellos y en varios tampoco hay muestras de Lias ni Dogger. Las series cretácicas se encuentran bien desarrolladas en la mayoría de los sondeos del área, teniendo mucha continuidad las facies siliciclásticas Utrillas (principal objetivo almacén en la Cuenca de Madrid) así como su correspondiente formación sello del Cenomaniense.

Cenozoico

Constituyen los materiales que afloran mayoritariamente en el área. Se trata de materiales continentales, principalmente arenas, arcillas y evaporitas, que llegan a presentar en el depocentro de la Cuenca de Madrid más de 3000m y más de 1500m en la Depresión Intermedia.

2.1.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

En el proceso de identificación y selección de potenciales formaciones almacén se ha utilizado principalmente la información disponible de los sondeos de exploración petrolífera y las campañas de sismica realizadas con anterioridad en la Cuenca del Tajo.

En la Cuenca de Madrid se han consultado los siguientes sondeos: N°: 164, 320, 447, 480 y 552 y en la Depresión Intermedia se analizan los sondeos siguientes: N°: 024, 101, 297, 298, 304 y 324. (Figura 12 y Anexo 1)

A continuación se describen los principales tramos de interés identificados en estos sondeos.

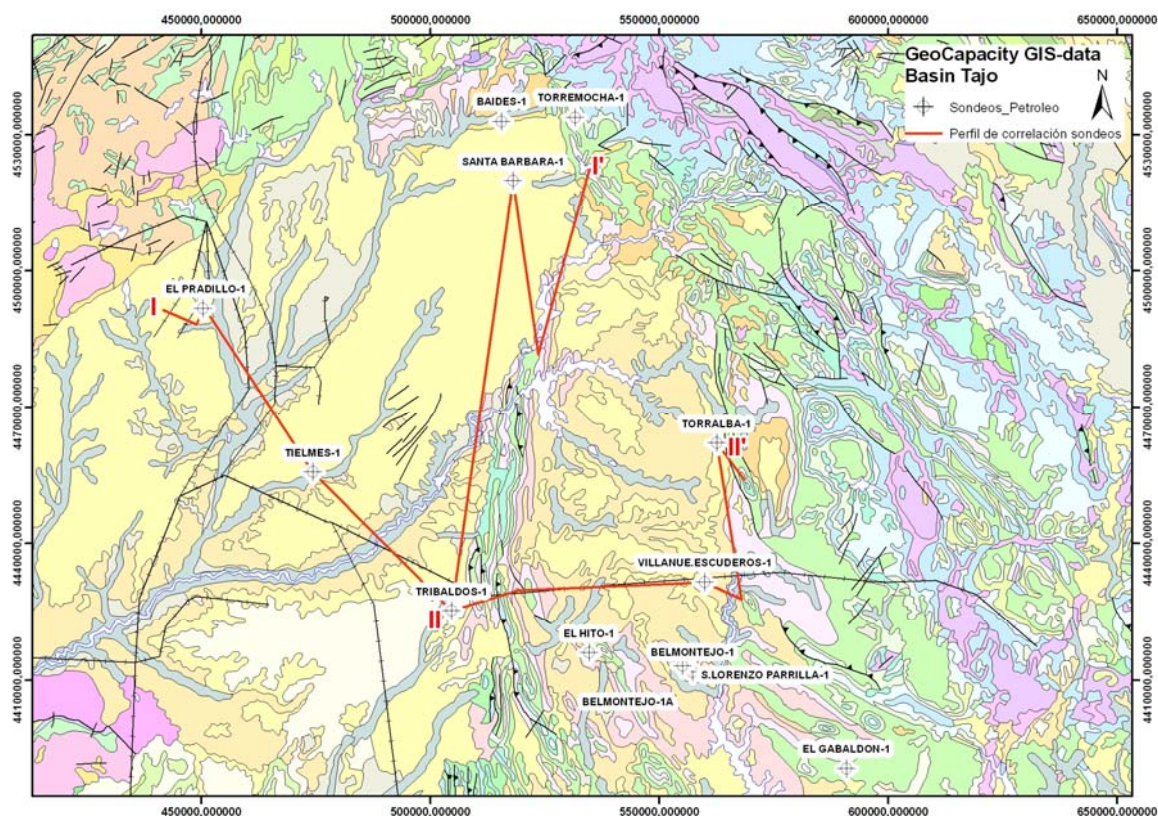


Figura 12: Emplazamiento de los sondeos petrolíferos consultados de la Cuenca del Tajo y el trazado de las líneas de correlación estratigráfica. (Fuente: Grupo de Almacenamiento de CO₂, IGME; modificado de Documentos sobre la geología del subsuelo de España, Tomo3, ITGE, 1990)

2.1.2.1. CUENCA DE MADRID

Tielmes - 1. (nº 164)

Señala una formación interesante cretácica entre 1.393 y 1.622 m de profundidad, de dolomías y anhidritas con una base detrítica de 72 m de potencia (posiblemente Utrillas). La salinidad encontrada en este tramo es de 67.000ppm. Esta formación está limitada a muro por un granito y a techo por arcillas rojas asignadas al Paleógeno, con una potencia superior a los 300 m.

El basamento granítico se sitúa a los 1.622 m y lo corta en 33 m, hasta 1.655 m, profundidad final del sondeo.

Tribaldos - 1. (nº 320)

Corta también una serie carbonatada asignada al Cretácico desde casi los 800 m hasta los 1.100 m de profundidad, bajo la cual se instalan 70 m de margas, arcillas y arenas. Estas arenas y arcillas, posiblemente la Formación de Utrillas, se encuentran entre 1150 y 1180m (30m de potencia) sin datos de porosidad o salinidad disponibles. Bajo esta, una serie Triásica condensada en la que destacan casi 100 m de areniscas del Bunt directamente sobre el granito a 1.450 m de profundidad y hasta los 1.479'6 m, profundidad final del sondeo.

El Pradillo - A. (nº 447)

El Cretácico de dolomías calizas y base detrítica (posiblemente Utrillas) lo corta desde los 3.246 a los 3.419 m. La base de las arenas del posible Utrillas va de 3.374 m. a 3.419 m., es decir, 45 m. de espesor. Bajo esta serie se encuentran las pizarras del paleozoico.

En el resto de la serie Paleógena - Neógena es interesante un tramo de arenas porosas con intercalaciones arcillosas, asignadas al Oligoceno Superior- Mioceno inferior y que se cortaron entre los 1.210 a los 1.992 m, es decir con 782 m de potencia.

La formación anterior no se observa en los sondeos Tielmes y Tribaldos.

Santa Bárbara - A. (nº 480)

El tramo o formación carbonatada del Cretácico lo corta a 2.334 m hasta 2.587 m en donde aparecen las areniscas, arenas y arcillas asignadas a Utrillas hasta los 2.650 m. El intervalo asignado a Utrillas se encuentra por encima de la profundidad máxima establecida por el IGME.

Esta formación posee a techo y muro materiales impermeables. A muro las arcillas abigarradas del Keuper y a techo las arcillas con yeso y dolomías del Cretácico Superior - Eoceno. Las areniscas del Bunt se cortan a los 3.000 m aproximadamente y hasta los 3.040 m en donde aparece el Paleozoico, aquí conformado por gneises.

El sondeo acaba a los 3.150 m.

Baides – 1. (nº 552)

Se mete directamente en Cretácico - Paleógeno cortando el Utrillas a 463 m hasta los 525 m aproximadamente. Bajo él y después de más de 100 m de arcillas de Keuper y sal se cortan Dolomías, margas y areniscas del Muschelk y Bunt hasta 839 m, es decir desde 769 a 839 m en donde aparece el granito hasta los 854 m, profundidad final del sondeo.

2.1.2.2. *DEPRESIÓN INTERMEDIA*

San Lorenzo de la Parrilla (nº 024)

Emplazado en terrenos Mesozoicos, comienza con una serie de carbonatos del Cretácico Superior y continúa con calizas, dolomías y anhidritas hasta 1.969 m en donde comienza el Trías de arcillas, dolomías y sal hasta los 2.580 m, profundidad final.

Corta el Cretácico Inferior de areniscas y arcillas entre 158 y 265 m.

No presenta tramos de interés.

Villanueva de los Escuderos – 1. (nº 101)

Muy similar al nº 024, este sondeo muestra una serie casi continua de carbonatos del Cretácico Superior al Trías.

Corta un tramo de Areniscas y margas del Albiense desde 1.087 a 1.217 m y desde 2.431 a 2.549 m (posible repetición de la serie por cabalgamiento).

En el Trías corta unos 100 m de areniscas entre 2.750 y 2.850 m aproximadamente.

El sondeo acaba en areniscas del Trías a 3.066 m.

Belmontejo – 1. (nº 297)

Sondeo fallido y cortado a los 405 m.

Belmontejo – 1A. (nº 298)

Serie similar a las anteriores. Sucesión de rocas carbonatadas, anhidritas y sal desde cero a 2.445 m del Oligoceno al InfraLías. Desde 2.445 hasta 3.279 m sal, arcillas y anhidritas del Keuper.

Desde 3.400 hasta 3.529 m aparecen areniscas del Bunt reposando sobre arcillas del Carbonífero hasta los 3.606 m profundidad donde acaba el sondeo. De interés podrían ser unos tramos de dolomías entre evaporitas (a techo y muro) a 2.000 m de profundidad.

El Hito – 1. (nº 304)

Este sondeo vuelve a cortar el Utrillas a dos profundidades, entre materiales carbonáti-cos (dolomías y calizas), a 318-376 m y 783-873 m, y otra vez a 1.000-1.069 m son arenas y gravas.

Corta también las areniscas del Bunt entre 2.300 y 2.379 m (arcillas, areniscas y con-glomerados) sobre pizarras del Carbonífero y bajo arcillas y dolomías del Keuper – Muschelk.

Torralba – 1. (nº 324)

Un terciario de anhidritas, calizas y dolomías hasta 1.416 m. Igual litología para Cretácico y Lías hasta 2.503 m, Keuper arcilloso hasta 3.327 m y Muschelk y Bunt de calizas y areniscas hasta 3.490 m sobre gneises.

2.1.3. EVALUACIÓN ESTRATIGRÁFICA, PETROLÓGICA Y PETROFÍSICA DE CONJUNTOS ALMACÉN-SELLO

Los trabajos, a partir de información de sísmica y sondeos, han permitido establecer dos objetivos almacén-sello: Buntsandstein con sello principal Fm. Röt (también de facies Buntsandstein) o secundario Keuper y Cretácico Inferior (facies Utrillas) con sello Cretácico Superior (Fm. Evaporítica Superior).

2.1.3.1. Formación Buntsandstein

El objetivo almacén Buntsandstein-Muschelkalk, sello Keuper ha sido definido en las dos áreas de interés gracias a la existencia de sondeos que han atravesado las series triásicas. De esta forma, se han podido correlacionar las formaciones reconocidas en los distintos sondeos y comprobar la continuidad espacial de las formaciones de interés tal y como se puede observar en las figuras 5 y 6.

Para la Depresión Intermedia, las características generales de estas facies son: salinidad de 15.000 a 20.000 ppm (sondeo Torralba-1), porosidad del 2 al 10% y un intervalo de espesores entre los 21 m del sondeo Santa Bárbara hasta los 134 m en Belmontejo 1A.

En la Cuenca de Madrid aparece un límite erosivo en el Triásico (interpretado y establecido por la compañía SHELL 1978/1980) que atraviesa la cuenca de N a S haciendo que en el sector occidental no se considere este conjunto almacén-sello. En el sector oriental se han podido definir dos estructuras trampa para estas facies, correspondientes a los sondeos Baidés 1 y Tielmes 1. Las características del Buntsandstein en la Cuenca de Madrid son similares a las de la Depresión Intermedia y sólo han podido ser definidas en el sondeo Baidés-1: una porosidad del 11% y un espesor de 49 m. Para las trampas establecidas en el entorno del sondeo Baidés-1 también ha sido considerado como objetivo secundario, por su potencia y porosidad (20 m y 3%), las dolomías de las facies Muschelkalk. No hay datos de salinidad para estas facies en la Cuenca de Madrid, pero se ha considerado un carácter salino inducido, puesto que en series estratigráficas superiores, como en el caso del Cretácico, siempre hay valores de concentraciones salinas superiores a 15.000 ppm.

2.1.3.2. Formaciones Cretácicas

Dentro de las formaciones cretácicas se han considerado como sello la Formación Evaporítica Superior, como principal objetivo almacén las facies Utrillas y como secundario o complementario los carbonatos del Cretácico Superior. En la Depresión Intermedia se ha descartado el almacén-sello Cretácico debido a que en los sondeos con información sobre la salinidad de las aguas contenidas en las facies Utrillas, ésta nunca superaba el límite mínimo de 15.000 ppm establecido por el IGME. De esta forma, sólo se ha considerado el almacén-sello Triásico.

En la Cuenca de Madrid se han podido establecer trampas para los dos objetivos almacén-sello Buntsandstein y Cretácico. En cuanto al almacén Cretácico, que presenta condiciones favorables de salinidad en esta cuenca, se ha establecido como potencial almacén las facies Utrillas y como secundario o complemento del primero, los carbonatos del Cretácico Superior. Estos carbonatos suprayacentes a las facies Utrillas se han considerado como almacén secundario por su posición intermedia entre el almacén principal y el sello ya que, pese a no contar con unas características especialmente favorables para ser considerados un almacén prioritario (porosidad en torno al 7% y permeabilidad cualitativa media-baja), pueden contribuir al aumento de la capacidad global de almacenamiento en trampa.

El rango de espesores va desde los 37 m del sondeo Baidés hasta los 72 m en Tielmes. Los valores de concentración de sal en agua van desde las 0 ppm en la mayoría de los sondeos de la Depresión Intermedia hasta las 124.250 ppm del sondeo El Pradillo-1 y los valores de porosidad varían en general entre el 15 y el 18%.

La discontinuidad del Paleógeno – Neógeno así como su estructuración concéntrica y sucesión de diversos ciclos parece descartarlo en todas sus series como posible almacén de CO₂.

Se cree que la identificación y caracterización detallada de algún tramo, formación o unidad sería muy complicada dada la similitud de las facies en los diferentes ciclos. Se apuesta, quizás, por la Unidad de Beleña de Sorbe – Torremocha de Jadraque constituida por 350 m de calizas y margas y 200 m de una serie detrítica con yesos, margas y calizas, situada entre formaciones lutíticas impermeables. Insistiendo en la variedad de los materiales como gran inconveniente.

En la Cuenca de Madrid si sería de gran interés la profundización en los estudios del tramo o serie Cretácica de dolomías, anhidritas y arenas ó areniscas del Utrillas, muy continuo y cortado por los sondeos nº 320, 164 y 447 a 800 m, 1.393 m y 3.246 m, es decir hundiéndose de SE a NE desde el borde occidental de la sierra de Altomira hasta el meridional del Sistema Central.

Este tramo, por su potencia, litología y disposición, especialmente entre el sondeo nº 320 (Tribaldos), hasta el noroeste del sondeo nº 164 (Tielmes – 1), presenta gran interés como posible almacén de CO₂. Asimismo se encuentra entre formaciones impermeables o a lo sumo permeables por fracturación.

En el borde meridional del sistema Central el sondeo nº 447 (El Pradillo A) denuncia un tramo de arenas porosas del Paleógeno – Neógeno (Oligoceno sup. Mioceno inf.) con 782 m de espesor, entre los 1.210 y 1.992 m que también podrían ser objeto de investigación detallada ya que sus características litológicas, profundidad, potencia y situación entre niveles impermeables son, a priori, positivas para configurarlo como almacén de CO₂.

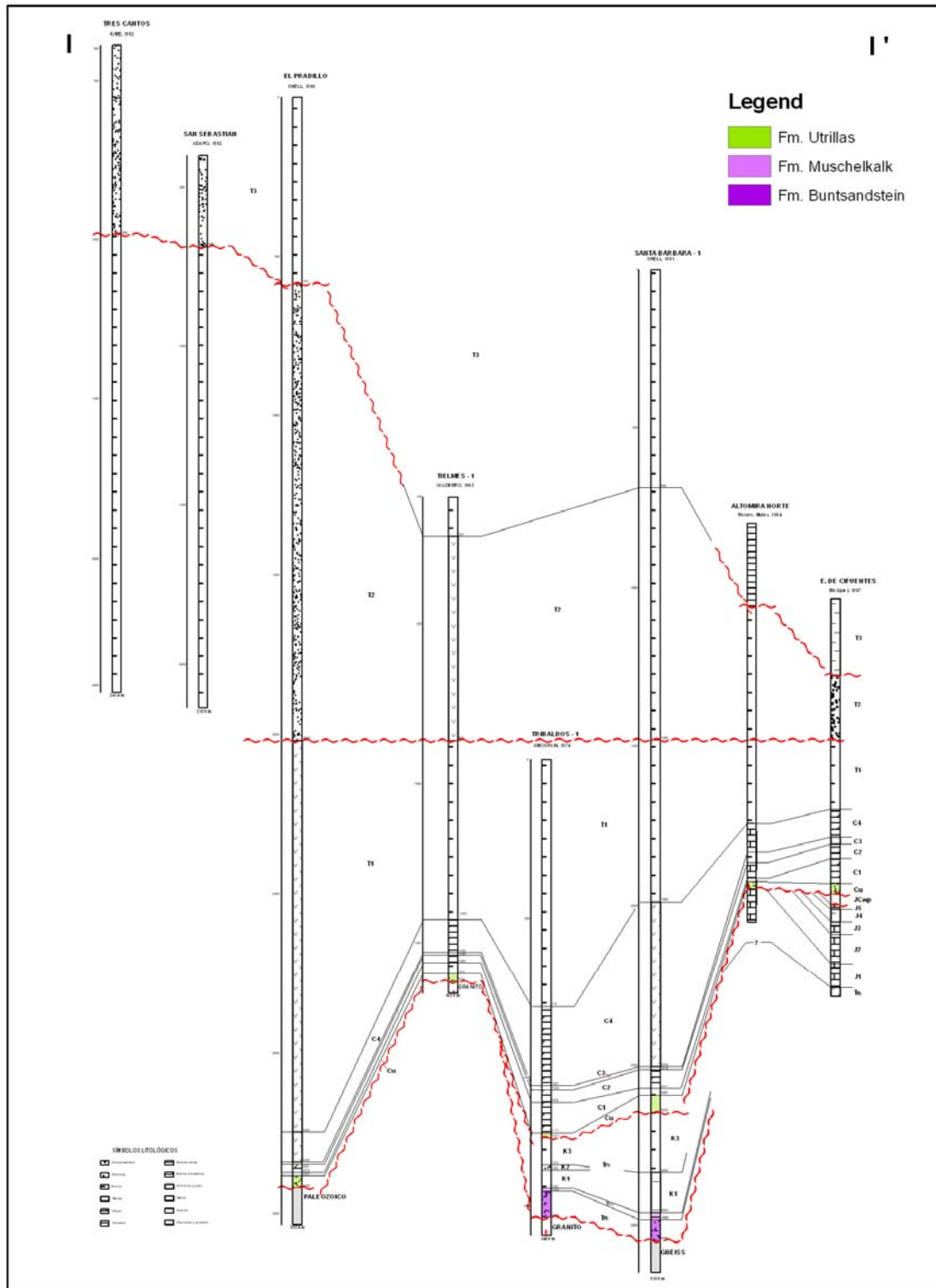


Figura 13: Correlación litoestratigráfica entre las formaciones reconocidas en los sondeos de la Cuenca de Madrid (Fuente: Grupo de Almacenamiento de CO₂, IGME; modificado de Documentos sobre la geología del subsuelo de España, Tomo3, ITGE, 1990)

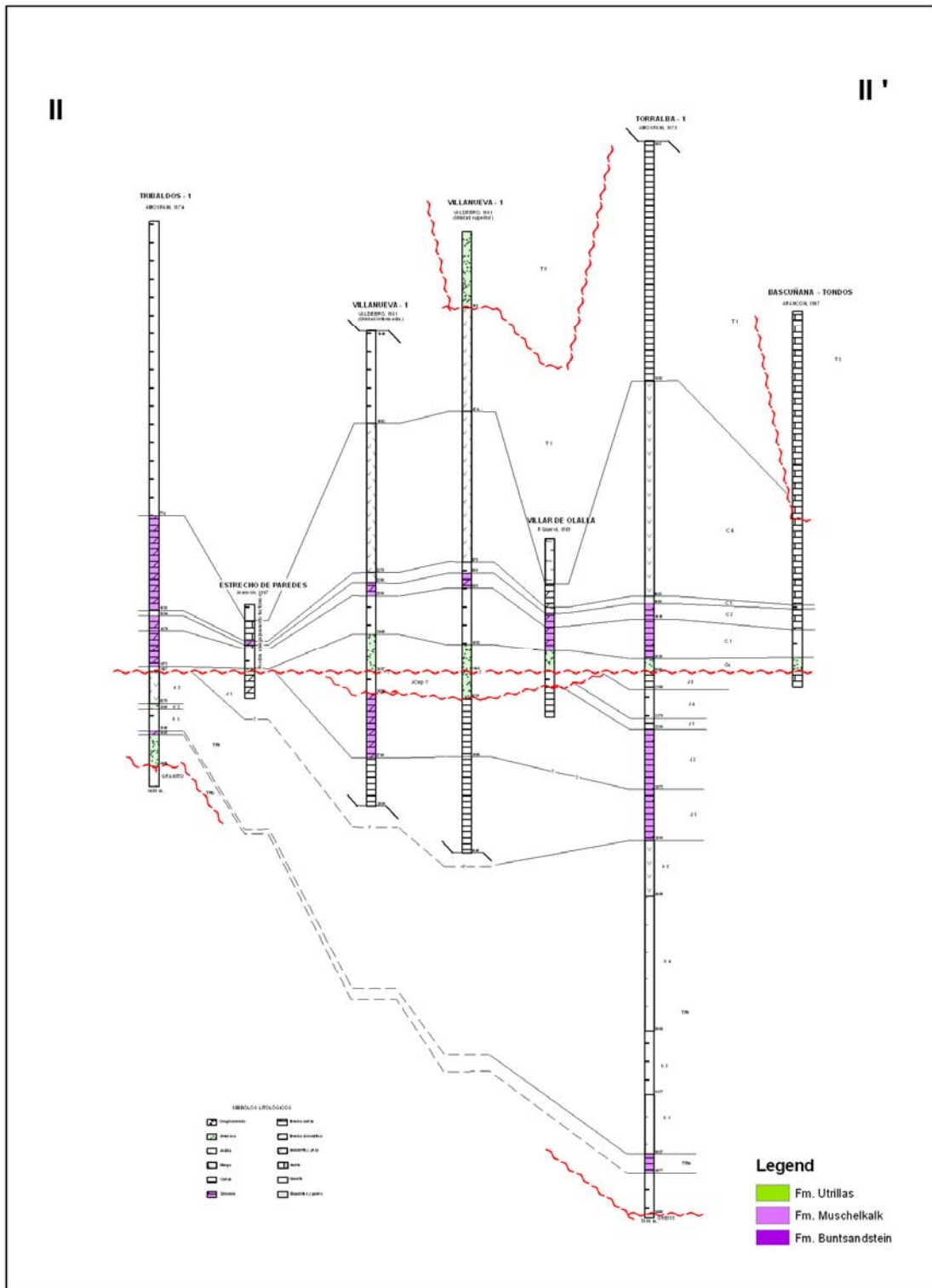


Figura 14: Correlación litoestratigráfica entre las formaciones reconocidas en los sondeos de la Depresión Intermedia (Fuente: Grupo de Almacenamiento de CO₂, IGME; modificado de Documentos sobre la geología del subsuelo de España, Tomo3, ITGE, 1990)

2.1.3.3. Definición geométrica estructural y caracterización de trampas

A continuación se describen para cada zona las unidades potencialmente favorables para el almacenamiento geológico de CO₂, así como las posibles unidades que actuarían como sello. Estas unidades han sido deducidas a partir de las columnas litológicas de los sondeos petrolíferos, donde existen, y por estratigrafía regional. También mediante el estudio del mallado sísmico de las campañas sísmicas: T, AL, D, DA, DG, C, HU, ENG-96, ENG-91, M-79 Y M-80, se han podido establecer objetivos potenciales y objetivos prioritarios en las dos cuencas. Los objetivos prioritarios son aquellos que cuentan con la suficiente información como para acometer un futuro estudio en profundidad con cierta seguridad y los objetivos potenciales se han señalado como áreas en las que debido a sus características petrológicas y estructurales, se podrían investigar trampas del tipo de los objetivos prioritarios si existiese la información necesaria.

Se han podido delimitar un total de once posibles almacenes, con sus correspondientes sellos, localizados tanto en la formación de Buntsandstein como en la formación del Cretácico Superior. En la figura 15 se representa la distribución espacial de las áreas delimitadas como posible almacén dentro de la Cuenca del Tajo.

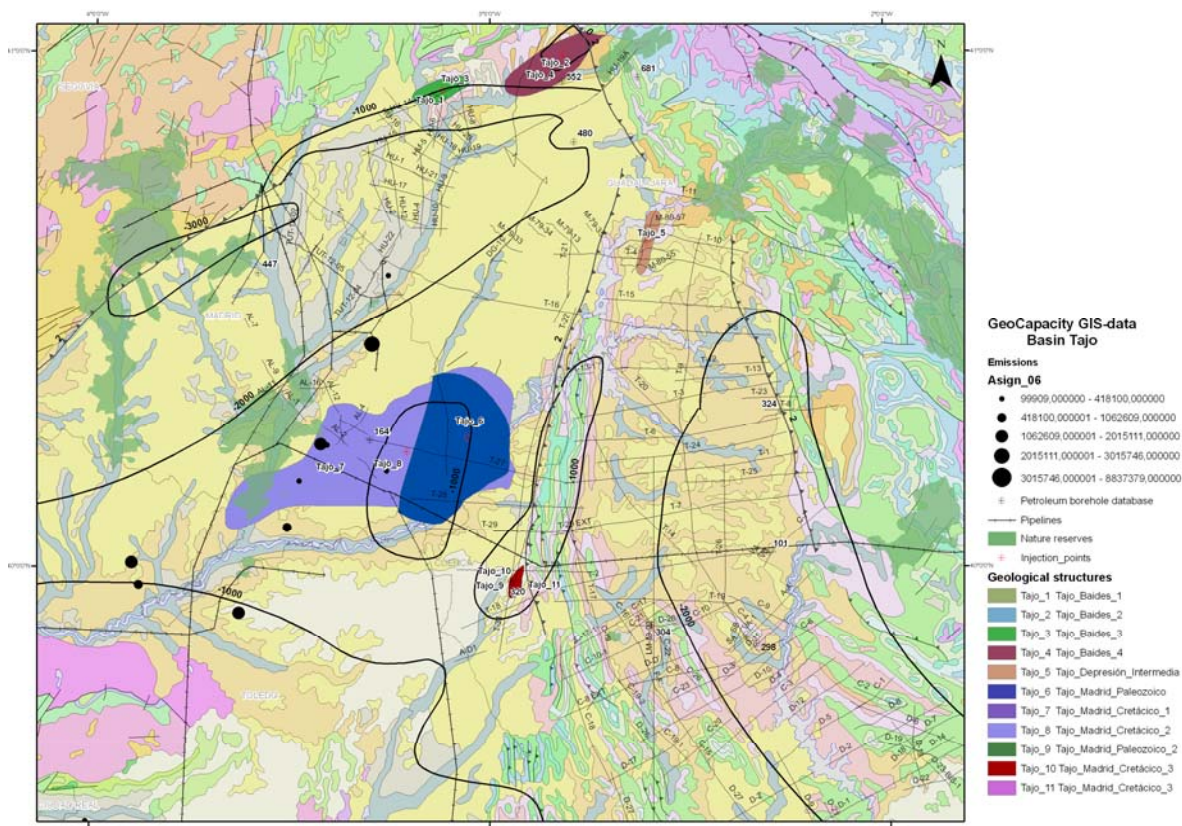


Figura 15: Distribución espacial de las áreas delimitadas como almacén de CO₂ dentro de la Depresión Intermedia y Cuenca de Madrid (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Objetivo prioritario Baides Occidental (Tajo_1 y Tajo_3) y Oriental (Tajo_2 y Tajo_4)**

Las dos estructuras anticlinales definidas están situadas en un bloque levantado relacionado con la falla de Madrid que levanta el Sistema Central. Están limitadas al sur por un cabalgamiento con vergencia SE y al Norte por la falla de Madrid, también de vergencia S. Al funcionar como un bloque independiente de la cuenca y levantarse de forma relativamente continua en el tiempo, se ha producido un acúñamiento de las series haciendo que en el sondeo Baides-1 haya un registro sedimentario muy constante (a excepción del Jurásico) desde el Triásico hasta el Paleógeno en 839 m. Este acúñamiento provoca que la base del Cretácico aparezca a 535 m, quedando por encima de la profundidad mínima de 800 m, debido a esto el único objetivo posible es el almacén Buntsandstein-Muschelkalk con sello Keuper que en este caso se encuentra a 770 m de profundidad, en el límite de profundidad establecido. Puesto que se han fijado las series Triásicas como objetivo, hay que tener en cuenta en el caso de la trampa Baides Occidental el límite erosivo que las afecta, reduciendo en este caso por el SO, el área disponible para el almacenamiento (Figura 16). No se conoce la salinidad de las aguas del Triásico en el sondeo Baides-1 pero los valores para estas series en el sondeo El Pradillo-A. (124.250 ppm de sal) hacen posible que en Baides 1 se supere el límite de 15.000 ppm. Las superficies calculadas para estos objetivos son de 40 km² para Baides Occidental y 125 km² para Baides Oriental.

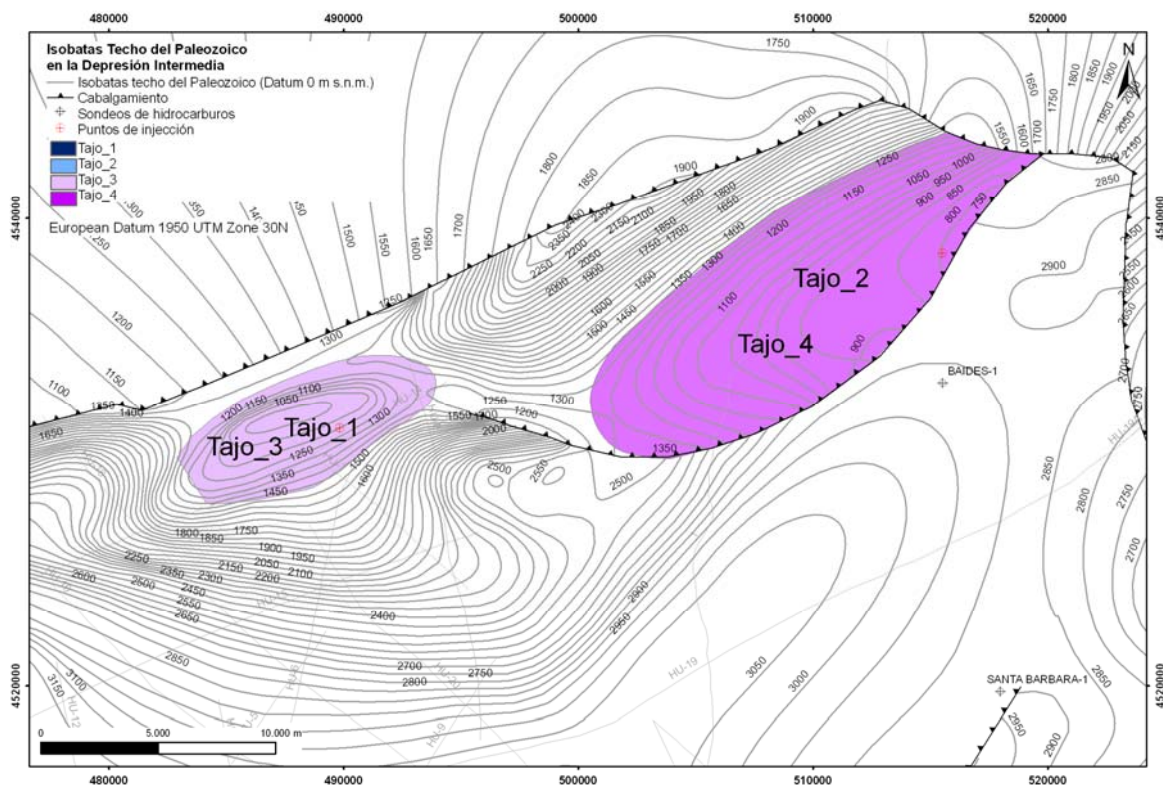


Figura 16: Las isobatas del techo del Paleozoico en la zona de Cuenca de Madrid junto con las estructuras Baides Occidental (Tajo_1 y Tajo_3) y Baides Oriental (Tajo_2 y Tajo_4) (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Objetivo prioritario Puerta Pareja (Tajo_5)**

Esta trampa, que debe su nombre a las poblaciones entre las que se extiende, está situada en las inmediaciones del pantano de Entrepeñas, a 50 km de Guadalajara. Es una estructura de tipo anticlinal con almacén Buntsandstein y sello Keuper (Figura 17). Está relacionada con la compresión de la Sierra de Altomira situándose en una de las escamas de la misma. Su eje longitudinal de esta estructura se extiende en dirección N-S quedando limitada al O por un cabalgamiento principal aflorante y por varios de menor entidad (todos con vergencia O) que apilan los materiales en forma de dúplex y le confieren una complejidad estructural media. La superficie calculada para esta estructura es de 36 km².

❖ **Objetivo potencial de continuación estructural Puerta Pareja**

Posible cinturón de estructuras de tipo anticlinal, a lo largo de la sierra de Altomira, similares al objetivo prioritario Puerta Pareja. Almacén de siliciclásticos de la Fm. Buntsandstein con dos sellos, arcillas y evaporitas de la Fm. Röt y de las facies Keuper.

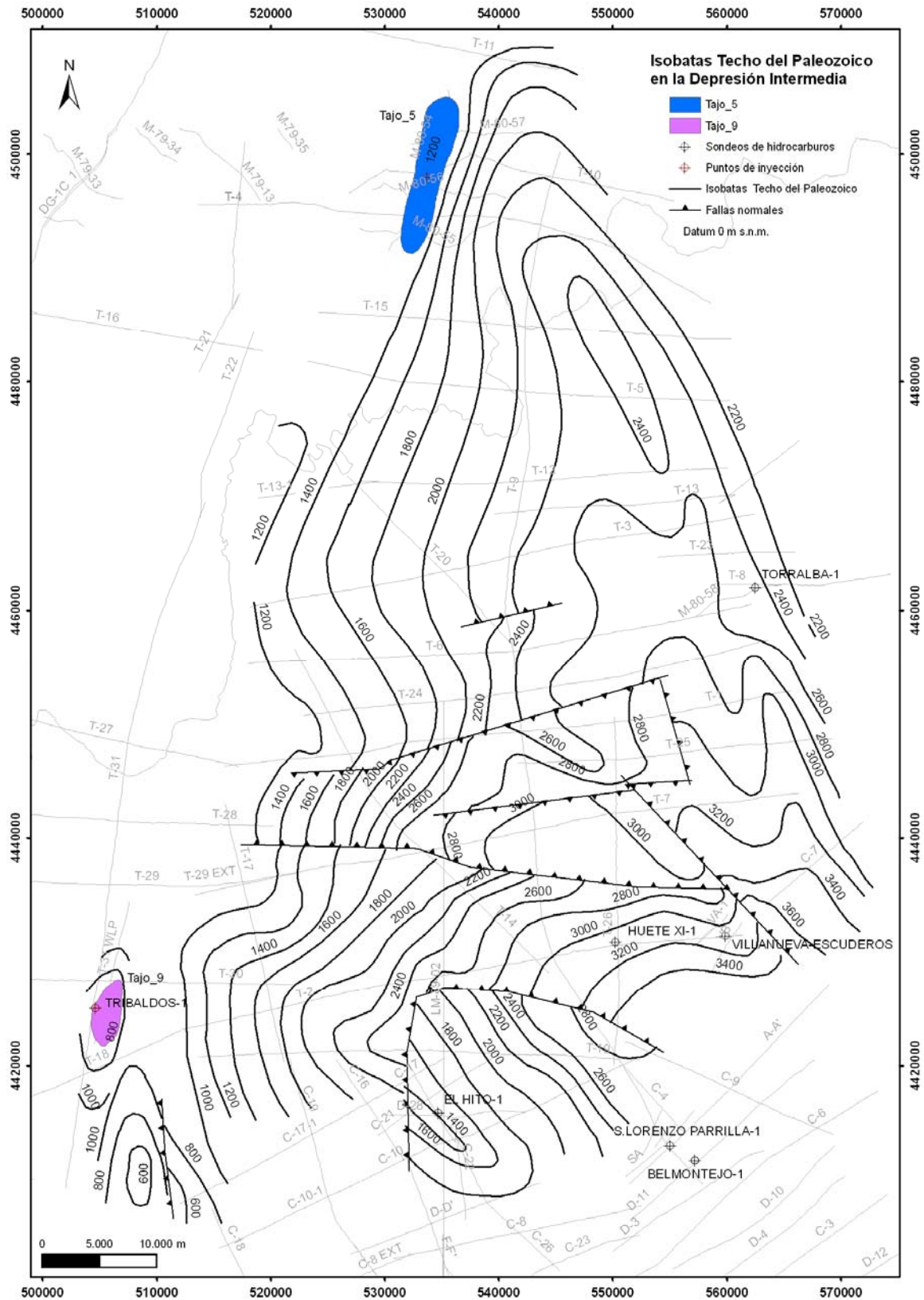


Figura 17: Los objetivos prioritarios seleccionados en la Depresión Intermedia y las isobatas del techo del Paleozoico. (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

Tabla 3: Características geológicas de las zonas seleccionadas como posibles almacenes (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación	Base formación	Edad del sello	POROSIDAD	SALINIDAD	Superficie de la estructura (m²)	Litología del sello
Tajo_1	Triásico Inferior (Buntsandstein)	Areniscas y conglomerados	790	840	Triásico Superior (Keuper)	0,11	—	46132563	Evaporitas y arcillas
Tajo_2	Triásico Inferior (Buntsandstein)	Areniscas y conglomerados	790	840	Triásico Superior (Keuper)	0,11	—	138288129	Evaporitas y arcillas
Tajo_3	Triásico Medio (Muschelkalk)	Dolomías	772	792	Triásico Superior (Keuper)	0,03	—	46132563	Evaporitas y arcillas
Tajo_4	Triásico Medio (Muschelkalk)	Dolomías	772	792	Triásico Superior (Keuper)	0,03	—	138288129	Evaporitas y arcillas
Tajo_5	Triásico Inferior	Areniscas y conglomerados	1200	1250	Triásico	0,18	—	34506210	Arcillas y evaporitas
Tajo_6	Triásico Inferior	Areniscas y conglomerados	1700	1750	Cretácico	0,14	—	521378819	Sal y arcillas
Tajo_7	Cretácico	Calizas y dolomías	1485	1595	Mioceno	0,07	—	1,179E+09	Magas
Tajo_8	Cretácico Inferior	Areniscas y conglomerados	1845	1895	Cretácico Superior	0,18	—	1,179E+09	Evaporitas
Tajo_9	Triásico Inferior (Buntsandstein)	Areniscas y conglomerados	1380	1460	Cretácico	0,18	—	11248647	Evaporitas y arcillas
Tajo_10	Cretácico Superior	Dolomías	1040	1100	Cretácico Superior	0,18	—	13663164	Evaporitas y arcillas
Tajo_11	Cretácico Inferior (Utrillas)	Areniscas y conglomerados	1150	1190	Cretácico Inferior (Utrillas)	0,07	—	13663164	Arcillas

Tabla 4: Capacidad de almacenamiento calculada para cada objetivo prioritario y los parámetros empleados en su cálculo (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

<i>Estructura</i>	<i>Área (m²)</i>	<i>Espesor</i>	<i>Densidad CO₂ (kg/m³)</i>	<i>Volumen (m³)</i>	<i>Factor de eficiencia</i>	<i>Capacidad total estimada (Mt)</i>
<i>TAJO_1</i>	4,61E+07	50	702	2,54E+08	40	71,25
<i>TAJO_2</i>	1,38E+08	50	702	7,61E+08	40	213,27
<i>TAJO_3</i>	4,61E+07	20	702	2,77E+07	40	7,77
<i>TAJO_4</i>	1,38E+08	20	702	8,30E+07	40	23,3
<i>TAJO_5</i>	3,45E+07	50	718	3,11E+08	40	89,2
<i>TAJO_6</i>	5,21E+08	50	665	3,65E+09	2	49,34
<i>TAJO_7</i>	1,18E+09	110	687	9,08E+09	2	124,71
<i>TAJO_8</i>	1,18E+09	50	687	1,06E+10	2	145,64
<i>TAJO_9</i>	1,12E+07	80	708	1,62E+08	40	45,87
<i>TAJO_10</i>	1,37E+07	40	702	9,84E+07	40	27,62
<i>TAJO_11</i>	1,37E+07	60	730	5,74E+07	40	16,76

❖ **Objetivo prioritario Tielmes (Tajo_6)**

Situada a 50 Km al SE de Madrid, queda definida estratigráficamente por el sondeo que le da nombre, del cual dista 10 km (Figura 10). El objetivo, en este caso, está constituido por el almacén Buntsandstein con sello Fm. Röt y/o facies Keuper. Esto hace que la trampa, además de ser de tipo estructural por tratarse de un anticlinal, también tenga influencia estratigráfica por quedar acotada al O por el límite erosivo del Triásico de la Cuenca de Madrid. La salinidad queda inducida desde el sondeo El Pradillo 1, donde los valores de concentración salina en las aguas de estas facies son de 124.250 ppm. En el sondeo Tielmes, aunque no se dispone de datos para esta serie, si se dispone para las series Cretácicas suprayacentes, donde se han obtenido concentraciones salinas en agua de 67.000 ppm.

El área calculada para esta trampa es de 530 km².

❖ **Objetivo prioritario Tielmes-Aranjuez (Tajo_7 y Tajo_8)**

Se trata de una geometría antiformal muy tendida que se extiende desde Aranjuez hasta las inmediaciones de la Sierra de Altomira. El punto más alto de la estructura se sitúa en las proximidades del sondeo Tielmes, a 35 km de la ciudad de Madrid (Figura 18). Este objetivo tiene muchas similitudes con el objetivo Tielmes (Tajo_6) ya que forman parte de la misma estructura, solapándose casi completamente. Estratigráficamente, en este caso, se han considerado como almacén la facies Utrillas del Cretácico Inferior y los carbonatos del Cretácico Superior y como sello la Formación Evaporítica del Cretácico Superior. Los datos de salinidad

disponibles para estas formaciones son 67.000 ppm. Concentración salina en el sondeo Tiernes 1. El área de esta estructura es, con diferencia, la más extensa de todas las estudiadas en la cuenca del tajo, resultando una superficie calculada de 1.175 km².

❖ **Objetivo prioritario Tribaldos (Tajo_9, Tajo_10 y Tajo_11)**

Se sitúa en las inmediaciones del sondeo Tribaldos, a 55 km al SE de la localidad madrileña de Arganda del Rey. Forma una estructura de tipo anticlinal, muy similar a la de Puerta-Pareja, con doble objetivo: almacén Buntsandstein – sello Keuper y almacén Cretácico Inferior – sello Cretácico Superior. Se extiende en dirección N-S, la misma que la Sierra de Altomira, a la que pertenece estructuralmente, quedando limitada al E y al O por los cabalgamientos de vergencia O que levantan la cadena. A diferencia del objetivo prioritario Puerta Pareja para el que el Cretácico presenta valores de salinidad por debajo de las 15.000 ppm. En este caso también han sido consideradas como almacén las series Cretácicas; esto es debido a la proximidad del sondeo Tiernes donde se han calculado 67.000 ppm. De concentración salina en el Cretácico y a que se considera desconectado estructuralmente de la Depresión Intermedia donde todo el Cretácico presenta concentraciones de agua salobre-dulce. El cálculo de las áreas para los distintos objetivos Triásico y Cretácico ha dado como resultado 12 km² para el primero y 14 km² para el segundo.

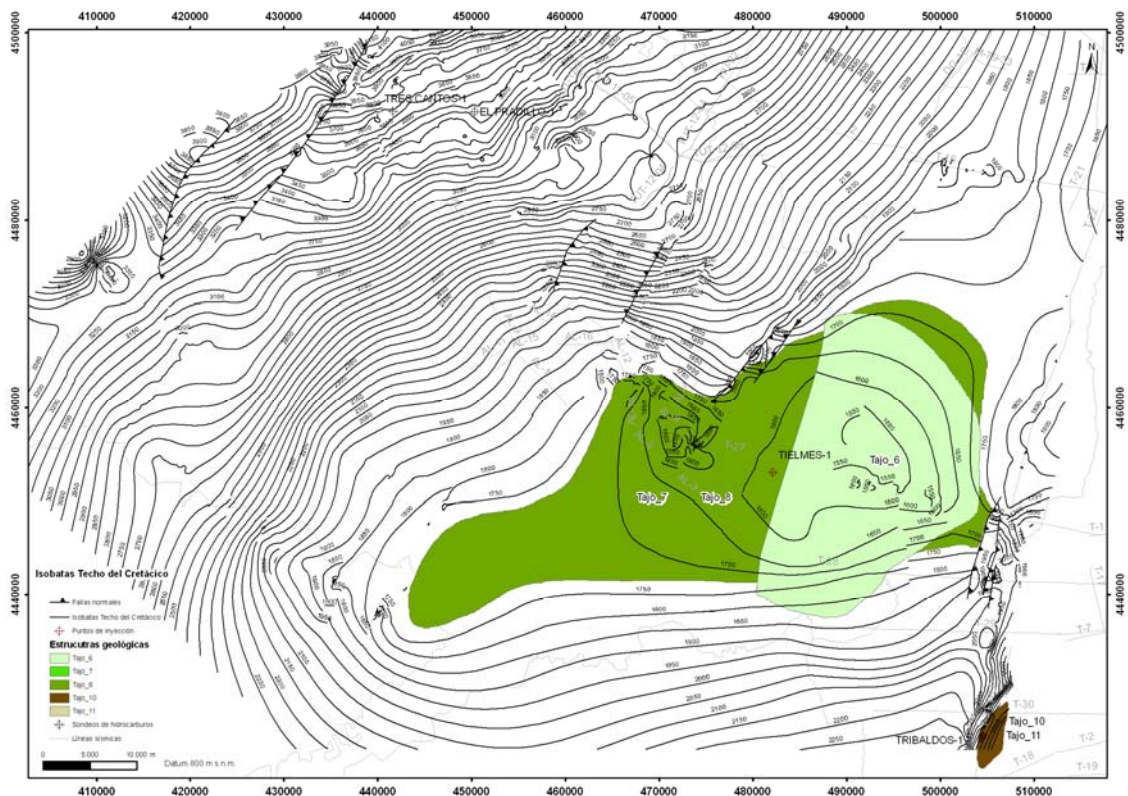


Figura 18: La isobatas del techo del Cretácico y las estructuras seleccionadas dentro de las formaciones cretácicas (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Objetivo potencial frente Alóctono de Altomira**

Conjunto de estructuras anticlinales con vergencia al O y características similares al objetivo prioritario Tribaldos. Posibles almacenes en las series siliciclásticas de las facies Buntsandstein y Utrillas y en los carbonatos del Cretácico Superior. Selos de arcillas y evaporitas de la Fm. Röt, arcillas de Utrillas y de margas anhidritas del Cretácico Superior.

2.2. CUENCA DEL EBRO

2.2.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

La Cuenca terciaria del Ebro es, geográficamente, una depresión relativa de forma triangular enmarcada por los Pirineos al Norte, la Cordillera Ibérica al Sur y la Cadena Costero-Catalana al Este. En su extremo occidental enlaza con la Cuenca del Duero por el corredor de La Bureba. Representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica, y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo. La geometría del relleno de la cuenca, exceptuado el sector occidental, presenta una forma de prisma abierto hacia el Norte, con la base del Terciario situada a más de 3.000 m bajo el nivel del mar en el margen pirenaico. Sobre esta superficie basal el Terciario presenta una tendencia al solapamiento expansivo hacia el Sur, con los materiales más antiguos recubriendo tal superficie en el margen pirenaico y los más modernos hacia el margen ibérico.

Hay que tener presente que una parte del relleno de la Cuenca del Ebro, en especial en su margen norte, está constituido por formaciones marinas y continentales que se reconocen igualmente en el orógeno pirenaico, donde actualmente forman parte de la cobertera despegada y cabalgante sobre la cuenca del Ebro. En las zonas donde no emergen los cabalgamientos frontales el límite entre la actual Cuenca del Ebro y las cuencas terciarias pirenaicas de Jaca y Graus es difuso, con continuidad de los afloramientos oligocenos.

No obstante, la Cuenca del Ebro no es uniforme en sus rasgos, y puede dividirse en tres sectores sobre la base de la estructura, historia de la subsidencia y edad de los materiales aflorantes:

- **un sector occidental** de orientación E-O, que aparece como una cuenca de antepaís simétrica afectada por cabalgamientos activos hasta el Mioceno superior, tanto en el margen ibérico (Macizo de Cameros-Demanda) como en el margen pirenaico (Sierra de Cantabria), los cuales reducen en un 70% la amplitud inicial de la cuenca. El relleno terciario presenta además pliegues monoclinales vergentes al norte que son el reflejo de láminas de cabalgamiento que afectan a los materiales del basamento preterciario (figura 19, corte I), así como pliegues de despegue E-O a ONO-ESE con vergencia sur. La terminación oriental de estos pliegues al N del Ebro y el río Alhama al Sur marcan el límite de este sector, que fue intensamente subsidente tanto en el Paleógeno como en el Neógeno, con espesores totales que superan los 5.000 m.

- **un sector central**, más amplio y menos subsidente que el anterior, con estructura prácticamente tabular (figura 19, corte II). Se caracteriza por presentar un depocentro de materiales mesozoicos que empieza en la vertiente occidental de la falla del Segre. En este sector existe un desplazamiento progresivo de la sedimentación hacia el margen ibérico, el cual funciona finalmente como margen pasivo de la cuenca. El sustrato preterciario próximo a este margen está afectado por cabalgamientos de dirección NO-SE y vergencia N que condicionan la sedimentación paleógena y afectan, incluso, al relleno neógeno, provocando afloramientos locales del sustrato como paleorrelieves entre los materiales miocenos. Esta zona se caracteriza por haber tenido una intensa actividad de exploración petrolera hasta 1964, dicha actividad empezó con Valdebro y terminó con Enpasa. Posteriormente sólo hubo una actividad exploratoria reducida y discontinua. El último sondeo Zuera-1 fue terminado por ENIEMSA en 1982.

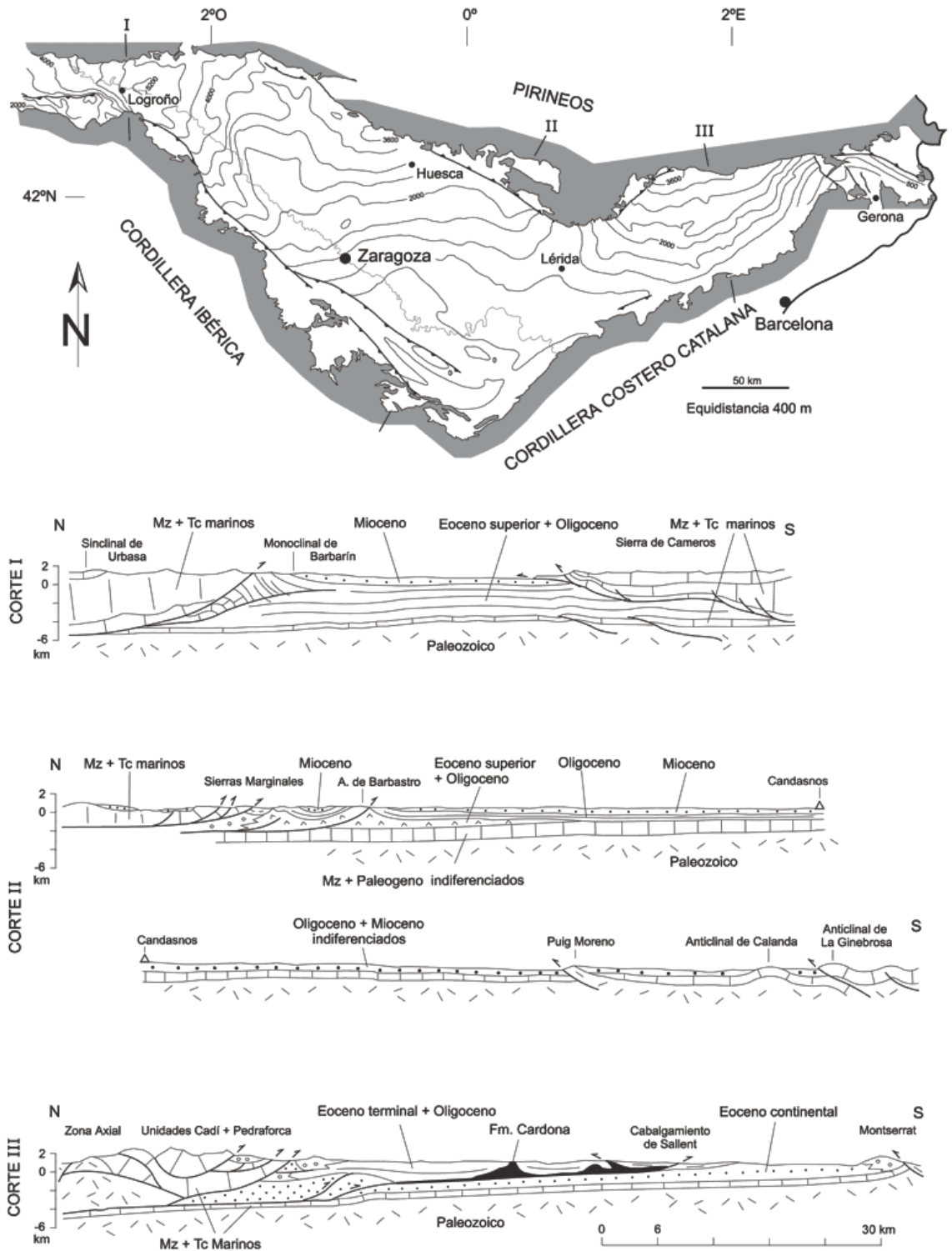


Figura 19: Mapa de isobatas del Paleozoico y cortes sintéticos de los tres sectores de la Cuenca del Ebro. Mapa simplificado de ITGE (1990); Corte I simplificado de Muñoz-Jiménez y Casas-Sáinz (1997); Corte II simplificado a partir de Martínez-Peña y Pocovi (1988), Senz y Zamorano (1992) y González (1989); Corte III simplificado de Vergés et al. (1992). Mz: Mesozoico; Tc: Terciario (tomado de Pardo et al., 2004)

- **Un sector oriental**, aproximadamente al E de los ríos Noguera Ribagorzana y Guadalope, donde no existe registro de relleno neógeno, pero que fue netamente subsidente durante el Paleógeno y en el que se reconocen los materiales plegados con direcciones E-O a ESE-ONO y NE-SO en las proximidades del frente surpirenaico, donde el espesor de Terciario llega a superar los 3.600 m. Dichos pliegues están ligados al despegue de horizontes evaporíticos, asociados con la estructuración del frente surpirenaico.

2.2.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

En la Cuenca del Ebro se han realizado gran cantidad de sondeos de exploración, a partir de los cuales se conoce la potencia del relleno y, en ocasiones, las características del sustrato preterciario (figura 20). También aportan datos sobre la litología del relleno terciario de la cuenca, pero resulta muy difícil reconocer la edad de los materiales o los límites de las UTS a partir de dichos datos. Como posible almacén de CO₂ interesan las formaciones que se encuentren a profundidad adecuada, entre 800 y 2.500 m bajo la superficie topográfica.

2.2.2.1. SECTOR OCCIDENTAL

El espesor del relleno terciario de la cuenca es superior a los 3.000 m, de manera que queda descartado el sustrato preterciario. Son muy extensos los recubrimientos del relleno terciario por láminas cabalgantes con materiales mesozoicos y paleozoicos, especialmente en el borde meridional. Los principales sondeos que informan sobre la constitución litológica de la cuenca son: Demanda-1 (nº 521), Rioja-2 (nº 376), Rioja-1 (nº 357), Rioja-4 (nº 434), Rioja-5 (nº 542) Rioja-3 (nº 408) Arnedo-1 (nº 107) Marcilla-1 (nº 15).

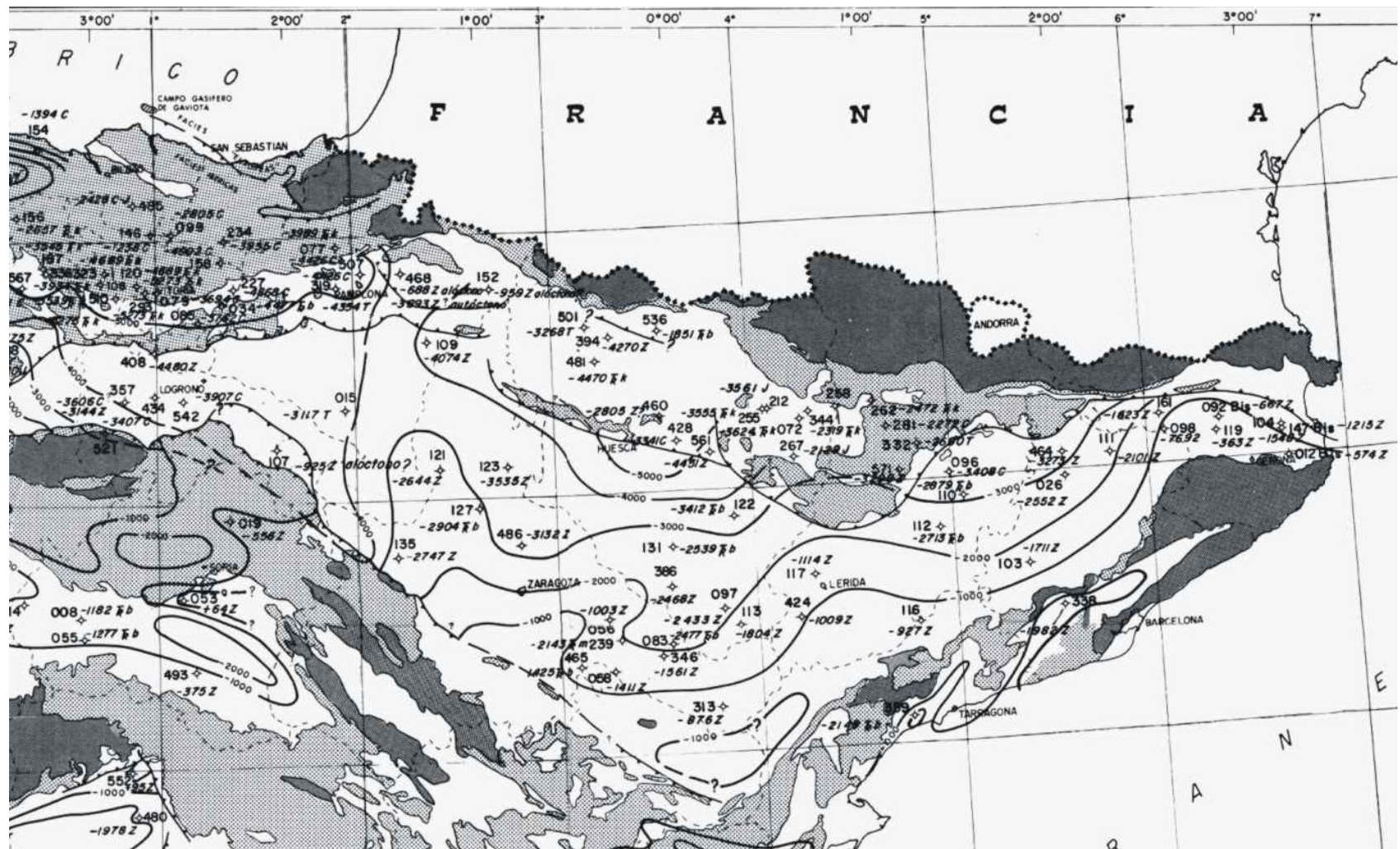


Figura 20: Mapa de isobatas del techo del Paleozoico (datum nivel del mar) con situación de los sondeos petrolíferos en la Cuenca del Ebro (modificado de Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España, IGME, 1987).

2.2.2.2. SECTOR CENTRAL

La parte NO de este sector tiene un relleno terciario muy potente, de manera que se puede considerar un posible almacén en los materiales de dicho relleno, generalmente arcilloso y con pasadas arenosas, carbonatadas y evaporíticas. Esta situación se refleja en los siguientes sondeos: Sangüesa-1 (nº 109), Valpalmas-1 nº 123), Ejea-1 (nº 121), Tauste Este-1 (nº 127), Magallón-1 (nº 135), Zuera-1 (nº 486), Zaragoza-1 (nº 84), Monzón-1 (nº 122), Esplús-1 (nº 143), Sariñena-1 (nº 131), Ebro-2 (nº 386), Candanos-1 (nº 124), Fraga-1 (nº 113), Ballobar-1 (nº 97), Gelsa-1 (nº 259), Bujaraloz-1 (nº 83), La Zaida-1 (nº 58), Lopin-1 (nº 465).

Sin embargo, la continuidad del Triásico, sus características litológicas y la existencia de un buen confinante al nivel del Keuper permite delimitar algunas áreas de interés para esta zona entorno a los 1.250 m de profundidad.

Monegrillo-1 (nº 56)

820 m de margas yesíferas con episodios calizos constituyen el relleno terciario de la cuenca, sobre anhidrita masiva con intercalaciones dolomíticas del Lías que yacen, a 978 m, sobre arcillas, sal y anhidrita del Keuper. A 1.064 m son ya dolomías del Muschelkalk, que se continúan hasta 1.288 m con una intercalación de sal y anhidrita entre 1.175 y 1.208 m. Un conjunto de conglomerados, areniscas y arcillas del Bunt forman la base del Mesozoico sobre los esquistos paleozoicos a 1.381 m.

Ebro-1 (nº 346)

El Terciario está formado por una alternancia de 705 m de arcillas, calizas y yeso, que reposa sobre un conjunto retiene de dolomías, anhidrita y arcilla, hasta 1.256 m, donde son ya arcillas y anhidrita del Keuper. Entre 1.376 y 1.674 m se encuentran las dolomías del Muschelkalk, alternantes con arcillas y con una intercalación evaporítica destacada en su parte media. Los conglomerados, areniscas y arcillas del Bunt yacen a 1.893 m sobre materiales paleozoicos (arcillas, limolitas y areniscas).

2.2.2.3. SECTOR ORIENTAL

Su parte meridional, en continuidad con la última zona descrita, presenta un único sondeo en el que el recubrimiento terciario es muy escaso y deja pocas posibilidades de utilización incluso a las formaciones triásicas. Esta parte del sector oriental comprende los terrenos situados aproximadamente al Sur del paralelo de Mayals. Sin embargo, al no disponerse más que de un sondeo en esta zona de cierta extensión queda abierta la posibilidad de que haya puntos más favorables, con recubrimiento algo mayor. Para este sector de la cuenca se han consultado los siguientes sondeos: Caspe-1 (nº 313), Mayals-1 (nº 424), Lérida-1 (nº 117), Basella-1 (nº 96), Oliana-1 (nº 5), 110 Sanahuja-1 (nº 110), Pinos-1 (nº 118), Puireig-1 (nº 26), Jabalí-1 (nº 464), Perafita-1 bis (nº 111), Riudaura-2 (nº 173), Riudaura-1 (nº 161), Sant Privat-1 (nº 276), Juanetas-1 (nº 98), Gerona-2 (nº 147 bis), Gerona-1 (nº 104), Sant Miquel de Camp Mayor-1 (nº 119), Ampurdán-2 (nº 92bis), La Bisbal-1 (nº 12bis)

Senant-1 (nº 116)

1.423 m de relleno terciario (paleógeno) sobre arcillas y areniscas del Keuper que dan paso a 1.456 m a dolomías del Muschelkalk, que alcanzan los 1.630 m con un

tramo limoso intermedio de 60 m. La parte inferior del Trías es arcillosa y muy adelgazada, de manera que el sondeo perfora el Paleozoico a 1.649 m. El Terciario es predominantemente arenoso en la parte superior, pero por debajo de 650 m está constituido eminentemente por arcillas, entre las que destaca un tramo eoceno de unos 100 m de calizas superpuesto a otros 120 m de areniscas entre 940 y 1.159 m.

Castellfullit-1 (nº 103)

1.935 m de arcillas paleógenas con intercalaciones menores de limos, areniscas, calizas y anhidrita (destacan unos 70 m de anhidrita en torno a los 600 m de profundidad). Debajo, arcillas del Keuper, y entre 1.975 y 2.195 m, dolomías del Muschelkalk en dos barras principales con un tramo intermedio arcilloso-evaporítico de 70 m. El Buntsandstein es arcillo-arenoso y alcanza casi los 2.450 m.

En la parte septentrional de este sector de la cuenca (al Norte del paralelo de Guissona) solamente presentan interés las formaciones del relleno terciario, bien por su gran espesor (mayor de 2.500 m), o bien porque aun siendo menor el espesor del Terciario, éste se dispone directamente sobre el zócalo paleozoico (es el caso del corredor del Ampurdán, que une el Golfo de Rosas con la Cuenca terciaria del Ebro). Los sondeos en esta zona son muy numerosos.

Guissona-1 (nº 112)

Entre 815 y 1.640 m se encuentra un tramo de anhidrita y sal con intercalaciones arcillosas que puede constituir un magnífico confinamiento de un posible almacén, el cual podría ubicarse en el potente tramo carbonatado eoceno perforado entre 1.760 y 2.408 m. Las dolomías del Muschelkalk se encuentran ya a una profundidad excesiva (2.693 m).

Rosas 1-1 (nº 498)

Sondeo en el mar. Perforado hasta 1.150 m. Sin registro. Agua hasta 227 m.

2.2.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS

2.2.3.1. SECTOR OCCIDENTAL

En el sector occidental solamente pueden tenerse en cuenta posibles almacenes en el seno del relleno terciario, dada la gran potencia del mismo (figura 21). La información de subsuelo indica la presencia de tramos arenosos y conglomeráticos a profundidad adecuada, especialmente en la franja meridional, pero se hace necesario definir con la máxima precisión la geometría y posición de tales niveles, así como la calidad del confinamiento.

Por otra parte, la lámina cabalgante de la Sierra de La Demanda ha sido perforada por el sondeo 521, poniendo de manifiesto la abundancia de conglomerados y arenas en el Terciario situado bajo ella, a profundidad adecuada.

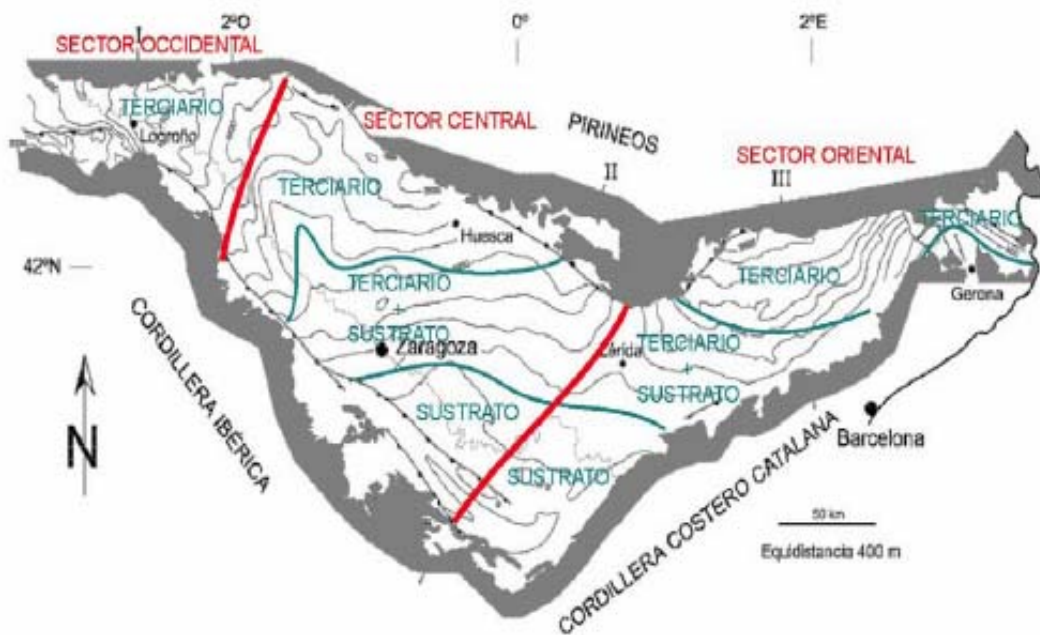


Figura 21: División de la Cuenca del Ebro en sectores. Situación aproximada de las divisiones de cada sector en función del espesor del relleno terciario y, por tanto, de la profundidad de las posibles formaciones almacén tanto en el relleno terciario como en el sustrato (Geología de España, Ed. IGME, 2004)

Los materiales preterciarios solamente tienen interés como posible almacén en el sector de Arnedo, donde una lámina cabalgante presenta el Trías en facies germánica a una profundidad adecuada, con las facies Keuper como litología confinante y las facies Muschelkalk y Buntsandstein como posibles litologías almacén. Sin embargo, en el sondeo el Keuper tiene un espesor relativamente reducido (unos 70 m).

2.2.3.2. SECTOR CENTRAL

En el sector central pueden diferenciarse tres dominios diferentes en cuanto a las posibilidades de almacenamiento de CO₂:

- Una parte de relleno terciario muy potente en la que solamente puede plantearse un posible almacén en los materiales de dicho relleno, generalmente arcilloso y con pasadas arenosas, carbonatadas y evaporíticas. Es la parte occidental y NO, adyacente al sector anterior. La información de sondeos indica un relleno muy heterogéneo, en el que es difícil precisar la geometría, volumen y disposición de posibles tramos litológicos que puedan servir de almacén o confinamiento.

- Una parte de espesor intermedio en la que es posible encontrar tramos potencialmente interesantes a una profundidad adecuada tanto en el relleno terciario como en el sustrato preterciario de la cuenca. Se extiende esta zona en una ancha franja E-O entre Zuera-Zaragoza y Monzón-Llérida. La posibilidad de utilización de formaciones del relleno terciario presenta las limitaciones ya comentadas derivadas de su heterogeneidad.

En cuanto a los materiales del sustrato, presentan especial interés las facies del Triásico que con frecuencia se encuentran en este sector formando la superficie del sustrato.

El Triásico es de tipo germánico y consta de los tres pisos clásicos, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. El Buntsandstein está constituido por detríticos continentales en su parte basal y media y por evaporitas en su zona terminal (facies Rot). El Muschelkalk está constituido por dos episodios carbonatados predominantemente calcáreo-dolomíticos sedimentados en una plataforma extensiva de carácter lagunar que corresponden al Muschelkalk inferior y superior con una intercalación predominantemente arcilloso-limolítica continental con intercalaciones de anhidritas y localmente sales depositadas en ambientes transicionales. Las facies del Triásico se benefician en su parte superior de formaciones arcilloso-evaporíticas de extensión regional.

Las potencias de Triásico se reducen fuertemente contra los altos, como ejemplo la parte norte de la Catalánides, pero rápidamente aumentan de potencia como se ha comprobado en los sondeos del off-shore como es el caso del Barcelona Marino E1. Las máximas potencias de Triásico se depositaron en el flanco occidental de la falla de Segre.

- Hay una última parte en la que el espesor de Terciario es inferior o próximo a 800 m. En ella solamente cabe considerar posibles almacenes del sustrato de la cuenca, confiando su confinamiento únicamente a formaciones pertenecientes también al sustrato. Las formaciones triásicas son las consideradas fundamentalmente, con la ventaja de encontrarse a menor profundidad que más al Norte: las dos barras dolomíticas del Muschelkalk (la superior sellada por el Keuper y la inferior sellada por el tramo intermedio evaporítico del Muschelkalk) y las areniscas y conglomerados de la parte inferior del Buntsandstein (selladas por las facies Röt, de arcillas y evaporitas). En esta zona y en la anterior se cuenta, además, con la presencia de un tramo evaporítico adicional en el Retiense muy desarrollado. Esta parte de la cuenca ocupa la franja meridional, adyacente al margen ibérico, pero en las zonas más próximas a dicho margen posiblemente los tramos favorables se encuentren demasiado próximos a la superficie.

2.2.3.3. SECTOR ORIENTAL

En el sector oriental, mayoritariamente formado por relleno paleógeno marino, también pueden diferenciarse varios dominios:

- La parte meridional, en continuidad con la homóloga del sector central, presenta un recubrimiento terciario muy escaso. En el único sondeo que perfora la zona es tan reducido que deja pocas posibilidades de utilización incluso a las formaciones triásicas del sustrato, aunque posiblemente haya zonas con mayor espesor de Terciario. Esta parte del sector oriental comprende los terrenos situados aproximadamente al Sur del paralelo de Mayals.

- La parte comprendida aproximadamente entre la anterior y el paralelo de Guissona, en la que es posible encontrar formaciones de interés a profundidad adecuada tanto en el sustrato de la cuenca como en el relleno terciario. En los pocos sondeos de la zona apenas se han encontrado formaciones terciarias de interés, debido a su heterogeneidad litológica. Únicamente en el sondeo 116 hay un posible tramo de interés formado por calizas y areniscas eocenas intercalado entre lutitas. Las formaciones de interés en el sustrato son el Muschelkalk y el Buntsandstein, que no presentan la misma continuidad que en el sector central, bien por erosión o por cambio lateral de facies.

- La parte septentrional (al Norte del paralelo de Guissona) solamente presenta formaciones de interés en el relleno terciario, bien por su gran espesor (mayor de 2.500 m) o bien porque el sustrato es directamente el zócalo paleozoico. El espesor

de Terciario aumenta rápidamente al alejarse del borde catalánide. Destaca especialmente la presencia generalizada de un potente tramo evaporítico eoceno que puede constituir el confinamiento de un posible almacén en formaciones situadas por debajo, mayoritariamente potentes tramos carbonatados lutecienses, cuienses e ilerdienses situados directamente bajo las evaporitas o con un tramo margoso intermedio. Dicho tramo confinante, ausente en algunos lugares, desciende rápidamente conforme aumenta la distancia al borde catalánide, llegando a disponerse por debajo de 2.500 m en el extremo NO.

- El corredor del Ampurdán, que une el Golfo de Rosas con la Cuenca terciaria del Ebro también presenta el tramo evaporítico mencionado, más profundo hacia el Norte, al tiempo que aumenta el espesor del Terciario. Las posibles formaciones de interés situadas por debajo son de espesor mucho más reducido que en la zona anterior, inmediatamente al Oeste. En el sector meridional de este corredor el espesor de Terciario es muy reducido, y su sustrato es el zócalo paleozoico. No hay datos sobre las posibilidades en el Golfo de Rosas.

Las formaciones paleozoicas no han sido tenidas en cuenta como posible almacén, ya que se tienen muy pocos datos sobre su distribución y características bajo la cuenca (solamente los datos puntuales de algunos sondeos, que finalizan en estos materiales).

2.2.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO₂ EN LA CUENCA DEL EBRO

A continuación se describen para cada zona las unidades potencialmente favorables para el almacenamiento geológico de CO₂, así como las posibles unidades que actuarían como sello. Estas unidades han sido seleccionadas utilizando como principal fuente de información las campañas sísmicas y los sondeos de exploración de hidrocarburos realizados en la Cuenca del Ebro entre los años '60 y '80. La información procedente de estas campañas de exploración se encuentra disponible en el Fondo Documental del Archivo de Hidrocarburos gestionado por el IGME.

De las siete unidades delimitadas en la Cuenca del Ebro, cuatro se encuentran en la zona del Ebro Central que se sitúa entre la falla del Segre al este, la Cordillera Ibérica al sur, el frente surpirenaico de las Sierras Meridionales al norte y como límite arbitrario la isohipsa de -2000 m de base del Terciario.

❖ *Unidad Ebro_1 (Sector Central)*

Dentro del dominio onshore estudiado en la Cuenca del Ebro se encuentra una primera estructura de interés al nivel del Triásico Superior (Retiense). El Jurásico se inicia con la sedimentación de las dolomías de la Fm. Imón (Rético) y termina con las dolomías del Jurásico superior. Ha sido intensamente erosionado, durante el hiato del terciario, en todo el valle del Ebro.

La Fm. Imón se sitúa estratigráficamente sobre el Keuper y es seguido por las anhidritas del "Infralías" que a veces pasan lateralmente a brechas poligénicas donde la erosión preterciaria es muy profunda. Esta formación en los sondeos está constituida por dolomías vacuolares de color gris, con porosidad primaria y secundaria. Presenta potencias entre 35 y 60 m. La Fm. Imón en los afloramientos de las Catalánides se presenta en forma de dolomías tableadas decimétricas, pseudooolíticas y con porosidad primaria. Tienen una potencia de 30 a 40m.

Presenta buena porosidad, considerando que se trata de una formación carbonatada. El proceso de dolomitización está asociado, sin lugar a dudas, a la migración de fluidos ricos en magnesio y sulfatos del depocentro de la cuenca hacia los bordes. Es un mecanismo de dolomitización y de generación de porosidad. Los iones magnesio y sulfato son inestables en profundidad y migran durante el proceso de litogénesis. Los fluidos que se expelen presentan concentraciones elevadas de estos iones.

La presencia de dolomías vacuolares con porosidad primaria y secundaria en las zonas donde están cubiertas por anhidritas se debe esencialmente al efecto de la migración de fluidos del depocentro de la cuenca hacia las zonas más someras, canalizadas entre los episodios evaporíticos del "Infralías" y el Keuper. En las zonas donde esta formación está por debajo de las carniolas la porosidad suele ser menor.

La Fm Imón se ha cortado, en todos los sondeos de Ebro Central salvo Monzón y Lérida que no tienen, a profundidades menores o próximas a 2000m:

Tabla 5: Espesores de la Formación Imón reconocidos en sondeos

Espesores y profundidades de Fm. Imón por sondeo			
Sondeo	Techo	Base	Potencia
Ballobar 1	1705	1765	60
Bujaraloz 1	1916	1980	64
Candasnos-1	1496	1546	50
Chiprana-1	1400	1430	30
Ebro-1	1188	1256	68
Ebro-2	1543	1603	60
Esplús-1	2020	2085	65
Fraga-1	1163	1205	58
La Zaida 1	952	1070	118
Lopín-1	1104,5	1132,8	28
Sariñena-1	2008	2049	41

Esta formación en los bordes de la cuenca está constituida por dolomías pseudo-oolíticas, tableadas, decimétricas y con zonas con porosidad primaria de un 3-4%.

La Fm. Imón presenta características muy favorables para almacenamientos subterráneos de gas debido a que esta intercalado entre dos excelentes rocas cobertera: las evaporitas del Infralías (cuando no han sido erosionadas) y las evaporitas del Keuper.

En el sector Central del Ebro se ha delimitado para este nivel del triásico una extensión de unos 36 km².

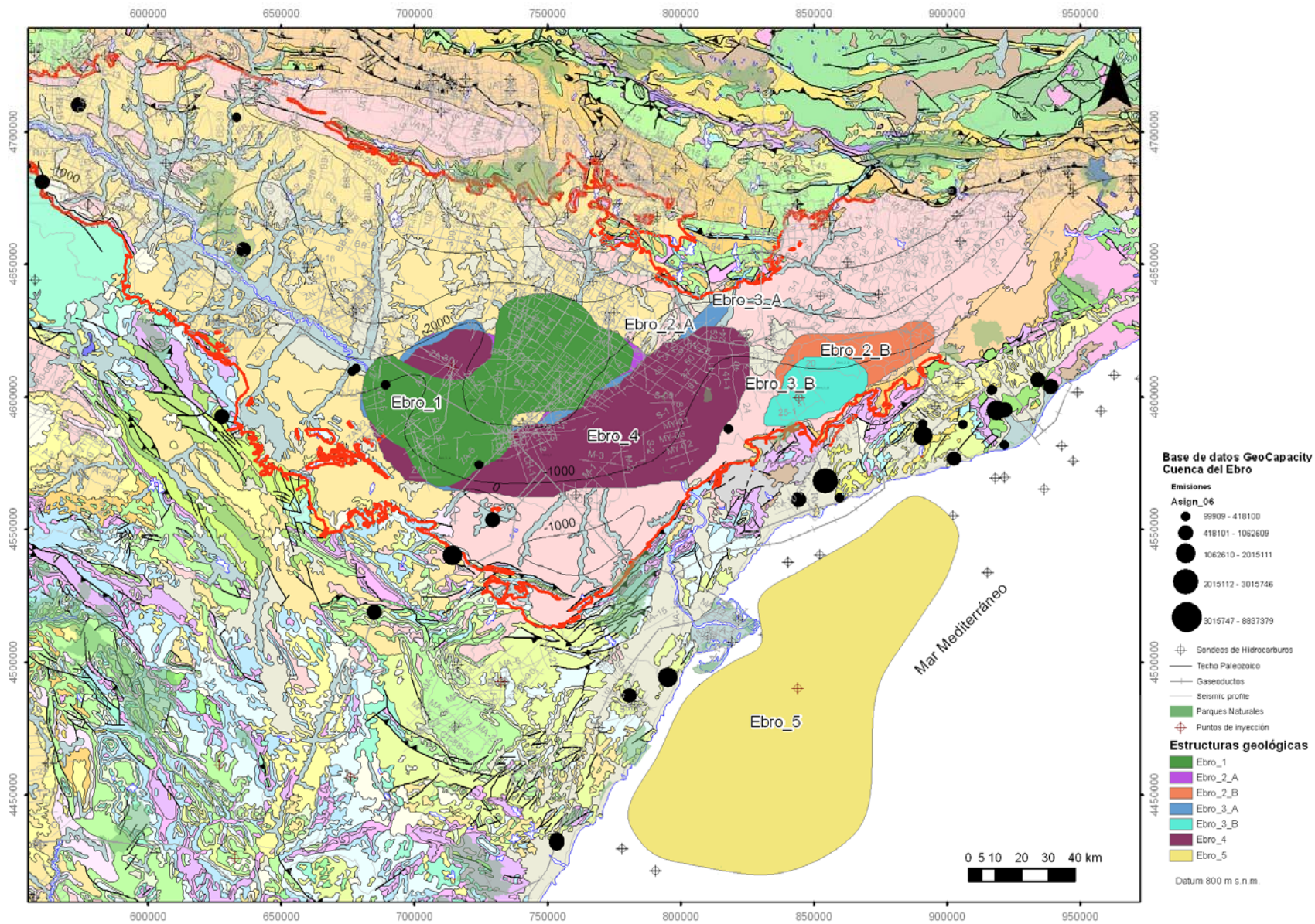


Figura 22: Mapa geológico distribución espacial de las áreas delimitadas como almacén de CO₂ dentro de la Cuenca del Ebro (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

Tabla 6: Características geológicas de las zonas seleccionadas como posibles almacenes (IGME, Grupo de Almacenamiento CO2, 2009)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación	Base formación	Litología del sello	Edad del sello	POROSIDAD	SALINIDAD (ppm)
Ebro_1	Triásico Superior (Retiense)	Dolomías y calizas	1200	1250	Evaporitas y carniolas	Infralías (Hettangiense)	0,085	—
Ebro_2_A	Triásico Medio (Muschelkalk-III)	Dolomías	1064	1179	Arcillas y evaporitas	Keuper	0,1	90000
Ebro_2_B	Triásico Medio (Muschelkalk-III)	Dolomías	1456	1521	Arcillas y evaporitas	Keuper	0,1	—
Ebro_3_A	Triásico Medio (Muschelkalk-I)	Dolomías	1208	1283	Arcillas y evaporitas	Muschelkalk II	0,1	—
Ebro_3_B	Triásico Medio (Muschelkalk-I)	Dolomías	1600	1640	Arcillas y evaporitas	Muschelkalk II	0,1	—
Ebro_4	Triásico Inferior (Buntsandstein)	Areniscas y conglomerados	1320	1480	Arcillas y evaporitas	Facies Röt	0,1	—
Ebro_5	Cretácico Superior	Calizas	1200	1600	Arcilla	Mioceno	0,08	—

Tabla 7: Capacidad de almacenamiento calculada para cada objetivo prioritario y los parámetros empleados en su cálculo (IGME, Grupo de Almacenamiento CO2, 2009)

Estructura	Área (m2)	Espesor	Densidad CO2 (kg/m3)	Volumen (m3)	Factor de eficiencia	Capacidad total estimada (Mt)
Ebro_1	3,64E+09	50	475	3,67E+10	2	147,03
Ebro_2_A	3,58E+09	115	440	4,12E+10	2	362,78
Ebro_2_B	1,19E+09	65	610	7,74E+09	2	94,38
Ebro_3_A	3,43E+09	75	470	2,57E+10	2	241,83
Ebro_3_B	6,74E+08	40	640	2,70E+09	2	34,52
Ebro_4	5,61E+09	160	575	8,98E+10	2	1032,77
Ebro_5	8,63E+09	400	718	1,24E+11	2	1784,55

Dentro de los límites del Ebro Central han sido identificadas al nivel del de la Fm. Imón varias estructuras concretas. Estas estructuras están ubicadas en las inmediaciones de alguno de los sondeos que atraviesan la formación y reciben el nombre del mismo sondeo. Las líneas sísmicas que cruzan estas estructuras tanto a lo largo como a lo ancho permiten definir con bastante precisión la geometría, la extensión, la presencia del sello etc. Se trata en general de estructuras anticlinales de eje NO-SE con una porosidad media entorno al 6% y que se benefician de formaciones coberteras con espesores comprendidos entre 81 y 400 m. Las características de cada una de estas estructuras se sintetizan en la Tabla 4.

Tabla 8: Características de las estructuras identificadas al nivel del Retiense en el Ebro Central(IGME, Grupo de Almacenamiento CO2, 2009)

ESTRUCTURA	PROFUNDIDAD	COBERTERA	ALMACÉN
CHIPRANA-EBRO-1	1191	331 m. de anhidritas del "Rético". Buena y muy potente	Fm. Imón. 44 m. Porosidad media 6% Buena
EBRO-2	1543	188 m. de anhidritas del "Rético". Buena	Fm. Imón. 60 m. Porosidad media 6,6%. Bueno
EBRO ESTE	*1587	200 m. de anhidritas del "Rético". Buena	Fm. Imón. 45 m. Porosidad media 7,3%. Bueno
ESPLUS-1	2020	Más de 100 m. de brecha poligénica y arcillas. Indicios de gas debajo de la brecha	Fm. Imón. 65 m. Porosidad media 7,7%. Bueno
LOPIN-1	1119	447 m. de anhidritas del "Rético". Buena y muy potente	Fm. Imón. 41 m. Porosidad media 3,4%. Mediocre
SARIÑENA-1	2008	190 m. de anhidritas del "Rético". Buena y muy potente	Fm. Imón. 41 m. Porosidad 7,7%. Bueno

* Ref.DP=+250 m.

Para algunas de estas estructuras se han detectado puntos débiles como por ejemplo la existencia de posibles pequeñas fallas (estructura Chiprana-Ebro-1), cierre de la estructura contra falla (Ebro-2), pequeño tamaño (Ebro Este), calidad de la cobertera desconocida (Esplus-1) o porosidad anormalmente baja (Lopin-1).

La estructura de mejor calidad detectada es la Sariñena para la que no se conocen puntos débiles. El cierre de la estructura la constituye un anticlinal orientado NO-SE con flancos NE y SO suaves. No se aprecian complicaciones estructurales ni en el eje ni en los flancos. El almacén es la Fm. Imón con un espesor de 41 m. y una porosidad media estimada en esta zona de 7,6%. El techo está a una profundidad de 2008 m. A nivel de la isobata 2000m. tiene una superficie cerrada de 25,8 km² y un cierre vertical de 70m. La anhidrita del "Rético" (Retiense) que sirve de sello tiene una potencia de 190m.

ISOBATAS

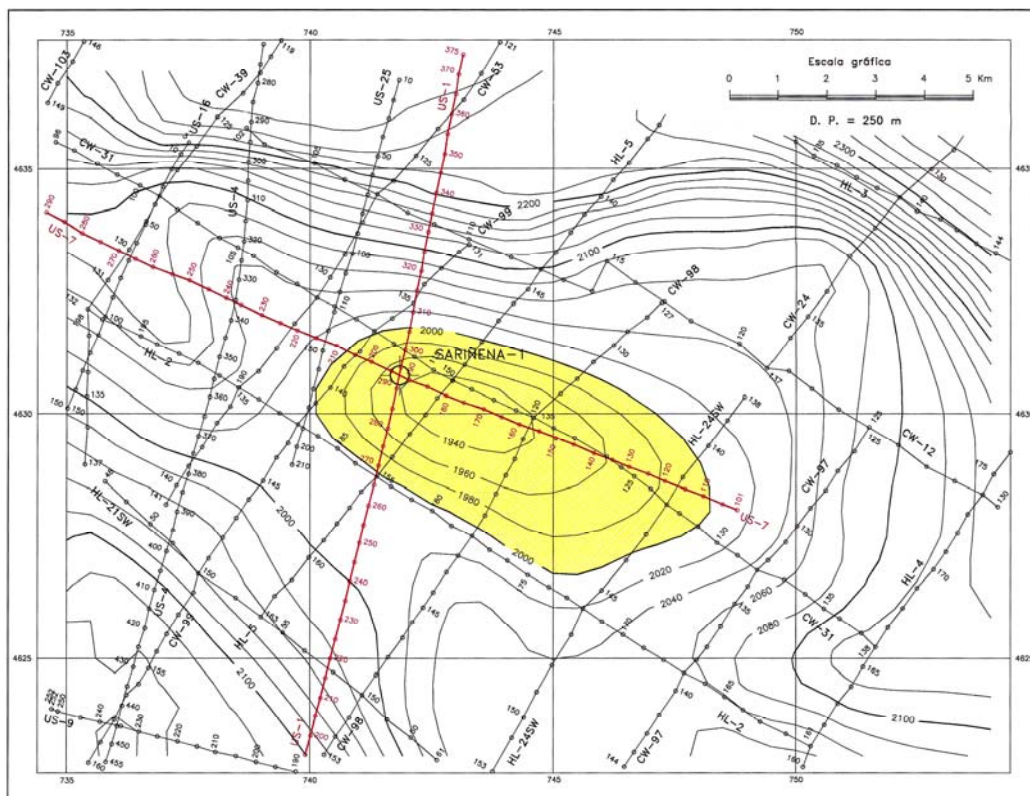


Figura 23: Isobatas de la base de la Fm. Imón (ENAGAS)

En superficie la Fm. Imón está entre el Keuper y las brechas sinsedimentarias del Infralías. Las anhidritas han sido disueltas y sólo queda la brecha de las dolomías intercaladas y parte de Lías que sigue. Esta formación es el objetivo fundamental de la exploración de acuíferos en la Cuenca del Valle del Ebro.

❖ Unidades Ebro_2_A y Ebro_2_B

Otro intervalo de interés se encuentra al nivel del Triásico Medio, representado por la facies del Muschelkalk. Se han podido definir dos zonas de extensión de esta facies ubicadas en el Sector Central y respectivamente en el Sector Oriental de la Cuenca del Ebro.

El Muschelkalk Superior está constituido por alternancias de dolomías métricas, dolomías tableadas y dolomías arcillosas. Destacan los niveles estromatolíticos y con paleokarst como almacenes potenciales. Tal como se puede observar en el apartado de trabajos de campo en el Muschelkalk superior existen construcciones arrecifales y niveles con paleokarst.

La parte superior de la formación suele presentar unos niveles carbonatados con ripples que se han atribuido a mareas que corresponden al tramo regresivo de transición al Keuper.

El Muschelkalk superior se ha cortado, a profundidades menores o próximas a 2000m., en los sondeos de la tabla 3.

Tanto en el Muschelkalk superior como el inferior, hubo periodos de emersión en los que se originan, a nivel regional, niveles carstificados. El karst es prácticamente sinsedimentario y origina niveles con porosidad secundaria elevada, pero discontinuos aparentemente.

El Muschelkalk superior es similar al Muschelkalk inferior, tienen litologías similares, están asociados al mismo tipo de ambiente sedimentario y presentan los mismos fenómenos cársticos. El Muschelkalk, tanto el superior como el inferior, presentan en general porosidad secundaria elevada aunque irregular y gran permeabilidad, tal como se ha indicado anteriormente, asociada a desarrollos paleokársticos. Los datos obtenidos de los cálculos de porosidad indican que ésta se halla concentrada en unos pocos metros y casi nunca en el mismo nivel ya que corresponden, según esta interpretación, a los niveles de paleokarst. Los datos de porosidad media obtenida en los sondeos varía entre 14,4% en el sondeo Fraga-1 y 6,2% en el Lopín-1. Comparando las observaciones geológicas de superficie con la distribución de la porosidad en el subsuelo parece ser que el paleokarst está mucho más desarrollado en las Cordilleras Catalanas y en el Sector oriental del Valle del Ebro que en el sector Central del mismo.

El Keuper está constituido por sedimentos de tipo lutítico-evaporítico formado por alternancias de arcillas rojas, anhidritas y localmente sal. Se ha cortado a profundidades menores o próximas a 2000 m en la mayoría de los sondeos del Ebro Central donde presenta casi siempre espesores por encima de los 110 m. Hacia el este la potencia del Keuper disminuye a 43 m en el sondeo Castellfullit-1 y 24 m en el sondeo Senant-1.

El Muschelkalk superior al presentar niveles arrecifales y paleokarst, y yacer por debajo de una excelente cobertera como es el Keuper es un objetivo para almacenamientos subterráneos de gas.

Tabla 9: Espesores de la facies del Muschelkalk Superior reconocidos en sondeos (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

Espesores y profundidades de Muschelkalk Superior			
Sondeo	Techo	Base	Potencia
Ballobar 1	1975	2099	124
Caspe 1	277	369	92
Castellfullit 1	1975	2022	47
Ebro-1	1376	1500	124
Fraga-1	1405	1531	126
La Zaida 1	1203	1310	107
Monegrillo 1	1064	1175	111
Senant 1	1456	1546	90

A partir de tres líneas sísmicas de los años 1977 y 79 de Campsa, que permiten identificar el Bunt, el Muschelkalk superior y las anhidritas de "Rético" se ha podido también identificar una estructura almacén para este nivel del triásico. Se trata de un alto regional muy claramente marcado, donde la erosión preterciaria deja en contacto las anhidritas del Retiense con la base del terciario. Presenta una superficie cerrada de 44,9 Km² al nivel de la isobata 1080 m con un cierre vertical de 190m. El almacén está constituido por las dolomías del Muschelkalk superior, identificadas con alguna duda entre 1064 y 1171 m. En este intervalo se hicieron ensayos DST que recuperaron agua salada de 90.000 ppm Cl⁻, obteniendo en uno de ellos un volumen de 425 bbls en un bombeo de 18 horas. El almacén Muschelkalk superior tiene una potencia de 107 m y el techo está a 1064m. No se dispone de ningún dato objetivo de porosidades. A efectos meramente de dar un orden de magnitud al volumen de gas almacenable, se hace un hipótesis especulativa de una porosidad del 3%.

La cobertera está constituida por alternancia de sal, arcilla y anhidrita del Keuper con una potencia de 86m. Además por encima de la supuesta Fm. Imón si es que existe, están las anhidritas del Retiense con una potencia de hasta 150m.

Como puntos débiles se menciona la presencia de alguna pequeña falla, no representada en los mapas estructurales debido a la falta de cobertura

sísmica.suficiente. Estas pequeñas fallas en principio no ponen en duda el cierre estructural de este gran alto regional, pero si pueden afectar a la definición de los flancos de esta amplia cúpula. Pero falta una buena definición de la estructura que sería deseable incluso en este estadio preliminar. No hay ninguna medida objetiva de la porosidad por las limitaciones de los logs disponibles. Sin embargo la permeabilidad parece aceptable por los resultados de los DST.

Monegrillo fue la primera estructura perforada entre Zaragoza y la falla del Segre (1 958). Desde el principio se vio que se trataba de un alto regional. El sondeo resultó negativo y el Paleozoico se encontró más alto de lo previsto. Nuevas líneas de ENPASA reconocieron posteriormente este alto y en principio se utilizó este sondeo para la interpretación de toda la zona. Dichas líneas no han podido ser localizadas, pero si los informes y mapas. En Monegrillo-1 no se ha podido identificar la Fm. Imón. Los "cuttings" quedan casi totalmente enmascarados por los abundantísimos "cavings". Los logs no son adecuados para resolver el problema y el único testigo (963.2m.-967.4m) que teóricamente debería estar dentro de la Fm. Imón solo recuperó poco más de una metro de caliza y anhidrita. El DST-4 (944m.-965m.) recuperó por bombeo 300 bbls de agua salada con 125.000 ppm Cl-.

La impresión es que el Muschelkalk Superior y el Inferior están casi continuos en este alto regional que culmina en Monegrillo.

ISOBATAS

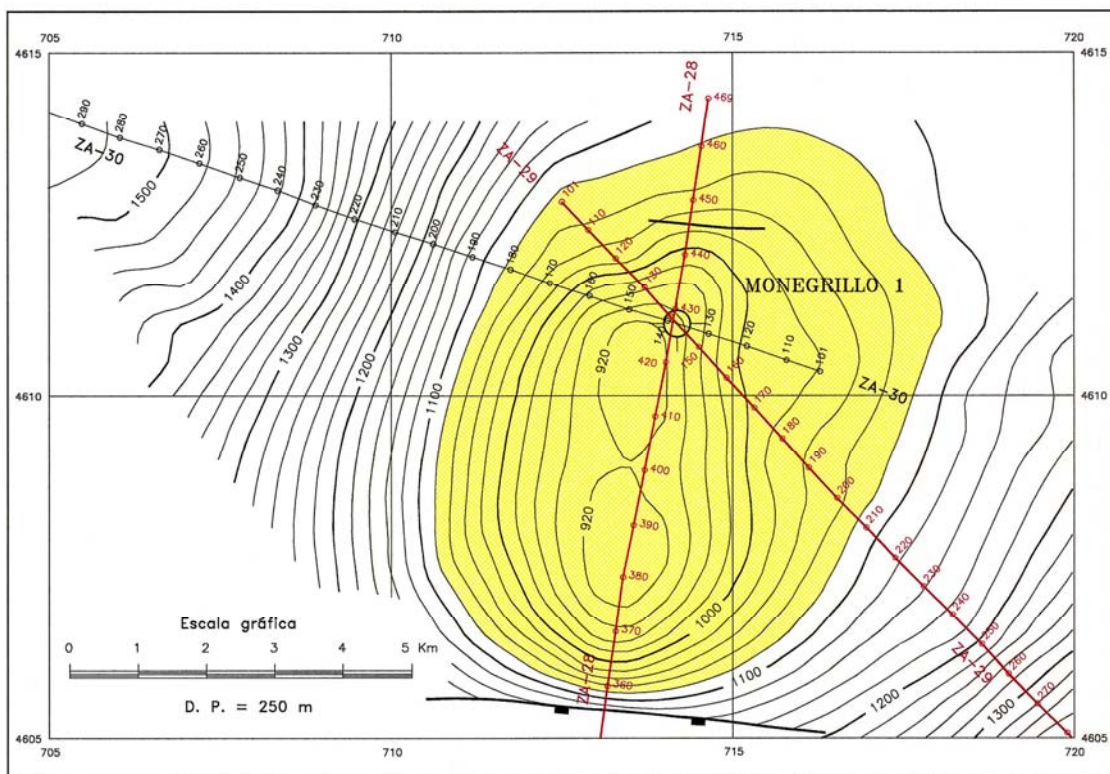


Figura 24: Isobatas del Muschelkalk superior (ENAGAS)

Más al SE el Muschelkalk superior desaparece por completo en el sondeo Chiprana-1 al haber sido eliminado por falla en su totalidad, pero que fue probado en Ebro-1.

Hacia el Este (Ebro-2B) se confirma la presencia del Muschelkalk superior en dos sondeos que atraviesan ya la Cuenca Eocena Catalana. La presencia de la

formación se ha confirmado en los sondeos Senant 1 y Castellfullit 1 con espesores de 47 y respectivamente 90 m.

Uno de los problemas que puede plantear la inyección en este nivel del Muschelkalk, y que se deberá estudiar detenidamente, es la posible conexión con otros sondeos próximos, en donde la formación aparece a muy poca profundidad, por ejemplo entre 277 y 369 m en el sondeo Caspe-1. En este caso, el CO2 inyectado en el almacén A3 a una profundidad adecuada podría migrar a través de la formación, si no existiera algún impedimento, hacia profundidades menores.

❖ **Ebro_3A y Ebro_3B**

Estas dos áreas de interés se han delimitado al nivel del Muschelkalk Inferior del Ebro Central. El Muschelkalk inferior está constituido por dolomías y calizas dolomíticas con algunas intercalaciones de evaporitas. Al igual que en el caso del Muschelkalk Superior, el Muschelkalk Inferior presenta desarrollos paleokársticos, prácticamente sinsedimentarios, y origina niveles con porosidad secundaria elevada, pero discontinuos aparentemente. Los sondeos que presentan el Muschelkalk a profundidades inferiores o no mucho mayores de 2000 m son:

Tabla 10: Espesores de la facies del Muschelkalk Inferior reconocidos en sondeos (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

Espesores y profundidades de Muschelkalk Inferior			
Sondeo	Techo	Base	Potencia
Arnedo 1	1218	1229	11
Caspe 1	459	561	102
Castellfullit 1	2090	2195	105
Ebro-1	1575	1653	78
Fraga-1	1603	1698	95
La Zaida 1	1350	1436	86
Lérida 1	1177	1242	65
Monegrillo 1	1216	1275	59
Senant 1	1602	1630	28

El Muschelkalk inferior y superior se caracterizan ambos por depositarse en un **"lagoon"**. La parte basal es transgresiva sobre los materiales del Buntsandstein y la parte superior es de carácter regresivo.

Los sedimentos del Muschelkalk están afectados por una intensa dolomitización debido a la migración de fluidos, ricos en Mg, del depocentro de la cuenca hacia los bordes.

El paleokarst del Muschelkalk, tal como se deduce de los estudios de superficie puede ser un objetivo excelente para almacenamientos de gas en acuíferos.

Como sello del almacén del Muschelkalk Inferior se consideran las arcillas y evaporitas del Muschelkalk Medio.

Alrededor del sondeo Lerida-1 se ha podido definir un periclinal, cortado por una pequeña falla hacia el E al nivel del Muschelkalk inferior y del Bunt, de salto mínimo y definición imprecisa. El Paleorelieve preterciario afecta al Muschelkalk y sigue subiendo suavemente hacia el SE. El único posible cierre sería una mínima culminación a unos 6 Km al SE del sondeo Lérida-1. El paleorelieve no está estructurado y probablemente constituye una vía de fuga de las formaciones subyacentes. En realidad, no puede hablarse de estructura cerrada.

El almacén lo constituyen las dolomías del Muschelkalk inferior, con unos 66m. de potencia y una porosidad del 5%. Durante la perforación hubo pérdida de lodo nada más entrar en esta formación. El techo de la formación se encuentra a 1 177m. La cobertera está constituida por el Terciario Continental discordante sobre el almacén. Esta estructura presenta dos puntos débiles: ausencia de cierre estructural y la presencia de agua prácticamente dulce.

Hacia el Este (Ebro_3B) los espesores del Muschelkalk Inferior disminuyen, al igual que en el caso del Muschelkalk Superior. En el sondeo Senant-1 encontramos las dolomías de esta formación entre los 1630 m y 1602 m de profundidad que soportan como cobertera la serie evaporítico lutítica con influencias detríticas del Muschelkalk Medio.

❖ **Ebro_4**

El Triásico Inferior en facies de Buntsandstein constituye otro intervalo de interés para la zona del Ebro Central con cierta extensión en el Sector Oriental.

El Buntsandstein es de tipo continental y está constituido, en líneas generales, de base a techo por conglomerados, areniscas, arcillas rojas, anhidritas y a veces sal, en su zona terminal (Facies Röt). Se trata en líneas generales de facies continentales rojas con un contenido arcilloso bastante elevado.

El Buntsandstein peneplaniza el relieve Paleozoico, factor comprobado por las anomalías tanto en espesores como en granulometrías y facies de las secciones atravesadas en los sondeos.

La irregular distribución de facies del Buntsandstein se puede resumir en:

- 1) Unas facies basales conglomeráticas que peneplanizan el paleo-relieve
Preexistente.
- 2) El establecimiento de una llanura aluvial, en el tramo medio.
- 3) Una cuenca evaporítica al final del ciclo, predominantemente lacustre, correspondiendo con las zonas de máxima subsidencia (facies Rot).

Es muy difícil establecer correlaciones de detalle dentro del Buntsandstein debido al carácter continental de los conglomerados y a la distribución de los mismos como consecuencia de las bruscas variaciones de energía de su medio sedimentario. Es imposible predecir con los medios actuales la evolución de la porosidad en esta formación. La única observación que se puede realizar es que esta formación presenta un cierto incremento de la porosidad en los sedimentos que se hallan junto al borde occidental de la falla del Segre.

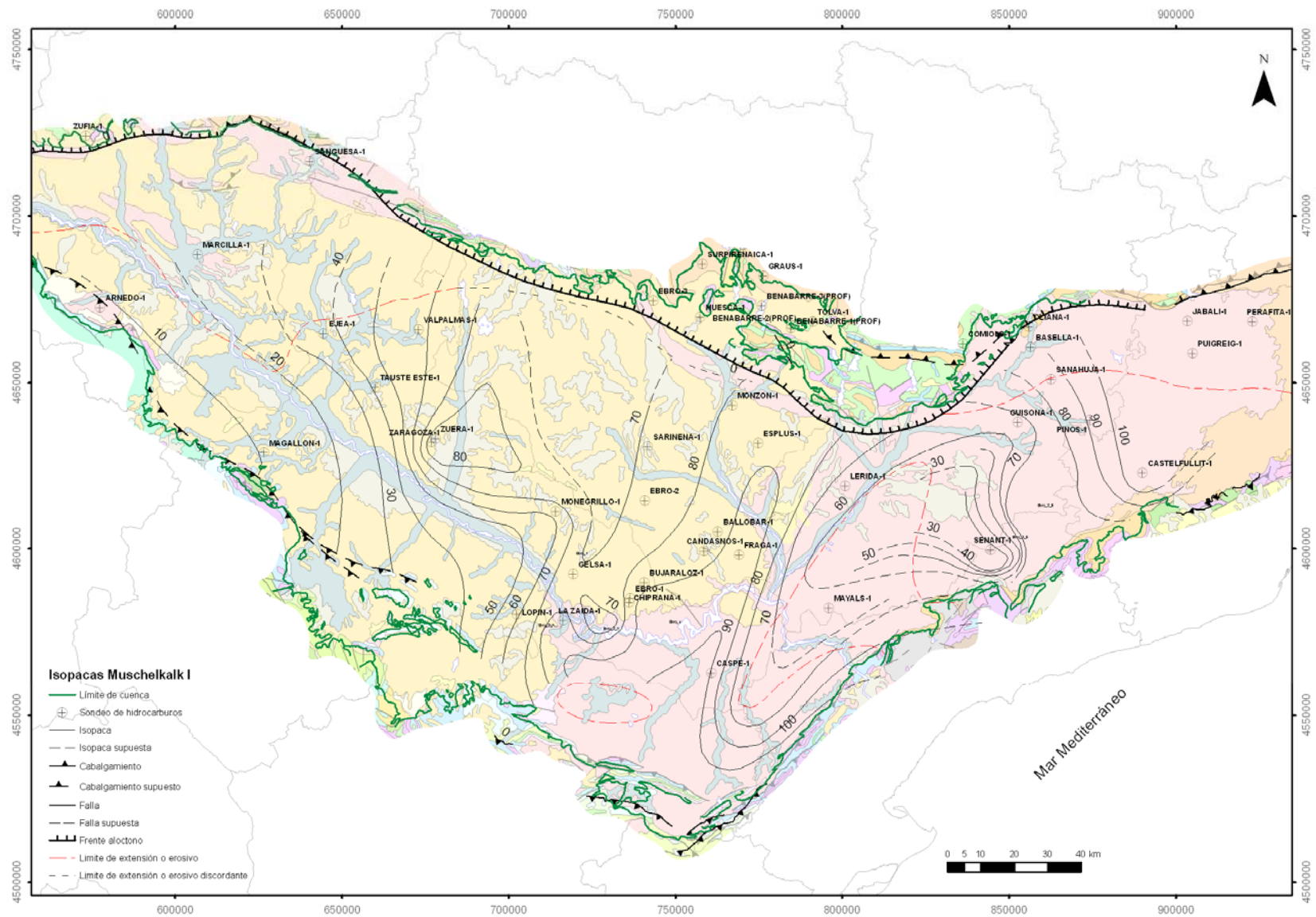


Figura 25: Isopacas del Muschelkalk Inferior (ENAGAS)

Los sondeos que presentan el Buntsandstein próximos o a menos de 2000m. de profundidad son:

Tabla 11: Espesores de la facies del Buntsandstein reconocidos en sondeos (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

Espesores y profundidades del Buntsandstein			
Sondeo	Techo	Base	Potencia
Arnedo 1	1178	1508	330
Caspe 1	574	1160	586
Ebro-1	1684	1896	212
Fraga-1	1701	>2100	>300
La Zaida 1	1436	1581	145
Lérida 1	1259	1321	62
Lopín-1	1620	1652(TD)	>32
Mayals 1	976	1360	>384
Monegrillo 1	1300	1382	82
Senant 1	1630	1649	19

El Buntsandstein reposa discordante sobre el zócalo Paleozoico. El conglomerado basal se encuentra representado a lo largo de la cuenca excepto en los puntos altos del paleo-relieve pre-Triásico en donde los sedimentos de llanura aluvial lo recubren directamente.

Los espesores de este tramo intermedio del Buntsandstein suelen oscilar alrededor de 200m de potencia. Este tramo se completa con una zona esencialmente arcillosa y limolítica con una potencia media de 40m.

El tramo evaporítico superior esta constituido predominantemente por anhidritas aunque localmente puede contener sal. Este tramo está restringido a la zona de mayor subsidencia de la cuenca durante el Triásico: la zona occidental próxima a la falla del Segre.

El tramo intermedio que corresponde a una llanura aluvial tiene un marcado carácter arcilloso limolítico excepto en los paleocauces en donde suele presentar porosidad primaria. El área con mayores desarrollos porosos corresponde al borde occidental próximo de la falla del Segre debido posiblemente a que tuvo mayor subsidencia y los paleocauces tuvieron mayor desarrollo.

El Buntsandstein presenta una distribución espacial de la porosidad muy irregular tal como se deduce del análisis de los sondeos. La existencia de porosidad en el Buntsandstein va ligada, tal como se ha indicado, a paleocauces de energía elevada en los que se han podido depositar arenas limpias. El sondeo Monzón-1 presentó buena porosidad en el Buntsandstein pero como acuífero esta muy por debajo de la zona de interés económico. Dentro del área de estudio la zona en donde esta formación presenta mejores características de permeabilidad y porosidad es en el complejo estructural de Chiprana-Ebro-1.

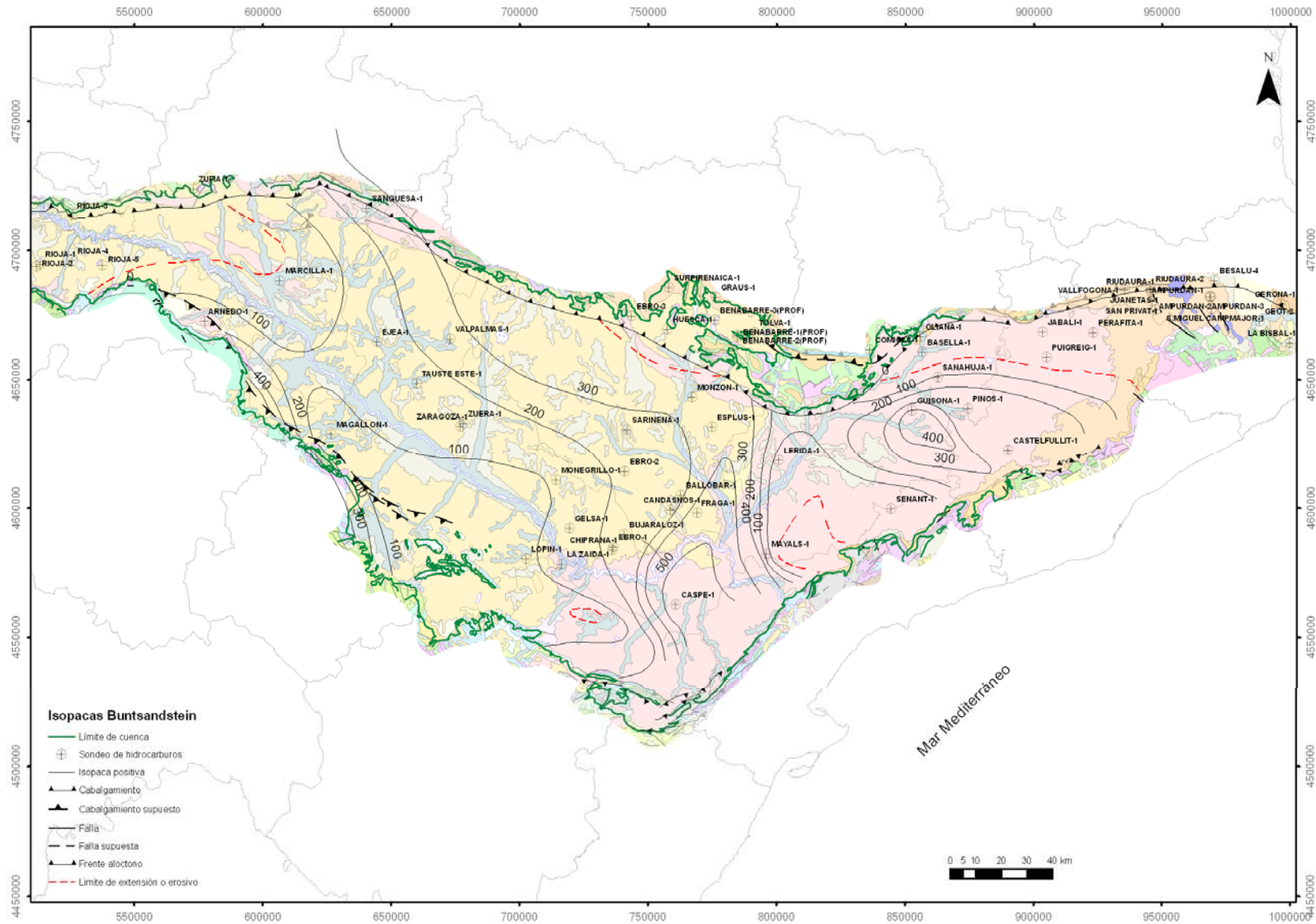


Figura 26: Isopacas del Buntsandstein (ENAGAS)

La diferencia entre los valores de porosidad del sondeo Chiprana-1 (1730 a 1751 m.) con respecto a Ebro-1 (1737 a 1878m) se deben a que han sido realizados sobre diferentes tramos de la formación y no sobre todo el conjunto.

El sondeo Lopín atravesó parcialmente el Buntsandstein pero la formación no mostró ningún tipo de porosidad en este sondeo.

RESUMEN DE POROSIDAD EN EL BUNTSANDSTEIN.

El Buntsandstein está caracterizado por sedimentos de tipo detrítico, de origen continental asociado a ambientes fluviales y lacustres. La porosidad en el Buntsandstein es muy difícil de predecir debido a que:

1. El término basal conglomerático rellena un paleo-relieve muy irregular, hasta peneplanizarlo. Identificar este tramo de formación en subsuelo es difícil y depende de la resolución de la prospección sísmica.
2. Los episodios aluviales de gran energía son muy escasos tal como se deduce del alto contenido arcilloso de esta formación en todos los sondeos. En algunos sondeos del entorno de Lérida- 1, Ebro-1, Chiprana- 1, Fraga- 1 y Monzón- 1 se ha encontrado porosidad primaria.

El comportamiento de la porosidad en los acuíferos detríticos en el conjunto de la Zona de Estudio, es decir en la Cuenca Geológica del Valle del Ebro y el dominio pirenaico, es siempre muy irregular. Su distribución en las areniscas del Buntsandstein o bien en las arenas del Terciario es tan irregular que focalizar la exploración a este tipo de almacenes, si no se tienen datos substanciales, se considera extremadamente complicado.

El Buntsandstein está profundamente erosionado en el sector norte de la Cuenca Eocena Catalana.

Las areniscas del Buntsandstein constituyen en la zona central del Ebro un acuífero localmente de interés con buena cobertura. La porosidad y la permeabilidad en Ebro-1 son, aparentemente, más altas de lo esperado en el área.

El Buntsandstein de los sondeos Ballobar-1, Chiprana 1, Ebro 2, Fraga 1, La Zaida, Lérida-1 y Sariñena-1 produjo agua de formación en los DST's y en Magallón-1, Sangüesa-1 las pruebas de producción en esta formación resultaron secas de donde se deduce que las mayores porosidades y permeabilidades están cerca de la falla del Segre.

Las areniscas del Buntsandstein constituyen en la zona central del Ebro un acuífero localmente de interés con buena cobertura. La porosidad y la permeabilidad en Ebro-1 son, aparentemente, más altas de lo esperado en el área.

En el caso del Buntsandstein la cobertura estaría constituida por las arcillas y las facies Rot de la misma formación y finalmente para las arenas de los Terciarios de Rioja-5 por arcillas.

En cuanto a la salinidad, los valores encontrados en los sondeos perforados varían ampliamente en la extensión del Buntsandstein. En el sondeo Chiprana-1 se ha encontrado una salinidad de 100000 ppm en el intervalo entre 1788,88 y 1793,8 m y respectivamente 185000 ppm en el intervalo 1792,9 y 1811,8 m. En el sondeo La Zaida-1 se recuperó agua salada en el intervalo 1371,6-1391,4 m de 160g/l. En el Monegrillo-1 se recuperaron 77000ppm de Cl⁻. Más al Oeste, en el Sector Occidental del Ebro, el sondeo Magallon-1 ha atravesado el Buntsandstein en un intervalo (entre 3193 y 3212 m) seco. En el mismo sector el sondeo Valpalmas-1 encuentra el Bunt en un intervalo seco entre 3748 y 3767m. De todas formas las elevadas profundidades hacen poco interesante la zona de influencia representada por los sondeos.

❖ Ebro_5

Desde los años '60 y '70 se ha llevado a cabo una intensa exploración petrolífera en la zona de plataforma continental que se encuentra enfrente de las provincias de Tarragona y Castellon. Los últimos permisos de perforación de pozos de investigación de hidrocarburos concedidos por el Ministerio de Industria datan desde el año 2006 hasta la actualidad.

La formación objetivo está representada por el conjunto cárstico del Cretácico Inferior y Superior. Esta formación pertenece a la unidad tectonoestratigráfica de los Catalánides y se caracteriza por la presencia de un dispositivo de fallas escalonadas que tiende a hundir el conjunto mesozoico hacia el este (Mediterráneo).

Sobre este sustrato mesozoico se desarrolla progresivamente hacia el mar una cuenca terciaria y cuaternaria que alcanza potencias de hasta varios miles de metros. Los depósitos más bajos conocidos en sondeos son posiblemente oligocenos, pero su extensión es limitada y parecen confinarse a zonas concretas. El verdadero desarrollo de la cuenca comienza con la transgresión tortoniense, que avanza del este hacia el oeste sin alcanzar los dominios de la actual costa; da lugar a depósitos discordantes sobre cualquier término anterior, predominantemente arcillo-arenosos con una formación de base calcáreo-detritica de desarrollo irregular.

El sustrato mesozoico es irregular y están sus zonas altas constituidas por paleorelieves, "horsts" y antiguos "trenes" anticlinales fallados. El Terciario fosiliza estos accidentes. Importantes procesos de karstificación han podido desarrollarse durante la época de emersión y erosión anterior al depósito del Terciario sobre los materiales calizos que constituyen gran parte de la serie mesozoica.

Los sondeos de esta zona incluidos en la base de datos de hidrocarburos del IGME han atravesado las calizas del Cretácico Superior a profundidades muy variadas (Tabla 12).

El sondeo Delta A-1 tuvo como objetivo primario el paleorelieve Mesozoico fosilizado por el Mioceno. La profundidad del objetivo deducida por sísmica se situó a unos 1280 m. Los resultados geológicos y paleontológicos han demostrado la presencia del Cretácico Inferior justo por debajo de la Formación Alcanar atribuida al Mioceno Inferior.

En el sondeo Delta del Ebro-1 los carbonatos mesozoicos se han reconocido en varios niveles comprendidos entre los 519 y los 600m de profundidad, con algunas intercalaciones de caliza arenosa (532-539m), caliza algo dolomítica (590-595m) y calizo-dolomías (595-600m). Las porosidades observadas en estos niveles varían entre el 2 y el 4%.

En el sondeo Delta C-2, situado más al SE, no se ha encontrado el Cretácico; se han reconocido las formaciones del Grupo Alcanar (Mioceno Inferior-Medio) reposando directamente sobre el Jurásico Inferior(?) en facies de dolomías y calizas.

Tabla 12: Espesores de la facies del Cretácico Superior reconocidos en sondeos (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

Espesores y profundidades del Cretácico Superior			
Sondeo	Techo	Base	Potencia
Tarragona C-1	1044	1103	59
Tarragona F-2	3370	3730	360
Tarragona E-2	1990	2774	784

Los datos consultados ponen de manifiesto una estructura en horst al nivel del Cretácico Inferior que se ve afectado, hasta su desaparición en algunos casos, por la superficie erosiva que representa el límite con el Mioceno.

2.3. CUENCA DEL DUERO-ALMAZÁN

2.3.1. MARCO GEOLOGICO GENERAL

La cuenca del Duero está localizada en el macizo Hespérico, en el cuadrante NO de la Península Ibérica, siendo la cuenca cenozoica de mayor extensión (en torno a 50 000 km²) y una altitud promedio de unos 700 m sobre el nivel del mar.

Geológicamente se define como una cuenca intraplaca de evolución compleja que empezó a definirse a finales del Cretácico, debido posiblemente a la reactivación de los sistemas tardihercínicos de fracturas, en la que se distinguen varios sectores con características tectosedimentarias propias (figura 27).

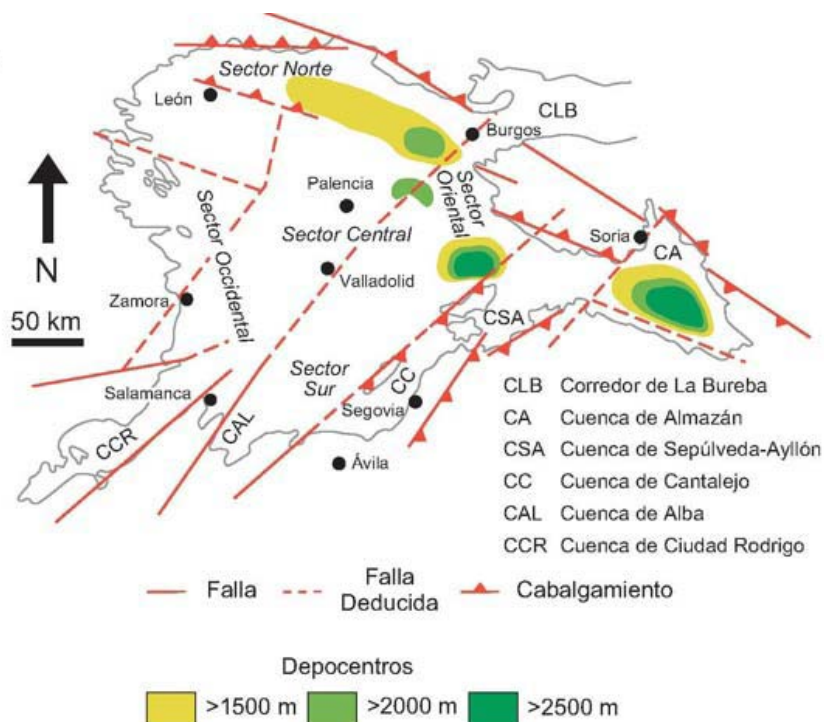


Figura 27: Situación de los sectores diferenciados en la Cuenca del Duero y principales cuencas que configuran la principal. Principales alineaciones observadas y relación con las áreas de máxima acumulación de sedimentos. (Geología de España, Ed. IGME, 2004)

Las áreas fuente de los borde oeste y sur son fundamentalmente metasedimentos y granitoides precámbricos y paleozoicos del Macizo Ibérico y Sistema Central, mientras que las de los bordes norte y este son carbonatadas y siliciclásticas mesozoicas y paleozoicas, propias de los orógenos limítrofes. Esta variedad litológica controló la composición y madurez textural del sedimento y la distribución de los depósitos que conformaron el registro estratigráfico. Los principales depocentros de la cuenca se sitúan con relación a los bordes más activos, el frente de

la Cordillera Cantábrica y del Sistema Ibérico, donde el espesor llega a superar los 2.500 m.

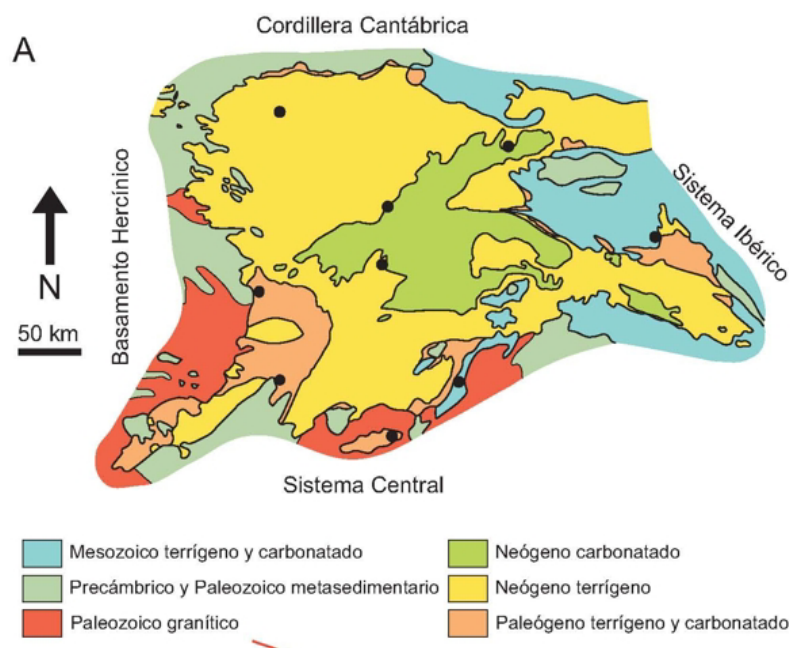


Figura 28: Mapa geológico de la Cuenca del Duero y unidades geológicas limítrofes. (Geología de España, Ed. IGME, 2004)

La cuenca del Duero cuenta con una morfología asimétrica en la que los márgenes sur y oeste experimentaron una ligera subsidencia a favor de fallas, mientras que en los márgenes norte y este se desarrollaron grandes cabalgamientos que generaron una subsidencia notablemente mayor.

Como consecuencia de este comportamiento geodinámico diferencial, el zócalo de la cuenca se hundió progresivamente hacia el norte y este, generándose en estas zonas los mayores espacios de acomodación y por tanto los mayores espesores.

La cuenca de Almazán ha sido estudiada de manera individualizada, dentro de la cuenca del Duero, por tener entidad geológica propia. Ésta, en su mayor parte representa la extensión sureste de la cuenca del Duero, constituyendo una de las subcuencas en las que se divide la misma. Tiene una extensión de 4150 km² y se sitúa al sur del macizo de Cameros, al noreste del Sistema Central y está orlada, en sus límites oriental y meridional, por la Cordillera Ibérica. Se trata de una cuenca de tipo *piggy-back* desarrollada sobre el bloque de techo del cabalgamiento de Cameros en la que los sedimentos terciarios del relleno se encuentran flanqueados por afloramientos de rocas de edad mesozoica. El relleno de la cuenca comienza en el Paleógeno. Al comienzo de la sedimentación la cuenca estuvo dividida en subcuencas, las cuales, a lo largo de su evolución, se unieron formando una única cuenca. La geometría de la misma es asimétrica debido al diferente comportamiento de los bordes, de manera que los del norte y este están caracterizados por la presencia de una falla con importante desplazamiento, mientras que los bordes sur y oeste se resuelven con escalonamiento de bloques. Dicha asimetría queda reflejada en un mayor hundimiento hacia la zona central y noroeste de la cuenca.

La cuenca del Duero es, como ya se ha indicado anteriormente, el resultado de una acumulación de sedimentos en régimen continental y endorreico producida como consecuencia del hundimiento progresivo hacia el E y NE del Macizo Ibérico (borde pasivo) en combinación con el levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica al Norte, Cordillera Ibérica/Macizo de Cameros-La Demanda al Este, y Sistema Central al

Sur (bordes activos). Esta configuración produjo una distribución de facies aproximadamente concéntrica, con abanicos aluviales en la periferia y ambientes lacustres/palustres en el centro. El endorreísmo de la cuenca se mantuvo hasta el Plio-Cuaternario.

En cuanto a la estratigrafía, a grandes rasgos, la cuenca del Duero-Almazán presenta dos grandes unidades: el sustrato paleozoico-mesozoico, y el relleno terciario. Se distingue un zócalo, formado por los materiales Paleozoico-Precámbricos del Macizo Ibérico, seguido de una cobertera de materiales Mesozoicos que comienzan con la serie Triásica, en facies detríticas y detrítico-evaporíticas del Buntsandstein y Keuper, que aparece de manera local adosada al margen suroccidental y en la cuenca de Almazán. A esta serie le siguen los depósitos carbonatados y margosos del Jurásico, sobre los que se depositaron las primeras facies con amplia representación en toda la cuenca, estas son las series Cretácicas tanto en facies siliciclásticas (Fm. Utrillas), como carbonatadas de edad Cenomaniense-Senonense. Por encima se situaría, de manera homogénea en toda la cuenca, la facies de transición finicretácica-paleocena, denominada Facies Garumn. Finalmente y concordante con esta facies se produjo la sedimentación del gran paquete terciario, con depocentros de más de 2500 m de profundidad, que es lo que constituye el relleno de las actuales cuenca del Duero y Almazán. Este relleno se ha dividido en tres complejos tectosedimentarios principales, relacionados con diferentes estados de su evolución: el primero, correspondiente al Paleoceno inferior, es esencialmente “pre-tectónico”, y mantiene unas pautas paleogeográficas similares a las del Mesozoico terminal, sobre el que reposa de forma paraconcordante en los márgenes Norte, Este y Sureste y ligeramente discordante en el resto; el segundo de edad Paleogeno superior-Mioceno inferior, es esencialmente “sintectónico”, observándose en su interior discordancias progresivas relacionadas con cuñas clásticas procedentes de los bordes activos; el tercero y último, correspondiente a todo el Neógeno, tiene un carácter postectónico respecto a las deformaciones principales (si bien durante buena parte de su depósito persisten empujes compresivos de menor entidad) formando en su conjunto una megasecuencia positiva. El complejo “sintectónico” se puede correlacionar en términos generales con el ciclo Olmos. El complejo “postectónico” estaría formado por el ciclo Dueñas, y por todos los ciclos suprayacentes, es decir, el ciclo Tierra de Campos, el ciclo Cuestas-Paramo I, y el ciclo del Páramo II. El Complejo pre-tectónico se relaciona con las series calcáreas del Garumn y del Paleoceno.

La disposición subtabular de los ciclos terminales que rellenan la cuenca ocultan, sin embargo, una estructura interna relativamente compleja, especialmente en las proximidades de los bordes activos. Como ha sido indicado anteriormente esta tectónica queda nivelada y enrasada por los materiales del Ciclo Olmos.

2.3.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

Los sondeos profundos no son muy abundantes en la cuenca del Duero, concentrándose especialmente en su parte oriental. Se ha realizado la representación de todos los sondeos de exploración de hidrocarburos perforados en la cuenca del Duero y en la cuenca de Almazán. La interpretación litológica y secuencial de la columna de los sondeos ha sido primordial ya que al tratarse de una cuenca terciaria, sólo muestra afloramientos de los términos superiores de la sucesión estratigráfica terciaria.

Dichos sondeos reflejan la existencia de una franja oriental-septentrional de gran espesor que se continúa en la cuenca de Almazán y hacia la cuenca del Ebro por el corredor de La Bureba. Esta franja, sin embargo, se encuentra interrumpida al menos en dos lugares por la acción de fallas NE-SO que individualizan los depocentros de Almazán y Aranda de Duero del resto de la zona subsidente. La mayor parte de la cuenca presenta un reducido espesor de relleno terciario.

Los principales sondeos analizados en la cuenca del Duero y de Almazán han sido:

León-1 (nº 210) y León-1 bis (nº 210 bis)

Los sondeos León 1 y León 1-bis constituyen un único sondeo reprofundizado. Los datos que aporta son de escasa aplicación al objetivo de la investigación, ya que sólo atraviesa serie del Cenozoico (principalmente Mioceno), hasta 534 m, en donde se inicia el Paleozoico, posiblemente de edad Devónico, que suprayace a su vez a materiales atribuidos al Silúrico hasta la profundidad final del sondeo 2543 m.

En la serie miocena atravesada, tras unos 150 m de Cuaternario y Plioceno, se pueden definir formaciones detríticas, arenosas y conglomeráticas, en facies de borde de cuenca, aunque a una profundidad que las descarta como objetivo (hasta 515 m).

El Paleozoico infrayacente, constituye el basamento varisco de la cuenca cenozoica y, aunque algunos de sus tramos litológicamente pudieran constituir un potencial almacén, es descartable ya que además de contar con la presencia de agua dulce con salinidades de 790-820 ppm, la información en profundidad no es lo suficientemente resolutive para poder interpretar y seguir conjuntos de estructura/sello en el subsuelo. El gradiente geotérmico calculado en el sondeo es de 2,60 ° C/100 m, lo que constituye un valor medio/bajo, lo que no afectaría negativamente a los potenciales almacenes de CO₂.

El Campillo-1

El sondeo el Campillo 1 perforó una potente serie Cenozoica (Oligoceno-Mioceno) en facies proximales de cuenca de carácter negativo (ciclos granocrecientes a techo) de mas de 1800 m de potencia (1838 m en el sondeo), en la que aparecen numerosas formaciones, tramos y niveles favorables, con estilo de acuíferos multicapa, con grandes variaciones laterales y verticales de facies, y por tanto difícilmente delimitables geométricamente, lo que, en principio, dificulta en gran manera definir las como posibles almacenes de CO₂.

Bajo esta serie aparecen 36 m de materiales esencialmente arcillosos, atribuidos a las facies Garumn, que podrían constituir el sello de la posible formación almacén de los carbonatos del Cretácico Superior, y que alcanzan la profundidad de 2180 m.

Bajo esta última cota y hasta la cota de 2562 m aparece una serie Albocenomaniense, a modo de secuencia positiva, en el que la formación Utrillas sellada por los términos arcillosos superiores podría constituir un segundo y más profundo nivel de almacén-sello. Infrayaciendo la serie Utrillas se encuentra el Paleozoico (Silúrico-Ordovícico) hasta la profundidad final del sondeo, alcanzada a 2825 m.

Los resultados del estudio de las pruebas de producción, realizadas para el objetivo principal Utrillas, demostraron el contenido en agua dulce del posible almacén, con valores de salinidad comprendidos entre 200 ppm y 450 ppm. Con ello se descarta como objetivo estos niveles, al menos en éste sector y el comprendido hasta el sondeo

Peña 1, situado más al E que el Campillo-1, en el que se refleja también el carácter dulce del agua subterránea en este tramo Albocenomaniense.

Los datos de porosidad, recogidos en el informe final del sondeo son buenos tanto para la serie carbonática del Cretácico superior como para la serie siliciclástica del Cretácico inferior. Los valores de permeabilidad también se comprobaron altos para el Cretácico superior, pues desde los carbonatos del Santoniense hasta el techo de las arcillas y margas del Cenomanense se sufrieron importantes pérdidas de lodo durante su perforación. Así mismo, en las pruebas de producción realizadas en la formación Cenomanense-Utrillas inferior (cotas de sondeo 2341 m a 2505 m) se comprobó la buena permeabilidad de estos materiales.

Este sondeo es importante para la evaluación de la cuenca cretácica que se extiende profundizando hacia el N ("fore land basin") bajo el cabalgamiento del frente de la Cordillera Cantábrica. Ayudándonos de la información sísmica, se observa que el sondeo se encuentra en una primera escama cabalgante, sobre el autóctono de la base de la cuenca del Duero. Esta estructuración parece tener un significado definitivo a la hora de obtener una explicación para el carácter dulce de las aguas de éstos acuíferos cretácicos frente al dato de las aguas saladas, obtenido en el sondeo Villameriel 1, posicionado más al SE, en el autóctono de la cuenca del Duero.

Peña-1 (nº 282)

Se encuentra situado al este y muy próximo al sondeo del Campillo 1. El sondeo Peña presenta un análisis estratigráfico muy similar al del Campillo 1, que se acaba de describir, con la diferencia de que su posición estructural es algo más profunda, pues a 2323 m, profundidad final del sondeo, no se alcanza el Paleozoico.

Este sondeo atravesó la serie paleógena-neógena hasta los 1572 m de profundidad con niveles evaporíticos en su parte inferior atribuidos a las facies Garum. Debajo, calizas del Cretácico superior, con tramos de margas en la parte superior y en la parte inferior. La base es arenosa y, en torno a 2.000 m descansa sobre las arenas y arcillas del Cretácico inferior en facies Utrillas hasta los 2252 m. Bajo estos niveles se encuentran arcillas, areniscas y conglomerados en facies Weald. El sondeo finaliza dentro de estos materiales, unos metros más abajo, a 2.323 m.

Un criterio negativo es la presencia de agua dulce en las posibles formaciones de interés (Cretácico superior e inferior), con salinidades comprendidas entre los 400 y 1200 ppm. El gradiente geotérmico medido en este sondeo es de 1.83 °C /100 m.

Villameriel-1 (nº 254)

Este sondeo atravesó una estratigrafía similar a los sondeos el Campillo 1 y Peña 1, aunque en posición estructural mas profunda todavía que éstos, (Paleozoico a 2849,5 m) bajo la formación Utrillas

El sondeo atraviesa 2.227 m de relleno terciario eminentemente arcilloso con intercalaciones arenosas en el que destaca la abundancia de anhidritas en los 200 m inferiores, correspondientes a las facies Garum, con carácter sellante para las calizas y dolomías senonienses que se extienden hasta los 2.632 m, suprayacentes a su vez a los sedimentos siliciclásticos del Utrillas, que reposan sobre el Paleozoico a 2.849,5 m.

Los datos aportados por el sondeo Villameriel 1 muestran la presencia de agua salada (60.000 ppm), tanto en los carbonatos como en la serie detrítica, presentando, en ambos casos, tanto la serie superior carbonatada como la serie inferior detrítica, buenos datos de porosidad y permeabilidad. El gradiente geotérmico medido es bajo-

medio (2,55° C/100 m), lo cual no presenta inconveniente para nuestro objetivo de almacenar CO₂.

Río Franco-1 (nº 105)

1.500 m de arcillas con intercalaciones de areniscas y lechos de yesos; margas y calizas en los 250 m superiores. Hasta 1.907 m, calizas terciarias con intercalaciones de arcillas, que reposan sobre 117 m de calizas bioclásticas del Cretácico superior. Entre 2.024 y 2.165 m, Cretácico inferior constituido por alternancia de arcillas y areniscas. Reposan sobre un reducido espesor de areniscas cuarcíticas triásicas que, a 2.191 m dan paso al Paleozoico.

Don Juan-1 (nº 106)

El Terciario está formado por unos 900 m de lutitas (margas) con abundantes intercalaciones de calizas y areniscas. Alguna pasada conglomerática a unos 600 m. Debajo, casi 100 m de dolomías sacaroideas y oolíticas terciarias dan paso a 998 m a un potente tramo de calizas del Cretácico superior que se continúa hasta 1.263 m. Un tramo de areniscas, arcillas y conglomerados del Cretácico inferior se extiende hasta 1.408 m, donde reposa sobre areniscas y conglomerados triásicos, discordantes sobre el Paleozoico a 1.480 m.

Iglesias-1 (nº 25)

Terciario formado por alternancia de arcillas, areniscas y yesos hasta 1.198 m. Debajo, el Cretácico superior, hasta 1.445 m, está formado por un conjunto carbonatado superior de más de 150 m y arcillas en la base. El Cretácico inferior, hasta 1.627 m, está formado por areniscas y conglomerados. 10 m de dolomías liásicas dan paso al Trías, formado por unos 250 m de arcillas y anhidritas sobre casi 200 m de areniscas y conglomerados. La discordancia del Trías sobre el Paleozoico se sitúa a 2.091 m.

San Pedro-1 (nº 89)

1.384 m de margas terciarias con intercalaciones de areniscas descansan sobre un potente Cretácico superior (hasta 2.073 m), formado por varios paquetes carbonatados (a veces con areniscas a techo) de varias decenas de metros separados por tramos arcillosos de espesor similar. Debajo, entre 2.073 y 2.292 m, se extienden las areniscas del Cretácico inferior, que reposan sobre el Paleozoico.

San Pedro-2 (nº 91)

388 m de margas terciarias reposan sobre el Cretácico superior carbonatado (arenoso a techo), que a unos 860 m descansa sobre margas y limos albienses. A 1.131m, margas y limos triásicos que a 1.445 m reposan sobre el Paleozoico.

San Pedro-3 (nº 100)

El basamento paleozoico se encuentra a 799 m. Encima, Triásico margoso, Cretácico inferior arenoso, Cretácico superior carbonatado y margas terciarias.

Alcozar-1 (nº 114)

El Terciario continental, eminentemente arcilloso pero con intercalaciones calcáreas de cierta entidad, alcanza los 1.118 m. El tercio inferior contiene abundante yeso y anhidrita, y descansa sobre calizas del Cretácico superior, con intercalaciones

arenosas y arcillosas, que a 1.533 m da paso a las arenas de Utrillas, con intercalaciones arcillosas. A 1.685 m reposan sobre calizas y dolomías jurásicas que a unos 2.000 m dan paso progresivamente a un tramo de anhidrita y yeso que a 2.200 m reposa sobre areniscas triásicas, conglomeráticas en la base, discordantes sobre unos 1.000 m de dolomías paleozoicas (carboníferas) a 2.517 m.

Burgo de Osma-1 (nº 8)

No hay relleno terciario. Directamente comienza el sondeo en calizas y margas cenomaniense-turonenses. Entre 358 y 752 m aproximadamente alternan arcillas y areniscas (arcillas superiores cenomanienses hasta 500 m y debajo facies Weald); debajo el Lías consta de alternancia de arcillas, calizas y areniscas hasta 1.092 m, donde comienza un potente tramo de carniolas retienses que se prolonga hasta 1.875 m. Hasta 2.130 m están los materiales triásicos, fundamentalmente evaporíticos (sal y yeso), con dolomías a techo. Debajo, un tramo de dolomías y calizas (Muschelkalk) hasta 2.200 m aproximadamente y el sondeo termina tras atravesar una decena de metros de areniscas del Buntsandstein, a 2.211 m.

Gormaz-1 (nº 55)

No hay recubrimiento terciario. Directamente el sondeo comienza en calizas del Cretácico superior, que tras un tramo arcilloso pasan a 234 m a facies arenosas del cretácico inferior. A 352 m nuevamente arcillas, ya liásicas, que a 600 m pasan a calizas, dolomías en la base, sobre anhidritas a 929 m. El tramo anhidrítico, potente, descansa a 1.314 m sobre arcillas y evaporitas del Keuper que a 1.745 m pasan a areniscas del Buntsandstein, con pasadas conglomeráticas, hasta el final del sondeo, a 2.200 m.

Se tienen valores de salinidad de 10 000 ppm en el Buntsandstein a cota 1789 m, 1 700 ppm en el Keuper a cota 1298 m y de 4 500 ppm en el Lías anhidrítico a cota 687 m.

Quintana Redonda-1 (nº 53)

451 m de relleno terciario arcilloso, conglomerático en la base, sobre calizas cretácicas hasta 866 m que reposan sobre las arenas de Utrillas, con pasadas conglomeráticas, que a su vez descansan sobre el Paleozoico a 1.000 m.

El Gredal-1 (nº 493)

El sondeo atraviesa un potente tramo eminentemente carbonatado aunque con intercalaciones variadas que comprende el Terciario y parte del Cretácico. A 1.000 m el Cretácico es arenoso y termina a 1.129 m sobre las arcillas con evaporitas del Keuper. Una barra dolomítica (Muschelkalk) de unos 30 m aparece a 1.257 m y reposa sobre areniscas del Buntsandstein que, a 1.445 m, en facies groseras, es discordante sobre pizarras paleozoicas. Las arenas del Buntsandstein presentan buenas porosidades y altas salinidades.

Ucero-1 (nº 94)

El Cretácico presenta agua dulce y el valor de salinidad para el Jurásico entre las cotas 922 y 1044 m es de 1250 ppm, es decir, agua también dulce. La porosidad medida en este tramo es del 1% y la permeabilidad prácticamente nula.

Aldehuela (nº 277)

El Cretácico presenta facies siliciclásticas de areniscas con agua dulce y alta porosidad.

2.3.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS

En la mayor parte de la extensión de la cuenca del Duero la potencia del relleno terciario es demasiado escasa para que alguna posible formación almacén terciaria pueda encontrarse a una profundidad adecuada, entre 800 y 2.500 m. Solamente en el sector oriental (incluida la cuenca de Almazán) y en parte del sector septentrional el espesor es suficiente para considerar dicha posibilidad. Además, en la extensa zona sin suficiente recubrimiento éste descansa directamente sobre el zócalo paleozoico, sin mediar formaciones mesozoicas que pudieran constituir posibles almacenes.

Dentro de la zona más subsidente puede diferenciarse el sector situado aproximadamente al sur del corredor de La Bureba, incluyendo la Cuenca de Almazán, caracterizado por la presencia de Buntsandstein sobre el Paleozoico, material que puede constituir un almacén adecuado y que en la mayor parte de los casos cuenta con una formación evaporítica potente situada por encima (Keuper y/o anhidritas retienses) que podría constituir un buen confinamiento. Esta disposición se da a una profundidad adecuada en la mayor parte de los sondeos del sector considerado. Puntualmente, también se añade a esta situación el Muschelkalk, constituido por dolomías (sondeos El Gredal y Burgo de Osma, 493 y 8 respectivamente).

Como posible formación almacén destacan las calizas del Cretácico superior, que constituyen el techo del sustrato del relleno terciario en gran parte de los sondeos petrolíferos, a veces en contacto directo o muy próximo con formaciones carbonatadas de la base del Terciario (sondeos Río Franco-1 y Don Juan-1, 105 y 106 respectivamente). En los demás casos habría que valorar la calidad del relleno terciario para confinar un posible almacén a cotas inferiores a los 800 m, circunstancia difícil de realizar, dada la heterogeneidad de dicho relleno, salvo en el caso de la presencia de un tramo eminentemente arcilloso similar al Garum (sondeos 282 y 254, en sector norte de la cuenca).

Otra formación de interés como almacén son las Arenas de Utrillas, del Cretácico inferior, que están presentes también en la mayor parte de los sondeos, unas veces en continuidad con las calizas del Cretácico superior y otras veces (menos frecuentes) separadas por un tramo más arcilloso. También en algunos puntos las capas detríticas del Weald pueden ser de interés. Localmente también hay formaciones carbonatadas jurásicas bajo el Cretácico que pueden constituir también un posible almacén, puntualmente adosado al conjunto cretácico.

En algunos sectores, sin embargo, el conjunto Buntsandstein-Utrillas-Cretácico superior (carbonatos terciarios) se encuentra, casi en su totalidad, conectado, (sondeos 105 y 106), formando un posible almacén de enorme espesor, de manera que ha de confiarse el confinamiento al resto del Terciario.

Por otra parte, son muy escasos los datos sobre la distribución de las formaciones paleozoicas en el sustrato de la cuenca, de manera que no podemos considerarlas, pero algunos sondeos apuntan la posibilidad de utilización de potentes formaciones paleozoicas, como los 1.000 m de dolomías carboníferas perforadas en el sondeo Alcozar-1 (número 114), aunque en este caso las formaciones se encuentran ya demasiado profundas.

2.3.4. UNIDADES SELECCIONADAS COMO POSIBLES ALMACENES DE CO₂ EN LAS CUENCAS DEL DUERO Y ALMAZÁN

En el proceso de identificación y selección de potenciales formaciones almacén se ha utilizado principalmente la información disponible de los sondeos de exploración petrolífera en las cuencas del Duero y de Almazán realizados principalmente entre los años 60 y 80.

Se ha realizado un exhaustivo análisis de los datos proporcionados por los sondeos: datos de sondeo, informes finales, fichas de sondeo, composite-logs, pruebas de producción etc.

Se ha revisado la estratigrafía de los sondeos, se han localizado niveles porosos y permeables mediante el registro de pérdidas de lodos durante la perforación, se han revisado las diferentes pruebas realizadas por los geólogos de pozo en los sondeos para identificar el contenido en sales de las aguas de formación y, en los casos que ha sido posible, se ha correlacionado las diferentes unidades estratigráficas así como el carácter de las aguas.

Se ha utilizado también los mapas de isobatas disponibles, tanto de las formaciones almacén como de sus sellos correspondientes, obtenidos de la interpretación de perfiles sísmicos y de distintos sondeos. Se ha hecho uso de las interpretaciones disponibles de líneas sísmicas de la zona, así como de cortes estratigráficos y correlaciones entre sondeos profundos.

Se han identificado dos sistemas almacén-confinante en la cuenca del Duero y la de Almazán, en base a los datos obtenidos de los sondeos petroleros consultados:

➤ **Cretácico superior- Cretácico inferior (Utrillas)- Jurásico**

Las rocas almacén de este primer sistema identificado corresponden a las formaciones carbonatadas del Cretácico superior, las formaciones arenosas del Cretácico inferior (Utrillas) y localmente, las formaciones carbonatadas del Jurásico. El sello de este sistema corresponde al Terciario, predominantemente lutítico con abundantes intercalaciones arenosas y carbonatadas y un tramo con evaporitas en la parte inferior.

Los materiales carbonatados del Cretácico superior comprenden el Senonense (compuesto principalmente por calizas dolomíticas, margas y, en menor medida, arenas) y el Cenomaniense (calizas, margas y, a veces, intercalaciones de arenas y arcillas hacia la base). Las facies Utrillas de edad Albiense inferior se encuentra constituida fundamentalmente por depósitos detríticos de origen fluvial, alternando con arcillas. Esta serie mesozoica cuenta con una amplia representación en toda la cuenca, a diferencia del Triásico y del Jurásico. Las arenas del Cretácico inferior (facies Utrillas) se encuentran unas veces en continuidad con las calizas del Cretácico superior y otras veces (menos frecuentes) separadas por un tramo más arcilloso. En general la potencia de las formaciones cretácicas es considerable, encontrándose los mayores espesores adosados a los márgenes norte y este de la cuenca, activos durante el depósito de la serie, observándose un acuñaamiento progresivo hasta su desaparición en las proximidades del borde occidental.

Desafortunadamente, los datos de los sondeos estudiados incluyen pocos valores de la porosidad. Se ha estimado un valor de un 10% de porosidad para efectuar los cálculos de capacidad.

Los valores de la salinidad del agua de la formación almacén indican la presencia de agua dulce en la cuenca del Duero en los sondeos Peña-1 y El Campillo-1, mientras que en los sondeos San Pedro 1 y 2 el agua de formación en el Cretácico superior es muy salina (entre 18 000 y 60 000 ppm). En la cuenca de Almazán el Cretácico presenta agua dulce en el sondeo Aldehuela-1 y Ucero-1 en el que además, el Jurásico presenta agua dulce, escasa porosidad y permeabilidad nula.

En la cuenca del Duero la potencia de la formación almacén es variable alcanzando las mayores potencias cuando incluye el Jurásico (en el extremo SE de la zona). Se ha considerado una potencia media para esta formación almacén de 400 m. La profundidad del techo del almacén es variable entre los 800 y 2000 m de profundidad, habiéndose descartado rocas con profundidades menores de 800 m, siendo las profundidades medias del techo y de la base de la formación almacén de 960m y 1360m, respectivamente.

En la cuenca de Almazán la potencia de la formación almacén es variable entre los 50 y 300 m., considerándose una potencia media de 250 m. La profundidad media del techo del almacén considerado es de 875 m y de 1125 m para la base.

➤ **Triásico carbonatado (Muschelkalk) y arenoso (Buntsandstein)**

Las rocas almacén del segundo sistema almacén-confinante identificado corresponden a las **formaciones del Triásico carbonatado (Muschelkalk) y arenoso (Buntsandstein)** sobre el Paleozoico. Dichas formaciones cuentan con una formación evaporítica potente situada encima (Keuper y/o anhidritas retienses) que constituye un sello adecuado.

Los carbonatos del Muschelkalk pueden tener hasta 60 m de potencia, llegando a estar ausentes en algunos lugares, de forma que el Keuper yace directamente sobre el Buntsandstein. Las areniscas del Buntsandstein oscilan entre 150 y casi 500 m de potencia y aparecen como una facies detrítica roja, formada por una base conglomerática bastante compacta y una alternancia de areniscas y arcillas a techo.

En la cuenca del Duero se ha desestimado dicha formación almacén ya que, o bien aparece a profundidades superiores a 2000 m, o bien es inexistente (el Paleozoico aparece directamente bajo el primer almacén del Cretácico-Jurásico).

En la cuenca de Almazán la potencia media considerada para la formación almacén es de 190 m. La profundidad del techo del almacén es variable entre los 800 y 2000 m, si bien se considera una profundidad media del techo de 1020 m y de 1210 m para la base. Este conjunto solamente se encuentra presente en los sondeos del sector SE de la zona (Cuenca de Almazán). Las dolomías del Muschelkalk se encuentran ausentes en algunos puntos de dicho sector.

A partir del estudio de dichos datos y para cada uno de los dos almacenes anteriormente descritos, se ha calculado su superficie y, haciendo uso de la potencia media estimada en cada uno, su volumen. Finalmente, teniendo en cuenta el coeficiente de almacenamiento, se ha calculado la capacidad de almacenamiento.

Los resultados obtenidos como resultado de la aplicación de la metodología establecida en el proyecto GeoCapacity se muestran en las tablas siguientes:

Tabla 13: Características geológicas de la zona seleccionada como posible almacén. (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación (m)	Base formación (m)	Litología del sello	Edad del sello	POROSIDAD (%)	SALINIDAD (ppm)
Duero 1_A	Upper and Lower Cretaceous	Limestone, Dolostone and Sandstone	875	1125			10	—
Duero 2	Middle and Lower Triassic	Limestone, Dolostone and Sandstone	1020	1210			10	—
Duero 1_B	Upper and Lower Cretaceous	Limestone, Dolostone, Sandstone and Conglomerate	960	1360			10	—

Tabla 14: Capacidad de almacenamiento estimada y parámetros empleados en su cálculo. (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

Estructura	Área (m²)	Espesor (m)	Densidad CO₂ (t/m³)	Volumen (m³)	Factor de eficiencia	Capacidad total estimada (Mt)
Duero 1_A	0,6671E+09	250	0,420	1,6678E+10	2	140,09
Duero 2	2,2631E+09	190	0,440	4,2999E+10	2	378,39
Duero 1_B	16,078E+09	400	0,450	6,4314E+11	2	5788,24

En los mapas 29, 30 y 31 quedan representadas las formaciones almacén seleccionadas así como los principales sondeos utilizados para llevar a cabo dicha selección.

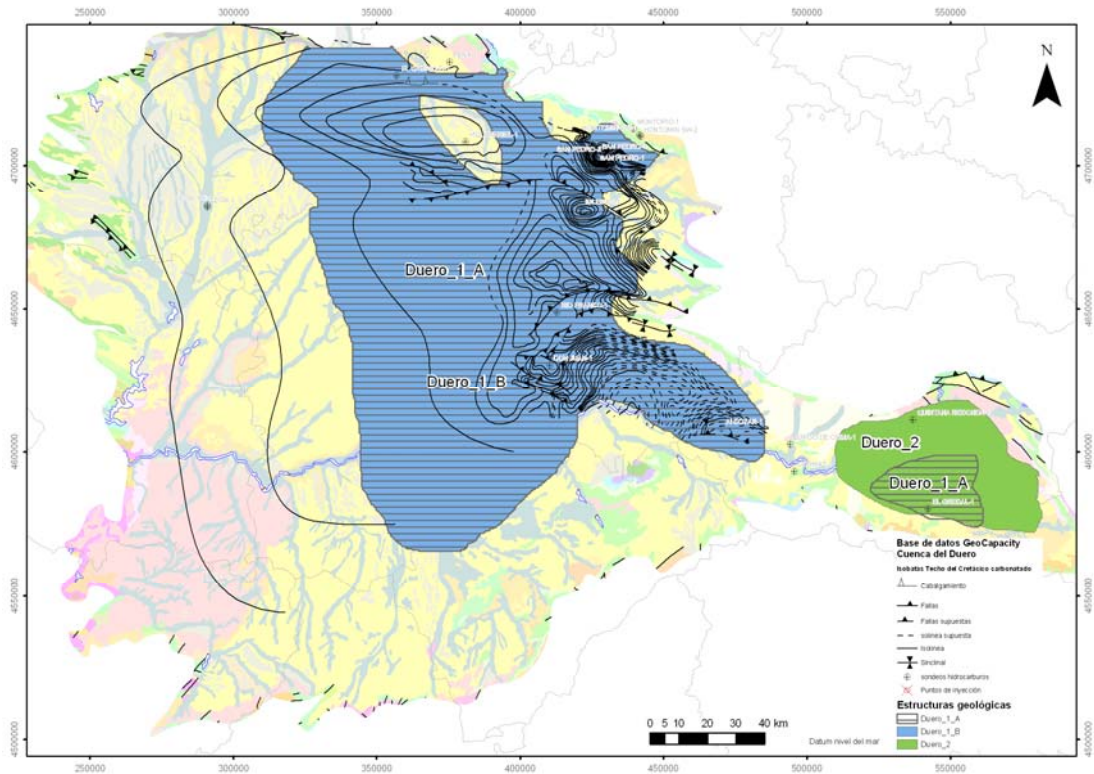


Figura 29: Formaciones almacén seleccionadas en la Cuenca del Duero-Almazán. Isobatas del techo del Cretácico carbonatado (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

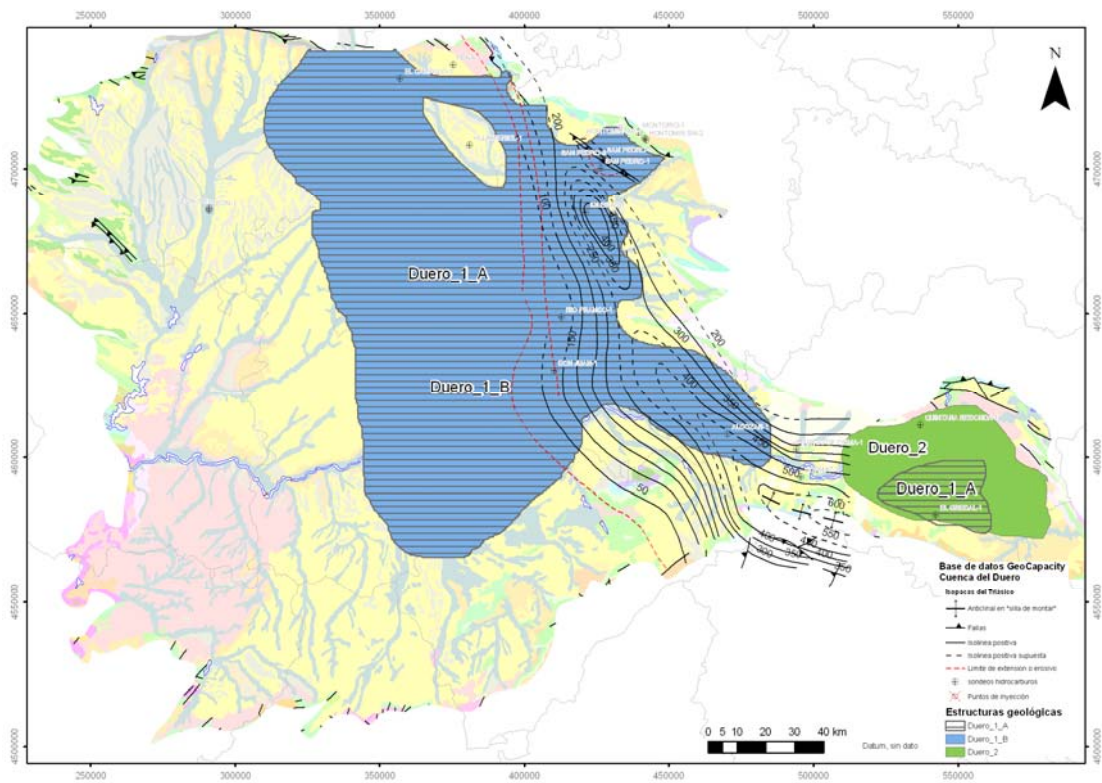


Figura 30: Formaciones almacén seleccionadas en la Cuenca del Duero-Almazán. Isopacas del Triásico (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

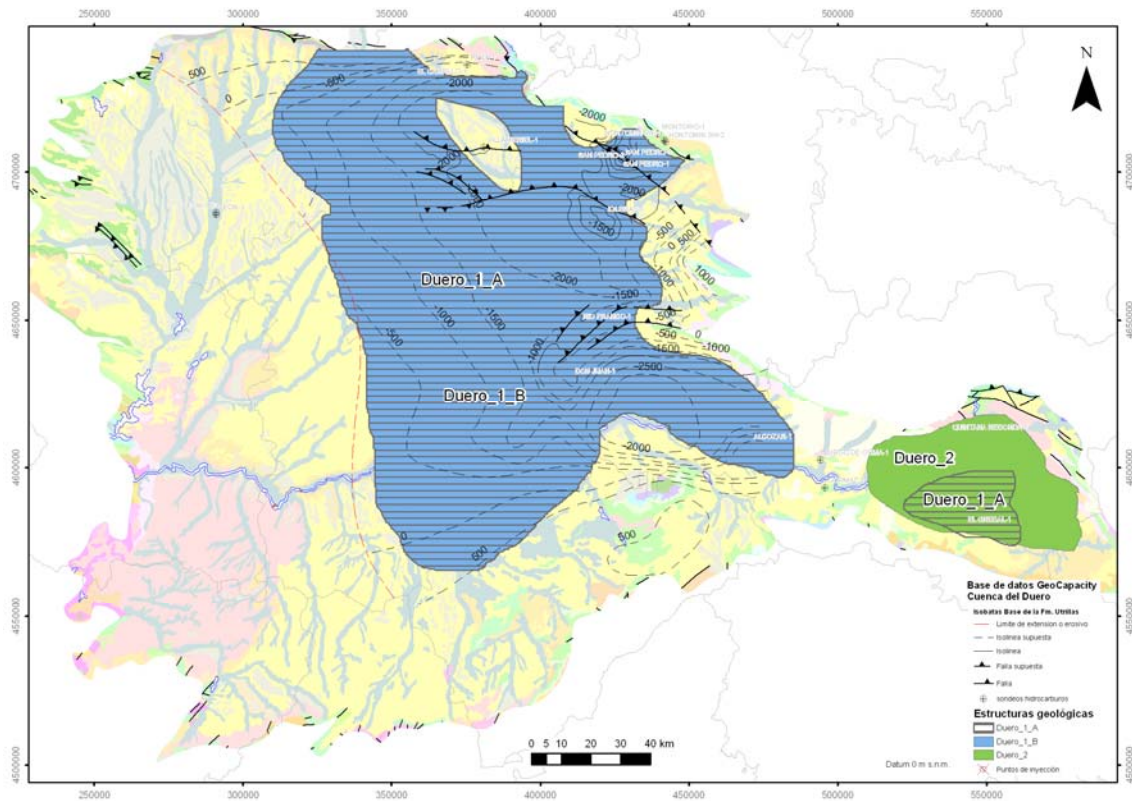


Figura 31: Formaciones almacén seleccionadas en la Cuenca del Duero-Almazán. Isobatas de la base de la formación Utrillas (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

2.4. CUENCA DEL GUADALQUIVIR

2.4.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

La Cuenca Neógena del Guadalquivir se extiende con una morfología triangular entre la Meseta Ibérica y los relieves de la Cordillera Bética, a cuya evolución geológica se encuentra genéticamente ligada (Figura 32). Su reflejo cartográfico superficial se caracteriza por el afloramiento de materiales que abarcan desde el Mioceno Superior (Tortonense) al Cuaternario. Su límite norte está definido por una línea casi recta que separa los materiales paleozoicos y mesozoicos del basamento de Sierra Morena de los cenozoicos. Este contacto ha sido comúnmente referido como “falla del Guadalquivir”, pero los sondeos y perfiles sísmicos actuales permiten afirmar que se trata de una flexura en el basamento. Su límite SO corresponde a la línea de costa, aunque, geológicamente, la cuenca continúa su extensión en la plataforma continental atlántica. El vértice oriental de la cuenca coincide con la interferencia de los relieves del Prebético Externo y el Triásico superior de la Meseta. Su extensión abarca unos 13.000 km² hasta el límite del afloramiento del olistostroma Bético (que a su vez se incluye como depósito de relleno de la cuenca cenozoica durante el Tortonense).

En su mitad norte los sedimentos que afloran en superficie son autóctonos, mientras que en su mitad sur son olistostromas con materiales del Mesozoico y Cenozoico, con disposición caótica, procedentes del Subbético (figuras 32 y 33.). Como en las cuencas típicas de antepaís, el margen norte (pasivo), se caracteriza por una gradual profundización del basamento hacia el sur. El margen sur presenta un frente mucho más irregular, debido a la actividad del orógeno bético.

Los sedimentos cenozoicos están depositados sobre un basamento caracterizado mayoritariamente por materiales metamórficos e ígneos de edad paleozoica, aunque en los márgenes E y O de la cuenca el basamento está constituido por materiales sedimentarios mesozoicos: Trías Superior detrítico al E y al O, Trías en facies germánica y Jurásico-Cretácico carbonático. Hacia el Golfo de Cádiz llega a aparecer materiales palógenos en dicho sustrato.

Las facies del Triásico superior detrítico (Fm Areniscas de Manuel), están presentes en el margen oriental del sustrato de la cuenca del Guadalquivir (desde los afloramientos de esta formación del borde de la Meseta, al N de la localidad de Bujalance, hacia el E) y por sus características petrofísicas podrían tener potencial como formación almacén para CO₂.

En el sustrato de la cuenca al OSO, se caracterizan una serie Mesozoica compuesta por Trías en facies Keuper con importantes acumulaciones salinas y Jurásico y Cretácico carbonáticos, equivalentes a los afloramientos mesozoicos del Algarbe portugués. Tanto los carbonatos como las formaciones salinas podrían constituir objetivos como formaciones almacén. En posiciones más occidentales en el Golfo de Cádiz, llegan a aparecer materiales del paleógeno, que según la información sísmica se desarrollan con más potencia hacia el océano atlántico en posiciones más alejadas de la línea de costas.

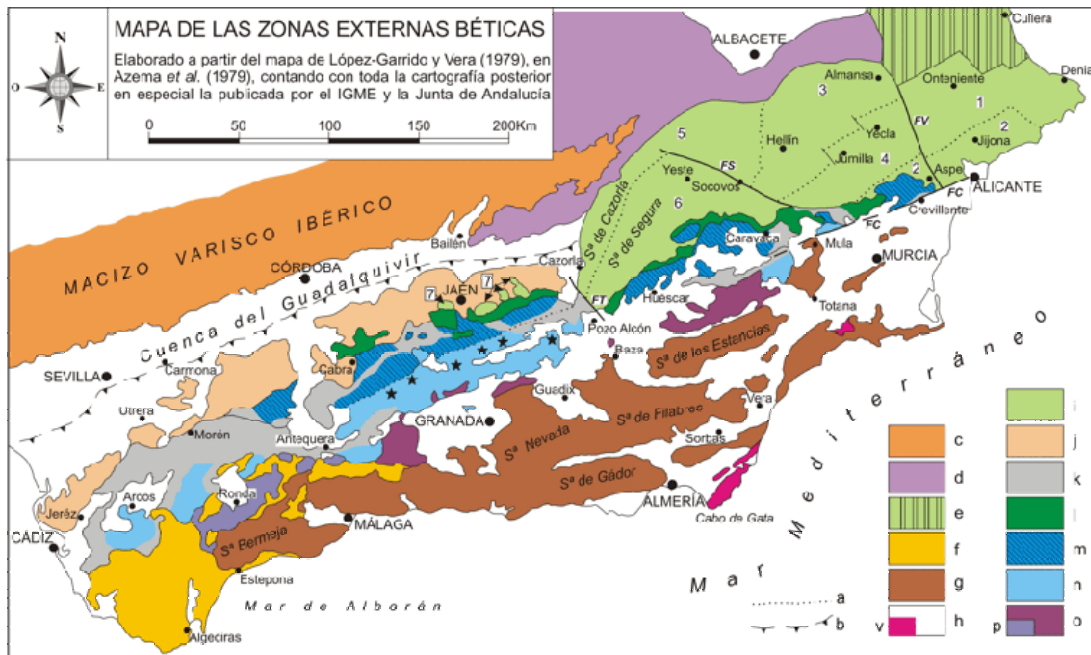


Figura 32: Mapa de las Zonas Externas Béticas. Leyenda: a.- Límites entre las unidades morfoestructurales delimitadas en el Prebético y límite entre dominios paleogeográficos del Subbético, cuando no coincide con un límite tectónico. b.- Frente norte del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir detectado en el subsuelo. c.- Macizo Ibérico. d.- Cobertera Tabular. e.- Cordillera Ibérica. f.- Complejo del Campo de Gibraltar. g.- Zonas Internas Béticas. h.- Cuencas Neógenas postorogénicas (v.- rocas volcánicas neógenas). i-p: Zonas Externas Béticas. i.- Prebético (1.- Prebético de Onteniense-Denia. 2.- Prebético de Aspe-Jijona-Alicante. 3.- Prebético de Hellín-Almansa. 4.- Prebético de Jumilla-Yecla. 5.- Prebético de las Sierras de Cazorla y Alcaraz. 6.- Prebético de la Sierra de Segura. 7.- Prebético de Jaén). j.- Afloramientos del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. k.- Complejos Caóticos Subbéticos (Subbético con estructura interna caótica). l.- Dominio Intermedio. m.- Subbético Externo. n.- Subbético Medio (asteriscos: principales afloramientos de rocas volcánicas jurásicas). o.- Subbético Interno (p.- Penibético). Abreviaturas de estructuras geológicas: FC.- Falla de Crevillente. FS.- Falla de Socovos. FT.- Falla de Tíscar. FV.- Falla del Vinalopó. (Tomado de Geología de España, J.A. Vera, 2004)

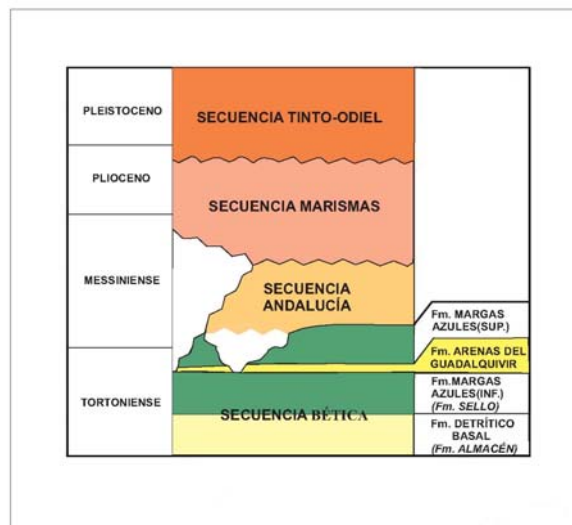


Fig.33: Esquema estratigráfico (Geología de España, Ed. IGME, 2004)

El frente septentrional de las cordilleras Béticas aparecen una serie de ventanas tectónicas del Prebético sin serie Subbética suprayacente (provincias de Jaén y Córdoba). En esta situación la serie Prebética puede presentar buenas imágenes en sísmica de reflexión, lo que no sucede cuando la serie del Prebético queda cabalgada por los mantos Subbéticos.

La subdivisión y clasificación estratigráfica de los materiales neógenos ha sido actualizada según la ordenación secuencial regional propuesta por W. Martínez y C. Riaza en 1996. Esta clasificación ordena la pila sedimentaria Neógena de la Cuenca del Guadalquivir en cinco secuencias sedimentarias (siete en el Golfo de Cádiz), que están relacionadas con los principales eventos ocurridos en la cuenca: la fase de movimiento olistostrómico de edad Tortoniense superior y la fuerte bajada del nivel del mar ocurrida al final del Messiniense, y que a continuación se enumeran y sintetizan (Figuras 33 y 34).

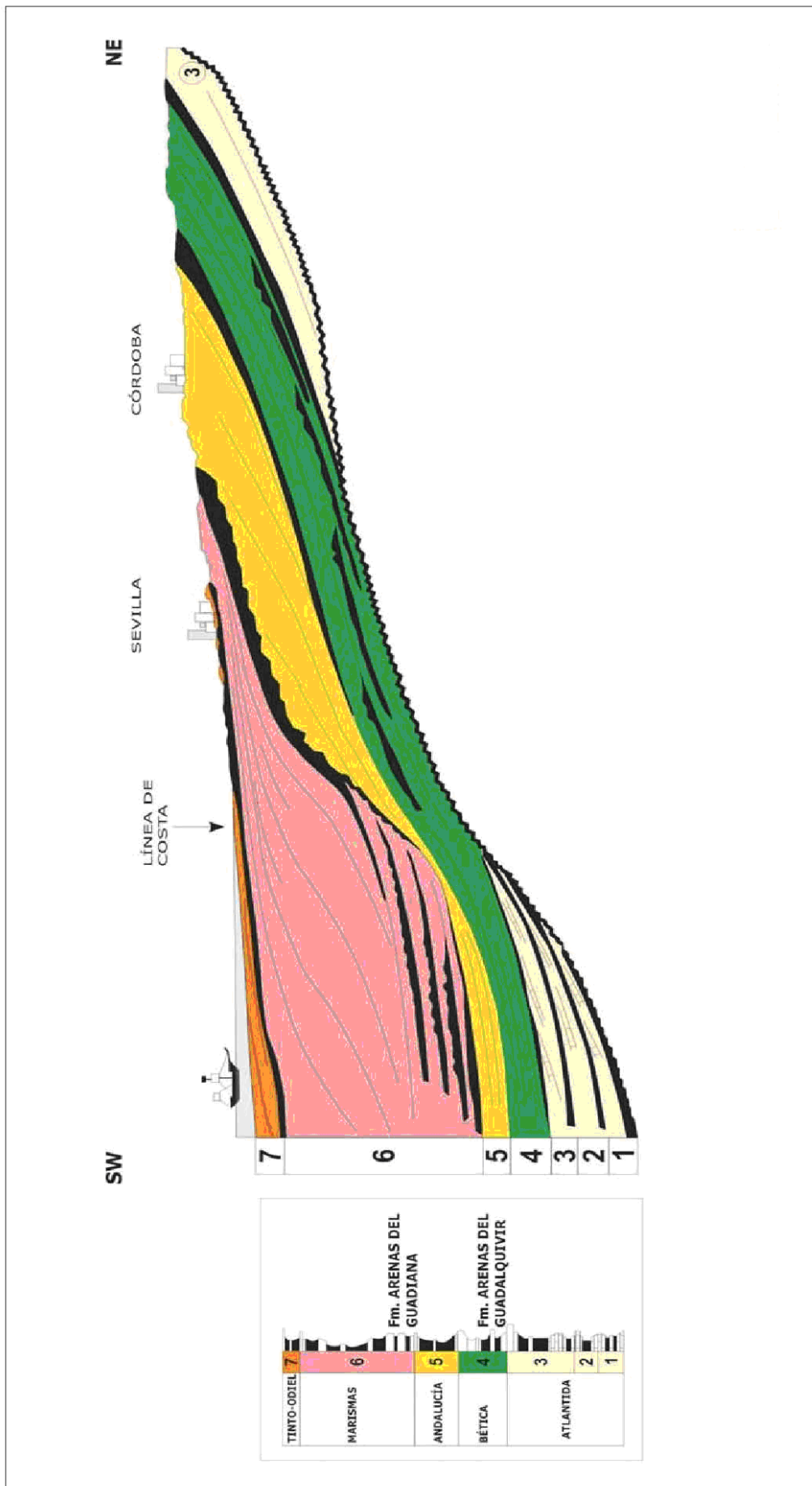


Figura 34: Corte longitudinal SO-NE (modificado de W. Martinez y C. Riaza 1996).

Secuencia sedimentaria pre-olistoestrómica

1. Secuencia sedimentaria Atlántida-3 (A-3): caracterizada litológicamente por ciclos de calizas arcillosas y arcillas o facies detríticas depositadas en ambientes próximos a la costa. Su edad es Tortoniense inferior y es relativamente más reciente que las secuencias A-2 y A-1 presentes solo en el Golfo de Cádiz y de edad Mioceno medio.

Esta secuencia presenta un espacio de transporte y no depósito (“by-pass”) aproximadamente entre la línea de costa y el meridiano de la ciudad de Córdoba, desde donde se desarrolla hacia el E con facies detríticas (Figura 34).

Secuencia sedimentaria sin-olistoestrómica

2. La secuencia sedimentaria Bética se desarrolla sobre la secuencia sedimentaria A-3 cuando ésta está presente o directamente sobre el sustrato paleozoico o mesozoico de la cuenca cuando no lo está.

En el inicio de esta secuencia se deposita una serie denominada “Fm. Detrítica Basal”, de facies calcareníticas y detríticas arenosas con cemento calcáreo, de gran extensión y continuidad y escasa potencia en la cuenca (generalmente de 15 a 35 m). Esta formación, de edad Tortoniense superior, se dispone directamente sobre el sustrato de la cuenca o bien sobre la secuencia Atlántida-3 en el sector oriental. Corresponde al inicio de la transgresión Tortoniense. Esta formación, como se presenta mas adelante, constituye uno de los objetivos prioritarios en la cuenca como formación almacén para inyección de CO₂.

A continuación se produce el depósito de una serie de edad Tortoniense Superior-Messiniense, de sedimentos hemipelágicos a plataforma proximal que incluyen la formación “Arenas del Guadalquivir”, de origen turbidítico o deltáico distal y que constituyen el almacén regional de los yacimientos de gas metano de la cuenca.

La edad de la Secuencia Bética es Tortoniense superior - Messiniense inferior.

El Olistostroma Subbético forma parte de esta secuencia como un depósito que engloba sedimentos de edad variable, aunque mayoritariamente triásicos, transportados gravitacionalmente en masa desde el Sur durante el Tortoniense superior, cuya irrupción origina la modificación de la morfología de la cuenca al producir el desplazamiento de su eje hacia el N. Este hecho condicionó, de un modo radical, el emplazamiento de los depósitos sincrónicos y posteriores a dicho deslizamiento en la cuenca. El importante contenido salino del olistostroma Subbético, conocido desde la mina Mencey al E (Quesada-Jaén) hasta los sondeos Bética 14-1 y Bética 18-1 al O (con potencias de formaciones halíticas superiores a 1500 m de serie salina en el sondeo Bética 18-1) e incluso formaciones diapíricas en el Golfo de Cádiz, le proporciona un importante potencial como formación almacén.

Secuencia supra-Olistoestrómica

3. La secuencia sedimentaria Andalucía contiene potentes ciclos de arcillas margosas gradadas hacia techo a limos y areniscas muy finas que hacia los márgenes de la cuenca aumentan de potencia y cambian de facies a importantes cuerpos calcareníticos (calcarenitas de Carmona).

La edad de la secuencia Andalucía es Messiniense y se encuentra parcialmente desmantelada por la incisión de valles erosivos producidos por el encajamiento de la red fluvial durante la regresión del Messiniense Superior (Figuras 33 y 34).

Secuencias sedimentarias de la fase post-erosional

4. La secuencia sedimentaria Marismas, de edad Messiniense terminal-Plioceno, está caracterizada, en su base, por una importante superficie erosiva (anteriormente citada en la descripción de la secuencia Andalucía) producida por el gran descenso del nivel del mar ocurrido durante el Messiniense terminal, durante el cual llega a producirse, en algún caso, incluso el desmantelamiento de la "Fm. Arenas del Guadalquivir" de la secuencia Bética. La secuencia sedimentaria Marismas está constituida por arcillas con delgados y escasos cuerpos de areniscas finas y su edad es Messiniense Terminal- Plioceno.

La formación "Areniscas del Guadiana" (almacén gasístico en el Golfo de Cádiz), atribuida clásicamente al grupo Bética, se interpreta como perteneciente a esta secuencia Marismas. Esta formación se encuentra localizada en un complejo progradante de abanicos turbidíticos desarrollados en el Golfo de Cádiz, que no aparecen en el Valle del Guadalquivir en donde se sitúan sus equivalentes facies proximales.

5. Secuencia sedimentaria Odiel: depositada sobre la secuencia Marismas, se localiza desde el O de Sevilla hacia el Atlántico, en donde aumenta su espesor. Su edad es Plioceno-Pleistoceno. En la cuenca del Guadalquivir su representación en cuanto a potencia es relativamente escasa, por lo que en la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión es difícil de individualizar de la Secuencia Marismas en onshore.

2.4.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

En la Cuenca del Guadalquivir se han consultado los siguientes sondeos (figura 35):

Para el sector oriental: números 014, 016, 017 y 017bis.

Para el sector central. (Córdoba-Sevilla): números 022, 046, 059, 071, 082, 092^a, 105 bis, 546, 583, 584, 585, 596, 597, 598, 603, 610, 628, 629, 630. Los describimos según su posición de E a O.

Para el sector occidental (Sevilla-Línea de costa. Huelva-Cádiz): números 626, 064, 069, 625, 483, 503, 544, 045, 604, 243, 225, 223, 030, 048, 550, 586, 581, 551, 582, 482, 180, 047, y 044.

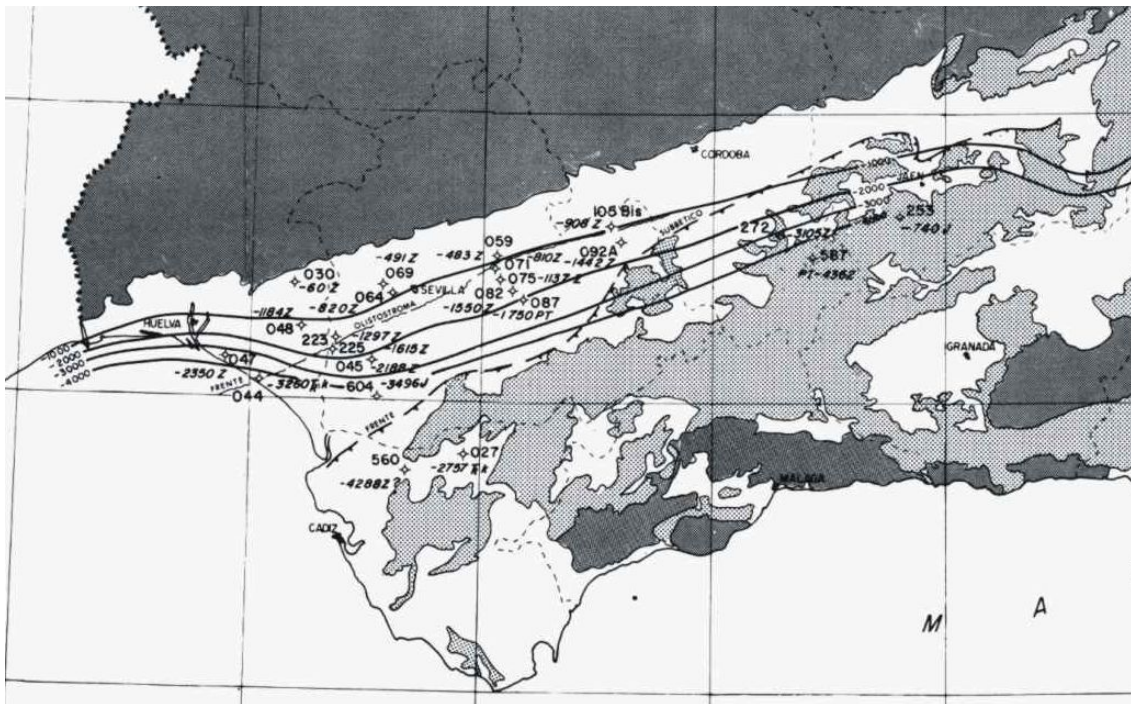


Figura 35. Situación de los sondeos petrolíferos en la Cuenca del Guadalquivir e isobatas del techo del Paleozoico (datum nivel del mar). (Modificada de Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología de España, IGME, 1987).

2.4.2.1. SECTOR ORIENTAL

Baeza – 1 (nº 014)

Corta una serie de margas con pasadas de areniscas y arenas en la base, asignadas al Mioceno. Bajo esta serie, unos pocos metros de margas rojas que se asignan al Triás.

El sondeo acabó a los 410 m de profundidad.

Baeza – 2 (nº 016)

Corta un conjunto de margas (0 a 467 m) asignadas al Tortonense, bajo las cuales y hasta 530 m se disponen unas areniscas y calizas arenosas, con 63 m de espesor.

Desde 530 hasta 639'6 m, profundidad final, se cortan margas con pasadas de areniscas asignadas al Trías.

Bailén – 1. (Baeza- 4) (nº 017)

De 0 a 294 m margas del Mioceno.

De 294 a 400 m margas y areniscas del Trías.

De 400 a 458 m pizarras y caliza asignadas al Paleozoico.

Villanueva de la Reina – 1 (Baeza- 3) (nº 017bis)

De 0 a 200 m, margas del Mioceno.

De 200 a 230 m, arenisca basal del Mioceno.

De 230 a 294 m, margas con areniscas del Trías.

De 294 a 321'6 m, pizarras del Paleozoico.

Se corta una formación de areniscas, de forma discontinua, con 63 m de máximo espesor, entre formaciones impermeables. Sus características geométricas y profundidad a la cual se encuentran no las hace interesantes.

2.4.2.2. SECTOR CENTRAL (CÓRDOBA-SEVILLA)

Río Guadalquivir N- 1 (nº 610)

El más oriental del sector central. Corta de 0 a 968 m una serie de arcillas con pasadas de arenisca y arena, asignada al Tortonense. De 968 hasta 988 m, profundidad final del sondeo, perforó una roca ígnea. Los tramos de areniscas los sitúan entre 400 y 500 m así como entre 700 y 800 m con un espesor no superior a los 50 m.

Écija – 3. bis (nº 105)

Señala como más interesante un nivel basal, entre 914 y 993 m de arenas, areniscas y arcillas arenosas, sobre el que se sitúa un tramo, hasta la superficie, de margas con alguna pasada arenosa.

De 993 a 994 m, profundidad final del sondeo, corta gneises.

Écija - 1 (nº 022)

Sólo perfora hasta 353'7 m de margas con intercalaciones de arenas y areniscas.

Écija (nº 092)

Describe una serie de 1.542 m de alternancia de arcillas y areniscas. Las intercalaciones de arenisca con un espesor no superior a los 20 m pero con repeticiones rítmicas cada 200 m aproximadamente.

De 1.542 a 1.547 m, profundidad final del sondeo, corta pizarras.

Córdoba B - 1 (nº 630)

Parece que perforó hasta los 1.265 m. No se expone la columna en la publicación consultada.

Córdoba B - 2 (nº 603)

Parece que perforó hasta los 712'8 m. No se expone la columna en la publicación consultada.

Córdoba A - 2 (nº 597)

Corta de 0 a 25 m, arenas, conglomerados y arcillas. De 25 a 676 m, arcillas, arenas y arcillas limosas.

De 676 a 690 m, arenas y hasta 706'8 m, profundidad final del sondeo, corta granito.

Córdoba A - 4 (nº 628)

Perforó hasta 799 m. No se expone la columna.

Córdoba A - 1 (nº 596)

Corta hasta 959 m una serie de arcillas y arenas, con un tramo entre 370 y más de 450 m que se dibuja sólo de arenas.

De 959 a 1.000 m son calcarenitas y conglomerados y de 1.000 a 1.014 m., pizarras.

Córdoba A - 3 (nº 598)

Perfora unos niveles de arenisca y arena desde 645 a los 660 m de profundidad sobre los que se encuentra un tramo de arcillas con intercalaciones de areniscas y arenas.

De 645 a 675 m corta Esquistos.

Córdoba A - 5 (nº 629)

Perforó hasta los 793'75 m. No se expone la columna gráfica.

Carmona-6 (nº 087)

De 0 a 1.846 m son arcillas con trazas de yesos, calizas y areniscas. Calificada la serie como un olistotroma. No se destaca nivel detrítico alguno.

Carmona - 5 (nº 082)

Igual al anterior pero este llega al sustrato a los 1.571 m en donde corta gneises hasta 1.575 m. Calificado como olistostroma del Tortoniense.

Carmona-4 (nº 075)

De 1.206 a 1.230 m corta unos niveles de arenas sueltas con pirita sobre el que se dispone la serie de arcillas. De 1.230 a 1.232m gneises granatíferos.

Carmona-3 (nº 071)

Corta hasta 903 m arcillas con un tramo, entre 610 y 675 m de arcillas con areniscas y arenas.

De 903 a 907,50m Pórfido Cuarzífero.

Carmona- 2 (nº 059)

El Pórfido Cuarzífero se corta a los 573 m y hasta los 583 m sobre él y desde los 500 m, margas con pasadas de arenisca y anhidritas y sobre estos niveles, hasta la superficie, arcillas.

Sevilla- 3 (nº 585)

Su profundidad fue de 641 m. No se expone su columna.

Carmona- 1 (nº 046)

Cortó margas desde superficie hasta los 630 m. Después y hasta la profundidad final del sondeo, 792'8 m, alternancia de margas, areniscas y arenas con pasadas de conglomerado.

Sevilla- 1 (nº 583)

Perforó hasta los 827 m. No se expone la columna gráfica.

El Ciervo- 1 (nº 546)

Perforó hasta los 748 m. No se expone la columna gráfica.

Sevilla- 2 (nº 584)

Perforó hasta los 910 m. No se expone la columna gráfica.

A tenor de las columnas sintéticas consultadas de los sondeos petrolíferos, ni las características geométricas de los niveles permeables ni su profundidad, en general menores de 800 m ó algo más, no parece existir una formación acuífera favorable para convertirse en almacén de CO₂ si bien habría que consultar las columnas detalladas de los sondeos tratando de efectuar correlaciones entre ellas.

Da la impresión, según los sondeos nº 087, 082 y 075 que hacia el borde sur de la cuenca, la serie Mio-Pliocena es más potente y quizás pueda poseer niveles calcareníticos más desarrollados en potencia y extensión.

Otros parámetros necesarios si son favorables como son el encontrarse los niveles permeables (calcarenitas y/ó turbiditas) entre potentes tramos impermeables, margosos y/ó arcillosos.

2.4.2.3. SECTOR OCCIDENTAL (SEVILLA-LÍNEA DE COSTA- HUELVA-CADIZ)

San Juan V-1 (nº 626)

Perforó hasta 84 m. No se expone columna gráfica.

Castilleja de la Cuesta - 1 (nº 064)

Hasta 922 m margas y en la base unos niveles de areniscas y conglomerados (aprox. 10-20 m de espesor). Hasta los 937 m, profundidad final, cortó arcillas esquistosas.

Salteras - 1 (nº 069)

Margas hasta 644 m.

Areniscas y conglomerados.

Arcillas esquistosas hasta 665 m.

Como en el anterior cortó unos niveles de interés con un espesor de 13 m.

San Juan A - 1 (nº 625)

Perforó hasta los 1.073'5 m No se expone la columna gráfica.

Marismas C - 1 (nº 483)

Este sondeo es distinto a todos los anteriores ya que da una serie de arcillas hasta los 250 m y hasta 1.090 m una alternancia de arcillas, calizas, areniscas y arenas. La potencia de los niveles calizos ó areniscosos intercalados en las arcillas, es de unos 20 m y se presentan de forma rítmica.

Desde 1.090 hasta 1.136 m se cortan pizarras y filitas.

Palancares - 1 (nº 503)

Hasta 815 m corta arcillas y a partir de esta profundidad y hasta 1.028 m, alternancia de areniscas y arcillas.

Palancares - 2 (nº 544)

Profundizó hasta los 976'2 m. No se expone la columna gráfica.

Isla Mayor - 1 (nº 045)

Cortó hasta los 2.167 m un conjunto de arcillas y arcillas calcáreas con trazas de areniscas y pasadas de caliza arenosa.

Entre 2.167 m y 2.195 m, es decir con 28 m de espesor, unos niveles de caliza arenosa (calcarenitas) bajo los cuales y hasta 2.373 m, profundidad final del sondeo, se cortan esquistos pizarrosos negros.

Bética 14 - 1 (nº 604)

Hasta los 595 m corta arenas y arcillas asignadas al Mioceno- Pliocuaternario. Bajo este tramo y hasta 3.216 m se perfora una serie de arcillas y halita con pizarras,

que se asigna al Triásico- Mioceno alóctono, bajo el cual se encuentra de nuevo el Mioceno de margas y calizas hasta los 3.500 m descansando en unas calizas jurásicas cortadas hasta los 3.507 m, profundidad final del sondeo.

Sapo - 1 (nº 243)

Corta hasta los 835 m arcillas del Mioceno y bajo ellas, arcillas con dolomías brechoides y calizas areniscosas hasta los 971'1 m, profundidad final del sondeo. Este tramo basal se asigna como olitostroma.

Casa Nieves - 1 (nº 225)

Hasta los 1.413 m perfora casi exclusivamente arcillas mio-pliocenas. De 1.413 a 1.500 m otras arcillas que hacen corresponder con un manto de corrimiento bajo las cuales se disponen margas, otra vez miocenas, hasta los 1.603 m

De 1603 a 1.623 m una arenisca calcárea sobre esquistos con venas de cuarzo, perforados hasta los 1.630 m, profundidad final del sondeo.

Villa Manrique - 1 (nº 223)

Hasta los 1.371 m corta prácticamente arcillas con algunas pasadas de areniscas, la más significativa a los 1.196 m, (con un espesor menor de 20 m) esta serie se dispone sobre esquistos hasta los 1.317 m, profundidad final del sondeo.

Villalba de Alcor - 1 (nº 030)

Corta las pizarras paleozoicas muy rápidamente, a los 200 m

Almonte - 1 (nº 048)

Otro sondeo distinto a los anteriores ya que aparecen por primera vez, bajo 701 m de arcillas del Tortonense unas calizas dolomíticas del Lías, hasta los 813 m

Desde 813 hasta 1.000 m alternancia de anhidritas, arcillas areniscas y calizas dolomíticas del Trías, bajo la cual se ubica un tramo arcilloso con trazas de yesos y calizas hasta los 1.264 m en donde aparecen las pizarras paleozoicas.

Melo - 1 (nº 550)

Parece que perforó hasta los 1.114 m. No se tienen datos.

Marismas - 2 (nº 586)

Perforó hasta 1.253'5 m. No se tienen datos.

Marismas - 3 (nº 581)

Perforó hasta 1.135 m. No se tienen datos.

Rincón - 1 (nº 551)

Perforó hasta 1.207 m. No se tienen datos.

Marismas - 4 (nº 582)

Perforó hasta 1.351 m No se tienen datos.

Marismas A - 1 (nº 482)

Hasta 700 m corta una serie de arcillas y limos bajo la cual se desarrollan arcillas, limos, calizas y areniscas. Los tramos calcáreos y/ó areniscosos se dibujan a partir de 900 m con espesores superiores a los 50 m entre niveles arcillosos destacando uno basal de casi 100 m, entre 1.275 y 1.357 m sobre calizas jurásicas cortadas a esa profundidad y hasta 1.378'6 m, profundidad final del sondeo.

Huelva-1 (nº 180)

Sondeo "raro" ya que corta desde la superficie hasta los 662 m niveles de arcillas bajo las cuales se desarrolla un jurásico de dolomías y calizas hasta 1.451 m, profundidad final del sondeo.

Moguer - 1 (nº 047)

Próximo al anterior y muy similar, ya que corta arcillas hasta 713 m (Tortonense) y calizas- dolomías jurásicas hasta 1.904 m para meterse en unas evaporitas (yesos y sal) hasta 2.152 m bajo las cuales se cortaron arcillas hasta 2.338 m, ambos tramos del Keuper. El Bunt se perforó entre los 2.338 y 2.400 m (areniscas, arcillas y conglomerados) bajo el cual se desarrollan arcillas micáceas y pizarrosas atribuidas al paleozoico.

Asperillo - 1 (nº 044)

Sondeo muy similar al anterior con los tramos más desarrollados, con mayores espesores.

De 0 a 1.232 m. Arcillas del Tortonense. De 1.232 a 2.460 m. Calizas y dolomías jurásicas. De 2.460 a 3.309'6 m. Sal, anhidrita y arcillas.

2.4.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERES

Se ha procedido al estudio y definición de objetivos de conjuntos de formaciones almacén-sello a partir de datos estratigráficos, petrológicos y petrofísicos de subsuelo (fundamentalmente datos de sondeo) y la posterior definición geométrico-estructural de trampas, a partir de datos geofísicos (interpretación de sísmica de reflexión) y otros datos de investigación estructural.

Para la evaluación estratigráfica y petrofísica de las formaciones se establecen dos tipos de formaciones según su posición estratigráfica:

- Formaciones incluidas en el relleno cenozoico en toda la extensión de la cuenca.
- Formaciones mesozoicas de su sustrato presentes en sus extremos oriental y occidental y formaciones Prebéticas de Jaén y Córdoba.

2.4.3.1. Formaciones Cenozoicas

Los datos exploratorios del subsuelo procedentes de la investigación de hidrocarburos en la zona, fundamentalmente sísmica y sondeos, han aportado un importante volumen de datos, para la evaluación y caracterización de las potenciales formaciones almacén (acuíferos detríticos o carbonáticos), en cuanto a sus características petrofísicas y de contenido químico y naturaleza del agua en los acuíferos, y en la caracterización de formaciones salinas.

A partir de todo ello se han podido caracterizar y evaluar las distintas formaciones almacén tipo acuífero desde un punto de vista petrofísico, previamente a su confirmación de capacidad de entrapamiento estructural o estratigráfico con la caracterización del potencial de las correspondientes formaciones sello. Así mismo han sido delimitadas estratigráficamente los tramos homogéneos y su correlación de formaciones salinas del Olistostroma Tortoniense o del Trías Keuper del sustrato de la cuenca en el margen atlántico de Huelva. El análisis petrofísico de diagráfias junto con los datos directos obtenidos a partir de pruebas de producción, aplicados a la caracterización de los detríticos arenosos perforados en el terciario del Valle del Guadalquivir, ha permitido la identificación y valoración en cuanto a características petrofísicas y químicas de los potenciales acuíferos atravesados.

Posteriormente la interpretación de los perfiles sísmicos ha aportado información sobre la geometría, conexión, volumen y entrapamiento de las potenciales formaciones almacén.

Las características hidrogeológicas de los cuerpos arenosos neógenos, interpretadas según su inclusión en sus correspondientes secuencias sedimentarias, ordenadas de más recientes a más antiguas, se resumen a continuación:

Secuencia Odiel

Constituida por los depósitos del Cuaternario, con escaso desarrollo en la Cenca del Guadalquivir y con mayor desarrollo hacia el Golfo de Cádiz (fig 3). Aunque, cuando está presente en ningún caso llega a alcanzar profundidades ni desarrollos para constituir una potencial formación almacén.

Secuencia Marismas

Está constituida por arcillas ligeramente limolíticas con escasas pasadas poco potentes (generalmente < 1 m) de arenas y más frecuentes hacia la base. En la mayor parte de los sondeos esta secuencia aflora presentando una potencia media de 200 m y una potencia máxima para la zona de interés de 419 m en el sondeo Almonte-1.

En los sondeos en los que se dispone de “logs” en esta secuencia, se observa que es más arenosa hacia la base. En el sondeo San Juan OL-1 destaca un nivel arenoso importante de 5.5 m con una porosidad del 25%, una saturación de agua del 100% con salinidad de 4.230 ppm ClNa, lo que indica su carácter salobre.

La tendencia progradante de los sedimentos de esta secuencia en el área de estudio tiene una clara polaridad NE-SO, por lo que los cuerpos arenosos presentan una dirección NO-SE y una tendencia sigmoidal buzante al SO.

Esta secuencia presenta una mayor proporción de cuerpos arenosos axialmente hacia el E de la cuenca y del eje hacia el olistostroma bético.

Por ausencia de datos no se puede asegurar una variación en la salinidad en función de la posición geográfica, aunque se puede considerar que la proximidad del olistostroma puede afectar a la salinidad de los acuíferos.

Secuencia Andalucía

Esta secuencia es predominantemente arcillosa con pasadas finas de limolitas e intercalaciones de areniscas finas de escala métrica o decimétrica con abundante cemento arcilloso. La potencia media de la secuencia es 215 m, máxima en el sondeo Castilleja de la Cuesta-1 con 639 m.

En esta secuencia se aprecian cambios de facies entorno a los sondeos San Juan OL-1, San Juan S-1 y Río Guadalquivir N-1 donde se concentran las facies detríticas más gruesas (arenas).

En cuanto a la salinidad cabe destacar la calidad de la zona del Río Guadalquivir N-1 con una salinidad inferior a 10.000 ppm ClNa. En la zona de los sondeos San Juan el agua tiene un carácter salado (concentración superior a 15.000 ppm de Cl Na).

La geometría de los acuíferos en esta secuencia en sísmica presenta tendencia monoclinial (no sigmoidal) con suave buzamiento hacia el eje de la cuenca marcado por el frente del olistostroma en subsuelo

Secuencia Bética

En esta secuencia se destacan tres formaciones:

- Fm. Margosa Superior (equivalente a la Fm “Margas Azules”):

Su litología predominante es de margas y arcillas limolíticas con alguna pasada arenosa generalmente decimétrica. Su potencia es muy variable según su posición 0en la cuenca y al estar condicionada por la erosión a veces aparece directamente en contacto con la secuencia Marismas. Constituyen la formación sello de los yacimientos regionales de gas en los almacenes de la Fm Arenas del Guadalquivir.

- Fm. Arenas del Guadalquivir

La unidad Arenas del Guadalquivir son litológicamente variadas (siliciclásticas, bioclásticas e intraclásticas). En todas ellas la matriz es micrítico-margosa y el cemento carbonático. El tamaño de grano es fino y muy fino salvo en

el sondeo *Río Guadalquivir N-1*, en el que las arenas son de tamaño muy grueso. Las arenas bioclásticas y siliciclásticas están bien seleccionadas y los granos se encuentran subredondeados, mientras que las arenas intraclásticas están mal seleccionadas y sus granos son angulosos.

Arenas de Guadalquivir son litoarenitas y sublitoarenitas. El cambio de madurez composicional entre Arenas Basales y Arenas del Guadalquivir está acompañado por un cambio drástico en el tipo de fragmentos de roca que presentan. Mientras que los fragmentos de roca de las arenas de la unidad Arenas Basales son metamórficos, en Arenas del Guadalquivir los fragmentos de roca son calcáreos. Existe, por lo tanto, un cambio importante en la litología del área fuente, siendo en el primer caso complejos de rocas metamórficas granudas (gneises y esquistos) y en el segundo caso son litologías sedimentarias (fundamentalmente carbonáticas). Las Arenas del Guadalquivir proceden (al igual que el resto de formaciones detríticas situadas encima: Arenas de Ecija, Arenas de Guadarcázar y arenas pliocenas) de erógenos reciclados, probablemente de las zonas externas de las cordilleras Béticas, situadas al Se de la zona de estudio.

- Fm. Margosa Inferior

Al tener facies similares a la Fm Margosa Superior y una edad similar Tortoniense (aunque estratigráficamente tiene una posición inferior) también está incluida cartográficamente en la Fm "Margas Azules" de la que en afloramiento es de diferenciación muy difícil. Aunque esta formación, por su posición estratigráfica solo aflora en la parte más oriental de la cuenca (aproximadamente desde el límite de las provincias de Córdoba y Jaén hacia el E).

La litología predominante es de margas y arcillas limolíticas con alguna pasada de arena fina. Estas pasadas generalmente inferiores a 1 m contienen agua de alta concentración salina (>15.000 ppm). La potencia media es de 326 m, siendo ésta máxima en el sondeo Córdoba B-1 con 752 m.

Solo en el Río Guadalquivir N-1 aparece un cambio importante en la salinidad del agua contenida en esta formación que varía a diferentes profundidades. Cabe destacar las profundidades de 443 y 793 m que tienen una salinidad inferior a 13.000 ppm ClNa (concentración salobre) con una permeabilidad moderada.

La geometría de los cuerpos arenosos en esta secuencia, deducida de la sísmica consiste en finas morfologías subhorizontales de escasa continuidad lateral y situados a mayores profundidades en sentido axial y occidental en la cuenca.

El interés de esta formación estriba en que constituye el sello para la formación detrítico basal, en las zonas en que está presente, ya que se aprecia la disminución de su potencia al quedar biselada hacia el N.

- Fm. Detrítico Basal

Constituida por alternancias de areniscas-arenas intercaladas con arcillas, con una potencia media de 25 m, máxima para la zona en el sondeo Córdoba B-1 con 31 m y de gran continuidad cuencal.

Las características petrofísicas como almacén le otorgan un buen potencial y la salinidad del agua es elevada (>15.000 ppm), aunque los valores de salinidad puede estar también condicionada por la proximidad a zonas de recarga en el borde N de la Cuenca o por la naturaleza o conexión del subyacente del Terciario que puede estar constituido por materiales ígneos o metamórficos paleozoicos, materiales triásicos, jurásicos o cretácicos.

En cuanto a la valoración de su potencial, los cuerpos arenosos perforados en el Neógeno del Valle del Guadalquivir incluidos en la Secuencias Odiel, Secuencia

Marismas y Secuencia Andalucía son, en muchos casos, descartados por criterios de profundidad, al ser considerados someros para los objetivos del Proyecto. Así mismo son minoritarios y poco potentes, lo que implica una limitada capacidad de almacenamiento. Solo se pueden encontrar a profundidades adecuadas, la formación almacén “Arenas del Guadalquivir” y la Fm. “Detrítico Basal” que contienen agua con concentraciones salinas que indican el carácter salobre o salino de los acuíferos.

Para el caso de la Fm “Arenas del Guadalquivir” de edad Tortoniense Superior, no presentan suficiente capacidad de almacenamiento individual, al presentar trampas estratigráfico-estructurales de baja capacidad, aunque si podrían tenerla en su conjunto. En todo caso su interés para el almacenamiento de CO₂ queda descartado debido a que esta formación constituye el almacén de gas de los yacimientos regionales en la Cuenca del Guadalquivir, que en la actualidad se encuentran en explotación.

Solamente se pueden descartar por su potencial como acuífero regional de agua dulce los detríticos groseros de la secuencia Odiel, o bien los cuerpos arenosos de las demás secuencias en facies de carácter proximal y aflorante conectados a aportes de aguas meteóricas o superficiales. Planteando una conclusión de carácter general de importantes implicaciones exploratorias, que consiste en la tendencia en el Cenozoico del Guadalquivir de presentar acuíferos con mayor calidad de agua en la superficie que en profundidad hasta llegar al subyacente paleozoico.

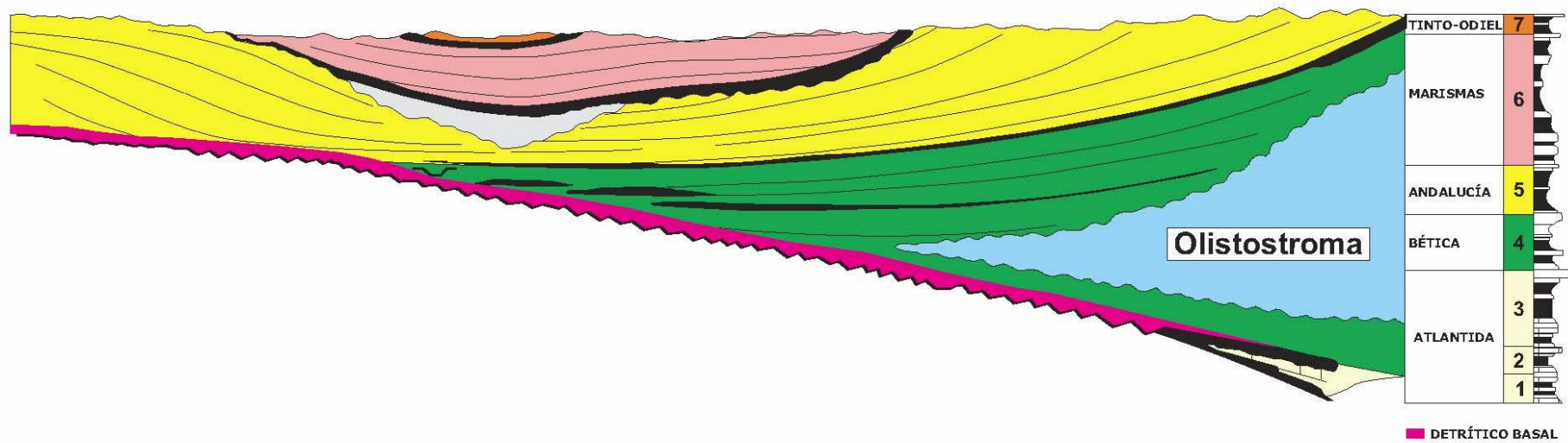
Los materiales del Paleozoico de origen metamórfico o ígneo (plutónico) del cual, en sondeos, solo ha sido perforado su techo (para los sondeos de exploración de hidrocarburos ha constituido el tradicional nivel de finalización de la perforación), no está testificado por petrofísica ni evaluado por pruebas de producción, por lo que no habría de descartarse su conexión estructural con el Paleozoico aflorante de la Meseta lo que podría originar la posibilidad de recarga hidráulica desde superficie y tener características para albergar acuíferos de agua dulce.

En cuanto a las formaciones sello, la impermeabilidad de la Fm “Margas Azules” está de sobra contrastada en las trampas de los yacimientos regionales de gas en la Fm “Margosa Superior”, siendo las facies similares a la Fm “Margosa Inferior” a la que se le considera similar potencial cuando su espesor es el adecuado. También se ha de tener en cuenta que la Fm “Margas Azules” en su conjunto puede constituir el sello de la Fm “Detrítico basal”, ya que cuando desaparece por bisel la Fm “Margas Inferiores” se aprecia en sísmica la continuidad de la Fm “Margas Superiores” al ser ésta más extensiva hacia el N (Figura 36).

CUENCA DEL GUADALQUIVIR

NW

SE



 Instituto Geológico y Minero de España

Figura 36: Corte longitudinal NO-SE (modificado de W. Martínez y C. Riaza 1996).

2.4.3.2. Formaciones mesozoicas del sustrato de la Cuenca del Guadalquivir

El sustrato de la cuenca neógena del Guadalquivir, de naturaleza fundamentalmente paleozoica, presenta un desarrollo de la serie mesozoica diferenciado en dos zonas:

- **El margen occidental** próximo a la línea de costas: con presencia de serie triásica en facies germánica (con presencia de arenas, arcillas, anhidritas y sales) y un conjunto de carbonatos del Jurásico y Cretácico, que se desarrolla y profundiza hacia el O en la plataforma atlántica y tiene su representación y reflejo cartográfico en el Mesozoico del Algarbe de Portugal. Sobre este conjunto mesozoico se dispone, en posiciones mas occidentales de la plataforma atlántica, la serie del Paleógeno también constituida por carbonatos de tipo recifal.

Así pues la serie mesozoica discordante sobre el Paleozoico comienza con una formación basal siliciclástica (presente en el sondeo Moguer 1 con unos 250 m de potencia) equivalente a la denominada “Gres de Silves” sobre la que se desarrolló un conjunto evaporítico (salino y anhidrítico) con una potencia similar en el sondeo Moguer 1 y de mas de 850 m en el sondeo Asperillo 1, en el que no se llega a alcanzar su base.

El importante contenido evaporítico de la serie triásica ha provocado incluso su acumulación en almohadillas salinas, interpretadas en sísmica de reflexión, en el margen O de la cuenca (sondeo Asperillo 1) y que hacia el margen atlántico llegan a formar estructuras diapíricas perforantes.

Sobre esta serie triásica se dispone una serie carbonática que incluye materiales del Jurásico, con mas de 1100 m en el sondeo Moguer 1, con una serie completa de Lias, Dogger y Malm que queda erosionada en forma de bisel hacia el E.

Sobre la serie jurásica se desarrolla hacia el O, en el dominio atlántico, una serie de materiales del Cretácico inferior de naturaleza carbonática en la base y arcillosa a techo (sello), sobre la que se depositan los carbonatos recifales del Paleógeno.

- **El extremo oriental** de la cuenca: con presencia de Trías superior detrítico (“Fm Arenisca de Manuel”) desde los afloramientos del borde de la Meseta hasta el N de la localidad de Bujalance donde aparece a unos 300 m de profundidad. Esta formación es atravesada por los sondeos Río Guadalquivir K-1, Bujalance 1 y Baeza 1, Baeza 2, Baeza 3 y Baeza 4.

La Fm triásica “Arenisca de Manuel”, junto a la Fm “detrítico basal” en el sondeo Baeza 4 tiene un buen potencial como formación almacén con una porosidad del 32 % según los datos del sondeo Baeza 2 y potencias de 159 m en el sondeo Bujalance 1, 156 m en el sondeo Baeza 4 y 64 m en el sondeo Baeza 3.

El conjunto de ambas formaciones tendría su correspondiente formación sello en la formación Margosa inferior Tortoniense. Así mismo, desde los afloramientos jurásicos del borde septentrional de la cuenca (cobertera tabular, aproximadamente desde el meridiano de Baeza) hacia el E, se encuentra la formación jurásico carbonático, perforada en la zona como acuífero y caracterizado por su naturaleza dulce, constituyendo en la actualidad un objetivo en explotación. También en esta posición se pueden considerar las formaciones jurásicas prebéticas de Fuensanta, Río Guadalquivir H-1 y Nueva Carteya y sus correspondientes formaciones sello, situadas en trampas estructurales anticlinales, anteriormente investigadas para la exploración de

hidrocarburos, situadas como sustrato de los materiales Subbéticos (incluido el Olistostroma).

2.4.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLES ALMACENES DE CO₂

A partir de los datos estratigráficos, petrológicos y petrofísicos aplicados se han podido definir los objetivos prioritarios o conceptos exploratorios para conjuntos de formaciones almacén-sello suprayacente que a continuación se expone, descartándose otros conjuntos de formaciones almacén y sello de un modo justificado:

A. *Formaciones Neógenas:*

Han sido descartadas objetivamente los siguientes almacenes acuíferos siliciclásticos:

- Los incluidos en la Secuencia Odiel por su escasa profundidad en la cuenca y por constituir un recurso como acuífero de agua dulce. El tipo de trampa sería de sello estratigráfico, lo que además dificultaría su precisión geométrica.
- Los incluidos en la Secuencia Marismas por su limitada capacidad de almacenamiento (escasa potencia y continuidad), que sólo se incrementa hacia el dominio atlántico, en donde constituyen además un recurso económico por
- constituir el almacén de gas de la Fm “arenas del Guadiana”. Así mismo el tipo de trampa sería de sello estratigráfico, lo que además dificultaría su delimitación.
- Los incluidos en la Secuencia Andalucía, en los que las facies con potencial de almacenamiento (Fm Calcarenita de Carmona) se encuentra muy someras y los demás cuerpos siliciclásticos no disponen de una capacidad de almacenamiento adecuada y en todo caso el tipo de trampa a investigar sería estratigráfico.
- Los almacenes correspondiente a los yacimientos de gas metano de la Fm “Arenas del Guadalquivir” de la Secuencia Bética, que quedan descartados por su escasa capacidad individual y por constituir un recurso económico fundamental.

Entre las formaciones neógenas se establece como objetivo exploratorio el conjunto formación almacén Detrítico Basal y como sello las facies margosas (Fm “Margas Azules”) de la Secuencia Bética. Así mismo quedan seleccionadas y propuestas las acumulaciones salinas incluidas en el Olistostroma Bético (Secuencia Bética) como las identificadas en el sondeo Bética 18-1 y la acumulación salina de la mina Mencey (Quesada-Jaen)

B. *Formaciones Mesozoicas:*

Como ya ha sido descrito, el sustrato de la cuenca neógena del Guadalquivir presenta, en sus extremos oriental y occidental, una serie mesozoica diferencial de la cual se puede establecer su potencial petrológico, estratigráfico y petrofísico como objetivo almacén-sello conjugados. Para estas zonas de extensión de las series mesozoicas se han podido diferenciar siete áreas de interés (ver Figura 37).

- En el margen oriental (Figura 38) parece, discordantemente sobre los materiales paleozoicos, una serie mesozoica biselada con Triásico superior, en facies detríticas: Fm Arenisca de Manuel, y Jurásico carbonático.

La Fm. "Arenisca de Manuel" presenta valores de porosidad del 32% (Sondeo Baeza 4) pudiendo ser sumada su capacidad de almacenamiento a la de la Fm "Detrítico Basal", ambas selladas por las facies de "Margas Azules" tortonienses. Los indicios de gas producidos durante la perforación del sondeo Baeza 3 en esta formación podrían indicar su desconexión o individualización estructural del Trías de la meseta, aunque esta individualización solo fuera local.

En este margen también se interpreta presente el jurásico carbonático a partir del meridiano de la ciudad de Baeza el cual podría presentar potencial no descartable como formación almacén. Esta formación tendría que ser objeto de estudio porque si bien en la actualidad se ha comprobado su conexión hidráulica con los materiales jurásicos de la "Cobertera Tabular" de la meseta al constituir un acuífero de naturaleza dulce cabe la posibilidad, como la anteriormente apuntada para el triásico, de una individualización de trampa estructural, sellada junto a la formación detrítica basal por la Fm "Margas Azules" de edad Tortoniense.

- En el margen occidental (Figura 39), pueden ser contemplado como objetivo más somero la serie carbonática jurásico-cretácica, con sello Tortoniense (unido al almacén Fm Detrítico Basal) o actuando como sello las formación arcillosa del techo del Cretácico inferior.

Un segundo objetivo de esta zona sería el constituido por la formación halítica del Keuper (caracterizada en el sondeo Asperillo 1) en una estructura tipo almohadilla halocinética o la formación siliciclástica inferior del trías (a una profundidad de unos 2280 m en el sondeo Moguer 1) sellada por facies arcillosas. Esta formación alcanza profundidades de interés solamente en el extremo O de la Cuenca del Guadalquivir ya que profundiza hacia el S llegando a valores superiores a 2500 m. Estas formaciones salinas parecen tener su máximo desarrollo en las estructuras diapíricas del Golfo de Cádiz, también consideradas como objetivo en situación de Offshore

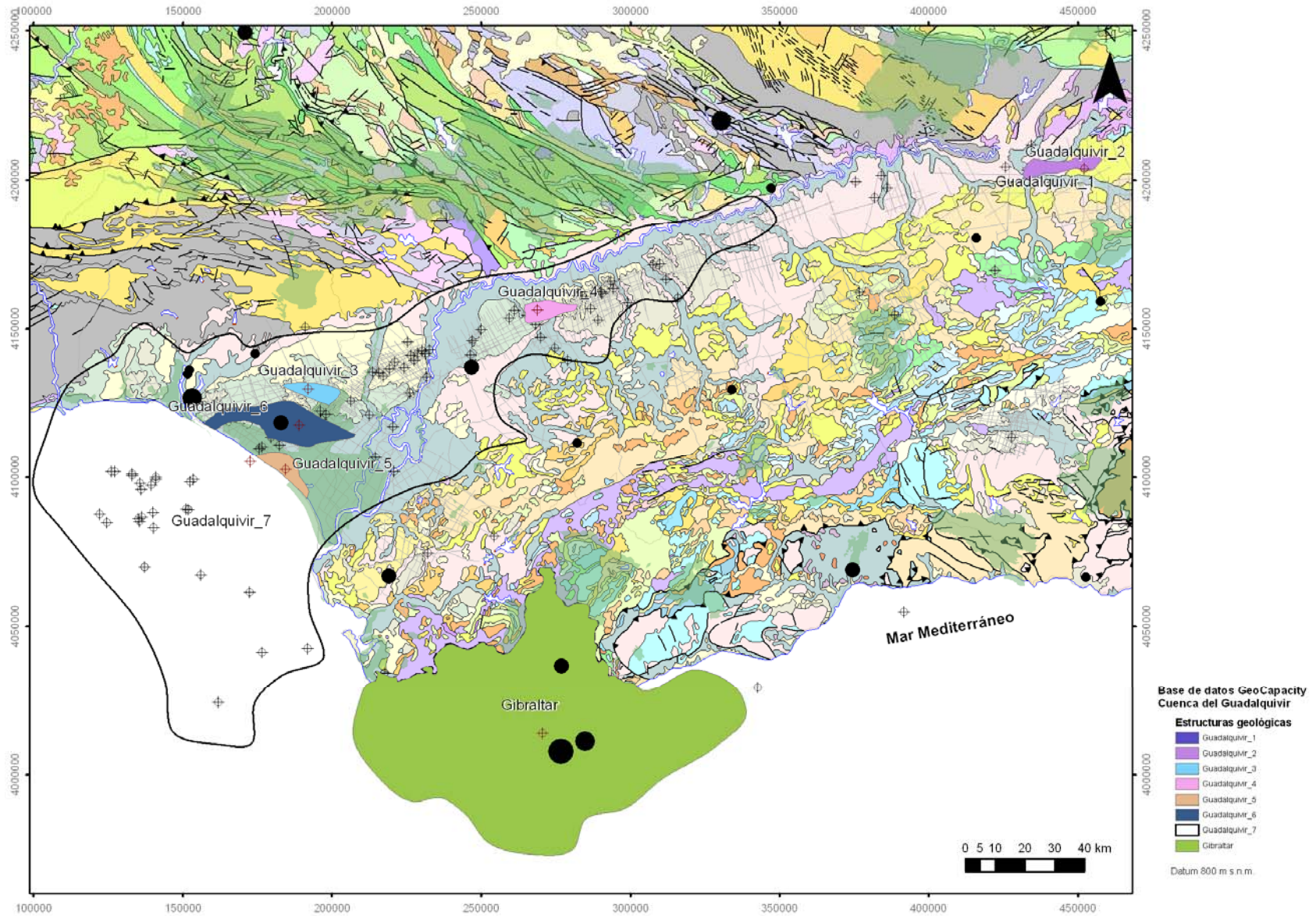


Figura 37: Distribución espacial de las áreas delimitadas como almacén de CO₂ dentro de la Cuenca del Guadalquivir (IGME, Grupo de Almacenamiento de CO₂, 2009)

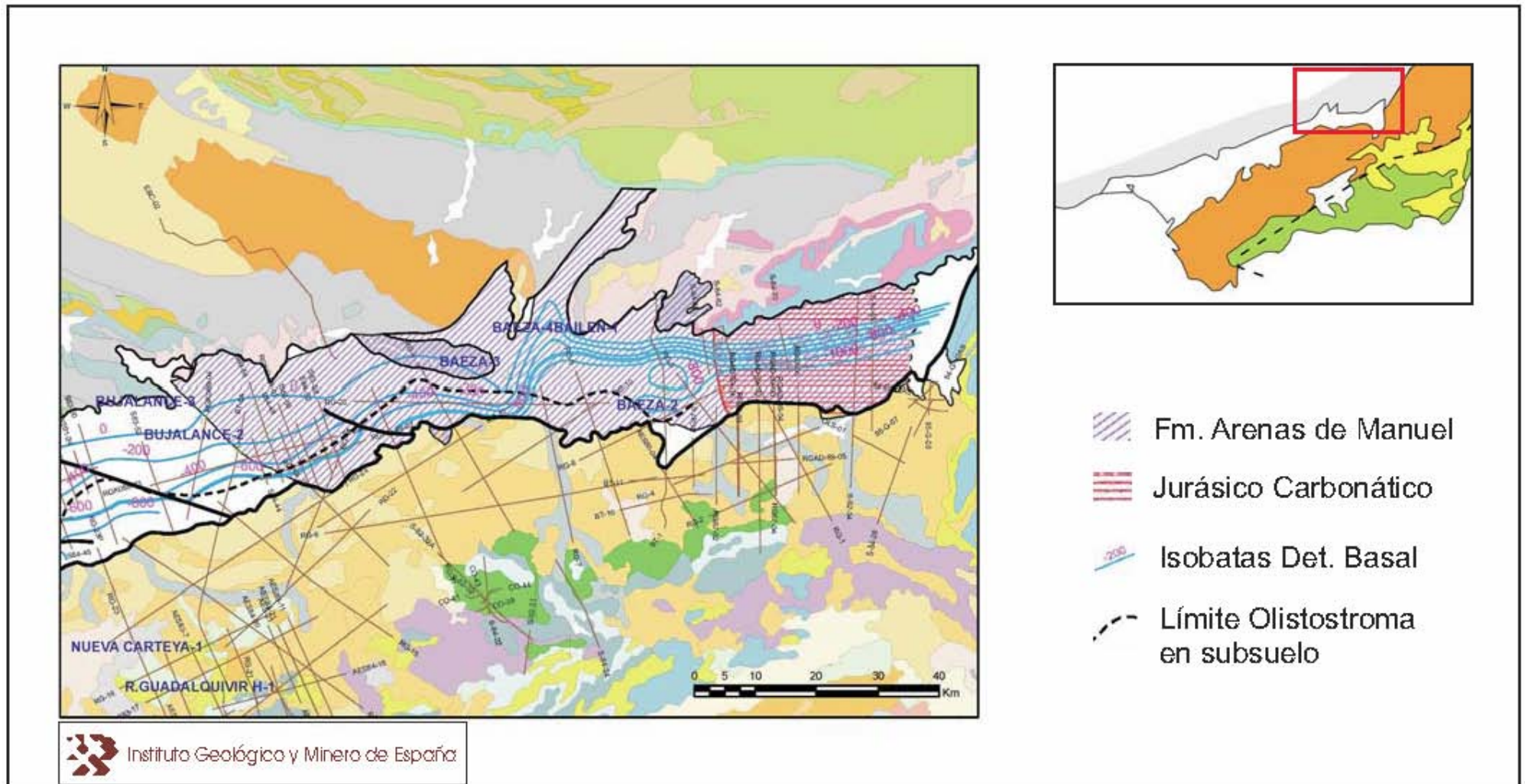


Figura 38: Almacenes Triásico Superior (Guadalquivir_1 y Guadalquivir_2) y Jurásicos al NE de la cuenca (Gessal)

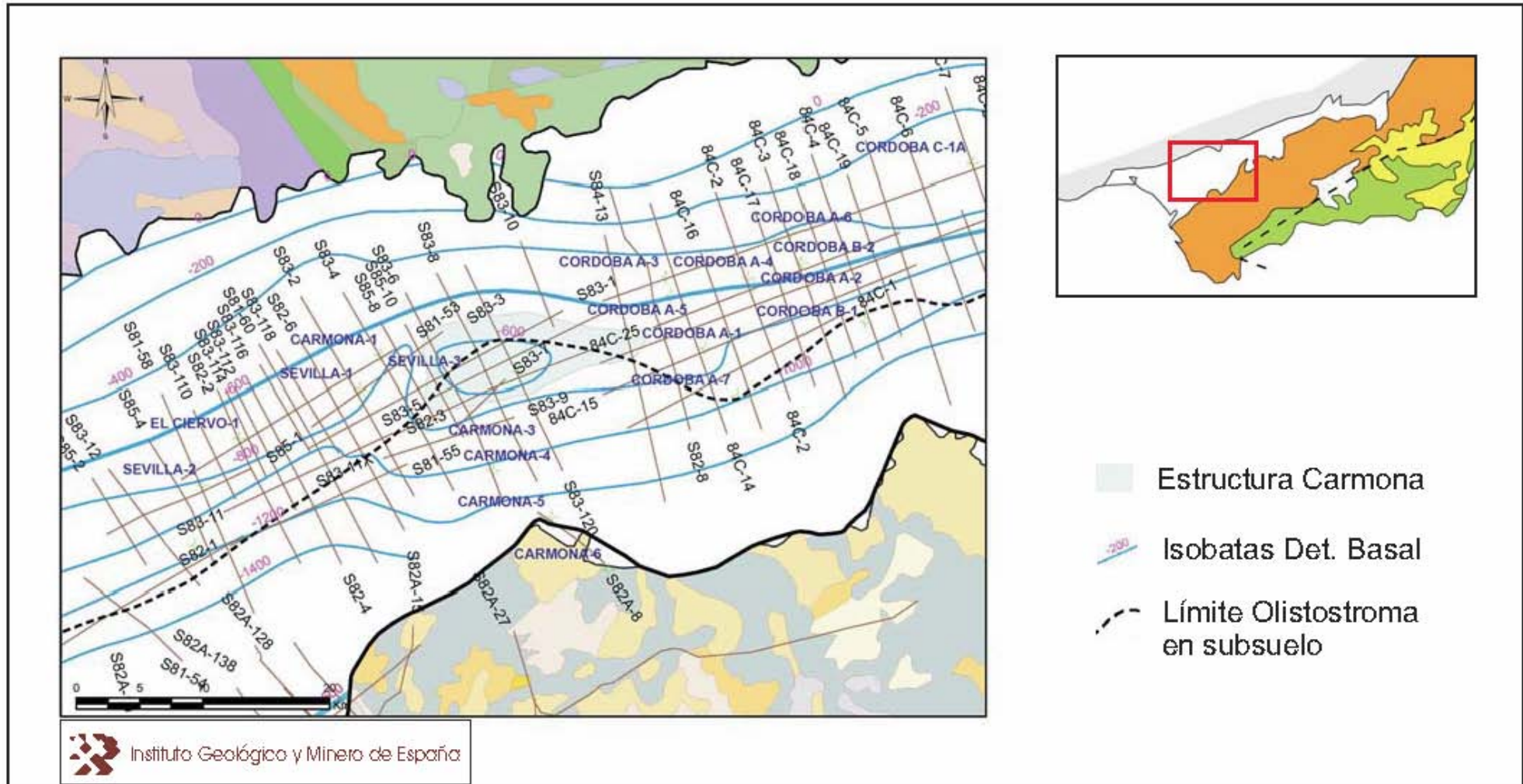


Figura 39: Almacenes Jurásicos y Cretácicos al SO de la cuenca del Guadalquivir (Gessal)

❖ **Guadalquivir_1 y Guadalquivir_2 (Trías Fm “Arenisca de Manuel” y Fm Detrítico Basal)**

En el margen oriental de la cuenca aparece una formación detrítica de edad Triásica que se extiende en profundidad desde el Norte de la localidad de Bujalance hasta la meseta, donde se aparece en superficie (Figura 38). Esta serie detrítica se encuentra sobre el sustrato paleozoico y por debajo de la formación Detrítico Basal hasta la localidad de Baeza donde encontramos por encima una serie carbonática también de edad Jurásica y que se extiende hasta el límite NE de la cuenca. Debido a esto en este sector del área de estudio encontraremos trampas con doble (Areniscas de Manuel-Detrítico Basal) o triple almacén (Areniscas de Manuel-Carbonatos del Jurásico-Detrítico Basal). La Fm. Areniscas de Manuel tiene una potencia media de 100m (sondeo Baeza -1 y 2) y una porosidad del 32% (sondeo Baeza-4) y tendría como sello, en cualquier caso, las margas inferiores de la serie Bética.

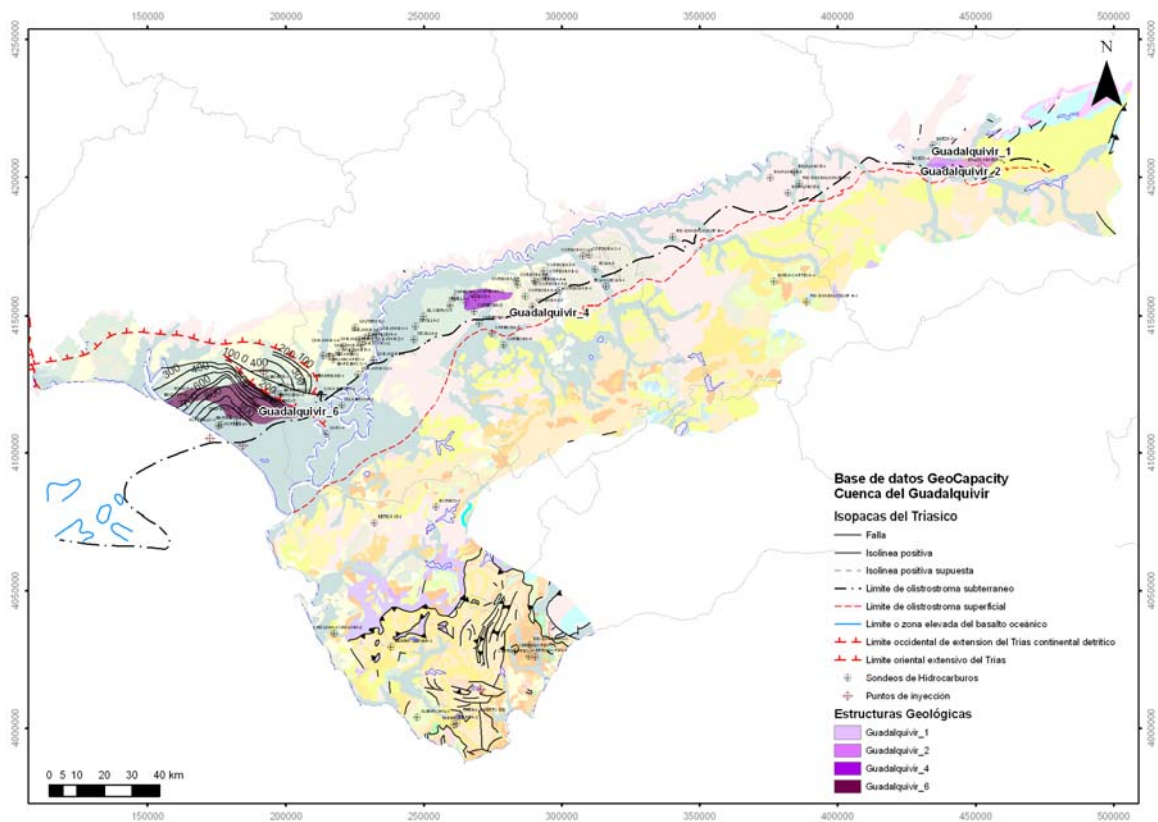


Figura 40: Localización de las estructuras Triásicas de la Cuenca del Guadalquivir e isopacas del Triásico para el SO de la cuenca (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Guadalquivir_3 (Jurásico Carbonático, Este de Baeza)**

Cerca de la línea de costa podemos encontrar sobre el Triásico salino formaciones carbonatadas de edad Jurásica. Las formaciones se disponen con geometría monoclinnal apareciendo cada vez mas profundas hacia el SE (700m en el sondeo Almonte -1 y Moguer -1 y 1225m en el sondeo Asperillo -1). Este Jurásico llega a aparecer completo con sus tres series de Lias, Dogger y Malm con potencias que van desde los 1100m en el sondeo Moguer -1 a los 100m del sondeo Almonte-1 y una

porosidad media del 8%. El sello de este objetivo lo constituirían las margas inferiores de la secuencia Bética.

Como se ha descrito anteriormente el Jurásico en el extremo NE de la cuenca presenta una serie carbonática a partir del pueblo de Baeza que se sitúa por encima de las Areniscas de Manuel y por debajo del detrítico basal (Figura 38). Este objetivo deberá ser estudiado en un futuro debido a la escasa información de que se dispone.

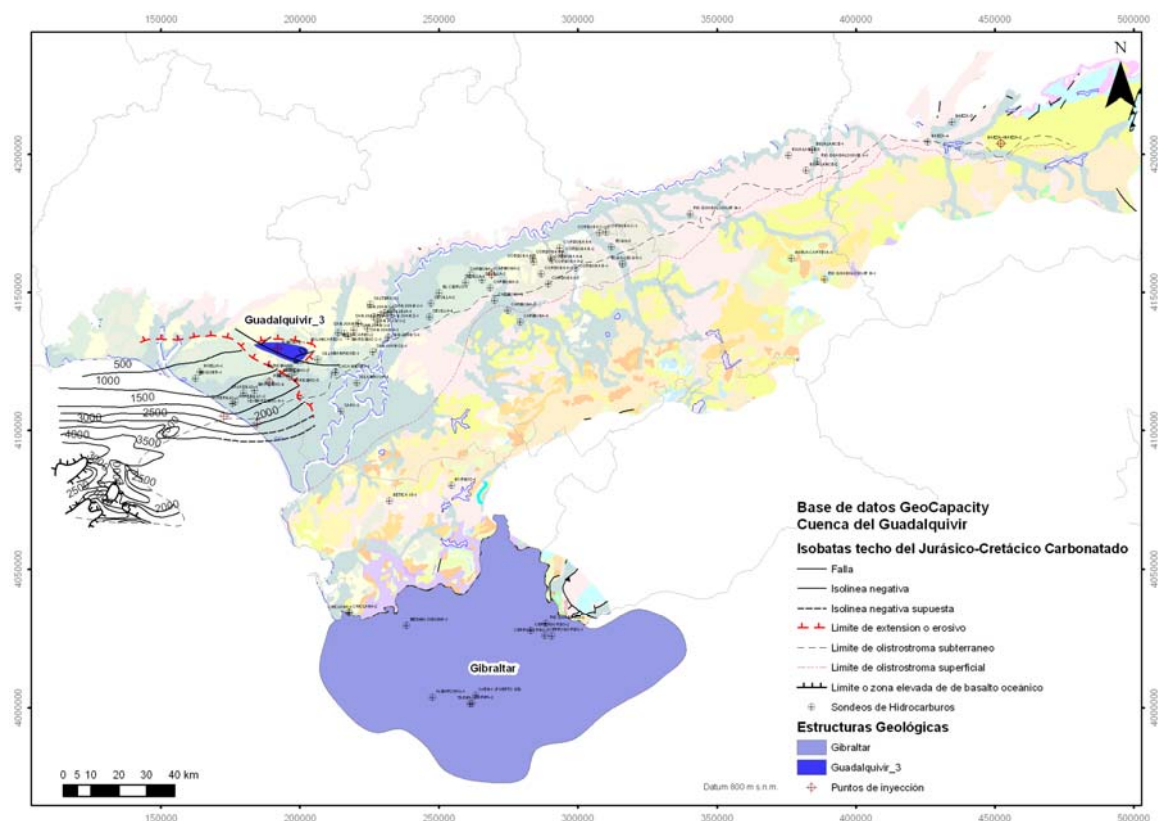


Figura 41: Isobatas del techo del Jurásico-Cretácico carbonatado y la estructura Almonte (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Guadalquivir_4 (Formación “Detrítico Basal”; Estructura Carmona)**

La Formación “Detrítico Basal”, se dispone discordantemente sobre el sustrato paleozoico o mesozoico de la cuenca neógena de Guadalquivir, como primer relleno de edad Tortoniense de dicha cuenca y solidario estructuralmente con él durante la compresión del Tortoniense superior.

Su estructura es de tendencia monoclinale desde los afloramientos septentrionales de la Meseta hacia el S, alcanzando, progresivamente mayores profundidades bajo el olistostroma Bético. Esta tendencia monoclinale puede ser alterada por cierres parciales ligados a la estructuración del basamento, como queda plasmado en los mapas de isobatas, con cierres parciales en la zona de Carmona (Figura 42), Baeza (Figura 38) y Córdoba, éste último demasiado somero para la inyección de CO₂ pero buen ejemplo del tipo de estructura objetivo que se busca (Figura 43). En cualquier caso no se puede descartar que posteriores interpretaciones regionales en zonas en las que se pueda disponer de mayor cobertura de información de sísmica de reflexión, evidencien nuevos cierres estructurales a modo de trampas de dicha formación selladas por las arcillas de edad Tortoniense.

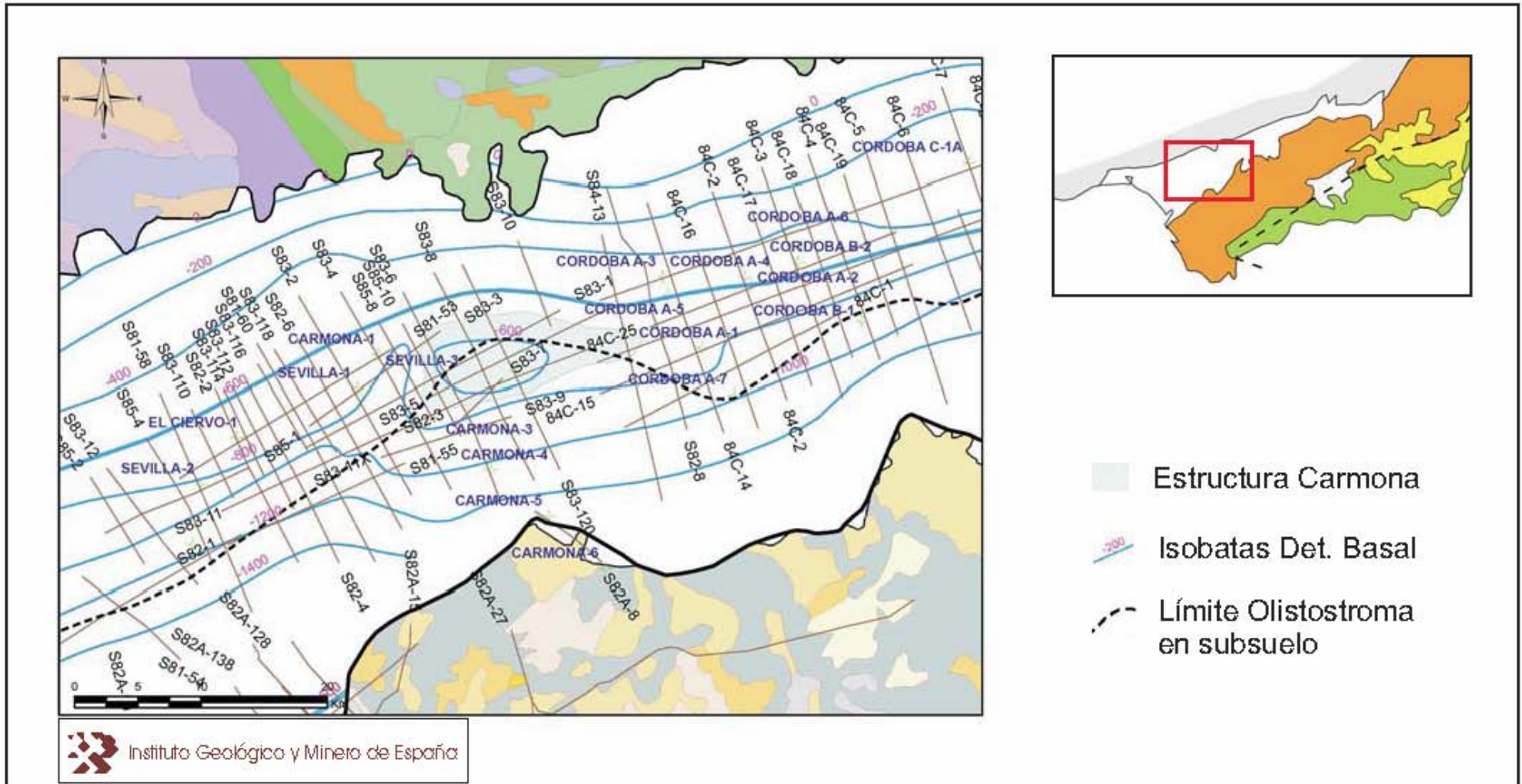


Figura 42: Trampa de Carmona con Objetivo Fm. Detrítico Basal (Gessal)

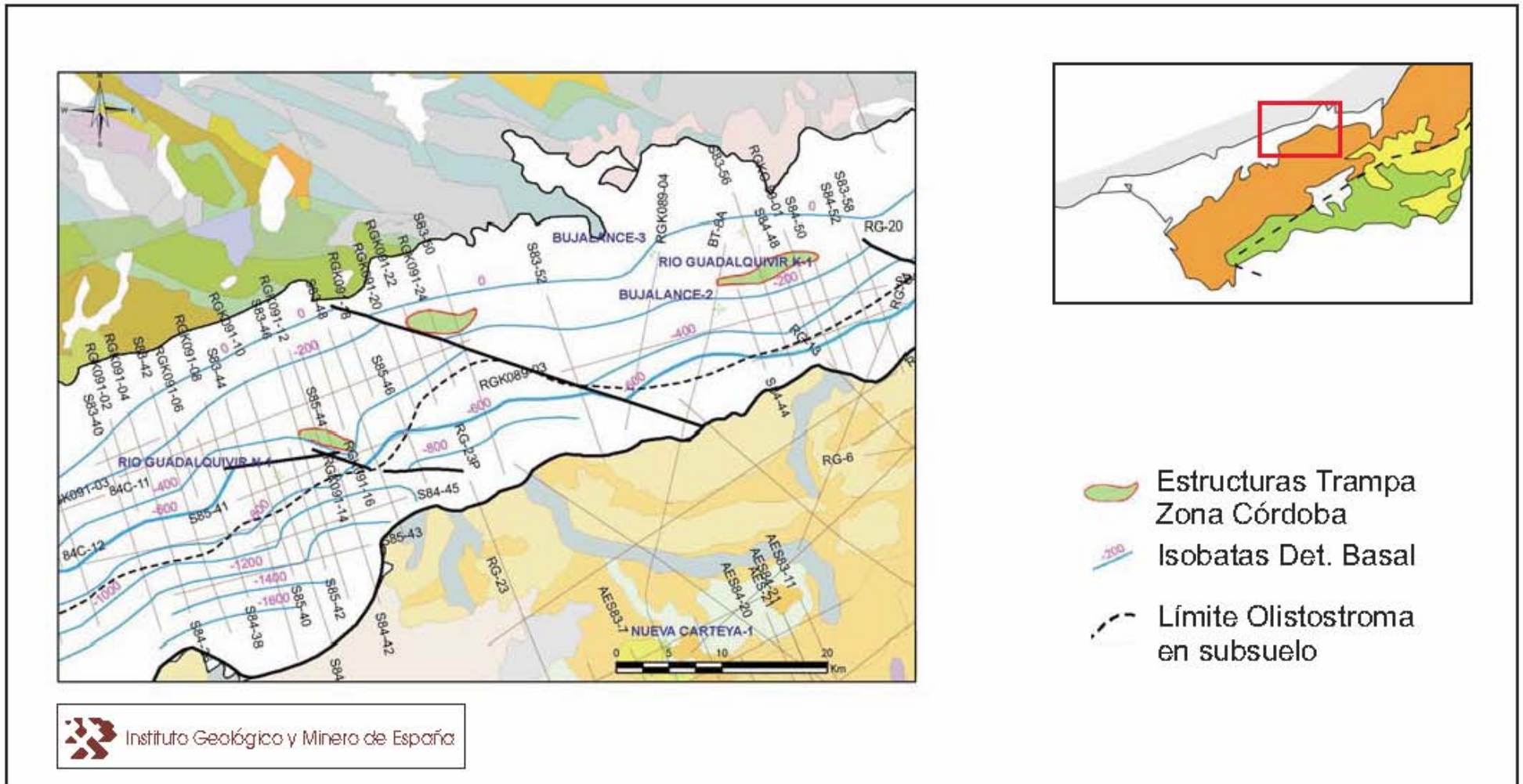


Figura 43: Trampa de la zona de Córdoba con objetivo Fm. Detrítico Basal (Gessal)

❖ **Guadalquivir_5 (Cretácico Inferior carbonático; Trampa Doñana)**

Sobre las series Jurásicas encontramos una serie de calizas, margas y arcillas del Cretácico inferior. Éstas tienen una disposición estructural similar los materiales Jurásicos (geometría monoclin y buzamiento hacia el SE) por lo que su posición se situará al sur de la anterior (Figura. 44). La potencia media que encontramos en estas calizas es de 75m con una porosidad del 8%. El sello de este objetivo lo constituiría una serie de arcillas y margas también del Cretácico inferior con una potencia de 450m, el muro de éstas se encuentra a 1500m de profundidad. Esta trampa tiene poca precisión ya que no ha sido perforada por ningún sondeo en el valle del Guadalquivir y ha sido definida por datos de sondeos en el Golfo de Cádiz y sísmica.

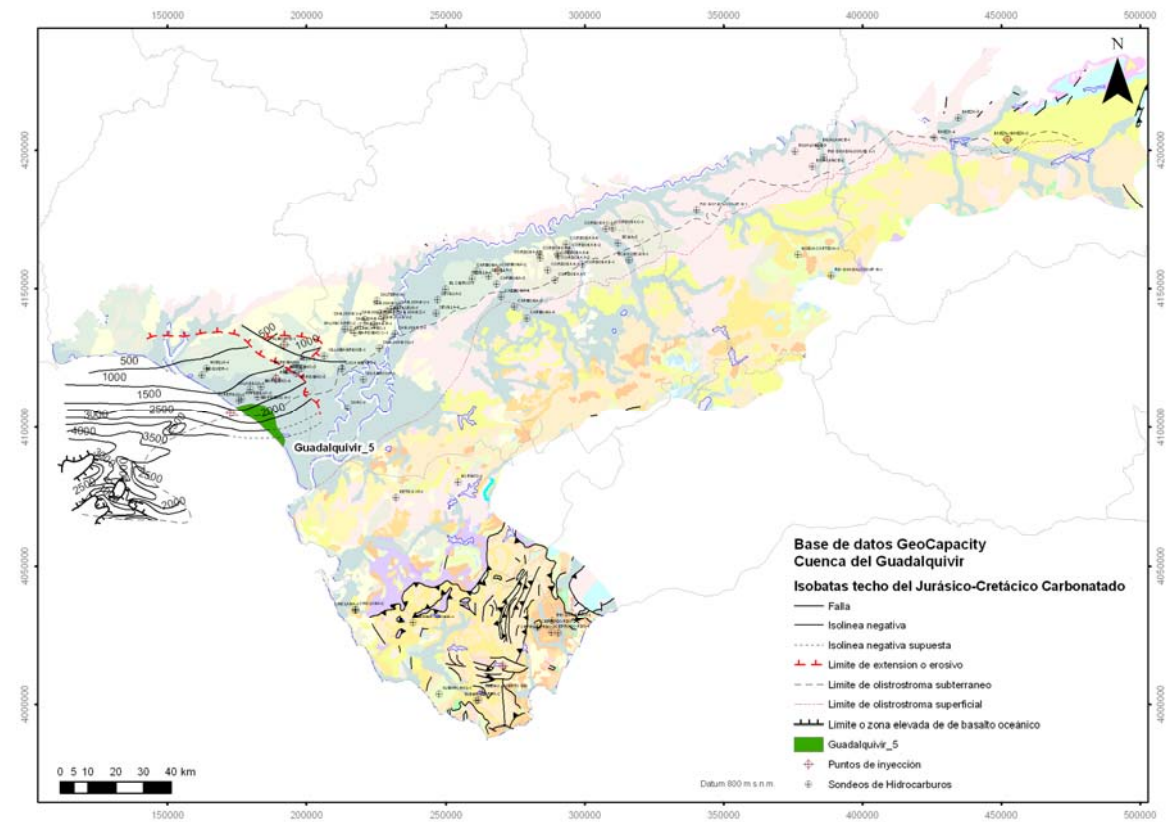


Figura 44: Isobatas del techo del Jurásico-Cretácico carbonatado y la trampa Doñana (Guadalquivir_5) (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Guadalquivir_6 (Trías Fm “Gres de Silves”)**

En el margen occidental de la cuenca la formación siliciclástica triásica “Gres de Silves”, sellada por las facies arcillosas y evaporíticas también triásicas de techo de dicha formación, presenta una profundización de N a S (correlación de los sondeos Moguer 1 - Asperillo 1).

Así pues, se establece un límite aproximado según la profundidad de 2500 m, teniendo en cuenta que en el sondeo Moguer 1 la profundidad del techo de la Fm “Gres de Silves” es interpretada a unos 2250 m y profundiza hacia el SE, bajo las facies evaporíticas triásicas” y va somerizándose progresivamente hacia el N y NE hasta el biselamiento total de la serie. (Figura 40 y Figura 45).

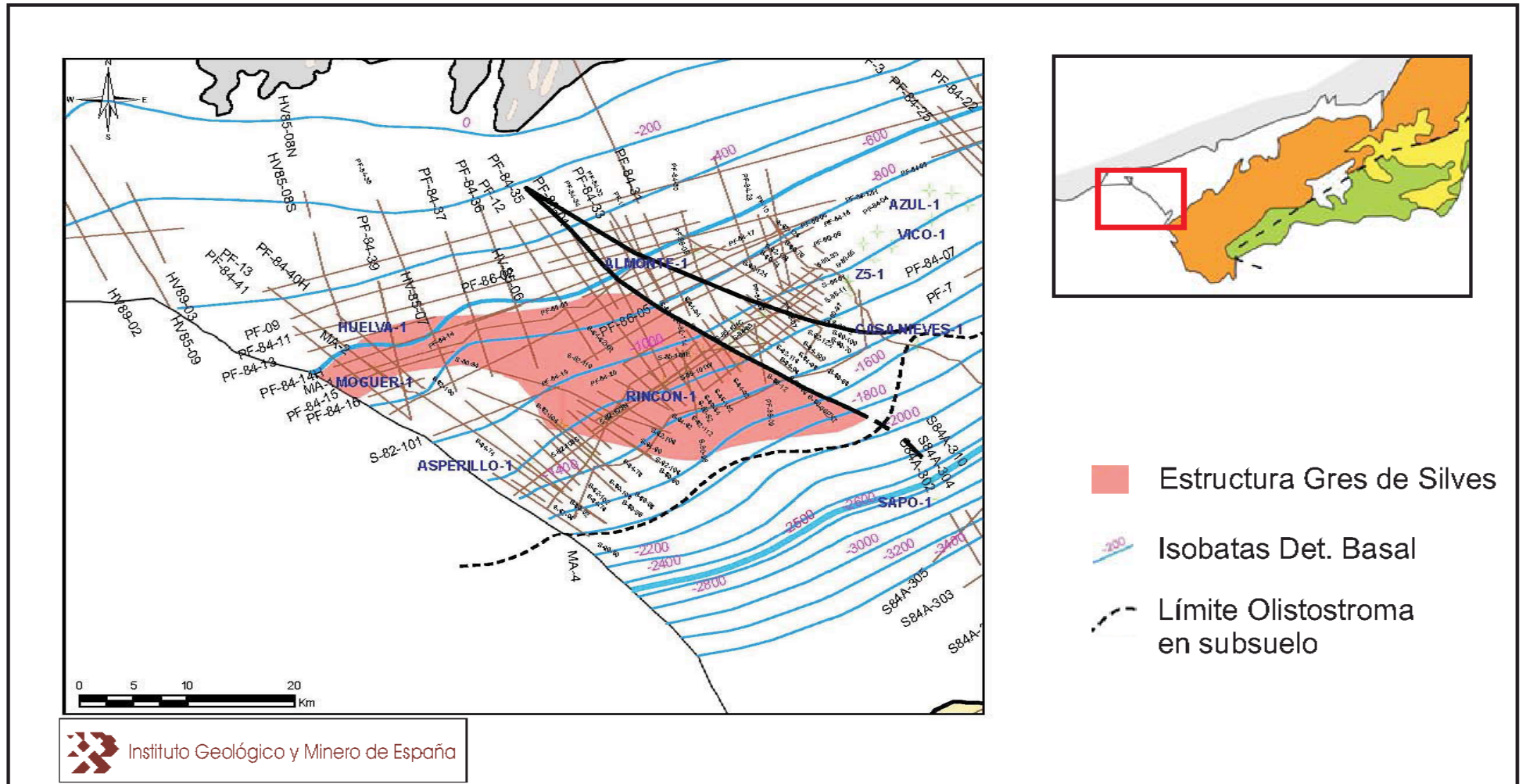


Fig. 45 Trampa Gres de Silves con objetivo Triásico detrítico (Gessal)

❖ **Guadalquivir_7 (Formación Arenas del Guadalquivir)**

Esta formación está constituida por arenas-areniscas de grano medio-fino con intercalaciones de arcilla y tiene una potencia media de 80 m, siendo ésta máxima en el sondeo San Juan S-1 con 225 m (Figura 46).

La arena suele ser bastante limpia con buena porosidad y permeabilidad aunque el agua que contiene esta formación contiene en muchas ocasiones gas disuelto y una salinidad entorno a los 55.000 ppm ClNa, a excepción de la zona del Río Guadalquivir N-1 que presenta una salinidad inferior a 10.000 ppm ClNa con una potencia de 21 m. Ello podría indicar un incremento de la salinidad en sentido OSO, posiblemente condicionado por la profundidad, o por la proximidad o contacto con materiales salinos del olistostroma.

La morfología de estos cuerpos arenosos responde a lóbulos turbidíticos que se disponen solapados con una tendencia axial en la cuenca y una profundidad que aumenta hacia el OSO y que pueden estar conectados lateralmente a formaciones salinas incluidas en el olistostroma.

Aunque la formación aflora al NE de la cuenca, presenta continuidad en dirección SO, en la misma dirección en la que se surge hacia el Golfo de Cádiz.

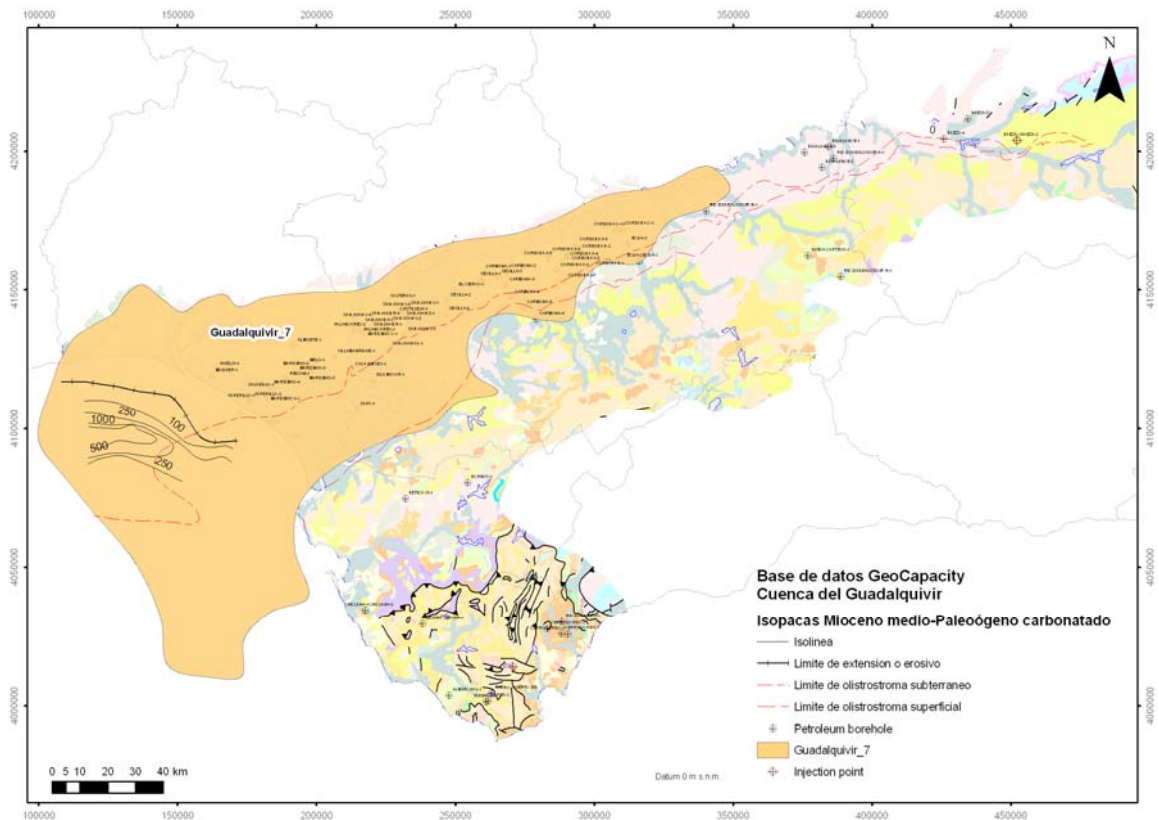


Figura 46: Extensión de la Formación objetivo Arenas del Guadalquivir e isopacas del Mioceno medio-Paleógeno carbonatado (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ **Gibraltar**

Esta zona de interés seleccionada en el entorno del estrecho de Gibraltar pertenece como unidad estratigráfica a las Cordilleras Béticas y está situada en la hoja 1:200.000 de Algeciras (Figura 37).

La cordillera Bética se sitúa en el sector sur-suroccidental de la Península Ibérica con una dirección OSO a ESE, extendiéndose desde el Golfo de Cádiz hasta las costas meridionales del País Valenciano. Desde un punto de vista geológico, la cadena se extiende, hacia el Oeste, por debajo de las aguas del Golfo de Cádiz, y hacia el Sur por debajo del Mar de Alborán. En el Estrecho de Gibraltar, la estructura de la Cadena se continúa con la Cordillera rifeña, y hacia el ENE en las islas Baleares.

En la Cordillera Bética se diferencian clásicamente tres grupos de unidades geológicas de rango mayor: Las Zonas Internas Béticas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Zonas Externas Béticas (figura 32). Todas ellas son unidades alóctonas, en las que el grado de desplazamiento disminuye hacia las áreas tectónicamente más externas, es decir, hacia el antepaís.

La zona de interés se sitúa dentro del Complejo del Campo de Gibraltar, próxima a los afloramientos más suroccidentales del Complejo Alpujarride de las Zonas Internas. Los materiales que forman el Complejo del Campo de Gibraltar están muy tectonizados y corresponden a coberteras sedimentarias meso-cenozoicas despegadas de su sustrato original que no están afectadas por metamorfismo alpino. Están constituidos por sucesiones cretácico-terciarias de la cobertera sedimentaria de la corteza oceánica (o continental muy adelgazada) del Surco de los Flyschs Béticos (Martín-Algarra, 1987; Reicherter *et al.*, 1994). Son materiales de facies marinas muy profundas, con arcillas, margas y sobre todo turbiditas (facies flysch).

Dentro del Complejo del Campo de Gibraltar se reconocen unidades ampliamente cabalgantes, con diferente estratigrafía y grandes variaciones en la naturaleza de sus areniscas. Por comparación con terrenos semejantes del Norte de África, dentro del Complejo del Campo de Gibraltar se distinguen dos conjuntos de unidades tectónicas, denominados Mauritánico y Numídico (Didon *et al.*, 1973). Ambos conjuntos están constituidos mayoritariamente por potentes sucesiones areniscosas del Oligoceno superior y sobre todo del Mioceno inferior, y también por una base de sedimentos paleógenos e incluso del Cretácico. En la Cordillera Bética, las sucesiones del Cretácico inferior, y a veces también una buena parte de las del Cretácico superior, constituyen siempre unidades tectónicas independientes despegadas del resto de la serie.

Las formaciones reconocidas en los sondeos que perforan la zona han hecho que se seleccione como objetivo las series del Jurásico Inferior.

Sondeo Cerro Gordo 1 (Valdebro 1958)

Este sondeo que atraviesa una serie de flysch Eoceno-Oligoceno (Unidad de Algeciras) hasta los 1241 m de profundidad, bajo la que aparece una serie del Subbético, Paleoceno-Cretácico Superior (capas rojas del Garumn) que podría actuar de sello y una completa serie jurásica (Lias Dogger y Malm) hasta los 2105 m (Fm Canutos) en la que algunos de sus tramos carbonatados podrían servir de almacén. La Fm. Canutos está depositada, a su vez, sobre una potente serie arcillosa-yesífera con niveles de dolomías del Trías de mas de 1500 m (sin que el sondeo alcance su base a la profundidad final de 3558,5 m).

El informe final de este sondeo destaca los bajos valores de porosidad y permeabilidad en la serie flysch de la "Unidad de Algeciras" (incluso para su formación detrítica basal) y la posibilidad del Jurásico como almacén con sello del Cretácico

Superior (no se atraviesa serie del Cretácico inferior). La serie jurásica presenta porosidad intercrystalina y vacuolar, y permeabilidad, constatada con la presencia de pérdidas, a veces incrementada por fracturación. Los test de producción realizados confirman que el principal origen de la porosidad y permeabilidad efectivas son debidas a un sistema de fracturas abiertas interconectadas. Este sistema de fracturación convierte la formación carbonática en un conjunto litológico con características uniformes de almacén.

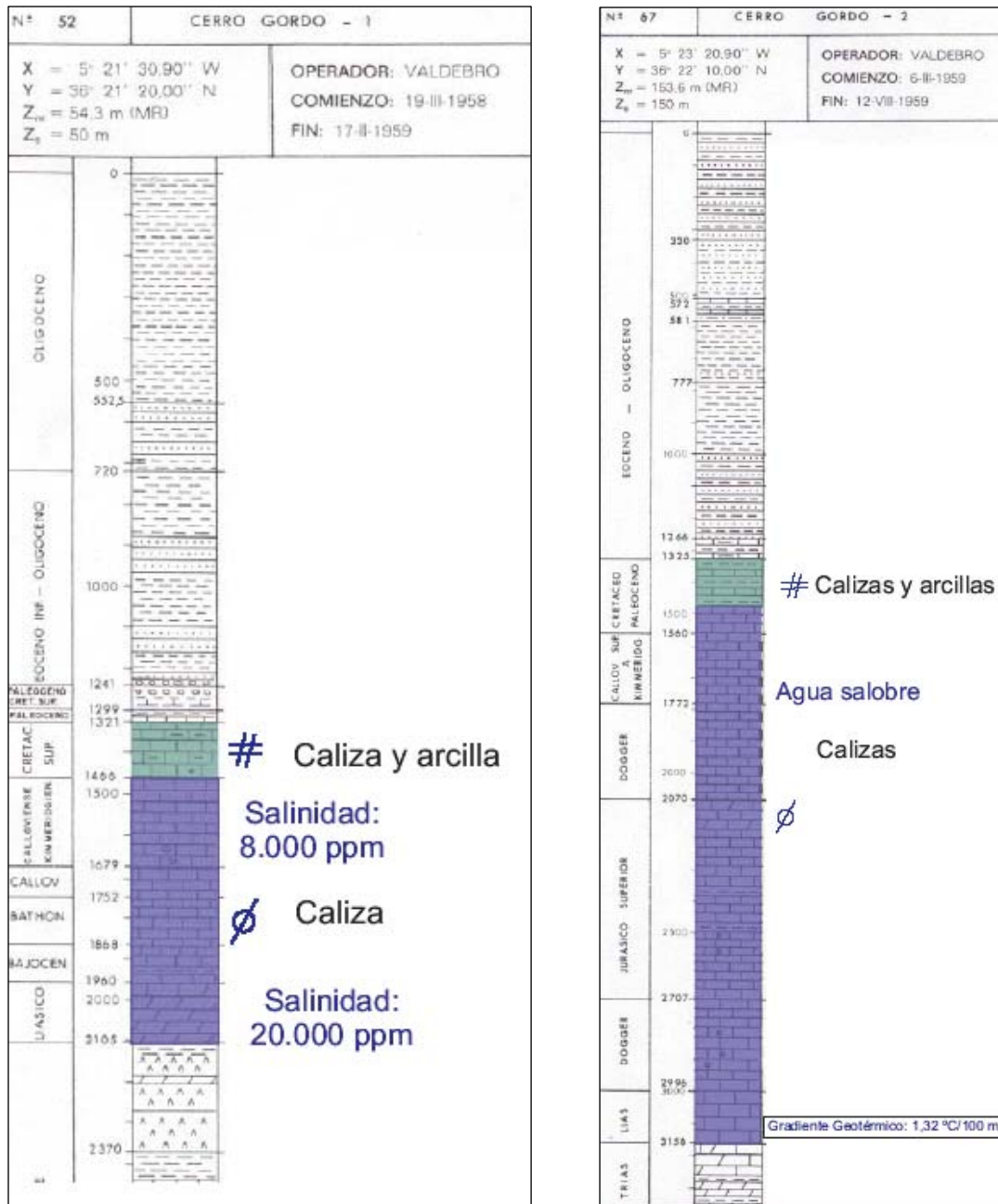


Fig. 47: Columna sintética estratigráfica de los sondeo Cerro Gordo-1 y Cerro Gordo-2.

El gradiente de salinidad en el Jurásico va incrementándose desde valores salobres (máximos de 8000 ppm de Cl Na) en el Malm y Dogger, hasta valores salinos (generalmente superiores a 20.000 ppm) en el Lias, alcanzándose salinidades en el Lias inferior, medidas en pruebas de producción de 192.000 ppm.

El gradiente geotérmico del sondeo es bajo, con valor calculado de 1,32°C/100m y una temperatura medida de 67° C a fondo de sondeo, lo que no le resta favorabilidad a la formación almacén jurásica.

Un dato a mencionar y tener en cuenta, es la presencia de trazas de SH₂ las cuales se encontraron durante la perforación del Lías Inferior en este sondeo, en posteriores estudios habrá que analizar de donde procede éste SH₂, y sus posibles consecuencias para el almacenamiento de CO₂.

Sondeo Cerro Gordo 2 (Valdebro 1959)

Este sondeo también confirma los datos del sondeo Cerro Gordo 1, de modo que para la serie Flysch se aprecia una porosidad inferior al 1,64 % con nula permeabilidad y valores de porosidad del 0,3 al 2,5 % en la serie Garumn. Los valores de salinidad también confirman el rango salobre para el agua contenida en la Unidad de Algeciras y en el Cretácico Superior.

Cabe destacar una repetición de la serie jurásica, debido a una falla que aparece a la profundidad de 2070 m, volviendo a aparecer debajo del Dogger, el Jurásico Superior y debajo de éste el Dogger de nuevo.

La columna estratigráfica del Cerro Gordo 2 es muy similar a la del Cerro Gordo 1, variando únicamente la profundidad a la que se corta el Triásico, que es en el Cerro Gordo 1 de 2105 m y en el Cerro Gordo 2 de 3158, posiblemente debido a la duplicación de la serie por falla y/o pliegue que hace aumentar las potencias aparentes de las formaciones afectadas (véase corte geológico adjunto).

Sondeo Cerro Gordo 3 (Valdebro 1960-1961)

En el sondeo Cerro Gordo 3, en el que no aparece la formación detrítica basal de la Unidad Flysch de Algeciras, los niveles carbonatados del Lías y Dogger, presentan una posición más elevada, y por ello posiblemente experimenten una cierta recarga de lluvia a través de su afloramiento de la Sierra de Utrera (anticlinal del Canuto), ya que los valores para la serie jurásica no sobrepasan los valores de salinidad de 15000 ppm hasta alcanzar el Lías inferior en que si se presentan alternancia de valores salobres y salinos. La naturaleza del agua es dulce en la serie Flysch aunque con presencia de aguas sulfurosas entre las cotas 1601 a 1626 m (Jurásico).

Sondeo Río Guadiaro 1 (ENI-EPSA 1986)

En este sondeo aparece también la Formación Canutos desde los 1225 m hasta los 2000 m aproximadamente. Destacar que la salinidad en éste tramo es de 5000 ppm. La información obtenida corresponde a una columna muy sintética del sondeo.

Los gradientes geotérmicos medidos en estos sondeos Cerro Gordo, al igual que para el sondeo Río Guadiaro 1, son bajos entorno siempre a 1,32 ° C/100.

Estudio de la información geofísica

La interpretación estructural se ha centrado en los tramos carbonatados (calizodolomíticos) del Jurásico con sello de las "Capas rojas" (Garumn) y materiales arcillosos de facies Flysch, principal objetivo par almacén-sello en la zona 5 que nos ocupa.

La información sísmica disponible en él área no ha permitido una clara definición ni estructural ni de la profundidad de la serie mesozoica objetivo bajo la serie del flysch Eoceno-Oligoceno de la Unidad de Algeciras.

Así pues la única información válida para identificar de la mejor manera posible el objetivo almacén: Jurásico / sello: Garum-Flysch, se ha obtenido de los informes finales

de los sondeos Cerro Gordo 1, 2 y 3 y Río Guadiaro 1, ya que los sondeos Puerto Ojén 1, Río Guadiaro 1, y Amarchal 1 no llegan a alcanzar la base del Flysch del Campo de Gibraltar. Estos sondeos están situados, además, fuera del dominio de la formación almacén jurásico del Subbético interno, ya que están en dominios más externos de gran desarrollo del Flysch Cretácico y en los que no se encuentra el almacén jurásico objetivo.

Así mismo han sido utilizados los datos estructurales cartográficos y geológicos actualizados del área.

Con toda esta información, ha quedado definida como área de interés la próxima a los sondeos de Cerro Gordo 1, 2 y 3 y Río Guadiaro 1. En esta área la cartografía geológica de superficie de la unidad de Algeciras no permite establecer la estructura Subbética en subsuelo, de modo que la gran deformación observada en superficie (con buzamientos a veces próximos a verticales) parece no corresponder con la estructura menos compleja en subsuelo del Subbético.

La estructura de Cerro Gordo fue interpretada, en la exploración de hidrocarburos como una elevación a modo de domo en los que los sedimentos arcillosos del Flysch Eoceno ocupan las posiciones más elevadas geográficamente, siendo rodeados por sedimentos generalmente arenosos del Oligoceno. Debido a la gran complejidad en superficie, y a la casi nula resolución sísmica, el sondeo Cerro Gordo 1 fue situado supuestamente alejado de la culminación estructural del Subbético. Los datos de buzamiento en los testigos del sondeo Cerro Gordo 1 muestran buzamientos de 0 a 20° para el Jurásico Superior, de 25 a 45° en el Lías y no superan los 20° en los tramos anhidríticos-dolomíticos del Lías Inferior.

La perforación del sondeo Cerro Gordo 2 y los datos estructurales de buzamiento interpretados en él hizo identificar el área como una zona de alto regional, situada entre el anticlinal de la Sierra de los Canutos al E y un profundo sinclinal al O.

La interpretación de la geofísica gravimétrica indicó un alto de Jurásico más elevado en la posición del sondeo Cerro Gordo 3, como así resultó comprobado con la perforación de dicho sondeo. En él, la complicación estructural viene marcada por los buzamientos de 54° observados en un testigo a unos 2135 m de profundidad en serie del Lías Inferior. Este sondeo se considera situado en una posición estructural de culminación de la estructura. (Véase cortes geológicos adjuntos)

Resultado de la evaluación y justificación de la propuesta.

La síntesis de los datos obtenidos o interpretados en el estudio permite establecer los siguientes hechos objetivos:

Se propone el objetivo almacén de los carbonatos del Jurásico, conocidos como la Fm. Canutos, con comprobadas características de porosidad y permeabilidad mediante los datos de los sondeos, y con un sello carbonático- margoso correspondiente a las Capas Rojas del Garum y arcillas del Flysch, a profundidades adecuadas a partir de los 900 m.

Se interpreta una estructura antiformal (caparazón de tortuga) a techo del Jurásico, aunque se hace constar que se necesitan más estudios para obtener una información detallada no existente actualmente, debido a la pantalla sísmica que la serie Flysch del Campo de Gibraltar provoca en la zona. Se caracteriza como posición más favorable, la situación estructural del sondeo Cerro Gordo 2 a una profundidad objetivo de 1500 m y con contenido en agua salada, ya que el Cerro Gordo 3, aunque presenta una profundidad del objetivo más superficial 1200 m, contiene aguas de carácter salobre. Se podría interpretar este dato como la existencia de una conexión con aguas de superficie. Existe presencia de aguas sulfurosas y trazas de sulfhídrico.

Se descarta el resto del área más SO, zona de los sondeos Medina Sidonia 1, Almarchal 1, Puerto Ojén 1 y Tarifa 1 y 2, debido al desarrollo de la serie Flysch Cretácico y la desaparición de las series jurasicas.

Se desestima la posibilidad del almacenamiento en cavidades de sal, en la zona del sondeo Betica 18-1.

Gradiente geotérmico bajo, en torno a $1,32^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ (lo que significan temperaturas de unos 30°C a 1000 m de profundidad de almacenamiento), lo que asegura los datos de CO_2 en estado supercrítico y que los valores de densidad sean los adecuados para el máximo aprovechamiento del almacén.

Tabla 15: Características geológicas de las zonas seleccionadas como posibles almacenes (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación	Base formación	Litología del sello	Edad del sello	POROSIDAD	SALINIDAD (ppm)
Guadalquivir_1	Triásico Superior	Arenisca	850	875	Margas	Mioceno (Tortonense)	0,2	—
Guadalquivir_2	Triásico Superior	Arenisca y calcarenita	850	950	Margas	Mioceno (Tortonense)	0,3	—
Guadalquivir_3	Jurásico	Calizas	700	800	Margas	Mioceno (Tortonense)	0,08	—
Guadalquivir_4	Tortonense Superior	Calcarenitas	600	630	Margas	Mioceno (Tortonense)	0,27	—
Guadalquivir_5	Cretácico Inferior	Calizas	1500	1575	Margas y arcillas	Cretácico Inferior	0,08	—
Guadalquivir_6	Triásico	Arenisca	2250	2310	Arcillas y evaporitas	Triásico	0,15	—
Guadalquivir_7	Terciario Inferior	Arenisca	600	1200	Arcillas	Mioceno	0,24	—
Gibraltar	Jurásico Inferior	Dolomías	1760	1880	Arcillas	Cretácico	0,07	—

Tabla 16: Capacidad de almacenamiento calculada para cada objetivo prioritario y los parámetros empleados en su cálculo (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Estructura	Área (m²)	Espesor	Densidad CO₂ (kg/m³)	Volumen (m³)	Factor de eficiencia	Capacidad total estimada (Mt)
Guadalquivir_1	1,10E+08	25	726	4,08E+08	40	159,33
Guadalquivir_2	1,10E+08	100	726	2,80E+09	40	956,00
Guadalquivir_3	8,16E+07	100	828	1,25E+11	40	216,16
Guadalquivir_4	8,80E+07	30	828	8,89E+08	40	236,09
Guadalquivir_5	9,33E+07	75	700	6,58E+08	40	156,81
Guadalquivir_6	3,85E+08	60	666	7,92E+08	2	46,10
Guadalquivir_7	1,57E+10	40	744	1,51E+11	2	2240,31
Gibraltar	6,35E+09	120	676	5,34E+10	2	721,44

2.5. CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

2.5.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

Las peculiaridades estratigráficas y tectónicas de las diversas áreas de la Cuenca Vasco-Cantábrica han inducido a su subdivisión en diversos dominios geológicos, en un área que cubre el sector oriental y meridional de la comunidad del País Vasco y parte de las comunidades de Castilla-León y la Rioja.

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio abarca gran parte de los dominios terrestres de la Cuenca Cantábrica (figura 48). Ésta se define como el conjunto de materiales mesozoicos y cenozoicos localizados entre el Macizo Paleozoico Asturiano al oeste, los Macizos Paleozoicos Vascos al este y las Cuencas Cenozoicas del Duero y Ebro al sur.



Figura 48: Esquema geológico de la Región Vasco-Cantábrica y plataforma continental adyacente. (Geología de España, Ed.IGME, 2004)

La configuración de la Cuenca Cantábrica refleja la superposición de las etapas compresivas alpinas a las etapas distensivas mesozoicas.

Con respecto a las etapas extensionales, tectónica y sedimentación están íntimamente relacionadas en la Cuenca Cantábrica. Los espesores sedimentarios acumulados, que superan los 10 Km hacia el depocentro de la cuenca, varían considerablemente en cortas distancias debido a la acusada subsidencia diferencial relacionada con el fuerte tectonismo activo que controló la sedimentación.

En la evolución tecto-sedimentaria (figura 49) de la Cuenca Vasco-Cantábrica se pueden diferenciar dos eventos extensionales principales: Rift Continental Triásico (apertura del Océano Atlántico) y Rift del Golfo de Vizcaya (Jurásico Superior-

Cretácico Inferior), separados por una etapa de relativa calma tectónica dominada por subsidencia térmica, que caracteriza la etapa de Inter-rift del Jurásico inferior y medio.

Con respecto a la etapa del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, principal etapa distensiva de la cuenca, la geometría extensional presenta, al menos en las primeras fases, una dirección aproximada de estiramiento máximo NNE-SSO, perpendicular a la traza de las estructuras principales. En los estadios más avanzados del rifting el estiramiento máximo se produjo según una dirección NNO-SSE o NO-SE, ligado al cambio a un movimiento en dirección (sinestral) de las fallas previamente generadas. La sedimentación asociada a estas fases se produjo por tanto en un régimen transtensional, consecuencia del desplazamiento hacia el SE de la Placa Ibérica respecto a la Europea, ligada a cuencas de "pull-apart".

El estilo tectónico durante esta etapa extensional está íntimamente relacionado con una tectónica de tipo salino, cuyo mecanismo de activación esta relacionado con la actividad de las fallas distensivas. Estas fallas enraizaban a la base del Triásico, y en algunos casos podrían implicar al substrato paleozoico, en cuyo caso la posición de dichas fallas podrían coincidir con escalones previos existentes en el zócalo. La actividad de estas fallas, de orientación principal NO-SE (ej. Falla de Ubierna) y sus estructuras asociadas de orientación perpendicular NE-SO (ej. estructuras de Tozo, Rojas, etc.), asociada a la presencia de los sedimentos carbonatados del Jurásico es la responsable del inicio del movimiento de las evaporitas del Triás Keuper y la activación de las primeras estructuras salinas en los bloques elevados de las fallas. La migración de la sal hacia el eje de las estructuras generadas provocó la creación de depocentros lineales adosados a las mismas condicionando el espesor y la geometría de los cuerpos sedimentarios durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior.

La etapa distensiva de rift del Jurásico Superior-Cretácico Inferior tiene su prolongación en condiciones extensionales durante el Cretácico Superior asociadas al establecimiento de la etapa de apertura en el Golfo de Vizcaya a partir del Albiense. A finales del Cretácico Superior y durante el Paleógeno la cuenca registra la transición de condiciones extensionales a compresionales asociada a la evolución del margen septentrional Ibérico de pasivo a activo. Durante el Eoceno Superior, Oligoceno y Mioceno Inferior las condiciones compresionales quedan definitivamente establecidas en la cuenca, asociadas a la Orogenia Alpina.

La compresión cenozoica produjo la inversión de la geometría extensional y el desarrollo del cinturón de cabalgamientos cantábricos, como continuación occidental de la cadena pirenaica. Esta deformación se produjo según un modelo de deformación coaxial, es decir, la dirección de máximo acortamiento coincide aproximadamente con la de máxima extensión de las etapas previas. El nivel de despegue regional está constituido por las facies Keuper del Triásico.

Finalmente, esta etapa orogénica es sucedida probablemente a partir del Mioceno superior por una etapa post-orogénica distensiva. A partir de este momento se instaló en la cuenca un régimen distensivo que puede corresponder tanto a una situación de colapso por el ajuste isostático subsecuente a la compresión como a una nueva fase extensional.

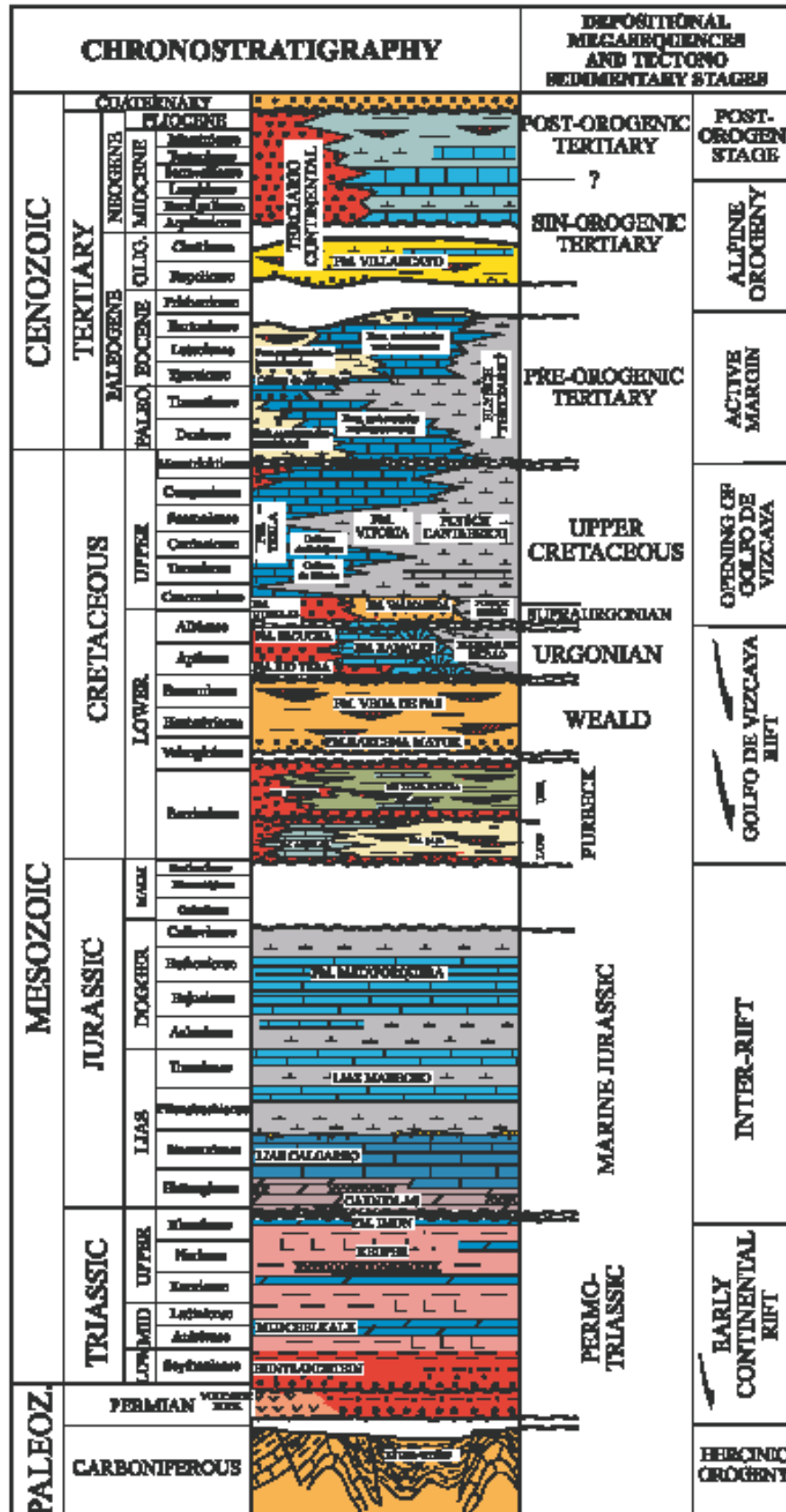


Figura 49. Esquema cronoestratigráfico de la cuenca Vasco-Cantábrica, con indicación de las megasecuencias y las principales etapas tecto-estratigráficas de la cuenca (Geología de España, Ed.IGME, 2004)

2.5.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

En el proceso de identificación y selección de potenciales formaciones almacén en la Cuenca Vasco-Cantábrica se ha utilizado principalmente la información disponible de los sondeos de exploración petrolífera y las campañas de sismica realizadas con anterioridad.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica los sondeos petrolíferos son bastante numerosos, estando concentrados principalmente en la mitad meridional de la cuenca. Se han consultado los sondeos considerados más representativos e interesantes de la zona. A continuación se describen los principales tramos de interés identificados en estos sondeos.

Ajo-1

Este sondeo alcanzó los 4970 m de profundidad. Los materiales atravesados son mayoritariamente de edad cretácica, salvo tres niveles fundamentalmente arcillosos triásicos, a favor de los cuales aparece repetida la serie cretácica. El sondeo comienza con una serie carbonatada aptiense-albiense hasta los 1334m de profundidad, por debajo de ella aparece un tramo formado por arcillas, areniscas y calizas del Triásico de unos 115m de espesor. Bajo este tramo aparecen de nuevo materiales cretácicos formados por un Cretácico Superior margoso y calizo-margoso y un conjunto Aptiense-Cenomaniense mayoritariamente carbonatado situado entre 2077 y 2905m de profundidad. Por debajo aparece un tramo de unos 100 m de espesor constituido por arcillas y anhidritas triásicas. Por debajo de este tramo aparece de nuevo un tramo carbonatado Aptiense-Albiense y un tramo arcilloso y salino triásico de unos 200 m de potencia. Bajo este Triásico se repite de nuevo la serie cretácica Albiense-Cretácico Superior hasta el final del sondeo.

Castro Urdiales-1 Bis

El sondeo alcanzó una profundidad de 1678 m. El sondeo comienza con 500 m de areniscas y arcillas del Weald sobre 175m de calizas pertenecientes al Calloviense-Oxfordiense y al Valanginiense. Por debajo de éstas se encuentran unas calizas arcillosas entre los 775 m y los 895 m de profundidad del Dogger, y entre los 895m y los 1000m se atraviesa un tramo pelítico margoso del Lias. La serie continúa con un paquete carbonatado de unos 200 m de espesor correspondiente al Infralias y al Lias. Por debajo de estas calizas se encuentra el Keuper, constituido por anhidritas, dolomías y arcillas. Por debajo de éste, a 1480 m de profundidad aparece de nuevo la serie jurásico-cretácica invertida, desde el Calloviense al Albiense.

Ancillo-1

Este sondeo atraviesa una serie mesozoica y alcanza materiales paleozoicos a 1418m de profundidad. El sondeo comienza atravesando unos 350m de una alternancia de areniscas, arcillas y limolitas del Weald. Por debajo aparece un conjunto fundamentalmente carbonatado con algún tramo arcilloso y margoso intercalado correspondiente a los materiales del Cretácico inferior, Dogger y Lias. A unos 1000m de profundidad se encuentran unos 50m de arcillas del Keuper sobre 350 m de areniscas con pasadas dolomíticas de edad triásica. Por debajo de éstas, desde los 1418 m a los 1530m de profundidad máxima del sondeo, se atraviesan areniscas y arcillas paleozoicas.

Trespaderne

El sondeo alcanzó los 4734 m de profundidad, atravesando 2087 m de serie terciaria y el resto del sondeo materiales del Cretácico Superior. Los 1560 m iniciales corresponden a margas y areniscas del Mioceno-Oligoceno. Por debajo aparecen materiales del Eoceno medio-superior constituidos por calizas y areniscas con un tramo intermedio de margas, yesos y anhidritas, y un tramo dolomítico y calizo del Paleoceno-Eoceno inferior. La serie continúa, desde los 2277 m a los 3786 m, con un importante tramo carbonatado del Cretácico Superior. Bajo éste aparecen los materiales detríticos de la Fm. Utrillas hasta el final del sondeo.

Marinda-1

La mayor parte de la serie atravesada por el sondeo pertenece al Cretácico Superior. Comienza el sondeo cortando 200 m de calizas margosas y 200 m de margas arcillosas del Coniaciense. Por debajo se atraviesan unos 400m de calizas arcillosas del Turoniense, 1300 m de margas del Cenomaniense que pasan a una alternancia de areniscas y arcillas de 400 m de espesor. Por debajo, a 2500 m de profundidad aparecen materiales arcillosos y arenosos del Albiense hasta una profundidad de 4800 m. La serie continúa con 350 m de calizas y areniscas del Aptiense, un pequeño tramo de anhidritas y dolomías atribuidas al Infralías y 200 m de arcillas, sal, anhidritas y ofitas pertenecientes al Triásico.

Corres-1

El sondeo atraviesa 4458m de serie mesozoica, fundamentalmente del Cretácico Superior. Los 800m iniciales del sondeo corresponden a areniscas y calizas arenosas que pasan a margas calcáreas hacia la base, de edad Campaniense. De 800 a 1760m aparece un potente tramo carbonatado de edad Santoniense compuesto mayoritariamente por calizas con pasadas arenosas, dolomías y calizas dolomíticas y, hacia la base calizas margosas y margas. Bajo éstas aparecen 300m de margas y calizas margosas de Turoniense, 250m de margas del Cenomaniense que pasan a una alternancia de areniscas y arcillas cenomanienses de 500m de espesor. Por debajo se localizan 450m de materiales albienses constituidos por arcillas, areniscas, calizas y conglomerados, los cuales yacen sobre un pequeño tramo carbonatado de unos 50m de potencia del Lías. A continuación se cortan 1100m de serie triásica compuesta por sal, yeso, anhidritas y arcillas.

Ribero-1

Los materiales que atraviesan los 4328 m de longitud total del sondeo son de edad mesozoica. El sondeo comienza cortando 224 m de margas y algún nivel calizo, del Cenomaniense-Turoniense inferior. Por debajo, entre los 224 m y los 731 m de profundidad, aparece un tramo detrítico de areniscas y arcillas del Albiense-Cenomaniense inferior, el cual se apoya sobre un pequeño tramo carbonatado de unos 50m de espesor atribuido al Aptiense. La serie continúa con materiales en facies Weald, constituidos por unos 100 m de arcillas a techo y 100m de areniscas y conglomerados en la base. A continuación, a 1000m de profundidad, se cortan materiales jurásicos (Dogger y Lias) formados de techo a muro por unos 200m de calizas, 250 m de margas y 150 m de calizas. Bajo éstos se atraviesa un tramo de unos 130 m de dolomías y anhidritas atribuido al Infralías, y una potente serie formada por anhidrita, sal, dolomías y arcillas atribuida al Keuper. Por debajo, a 4150 m de profundidad se corta un tramo de 170 m de espesor formado por calizas, dolomías, anhidrita y arcilla.

2.5.3. UNIDADES PRESELECCIONADAS A NIVEL REGIONAL COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO₂ EN LA CUENCA VASCO-CANTÁBRICA

Esta cuenca cuenta con un gran volumen de información, en su mayor parte sin interpretar, cuya interpretación y análisis hubiera requerido un proyecto de bastante envergadura por sí solo.

Ante la necesidad de definir un almacén regional para toda la cuenca, y tenerlo que hacer con tiempo y presupuestos limitados, se ha optado por llevar a cabo la selección a partir del análisis de las columnas litológicas de los sondeos petrolíferos considerados más representativos e interesantes de la cuenca, así como de la estratigrafía regional.

Se han seleccionado las areniscas del Cretácico inferior (Aptiense-Albense) como unidad potencialmente favorable a nivel regional para el almacenamiento geológico de CO₂ en la cuenca Vasco-Cantábrica a pesar de la dificultad que supone la gran variación e importantes cambios laterales de facies existentes en la cuenca.

Los datos regionales indican grandes variaciones del espesor y de la profundidad del techo de la formación almacén seleccionada, si bien dicha formación se encuentra presente en la mayor parte de la cuenca. Dicha formación almacén cuenta con las facies turbidíticas y lutíticas del Cretácico como formación confinante que se extiende a lo largo de toda la cuenca. Se han estimado unos valores medios de 160 m de espesor y de 800 m y 1100 m de profundidades medias para el techo y la base de la formación almacén, respectivamente. A partir de la información estudiada, se ha estimado un valor medio del 18% de porosidad.

Tabla 17: Características geológicas de la zona seleccionada como posible almacén. base de datos Geocapacity 2008 (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación (m)	Base formación (m)	Litología del sello	Edad del sello	POROSIDAD (%)	SALINIDAD (ppm)
CANTÁBRICO	Cretácico Inferior	Areniscas	800	1100	arcilla		18	—

Tabla 18: Capacidad de almacenamiento estimada y parámetros empleados en su cálculo (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Estructura	Área (m ²)	Espesor (m)	Densidad CO ₂ (t/m ³)	Volumen (m ³)	Factor de eficiencia	Capacidad total estimada (Mt)
CANTÁBRICO	15,994E+09	160	0,702	4,6E+11	2	6467,27

El área de la formación almacén seleccionada a nivel regional es de 15994 Km² y la capacidad de almacenamiento de CO₂ estimada es de 6467 Mt.

2.5.4. CONCLUSIONES RECOMENDACIONES

Y

En la Cuenca Vasco-Cantábrica, como ya se ha indicado anteriormente, existe una gran variación e importantes cambios laterales de facies de las posibles formaciones objetivo, incluso en distancias muy cortas, lo cual complica la selección de almacenes a nivel regional.

Existe un gran volumen de información sin interpretar en la cuenca, cuya interpretación hubiera requerido tiempo y presupuesto mucho mayores a los del presente proyecto. Sin embargo, ante la necesidad de definir un almacén regional en la cuenca para el cumplimiento de los objetivos del presente proyecto, con presupuesto y tiempo limitados, se optó por la integración continua en litología y espesor de la formación del cretácico inferior que se encuentra presente en la mayor parte de la cuenca, a pesar de la dificultad que supone la gran variación e importantes cambios laterales de facies existentes en la cuenca.

Por tanto, parece recomendable llevar a cabo una búsqueda de potenciales almacenes de CO₂ por zonas, con el objetivo de acotar los niveles estratigráficos más favorables y descartar aquellos niveles que no cumplen los requisitos de salinidad de las aguas ni de profundidad de las formaciones interés.

Una vez acotados los niveles almacén potenciales por zonas, se deberán localizar estructuras puntuales que favorezcan el entrapamiento del CO₂. Para la localización de estas estructuras en la Cuenca se debería procesar e interpretar detalladamente las líneas sísmicas existentes en cada zona y centrarse en los niveles objetivo pre-seleccionados.

Todos estos estudios posteriores para el estudio de la cuenca Vasco-Cantábrica, continuación de los trabajos del proyecto GeoCapacity, requerirán de tiempo y presupuestos extraordinarios no contemplados en el presente proyecto.

A continuación se exponen, brevemente, los estudios que se han venido realizando hasta el momento como continuación de los trabajos efectuados en el proyecto GeoCapacity.

2.5.5. ESTUDIO DE SÍNTESIS DE LOS DATOS DE SONDEOS PETROLÍFEROS

En el proceso de identificación y selección de potenciales formaciones almacén se ha utilizado principalmente la información disponible de los sondeos de exploración petrolífera en la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Se ha realizado un exhaustivo análisis de los datos proporcionados por los sondeos: datos de sondeo. Informes finales, fichas de sondeo, composite-logs, pruebas de producción etc.

Debido a la amplitud de la zona de estudio, a su complejidad tecto-sedimentaria, así como a la heterogeneidad de paleo-ambientes sedimentarios y a la existencia de gran cantidad de datos procedente de la exploración de hidrocarburos, se han agrupado o individualizado los sondeos por zonas o dominios geológicos.

En cada zona o dominio, se ha revisado la estratigrafía de los sondeos, se han localizado niveles porosos y permeables mediante el registro de pérdidas de lodos

durante la perforación, se han revisado las diferentes pruebas realizadas por los geólogos de pozo en los sondeos para identificar el contenido en sales de las aguas de formación y, en los casos que ha sido posible, se ha correlacionado las diferentes unidades estratigráficas así como el carácter de las aguas.

2.5.5.1. Dominio de la Plataforma Burgalesa

La zona correspondiente al dominio de la Plataforma Burgalesa ha sido dividida a su vez en varias zonas o grupos de sondeos en función de su afinidad estructural y estratigráfica.

- ***Banda Plegada de Montorio-Ubierna***

En esta zona se han analizado los datos de los siguientes sondeos: Rojas-1, Rojas NE1, Valdearnedo-1, Hontomin-1, Hontomin-2, Hontomin-3, Hontomin SW-1, Hontomin SW2, Montorio-1, Pino-1, Urbel-1, Tozo-1, Tozo-4, Tozo-5, Abar-1, Basconcillos-1 y Cantonegro-1.

Del análisis de estos sondeos se han extraído una serie de conclusiones estratigráficas y petrológicas comunes a esta área.

En esta zona los sondeos presentan Serie Triásica, formada por Keuper, Serie Jurásica carbonatada, formada por Dogger y Lias, y Serie Cretácica.

En base a los datos de los sondeos, observamos que la Serie Jurásica carbonatada suele presentar aguas de formación de carácter salino y a profundidades objetivo, ya que aparece entre los 1000 y 2000 metros, lo que la hace apta como posible almacén de CO₂.

En cuanto a la Serie Cretácica de la zona, presenta niveles con buenas porosidades y permeabilidades pero cuyas aguas de formación son de carácter salobre o dulce desde el Purbeck. Esto hace que, en principio, no se considere a esta serie como objetivo potencial para almacenamiento de CO₂.

De esta manera, se establece que en el área de la Banda Plegada de Montorio y Ubierna los objetivos potenciales que cumplen con los requisitos de salinidad y profundidad serían: el Dogger, Lias e Infralías o Carniolas, es decir, la Serie Jurásica carbonatada.

- ***Surco de Sedano***

En esta zona se ha analizado el siguiente grupo de sondeos: Sal-1, Sal-2, Villalta-1, Lora-1, Tejón Profundo-1, Huidobro-1, Huidobro-2 y Escalada-1.

Del análisis de estos sondeos se han extraído una serie de conclusiones estratigráficas y petrológicas comunes a esta área.

En esta cuenca se establecen criterios similares a la zona de la Banda Plegada de Montorio-Ubierna, ya que presenta una Serie Cretácica con aguas de carácter salobre o dulce y una Serie Jurásica carbonatada con aguas de carácter salino y con profundidades del orden de los 1000 metros salvo en la estructura de Huidobro, que aparece algo más somero, entre 500 y 1500 metros.

De esta manera, se establecen como potenciales almacenes la Serie Jurásica carbonatada formada por Dogger, Lias y Carniolas.

- **Surco de Polientes**

En esta zona se han analizado los sondeos, Polientes-1, Polientes-2, Cadialso-1, El Coto-1, Urria-1 y Dobro-1.

En esta cuenca la Serie Jurásica aparece a mayor profundidad que en el Surco de Sedano y no mantiene el carácter salino de sus aguas de formación, ya que aparecen datos de aguas salobres a nivel del Dogger, lo que limitaría los objetivos potenciales al Lias y Carniolas.

Estos niveles objetivo, Lias y Carniolas, cumplen con los requisitos de salinidad pero no de profundidad ya que los encontramos a profundidades superiores a los 2000 metros, llegando incluso a aparecer a profundidades mayores de 3000 metros como es el caso del Coto-1 y Cadialso-1.

De esta manera, en el Surco de Polientes, serían objetivos potenciales tanto el Lías como el Infralías sólo en estructuras puntuales que elevasen la serie a una posición estructural superior.

2.5.5.2. Dominio Cántabro-Navarro

Esta zona del Dominio Cántabro-Navarro ha sido dividida en varias subzonas o grupos de sondeos debido fundamentalmente a su gran extensión geográfica y al elevado número de sondeos, consiguiendo así, una mejor comprensión de la geología del subsuelo.

- **Banda Plegada de Zamanzas**

En esta zona se han analizado los siguientes sondeos: Villanueva de Rampalay-1, Zamanzas-1, Zamanzas-2, Zamanzas-3, Zamanzas-A1, Tudanca-1, Peña Ortun-1 y Crespo-1.

Analizando los datos de los sondeos de esta zona se observa que, tanto la Serie Jurásica como la Serie Cretácica, aparecen en una posición estructural más elevada que en la Cuenca de Polientes-Sedano ya que corresponden a anticlinales asociados a un frente de cabalgamientos con vergencia al NE. Así, el Jurásico lo encontramos a profundidades del orden de 500 a 1500 metros.

En cuanto al carácter de las aguas de formación encontramos valores salinos para el Lias y Carniolas, mientras que para el Dogger, los datos son más heterogéneos y su carácter salino o salobre dependerá de la posición estructural donde esté ubicado el sondeo dentro de la estructura anticlinal, es decir, dependerá de si el sondeo ha sido perforado en un flanco o en la culminación de la estructura.

- **Sinclinal de Villarcayo**

En esta cuenca cenozoica sólo se realizó un sondeo en el núcleo de la estructura sinclinal y corresponde al sondeo Trespaderne-1.

En el núcleo del Sinclinal de Villarcayo encontramos depósitos Cenozoicos rellenando parte de la cuenca lo que hace que los depósitos Mesozoicos se encuentren a grandes profundidades.

En el sondeo Trespaderne-1 existen 1500 metros de depósitos Cenozoicos continentales, de edad Mioceno-Oligoceno, y casi 1000 metros de depósitos del Eoceno. Esto hace que los primeros materiales del Cretácico se encuentren a una profundidad de aproximadamente 2300 metros.

De esta manera, los sedimentos del Cretácico no son objetivos potenciales porque se encuentran a profundidades muy altas para nuestro objeto.

En cuanto a los materiales del Jurásico, en este sondeo no se han atravesado, lo que nos indica que deben situarse a profundidades superiores a los 5000 metros, descartándose como objetivos por criterios de profundidad de almacén como ocurre con los depósitos cretácicos.

- ***NW del Sinclinal de Villarcayo y Cuenca de Toranzo***

Esta zona corresponde al sector NW del Dominio Cántabro-Navarro, y han sido analizados los siguientes sondeos: Arco Iris-1, Arija-1, Arija Sur-1, Cabañas-1, Espinosa CB-1, Espinosa CB-2, La Engaña-1, La Engaña-1Bis, Leva-1, Leva-2, Leva-3, Manzanedo-1, Navajo-1, Retuerta-1, Rozas-1, Rozas-2, Ribero-1 y Ribero-2.

Del análisis de estos sondeos se han extraído una serie de conclusiones del subsuelo de la zona.

En esta zona la mayoría de los sondeos presentan Serie Cretácica y Jurásica casi completa.

En cuanto a la Serie Cretácica, no se ha registrado ningún dato de aguas de carácter salino en las pruebas de los pozos por lo que, se puede concluir que tiene un carácter regional de acuíferos de agua dulce. Esto hace que se descarte el Cretácico como objetivo potencial para el almacenamiento de CO₂.

En cuanto a la Serie Jurásica, se han registrado mediciones de aguas saladas en más de una decena de sondeos y en ninguno se ha reconocido la presencia de agua dulce. De esta forma, se puede concluir que el Jurásico marino de la zona tiene un carácter salino por lo que es un objetivo potencial para el almacenamiento de CO₂.

Este carácter salino del Jurásico marino no está marcado por su posición estructural, ya que aparece inundado de agua salada en todas las zonas sin distinción de la profundidad a la que se encuentre. La profundidad del Jurásico es del orden de los 2000 metros.

En este Jurásico marino se han detectado pérdidas parciales durante la perforación de los sondeos en diferentes niveles, que parece corresponder a la existencia de fracturación más que a niveles con buenas porosidades y permeabilidades.

- ***Zona del Diapiro de Villasana de Mena.***

En esta zona se han analizado los sondeos: Vivanco-1, Sopeñano-1, Sopeñano-2, Sopeñano-3, Sopeñano-4 y Encarnación -1.

En esta zona los sondeos Sopeñano no aportan una gran información estratigráfica debido a que se ubicaron sobre el diapiro, encontrándose Keuper desde los primeros metros. Sin embargo, en el sondeo Sopeñano-4 aparecen depósitos Albienses y Aptienses entre dos láminas de Keuper que hace que sean niveles potenciales, ya que cabría esperar la presencia de agua salada y la existencia de una trampa estructural salina.

El sondeo Vivanco-1 presenta una serie Cretácica bastante completa con registro desde el Turoniense hasta el Weald. El pozo contiene agua dulce o salobre hasta los 2100 metros de profundidad, donde el Aptiense registra valores de salinidad altos. Así, se destacan como potenciales objetivo para el almacenamiento de CO₂ los depósitos Aptienses y los depósitos del Weald.

Este sondeo parece presentar como sello de las aguas de formación a las arcillas negras del techo del Aptiense.

- ***E del Sinclinal de Villarcayo***

En esta zona se ubican los sondeos Boveda-1, Boveda-1Bis, La Hoz-1, La Hoz-2, Sobrón-1 y Sobrón-1Bis.

De estos sondeos, Sobrón-1 y Sobrón-1Bis presentan aguas artesianas dulces en todo el pozo por lo que se descarta como posible zona para la inyección de CO₂.

En los otros sondeos se registraron salinidades altas a partir del Cretácico Inferior, Albiense y Aptiense, con valores de 50.000 a 110.000 ppm y a profundidades inferiores a los 2000 metros, lo que convierte al Cretácico Inferior en objetivo potencial.

En cuanto a los materiales Jurásicos, aparecen a profundidades muy elevadas, del orden de los 4000 metros, que hace que sea un objetivo descartable a pesar del carácter de sus aguas de formación.

- ***Zona del Diapiro de Orduña***

En esta zona se ha analizado el siguiente grupo de sondeos, Aloria-1, Elvira-1, Elvira-2A, Elvira-2B, Elvira-3, Elvira-4A, Elvira-4B, Elvira-5 y Delica-1.

Estos sondeos se encuentran sobre el diapiro y en sus proximidades. De los datos de los siete sondeos Elvira y el sondeo Aloria-1, se observa la presencia de Cenomaniense muy somero y por debajo del Keuper. Este diapiro de Keuper que atravesó la Serie Cretácica podría convertir al Cenomaniense en posible objetivo potencial para la inyección y almacenamiento de CO₂, ya que ejercería de trampa estructural y, aunque no existen datos de salinidad, podría contener aguas saladas.

- ***Cubeta Alavesa***

En esta zona se han analizado los siguientes sondeos: Osma-1, Zuazo-1, Marinda-1, San Antonio-1, Apodaca-1, Vitoria oeste-1, Vitoria oeste-2, Armentia-1, Castillo-1, Castillo-2, Castillo-3, Castillo-4 y Castillo-5.

Del análisis de los datos se extrae que la zona presenta una Serie Cretácica muy potente, con espesores del orden de los 5000 metros. En la zona el registro de Serie Cretácica comienza en el Aptiense, no reconociéndose Facies Weald en ninguno de los sondeos.

En cuanto al Jurásico, no se ha reconocido Serie Jurásica salvo en Marinda-1 que presenta 20 metros de Lias.

Sólo tres pozos cortaron el Keuper en su posición estratigráfica, Marinda-1, San Antonio-1 y Castillo-5, donde se obtuvieron profundidades de 5122 m, 4455 m y 5510 m respectivamente.

Respecto a la salinidad de las aguas, sólo Marinda-1, Zuazo-1 y Osma-1 presentan pruebas con datos de salinidades. En función de estos datos se ha observado que el Cretácico Superior aparece inundado de agua dulce, mientras que el Cretácico Inferior (Aptiense y Albiense) presentan aguas de formación salada del orden de 90.000 a 150.000 ppm.

El cambio en las salinidades de las aguas al pasar de Albiense a Cenomaniense es brusco y muy acusado, lo que nos hace pensar que las arcillas o margas del techo del Albiense pueden estar actuando como sello para las aguas de formación. Esto convierte al Cretácico Inferior como objetivo potencial de cara a la inyección de CO₂, siempre y cuando las profundidades no sean muy elevadas.

- **Cuenca de Miranda de Ebro-Treviño**

En esta zona se han analizado los sondeos: Treviño-1, Treviño-2, Treviño-3, Treviño-4, Añastro-1, Laño-2, Antezana-1, Treviño-1004, Treviño-1005 y Treviño-1006. Presentan características geológicas comunes aunque los tres últimos no han aportado datos de salinidades.

En base a los datos de los sondeos, se observa la presencia de aguas de formación de carácter salino a partir del Cenomaniense, teniendo así como potenciales almacenes saturados en agua salada los niveles del Cenomaniense, Albiense y Jurásico, este último nivel sólo atravesado por el sondeo Treviño-4.

El nivel de agua salada se encuentra siempre a techo del Cenomaniense y a distintas profundidades, lo que nos indica la presencia de una formación sellante en la base del Turoniense o techo del Cenomaniense.

- **SE de la Cuenca Miranda de Ebro-Treviño**

En esta zona se han analizado los sondeos, Laño-1, Lagran-1, Corres-1, Alda-1, Alda1Bis, Zuñiga-1 y Gastiain-1.

Todos los sondeos contienen pruebas con datos de salinidades y se ha observado como el Cretácico Superior aparece inundado de agua dulce, lo que descarta a esta serie como objetivo potencial.

En cuanto al Cretácico Inferior, los depósitos del Albiense y Aptiense presentan aguas de formación saladas, con valores entre 150 g/l y 300 g/l. Los tramos de margas y arcillas del techo del Albiense Superior parece que están actuando como sello de las aguas, lo que convierte al Cretácico Inferior en objetivo potencial para la inyección y almacenamiento de CO₂.

Además, en el Albiense se registraron pérdidas en varios niveles que indica la presencia de niveles porosos y permeables.

- **Zona de Urbasa**

En esta zona se han analizado los sondeos Urbasa-1, Urbasa-2, Urbasa-3.

Del análisis de estos sondeos se extrae que toda la Serie Cretácica aparece inundada de agua dulce, lo que la descarta como zona potencial para el almacenamiento de CO₂.

2.5.5.3. Franja Costero Santanderina

En este dominio se ubican los sondeos: Oreña-1, Liermo-1, Ajo-1, Matienzo-1, Monillo-1 y Castro Urdiales-1Bis.

En función de los datos de los sondeos este dominio queda descartado como objetivo potencial ya que, o presentan aguas de formación salobres y dulces o aparecen los objetivos a profundidades muy someras, como es el caso del sondeo Oreña-1, donde el Weald presenta valores de salinidad de las aguas dentro de rango pero a una profundidad de 165 a 371 metros.

Por su parte el sondeo Ajo-1 presenta una tectónica muy compleja de escamas lo que la descartaría igualmente como objetivo potencial.

2.5.5.4. Dominio Arco Vasco

En este dominio se encuentran los sondeos: Aitzgorri-1, Cegama-1, Aramayona-1, Ubidea1, Arratia-1, Aulesti-1 y Guernica-1.

De los sondeos revisados se ha obtenido un esquema estratigráfico de la zona pero no se han encontrado datos sobre las salinidades de las aguas de formación ni de pérdidas durante la perforación.

En los sondeos Cegama-1 y Aitzgorri-1 se observa un Keuper que atraviesa las facies Weald y el Complejo Urganiano, encontrándose parte de éstas por debajo del diapiro, lo que nos hace esperar salinidades altas de las aguas de formación. Las profundidades del Neocomiense infrayacente al diapiro rondan los 2400, 3500 y 4000 metros en Cegama (dos escamas de Keuper), y los 4400 metros en Aitzgorri, lo que las descarta como objetivos potenciales.

Por su parte, el sondeo Aramayona-1 no se ve afectado por materiales triásicos salinos y encontramos el Weald dentro del rango de profundidades objetivo, de 320 metros hasta los 2500 metros. El Weald presenta niveles areniscosos que podrían presentar buenas características de almacén de no ser por estar afectado por metamorfismo hidrotermal que anula las permeabilidades. Por esta razón, el Weald queda descartado como objetivo potencial para el almacenamiento de CO₂.

De esta manera el Dominio del Arco Vasco queda descartado de cara a la localización de potenciales objetivo para la inyección y almacenamiento de CO₂.

2.6. CORDILLERAS IBÉRICA Y COSTERO-CATALANA

2.6.1. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

La Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico y la Cordillera Costero-Catalana, (esta última también conocida como Catalánides) son dos estructuras alpinas parcialmente arrasadas situadas al este de la Península Ibérica. Desde un punto de vista estructural, forman dos unidades tectónicas de similar edad y estilo, ya que se trata de cadenas alpinas de antepaís con tegumento potente y/o cobertera. Por ello se denominará Cadena Ibérica al conjunto, siendo los Catalánides uno de los sectores en que puede dividirse. Se trata de una serie de alineaciones montañosas de dirección NO-SE (Cordillera Ibérica) y NE-SO (Cordillera Costero Catalana) que enlazan en sus extremos oriental y meridional, a través de El Maestrazgo.

En conjunto, el grado de deformación es moderado, con una esquistosidad alpina muy escasa y apenas metamorfismo. El registro estratigráfico abarca desde el Precámbrico y Paleozoico hasta el Cuaternario, pero el rasgo esencial de estas cordilleras de antepaís viene dado por la existencia de una importante serie sedimentaria del Pérmico Superior y sobre todo del Mesozoico. Las distintas potencias y características de este relleno postvarisco y la presencia de niveles de despegue superficiales confiere un estilo de deformación de basamento, tegumento y cobertera. Así, puede definirse un basamento prepérmico (con niveles de despegue profundos y que acomoda una importante deformación cenozoica), un tegumento hasta las margas yesíferas del Triásico Superior (Keuper) y una cobertera.

Los materiales que forman el Sistema Ibérico son fundamentalmente de edad mesozoica y terciaria, aunque localmente afloran materiales del zócalo paleozoico integrados en el plegamiento alpino, como en los sectores de la Demanda, Moncayo, Ateca, Daroca, Molina de Aragón, Montalbán, Albarracín y Villamés, de NO a SE. Al mismo tiempo existen zonas deprimidas subsidentes en las que, especialmente durante el Cretácico Inferior, se acumularon grandes espesores de sedimentos, como las Cuencas de Cameros y Maestrazgo.

La forma de la Cordillera Ibérica es irregular y abarca parte de las comunidades autónomas de Castilla y León, de la Rioja, de Aragón, de Cataluña, de Castilla - La Mancha y Comunidad Valenciana.

En la Cadena Ibérica se pueden diferenciar varios sectores con características diferentes (ver figura 50).

2.6.1.1. Unidad estructural de Cameros – Demanda

Esta unidad se encuentra en el extremo septentrional de la Cordillera Ibérica, y está formado por las sierras de La Demanda, Cameros, Urbión y Cebollera, en las que predominan las directrices E-O. La sierra de la Demanda está constituida esencialmente por materiales paleozoicos, mientras que en Cameros aflora sobre todo el Jurásico Superior y el Cretácico.

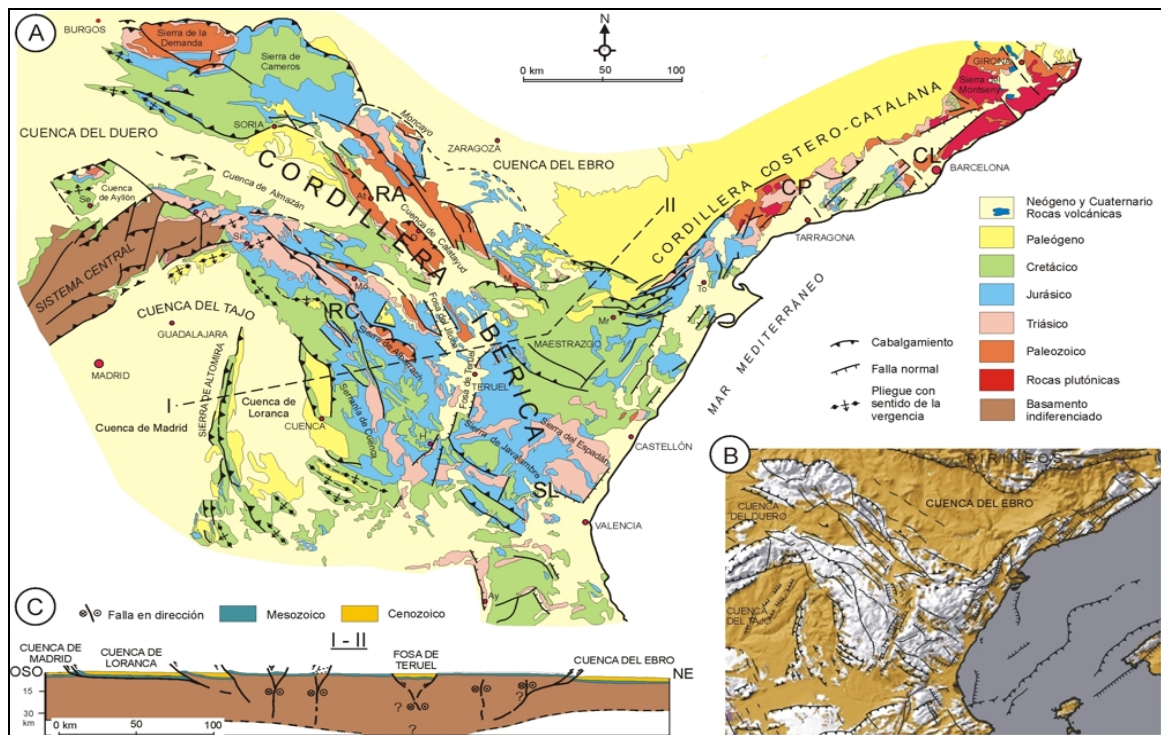


Figura 50: Esquema geológico de las Cadenas Ibéricas y subdivisiones. Leyenda: **CL**: Cordillera Litoral. **CP**: Cordillera Prelitoral Costero-Catalana. **RA**: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. **RC**: Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. **SL**: Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Localidades: **A.**- Atienza. **At.**- Ateca. **Ay.**- Ayora. **D.**- Daroca. **H.**- Henarejos. **M.**- Montalbán. **Mo.**- Molina de Aragón. **Mr.**- Morella. **Se.**- Sepúlveda. **Si.**- Sigüenza. **To.**- Tortosa. **B.**- Principales fracturas que conforman su estructura. **C.**-Corte esquemático y transversal de la Cordillera Ibérica. (Sopeña y de Vicente, 2004). 5.1.1 Unidad estructural de Cameros – Demanda

2.6.1.2. Rama Aragonesa

Se encuentra al SE de la unidad estructural de Cameros – Demanda. Está formada por las sierras del Moncayo, la de La Virgen, la de Víctor, la de Algairén y de Cucalón, configurando una orientación NO – SE muy marcada. Dentro de la Rama Aragonesa se sitúa la cuenca terciaria de Calatayud. Afloran materiales de edad paleozoica en los núcleos de las estructuras y materiales de edad mesozoica alrededor de éstos.

2.6.1.3. Sector de Enlace

Situado al este de la Rama Aragonesa, recibe este nombre debido al hecho de que de nuevo vuelven a predominar las direcciones estructurales E-O y estas direcciones cambian de forma progresiva hasta enlazar en el O con la Cordillera Costero – Catalana, con direcciones NE-SO, que comienza en la sierra de Puertos de Beceite, dibujando el arco de Montalbán. En este sector afloran materiales mesozoicos, principalmente del Cretácico.

2.6.1.4. Rama Castellano – Valenciana

Separada de la Rama Aragonesa por la cuenca terciaria de Almazán, está formada por la Serranía de Cuenca y las sierras de Tragacete y Albarracín, con directrices NO-SE. Predominan los sedimentos mesozoicos y el Paleozoico sólo aflora en los núcleos de los anticlinales o a favor de fallas con movimiento inverso importante. Al O de la Serranía de Cuenca, las directrices estructurales giran progresivamente en dirección N-S hasta la Sierra de Altomira, constituida esencialmente por afloramientos cretácicos. Esta sierra divide a la Cuenca del Tajo en dos: La cuenca de Madrid y la de Loranca (o intermedia).

2.6.1.5. Sector Levantino

El sector levantino (o zona SE de la Rama Castellano – Valenciana) comprende desde el N del tramo medio del río Júcar, hasta el E de El Maestrazgo, según una línea subparalela a la costa. Su morfología está controlada por la interferencia de las directrices ibéricas con las relacionadas con el Surco de Valencia, NE-SO. Los materiales de este sector son también de edad mesozoica, aunque aquí es frecuente que el Terciario o Cuaternario rompan la continuidad de sus afloramientos.

2.6.1.6. Cordillera Costero – Catalana

Es un cinturón estrecho de sierras que cierra la Cuenca del Ebro en el antepaís Pirenaico que se divide en tres grandes unidades: Cordillera Litoral, Depresión Prelitoral y Cordillera Prelitoral de E a O. Esta división morfológica longitudinal contrasta con su composición litológica, ya que la mitad N está constituida principalmente por granitos y rocas metamórficas del Paleozoico, mientras que en la mitad meridional, hasta el sector de enlace, predominan los afloramientos mesozoicos.

2.6.2. SONDEOS PETROLÍFEROS

Los sondeos de investigación de hidrocarburos en la Cordillera Ibérica son escasos y centrados en áreas determinadas. En la Cordillera Costero-Catalana son aún más escasos. Señalamos a continuación una selección de los más representativos de cada sector, incluyendo algunos sondeos marinos, especialmente los ligados a yacimientos de hidrocarburos (figura 51).

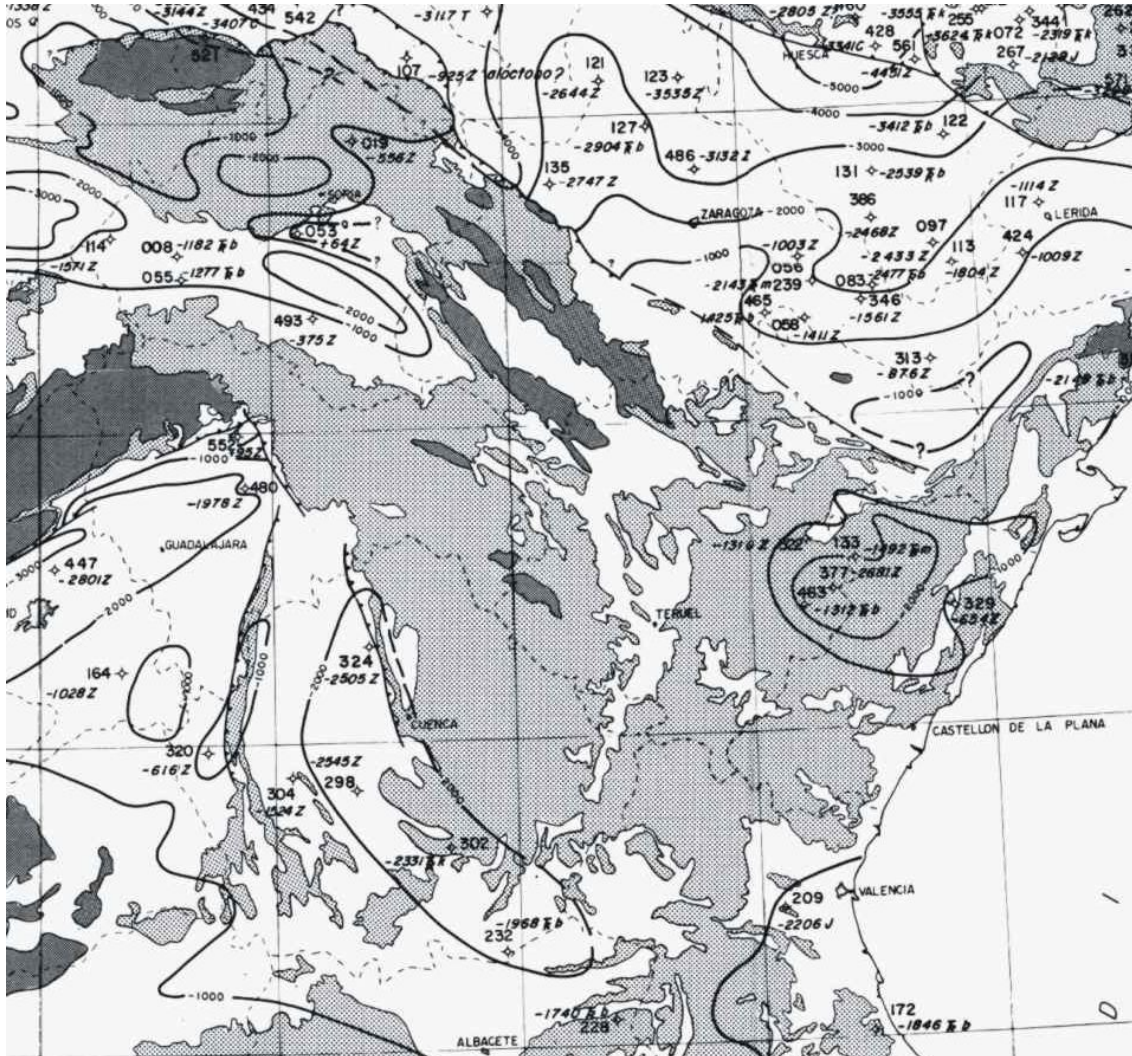


Figura 51: Mapa de isobatas del techo del Paleozoico con situación de los sondeos petrolíferos principales (datum nivel del mar). (Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España, IGME 1987)

2.6.2.1. Sector de Cameros

Castilfrío-1 (nº 19)

El sondeo, de 2.200 m, corta la serie completa del Trías y del Jurásico sobre el zócalo paleozoico. Los 690 m superiores, atribuidos al Malm, son arcillas y areniscas alternantes con intercalaciones calcáreas y trazas de yeso. El Dogger consta de una parte superior de arenas y arcillas y un paquete de 45 m de calizas en la base, hasta

942 m. Debajo, algo más de 200 m de margas liásicas sobre un tramo calcáreo-dolomítico liásico de unos 120 m (entre 1.280 y 1400 m de profundidad). Debajo, 300 m de alternancia de bancos potentes de dolomía y de anhidrita, de probable edad Retiense que a 1.600 m da paso a 157 m de anhidrita masiva (Keuper). El Muschelkalk se reduce a un paquete dolomítico de unos 20 m, directamente sobre un tramo de unos 200 m de areniscas del Bunt que son conglomerados en la base. El Bunt reposa sobre cuarcitas y areniscas ordovícicas.

Ucero-1 (nº 94)

340 m de areniscas Albienses (Utrillas) con pasadas conglomeráticas y arcillosas sobre tramo margoso de escasa entidad (Weald) que yace sobre una alternancia en bancos potentes de calizas, margas y dolomías jurásicas hasta 1.046 m.

Aldehuela-1 (nº 277)

Sondeo de 2.650 m (hasta el Keuper) que perfora un Jurásico marino muy reducido bajo una potente serie cretácica. Comienza en un tramo de 565 m de calizas cenomano-turonenses con alguna intercalación margosa menor. Debajo, 1.870 m de un conjunto mayoritariamente arenoso que intercala tramos arcillosos más importantes en los 400 m superiores (Albense) y bancos de caliza (Urgon) entre 1.500 y 2.000 m de profundidad. Debajo, a 2.435 m, unos 100 m de calizas y dolomías marinas jurásicas que yacen sobre un conjunto de unos 120 m de dolomías y anhidrita (posible Retiense), ya en contacto con arcillas y anhidritas del Keuper.

2.6.2.2. Sector del Maestrazgo

Mirambel-1 (nº 322)

Sondeo que alcanza el zócalo y perfora la serie completa desde el Triásico hasta el Cretácico inferior. Los 197 m superiores representan el Neocomiense-Aptiense formado por calizas con base margo-arenosa. Debajo, 1.179 m de calizas y calizas dolomíticas con intercalaciones de calizas margosas representa la totalidad del Jurásico y el Retiense, alcanzando los 1.376 m de profundidad. 261 m de arcillas con anhidrita y sal corresponden al Keuper, que se dispone sobre la barra dolomítica superior del Muschelkalk, de 137 m (entre 1.637 y 1.774 m). El tramo intermedio del Muschelkalk es muy potente (624 m), y está constituido por anhidrita, sal y arcilla. La barra dolomítica inferior del Muschelkalk tiene 82 m, y a 2.480 m reposa sobre el conjunto Bunt-Pérmico, que es arcilloso con intercalaciones arenosas y yace sobre areniscas y arcillas paleozoicas a 2.786 m.

Bobalar-2 (nº 133)

970 m de calizas y dolomías que representan todo el Jurásico (los 616 m superiores son calizas arcillosas y representan el Malm) reposan sobre 230 m de arcillas y evaporitas del Keuper. Debajo, 178 m de dolomías del Muschelkalk superior que a 1.378 m pasan a arcillas, sal masiva y anhidrita hasta el final del sondeo, a 2.591 m.

Maestrazgo-1 (nº 377)

2.515 m de calizas y dolomías que incorporan intercalaciones potentes de margas en los 385 m superiores. La parte superior con intercalaciones margosas

representa el Cretácico Inferior, y el resto del tramo representa la totalidad de la serie jurásica y el Retiense (los 100 m de dolomías basales, con intercalaciones anhidríticas). Debajo, 267 m de arcillas con sal y anhidrita (Keuper) que yacen a 2.782 m sobre un conjunto de areniscas y arcillas del Bunt y Estefano-Pérmico, hasta la terminación del sondeo a 2.948,2 m.

Maestrazgo-2 (nº 463)

310 m de Cretácico consistente en calizas que hacia abajo pasan a margas y en la base a arenas. Debajo, 1.108 m de calizas del Jurásico y Retiense. A 1.418 m, arcillas, anhidrita y sal del Keuper (212 m) sobre la barra dolomítica superior del Muschelkalk, de 128 m. El potente tramo intermedio de arcillas, anhidrita y sal, descansa a 2.586 m sobre la barra dolomítica inferior, de 222 m. El sondeo termina a 2.861,8 m tras atravesar unos metros de arcillas y areniscas del Buntsandstein.

Salsadella-1 (nº 329)

400 m de calizas y dolomías del Dogger y Malm (parte) con alguna intercalación margosa yacen sobre 112 m de margas del Lías medio-superior que reposan directamente sobre 133 m de anhidrita, arcilla y dolomía atribuidas al tramo intermedio del Muschelkalk. Debajo, la barra dolomítica inferior, de 173 m da paso a 818 m a un tramo de arcillas y areniscas interpretado como Bunt y Estefano-Pérmico, hasta el final del sondeo, a 1.073, 2 m.

2.6.2.3. Serranía de Cuenca y Sector levantino

El Gabaldón-1 (nº 302)

113 m de calizas del Cretácico Superior sobre 114 m de areniscas y dolomías del Cretácico Inferior. Siguen unos 770 m de calizas y dolomías jurásicas con un reducido intervalo margoso a 585 m de profundidad correspondiente al techo del Lías. Debajo, a partir de unos 1.000 m, 780 m de anhidritas, dolomías y sal atribuidos al Lías-Retiense sobre 965 m de arcillas y sal del Keuper. A 2.745 m barra dolomítica de 327 m (Muschelkalk) sobre un Buntsandstein formado por arcillas a techo y areniscas y conglomerados en el resto (hasta el final del sondeo, a 3.309 m).

Perenchiza-1 (nº 209)

435 m de calizas y dolomías del Cretácico Superior sobre 464 m de alternancia calizas-margas de edad Kimmeridgiense. A partir de 899 m, tramo de 309 m de calizas que comprenden la parte media y superior del Lías, el Dogger y el Oxfordiense. Desde 1.208 m hasta el final del sondeo (2.355 m) se desarrolla un conjunto anhidrítico con intercalaciones dolomíticas, atribuido al Lías inferior.

Jaraco-1 (nº 172)

100 m de dolomías del Kimmeridgiense superior sobre un conjunto del Kimmeridgiense inferior de 188 m, formado por margas a techo y calizas en la base. Debajo, 305 m de dolomías del Lías que a partir de 593 m pasa a un tramo complejo de 351 m compuesto principalmente de anhidrita y arcilla, cuya parte inferior, con ofitas, pertenece al Keuper. Un tramo dolomítico (Muschelkalk) de 313 m comienza a 944 m, pasando al Bunt, del cual se perforan 676 m, por encima arcillosos y por debajo arenosos, hasta el final del sondeo (1.933,5 m).

2.6.2.4. Cordillera Costero-Catalana

Reus-1 (nº 359)

300 m de relleno pliocuaternario (gravas, arenas y arcillas) sobre 1.066 m de margas miocenas con limos y arenas finas. Debajo, 66 m de arcillas oligo-miocenas sobre 261 m de dolomías jurásicas karstificadas a techo. Entre 1.693 y 1.835 m, arcillas y anhidrita del Keuper (142 m) sobre 356 m atribuidos al Muschelkalk. La barra superior dolomítica no se presenta como tal, sino como una alternancia dolomía-arcilla de 200 m, y tras un tramo de arcilla y anhidritas se encuentra la barra dolomítica inferior, de 81 m. A 2.191 m anhidrita y arcilla del techo del Bunt.

Martorell-1 (nº 338)

2.247 m de relleno terciario constituido por arcillas alternantes con arenas. La base es arenosa y conglomerática y descansa sobre el zócalo paleozoico.

San Sadurní-1 (nº 420)

850 m de arcillas miocenas con intercalaciones de arenas, sobre Cretácico calcáreo.

2.6.2.5. Surco de Valencia

Amposta Marino C-1 (yacimiento de petróleo Amposta Marino) (nº 264)

Sondeo productor de petróleo, con agua hasta 62,2 m. Arcillas, areniscas y margas pliocuaternarias hasta 1101,5 m sobre 422 m de margas y arcillas pliocenas. 371 m de areniscas messinienses con calcarenitas en la base que a 1.895 m dan paso a 470 m de calizas y calizas dolomíticas del Cretácico Inferior. Por debajo siguen dolomías y calizas dolomíticas, pero del Malm, hasta el final del sondeo, a 2.522 m. El tramo productivo son los carbonatos del Cretácico Inferior.

Castellón B-5 (yacimiento de petróleo Tarraco) (nº 351)

Sondeo marino productor de petróleo, con agua hasta 141,1 m. Arcillas calcáreas pliocuaternarias hasta 1.864 m (hacia muro aumenta el contenido de arena y limo). Arcillitas del Mioceno Medio-Superior hasta 2.688 m, sobre 790 m de Jurásico compuesto de dolomías, calizas dolomitizadas y niveles arcillosos. A unos 3.500 m reposan sobre Triásico arcilloso con carbonatos y anhidrita. Hasta 3.768 m, donde finaliza el sondeo. El Jurásico es el tramo productivo.

Casablanca-2 (yacimiento de petróleo Casablanca) (nº 353)

Sondeo productor de petróleo, con agua hasta 261,5 m. Arcillas hasta 2.601 m, comprendiendo el Cuaternario (hasta 800 m), el Plioceno (hasta 1.829 m), el Mioceno Superior, con niveles de areniscas muy finas (hasta 2.301 m) y el Mioceno Medio, muy arcilloso. Yacen sobre un potente tramo de calizas y dolomías jurásicas (salvo los 40 metros superiores, miocenos) que se continúan hasta el final del sondeo, a 3.170 m. El tramo productor son los carbonatos jurásicos sobre los que se deposita el Mioceno.

Tarragona E-1 (yacimiento de petróleo Dorada) (nº 333)

Sondeo productor de petróleo, con agua hasta 123,2 m. Arcillas calcáreas con margas y calcarenitas pliocuaternarias hasta 940 m. Mil metros más de Mioceno, consistente en una alternancia de calcarenitas-areniscas-arcillas (de techo a muro), salvo los 240 m basales, que son margas y calizas. A partir de 1.940 m, potente tramo (725 m) de dolomías mesozoicas hasta 2.665 m, donde el sondeo corta 662 m de triásico (arcillas, anhidrita y dolomías, con calizas y areniscas en la base) hasta su finalización a 3.327 m. El tramo productor son los carbonatos mesozoicos.

2.6.3. UNIDADES, FORMACIONES Y TRAMOS DE INTERÉS

Entre los materiales prevariscos destacan diversos tramos arenoso-cuarcíticos de gran espesor regional, que podrían tenerse en cuenta por su fracturación. Sin embargo, en zonas con cobertera mesozoica no resulta sencilla la reconstrucción precisa de la geometría en el subsuelo de las capas del basamento.

En cuanto a las formaciones litoestratigráficas post-variscas, existen diversos tramos de interés, algunos de los cuales se extienden a lo largo de toda la región, mientras otros se encuentran localizados en sectores reducidos.

En una posterior fase de investigación habría que seleccionar estructuras trampa en el subsuelo que permitieran la ubicación del conjunto confinante-almacén en la profundidad adecuada.

Posibles formaciones almacén:

- Tramos arenosos y cuarcíticos del Cámbrico.- En el sector de La Demanda gran parte de la serie cámbrica conocida es arenoso-cuarcítica y de gran espesor: El conjunto de los Conglomerados de Anguiano (30 a 300 m) y Fm. Puntón (500 m) constituye un potente tramo de interés, así como las areniscas de la Fm Brievea, a techo del Cámbrico, a cuyo espesor (400 m) se añade el de parte de las formaciones areniscosas infra y suprayacentes (150 m de la Fm Najerilla y el tramo basal del Ordovícico). En la Rama Aragonesa se encuentra el tramo arenoso-cuarcítico basal del Cámbrico, la Cuarcita de Bámbola (300-450 m), que además se encuentra generalmente "arenizada", de forma que parecen arenas sueltas. Otro tramo cuarcítico de cierto espesor es la Cuarcita de Daroca (90-250 m).

- Tramos cuarcíticos potentes del Ordovícico de la Cordillera Ibérica.- En la Rama Aragonesa, los tramos más potentes son los inferiores: la Fm. Deré (420-850 m) y la Cuarcita Armoricana (450-650 m), esta última también aflorante en la Rama Castellana.

- Ordovícico volcanosedimentario de la Cordillera Costero-Catalana.- La Fm. Els Metges, de 600 m de materiales volcánicos y volcanosedimentarios puede ser un almacén adecuado, a cuya base se añadirían localmente los conglomerados de la Fm. S.Cebriá, de hasta 50 m.

- Tramos cuarcítico-arenosos del Devónico.- Solamente tienen espesor relativamente grande las Formaciones Rodanas (250 m) y Huechaseca (140 m), ambas presentes únicamente en el sector de Tabuenca.

- Carbonífero.- En principio todo el Carbonífero tiene interés, por su abundancia en arenas y conglomerados y la presencia de carbón, aunque se pueden citar algunos tramos de las series conocidas. En el Anticlinal de Montalbán (Rama Aragonesa)

destaca la Fm. Segura (200-250 m) y la parte inferior de la Fm. Torres. En la parte meridional de la Cordillera Costero-Catalana, la Unidad Arenosa de Bassetes (400 m) y los tramos arenosos potentes intercalados en la serie turbidítica de Poboleda, y en la parte septentrional, la Fm. Cánoves (más de 100 m).

- Conjunto Estefaniense-Pérmico Inferior.- Llega a alcanzar espesores de 1.500 m e incluye abundancia de facies arenosas y conglomeráticas, generalmente con importante proporción de material piroclástico, e incluyen también rocas volcánicas y frecuentes niveles de carbón, circunstancias todas ellas favorables para su utilización como almacén. Además, solamente presentan deformaciones alpinas, por lo que es factible reconstruir la geometría de los cuerpos litológicos en el subsuelo, que quedan limitados a la extensión de las pequeñas cuencas originarias. Hace falta una labor de prospección geofísica para su localización en zonas a profundidad adecuada.

- Pérmico Superior (facies Saxoniense).- Presenta características similares al Estefaniense-Pérmico Inferior, pero sin vulcanismo. Con frecuencia se encuentra en las mismas cubetas que éste, situado sobre él, aunque en muchos casos yace directamente sobre el basamento.

- Areniscas y conglomerados del Buntsandstein.- Presentes en gran parte de la Cuenca Ibérica, aunque puntualmente pueden presentarse con escaso desarrollo e, incluso, estar ausentes, especialmente en las zonas marginales y en el sustrato de la actual Cuenca de Almazán y sus inmediaciones.

- Dolomías del Muschelkalk.- En la Cordillera Costero-Catalana, así como en el sector oriental de la Rama Aragonesa de la Ibérica, el Sector Levantino y parte del sector central de la Rama Castellana (hasta el “umbral del Tremedal”) se encuentran los dos tramos carbonatados (M1 y M3), separados por el tramo lutítico-evaporítico intermedio (M2), mientras en el resto de la Cordillera Ibérica solamente se encuentra representada la barra carbonatada superior (M3). El espesor de cada capa no es, en general, muy grande (del orden del centenar de metros), y sí lo es a veces el del tramo intermedio (M2). En algunos sondeos se aprecia que la capa superior (M3) a veces se encuentra formada por una alternancia de carbonatos y margas.

- Carbonatos del Lías Inferior.- Se encuentran presentes en la práctica totalidad de la Cuenca Ibérica, separados de los tramos superiores carbonatados por el Lías Superior predominantemente margoso, si bien en muchas zonas este tramo margoso no se encuentra o es muy reducido, bien por causas sedimentarias o bien por causas tectónicas.

- Carbonatos del Jurásico medio y superior.- En la Cordillera Ibérica, el Dogger es mayoritariamente carbonatado, mientras que falta o está reducido en gran parte de la Cordillera Costero-Catalana, y en el sector de Cameros la parte superior del Dogger es muy variada. Los carbonatos se prolongan en el Jurásico Superior en gran parte del sector del Maestrazgo (donde se registran conjuntos de carbonatos jurásicos de más de 1.000 m), mientras en el resto los espesores de carbonatos son mucho más reducidos o con gran proporción de intercalaciones margosas.

- Tramos carbonatados y tramos arenosos del Cretácico Inferior.- La distribución de facies del Cretácico Inferior es muy compleja, pero destaca la existencia de las Arenas de Utrillas en la práctica totalidad de la región a techo de la sucesión, a las que se les une la Fm. Escucha en el Maestrazgo. En el Maestrazgo, además, hay formaciones carbonatadas que pueden tener espesor notable en algunos puntos. El sector de Cameros es donde las facies arenosas del Cretácico Inferior presentan mayor desarrollo, llegando a sumar más de 3.000 m de serie en su parte oriental que incluye también facies carbonatadas. Se hace necesario un estudio detallado de la distribución lateral y vertical de facies de este intervalo, especialmente en el sector de Cameros.

- Cretácico Superior.- El Cretácico Superior es mayoritariamente carbonatado en la mayor parte de la región, pero intercala con frecuencia tramos margosos, de manera que habría que localizar sectores con gran espesor de carbonatos. En muchas zonas se interdigitan estas facies con arenas en facies Utrillas.

Posibles formaciones confinantes:

- Tramos lutíticos potentes del Paleozoico.- Los confinamientos de posibles almacenes en el Paleozoico pre-varisco pueden depender de los tramos impermeables mesozoicos o de algunos tramos lutíticos paleozoicos

especialmente potentes o extensos, como las pizarras del Silúrico o formaciones turbidíticas del Carbonífero (Turbiditas de Poboleda, en los Catalánides).

- Tramo intermedio del Muschelkalk (M2).- Restringido a la parte oriental de la región, los sondeos muestran que su espesor puede ser muy notable, formado mayoritariamente por evaporitas.

- Triásico en facies Keuper y/o evaporitas retienses y liásicas (Fm. Lécera).- El Keuper está presente en toda la región, sirviendo de confinamiento a posibles almacenes en términos inferiores de la serie estratigráfica o en materiales más modernos cabalgados por láminas con nivel de despegue triásico. Solamente está ausente en zonas puntuales. En gran parte de los sondeos se le añade un conjunto evaporítico retiense-liásico (Fm. Lécera) situado inmediatamente encima y que puede adquirir potencia considerable. Tiene interés también como confinante de posibles almacenes en materiales continentales oligocenos y miocenos de la Cuenca del Ebro cabalgados en el sector de Cameros.

- Tramo predominantemente margoso del Liás Superior.- Los sondeos revelan que se encuentra presente en gran parte de la zona, limitando el tramo carbonatado del Liásico Inferior.

- Formaciones margosas del resto del Jurásico.- Con carácter local puede haber buenos confinamientos en estos tramos.

- Formaciones margosas del Cretácico Inferior.- La distribución de facies del Cretácico Inferior es muy compleja, pero puede haber buenos confinamientos de carácter local, especialmente interesantes en los sectores con mayor espesor de Cretácico Inferior (Cameros).

- Materiales de relleno de cuencas cenozoicas interiores de la Ibérica.- En las cuencas interiores de la Ibérica y los Catalánides con rellenos superiores a 800 m (límite de profundidad establecido para almacenamiento de CO₂) el relleno cenozoico puede constituir un buen confinamiento. La Cuenca de Calatayud presenta relleno evaporítico potente en las zonas centrales (500 m de evaporitas basales en el sector septentrional de la cuenca), siendo el espesor total de relleno de unos 700 a 1.200 m. Otras cuencas interiores no parecen tener suficiente espesor.

- Materiales de relleno de cuencas cenozoicas de la Depresión Prelitoral de los Catalánides.- En la Depresión Prelitoral se encuentran albergadas diversas pequeñas cuencas, unas exhumadas (Vallès-Penedès, El Camp, Vilanova i la Geltrú, Pla de Barcelona) y otras sumergidas (Barcelona, Tarragona), cuyo relleno (Oligoceno Superior-Cuaternario) llega a alcanzar los 4.000 m.

- Relleno cenozoico submarino del Surco de Valencia.- Los sondeos en el mar indican la presencia de un importante espesor de sedimentos finos sobre el sustrato mesozoico-paleozoico.

2.6.4. UNIDADES PRESELECCIONADAS COMO POSIBLE ALMACÉN DE CO₂ EN LA CORDILLERA IBÉRICA

A continuación se describen las unidades potencialmente favorables para el almacenamiento geológico de CO₂, así como las posibles unidades que actuarían como sello. En el caso de la Cordillera Ibérica todas los niveles seleccionados (Figura 52) pertenecen al Triásico Medio, en facies dolomítica de Muschelkalk.

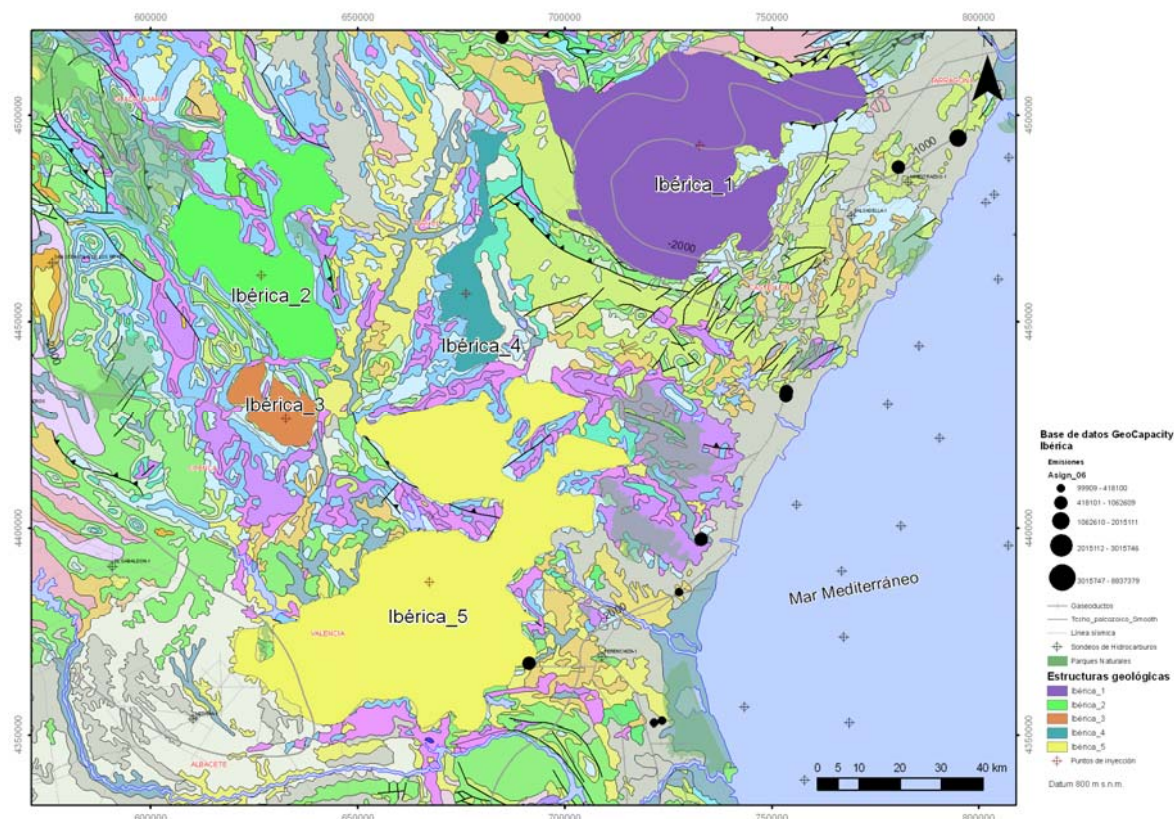


Figura 52: Distribución espacial de las áreas delimitadas como almacén de CO₂ dentro de la Cordillera Ibérica (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2009)

❖ *Ibérica_1 – Ibérica_5*

Las unidades dolomías de Landete, areniscas, margas y yesos de Mas y dolomías y calizas de Cañete (Anisiense-parte inferior del Carniense, Triásico medio-superior) de base a techo respectivamente, constituyen la Facies Muschelkalk al SE de la **Rama Castellana** de la Cordillera Ibérica.

Esta distribución de la facies Muschelkalk ha sido descrita por Márquez-Aliaga y López-Gomez (1989) en el sector SE de la rama Castellana, en una franja con dirección NO-SE que incluye las localidades de Cueva de Hierro (Cuenca), en su extremo más noroccidental y los alrededores de Chelva (Valencia) en su extremo meridional. En este sector, el Muschelkalk está constituido por tres unidades. La unidad inferior y la unidad superior son carbonatadas, mientras que la intermedia está constituida por lutitas, margas y yesos. Por encima de la unidad carbonatada superior

se sitúa la Facies Keuper, cuyas características sedimentológicas son parecidas a las de la unidad intermedia.

Las tres formaciones antes citadas que constituyen la Facies Muschelkalk en esta zona de estudio, fueron definidas con carácter informal por López (1985) como formación «dolomías de Landete» y formación «dolomías y calizas de Cañete» para las unidades carbonatadas inferior y superior respectivamente y, formación «areniscas, margas y yesos del Mas» para la unidad intermedia. La unidad intermedia muestra cambios litológicos en los cuerpos que se encuentran intercalados en ella, siendo más detríticos hacia el NO y carbonático-evaporíticos hacia el SE.

La unidad carbonatada inferior, presenta lateralmente una importante variación de potencia, oscilando entre 48m en los alrededores de Chelva (Valencia) hasta desaparecer gradualmente en los alrededores de Valdemeca (Cuenca). Aunque la litología dominante en esta unidad es la dolomía, pueden también aparecer arcillas, margas y areniscas intercaladas. Las dolomías suelen presentar color ocre, con tamaño de cristal de medio a fino. Hacia la base, suelen tener alto contenido en granos de cuarzo, así como algunos niveles con alto contenido en hierro, situados tanto a la base como a techo. En conjunto, presenta pequeños niveles tableados centimétricos. Los contactos de esta unidad con las unidades infra y suprayacentes son siempre localmente concordantes aunque existe una discordancia angular de muy bajo ángulo a nivel regional menos con la unidad infrayacente (López y Arche, 1988), definida como formación areniscas del Cañizar (López, 1985) que es la más alta estratigráficamente de la Facies Buntsandstein en este área, entre cuyo tránsito aparecen niveles de alteración y de alto contenido en hierro que indican detención en la sedimentación. Los hallazgos paleontológicos, no permiten una datación concreta para esta unidad, sin embargo, podemos situarla en el Anisiense (Triásico medio) por dataciones con conjuntos de polen y esporas realizadas en las unidades inmediatamente inferior y superior (Doubinger *et al.*, en prensa).

La unidad carbonatada superior aparece en toda el área de estudio. Presenta una disminución gradual de potencia hacia el NO pero básicamente se mantienen sus características generales. La litología dominante es la dolomía, aunque en menor proporción aparecen también calizas, margas y arcillas. Las dolomías son de color gris y presentan un tamaño de grano de medio a fino. En la base, aparecen granos de cuarzo de tamaño grueso. Las alternancias de calizas y margas dominan hacia el techo de la unidad así como los niveles con alto contenido en hierro. En el extremo NO del área de estudio, esta unidad se apoya directamente sobre el Paleozoico inferior, pero normalmente se sitúa de forma concordante, al menos de forma local sobre la unidad intermedia. La unidad suprayacente está ya incluida en la Facies Keuper; el tránsito entre ambas es neto, mediante niveles de costra y, al menos de forma local, es concordante. La edad de la unidad superior carbonatada es Ladiniense (Triásico medio) (Boulouard y Viallard 1981) e, incluso parte más baja del Carniense (Triásico superior) (López, 1985 y Doubinger *et al.*, [en prensa]).

Para ambas unidades carbonatadas, la evolución sedimentaria correspondería a la de una rampa carbonatada en el sentido de Arh (1973) y Read (1985) con una tendencia general de somerización hacia techo, tanto a nivel de secuencia individual como de cada unidad por separado. Dicha plataforma, incluiría ambientes sub, inter y supramareales.

De forma general, ambas unidades carbonatadas comienzan su evolución sedimentaria mediante la instalación de una plataforma carbonatada con una etapa más marina y energética. Después de esta etapa el mar se retiró, haciéndolo de forma brusca para la unidad inferior carbonatada, dando con ello la aparición de una superficie neta, ferruginosa, que indicaría una parada en la sedimentación e, incluso, evidencias de paleokarstificación (López *et. al.*, 1988). En esta misma unidad se

produjo posteriormente una nueva incursión marina permitiendo la instalación de una nueva plataforma carbonatada cuyos subambientes reflejan unas condiciones energéticas menores con una presencia progresivamente dominante del término supramareal y con una tendencia general regresiva realizada a pequeños impulsos.

Más al norte, en la **Rama Aragonesa** de la Cordillera Ibérica, Meléndez et al (1995) han descrito las facies del Triásico Medio en facies Muschelkalk. El área estudiada está enmarcada por los afloramientos paleozoicos que constituyen la Rama aragonesa. Estos se extienden con orientación NO-SE desde el Moncayo hasta Montalbán, constituyendo las Sierras de la Virgen, Vicort, Algairén y Cucalón, en una primera alineación que separa la depresión del Ebro de la fosa de Calatayud, y una segunda alineación de la misma orientación con las Sierras de Pardos y Santa Cruz, que se extienden entre Ateca, Daroca, Gallocanta y Calamocha. Adosados a ellos se encuentran discordantes los materiales triásicos, que aparecen con las características de las facies de tipo germánico. En este trabajo se caracteriza la extensión lateral y la distribución de facies dentro de los cortejos sedimentarios de dos secuencias deposicionales, denominadas Secuencia inferior y Secuencia superior del Triásico Medio. Por correlación con las secuencias definidas previamente en el sector suroriental de la Cordillera, se propone una edad Anisiense y Anisiense superior – Carniense inferior para cada una de ellas.

La secuencia inferior se restringe espacialmente a la zona oriental, alcanzando su máximo desarrollo en el área de Montalbán (hasta 70 m). En el sector del Moncayo tiene espesores de hasta 15 m. Ambos dominios constituyen dos subcuencas, separadas por un umbral de orientación NE-SO, que actualmente se corresponde con las Sierras de Vicort y Algairén. Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta secuencia comprende una unidad margosa basal, bien diferenciable de las facies Buntsandstein, y que hemos identificado como facies Röt, y otra dolomítica, denominada unidad carbonatada inferior. **La unidad carbonatada inferior** está constituida por una sucesión de dolomías tableadas o estratificadas, a veces bioclásticas, con señales de bioturbación, laminación paralela y cruzada, laminaciones estromatolíticas y estructuras de exposición subaerea (*tepees, mud cracks*). Generalmente en la base se sitúan niveles de arcillas, margas y areniscas, entre los que suelen intercalarse otros de dolomías de poca potencia. Estos niveles basales tienen el color rojo característico de las facies Buntsandstein infrayacentes, y están separadas de ellas por un nivel de brecha, superficie ferruginosa o *hardground*.

La unidad carbonatada inferior es correlacionable con las Formaciones Marines y Landete de López-Gómez & Arche (1992a) y con las unidades Lutitas y margas de Cálcena y Dolomías de Illucca de Arribas (1986). También es equivalente de la «Barra inferior» de la Formación carbonatada media de Garrido & Villena (1977), y del «Muschelkalk inferior» de Marín (1974).

El **Tramo Intermedio** está constituido por margas y arcillas rojas entre las que se intercalan niveles poco potentes o láminas de dolomías, así como dolomías estratificadas, yesos estratificados o masivos y niveles arenosos. Esta unidad se ha reconocido en la práctica totalidad de los perfiles estudiados. Se sitúa estratigráficamente entre los dos conjuntos carbonatados, como ocurre en los sectores del Moncayo y del anticlinorio de Montalbán, o bien directamente sobre la facies Buntsandstein, caso del sector de los montes de Ateca-Gallocanta. En el sector del Moncayo tiene una potencia considerable, superior a los 40-45 m en los perfiles de Morés, Brea y Rodanas, adelgazándose hacia el NO y SE respectivamente, hasta quedar reducido a 7-8 m en los perfiles de Pomer y Paniza, a la vez que desaparece la unidad carbonatada inferior. Esta situación se repite en el sector de Montalbán, con valores que oscilan entre los 25 m de Torre de las Arcas y Anadón o los 40 m de La Hoz de la Vieja y Maicas, que disminuyen bruscamente hacia el NO hasta llegar a 12 m en Cucalón, a la vez que desaparece la unidad inferior.

Esta unidad es equivalente a la Fm. Mas de López-Gómez & Arche (1992a), a la unidad de Lutitas y margas de Trasobares de Arribas (1986), a la intercalación detrítica evaporítica intermedia de Garrido & Villena (1977), al «Anhydritgruppe» de Marín (1974) y al tramo rojo intermedio de Virgili (1955).

La Secuencia superior es más expansiva, puesto que se reconoce a lo largo de todo el área de estudio. Consiste en dos unidades litoestratigráficas, denominadas tramo detrítico intermedio y unidad carbonatada superior. La unidad carbonatada superior está constituida por una sucesión de dolomías estratificadas ocasionalmente nodulosas, tableadas o laminadas, que hacia techo pasan a una alternancia de margas grises y dolomías tableadas.

La unidad está presente en todo el área estudiada, con espesores que oscilan entre 60 y 85 m, si bien puede alcanzar los 100 m en los perfiles de Pardos y Brea o los 120 m en Anadón. Las potencias menores se observan en las localidades de Noviercas, Alhama, y Rubielos de la Cérida, con espesores de 40-45 m. Descansa siempre sobre los niveles del tramo intermedio, y pasa hacia techo de manera muy neta a las arcillas y margas de las facies Keuper. Esta unidad es correlacionable con la Fm. Cañete de López Gómez & Arche (1992a), con las Fms. de Tramacastilla, Cuesta del Castillo y Royuela de García-Gil (1991b), con el grupo carbonatado superior de Arribas (1986), que incluye dos unidades, las «dolomías basales» y «dolomías y margas superiores», con la «barra carbonatada superior» de la Formación carbonatada media de Garrido & Villena (1977), con el Muschelkalk superior de Mann (1974), y con las capas dolomíticas y capas de Royuela de García Royo & Arehe (1987).

Con el fin de intentar identificar estructuras a escala local se ha realizado un estudio de correlación de detalle entre varios sondeos emplazados en la zona de Maestrazgo (situado en la zona SE de la Rama Aragonesa). En base a una primera revisión de la bibliografía se ejecutó un recorrido de campo por el sector seleccionado al objeto de comprobar y observar in situ las características y disposición de los niveles marcados como posibles almacenes. En afloramiento, las características de porosidad y permeabilidad, tanto primaria como secundaria, de los materiales calizo-dolomíticos del Muschelkalk, no parece ser muy favorable, especialmente porque la deformación frágil (fracturas) no está muy desarrollada y la porosidad en los carbonatos del M-III Y M-I es prácticamente nula, mientras que en las areniscas y conglomerados del Buntsandstein se estimó como no superior al 8%. Evidentemente estos valores están basados en apreciaciones organolépticas y deberán ser corroboradas mediante los ensayos pertinentes.

El corte geológico entre los sondeos Bobalar 2-Mirambell-1 (I-I')

Al estar realizado en una dirección, NO-SE, subparalela a la directriz de plegamiento general, dibuja los diferentes tramos, formaciones y conjuntos con una gran simetría y en disposición casi horizontal, excepto en el sondeo Bobalar-2 en donde la estructura antiformal es perpendicular a aquellas.

Se observa una gran regularidad geométrica de las diferentes series, manteniendo, sin grandes variaciones, sus potencias aparentes (figura 53).

De cara a nuestros objetivos cabe destacar:

- La continuidad del sello-almacén que presentan, en principio, los niveles del Keuper y los tramos carbonatados (dolomías) del Muschelkalk III (M-III) con potencias y profundidades adecuadas.
- La irregularidad de los materiales subyacentes al considerado como M-III.

Corte geológico entre los sondeos Bobalar 1-2 y Mirambell-1 (II-II').

En este corte oblicuo a las directrices generales de plegamiento, se observa una gran correspondencia en las columnas de los sondeos Bobalar 1 y Bobalar 2, en donde se describen series casi idénticas en litología y espesor esencialmente. Sin embargo la perforación Maestrazgo-1 presenta dos grandes anomalías con respecto a los otros sondeos, una desmesurada potencia del Malm y no cortar materiales del Muschelkalk, pasando directamente del Keuper a los niveles considerados como del Buntsandstein y Paleozoico.

Por lo anterior, el conjunto sello-almacén que podría constituir el Keuper y el M-III cortados en los sondeos Bobalar 1 y 2 se supone que se acuña en dirección SO, sin que se pueda precisar el punto en donde desaparece por no deposición o laminación del M-III.

Lo más llamativo de este corte es la desaparición del potente conjunto asignado al Muschelkalk II, cortado en los sondeos Bobalar 1 y 2 con espesores superiores a los 1000 m (ver figura 54).

Corte geológico entre los sondeos Maestrazgo 1 y 2 (III-III')

En este corte, oblicuo a la dirección de las estructuras generales, vuelve a ponerse de manifiesto la anomalía que representa el sondeo Maestrazgo-1 con respecto a los demás ya que en el Maestrazgo-2 vuelven a perforarse las distintas series con características litológicas y geométricas similares a las encontradas en los sondeos Bobalar 1 y 2 y Mirambell-1, llegándose incluso a reconocer el tramo carbonatado del Muschelkalk-I (M-I), con una serie superior arcillosos-evaporítica, asignada al M-II, con un espesor determinado y coherente con las que presentan estas series y pisos en otros sectores de la Cordillera Ibérica (figura 55).

Por ello no se puede establecer la correlación lateral hacia el NE de los niveles de interés como posible almacén, M-III y M-I en este caso.

Conclusiones

Las formaciones sello-almacén que podrían considerarse en un futuro son las constituidas por los materiales arcillosos-evaporíticos del Keuper (sello) sobre los calizo-dolomíticos del Muschelkalk II (M-II) (almacén). Esta dualidad presenta una gran continuidad en toda esta zona de la Cordillera Ibérica, en especial en la Rama Aragonesa, unas características geométricas muy constantes y adecuadas a nuestros objetivos, así como la profundidad a que se encuentran.

Sin embargo siendo apropiada incluso la salinidad del fluido contenido en los niveles almacén, no poseen, al menos en las observaciones y análisis efectuados hasta el momento, unas características buenas de porosidad y permeabilidad. La porosidad primaria debida a los poros de la roca se estima con valores inferiores al 3% mientras que la permeabilidad secundaria originada por fracturación es baja e irregular, a tenor de lo observado en los afloramientos reconocidos en la zona.

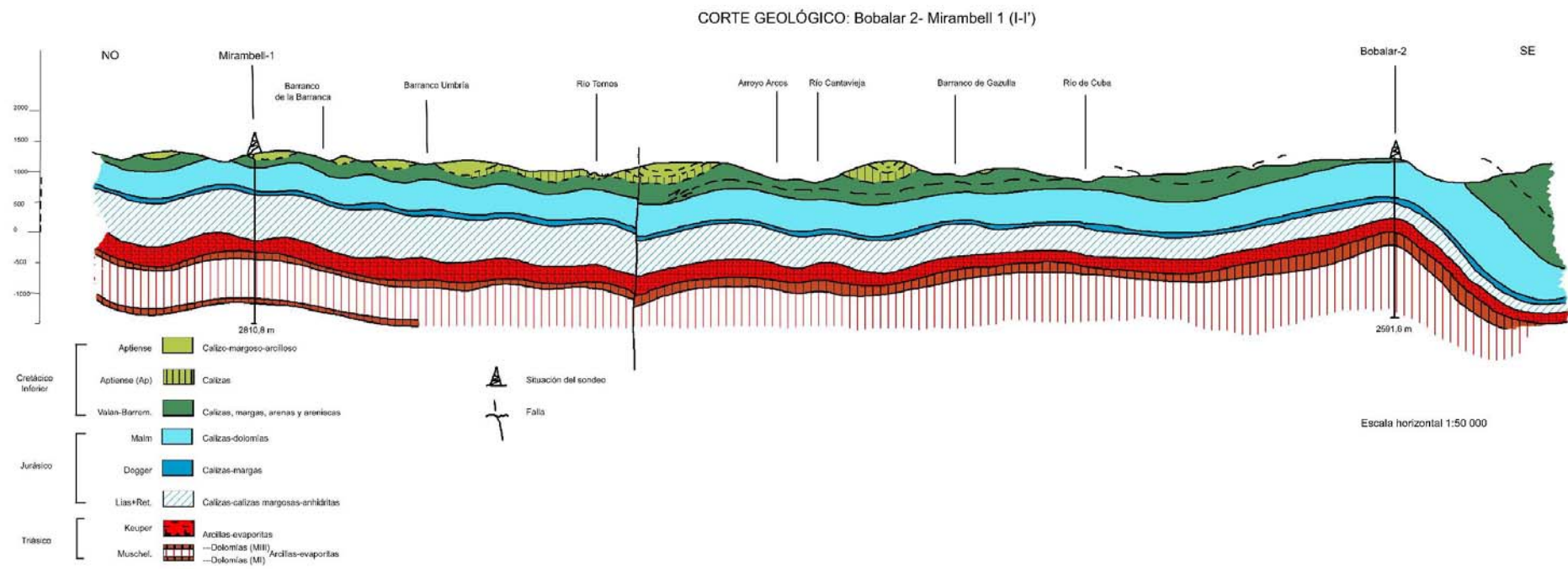


Figura 53: Corte geológico entre los sondeos Bobalar 2- Mirambell-1(I-I') (G. Ramos et al., ITGE, 1991)

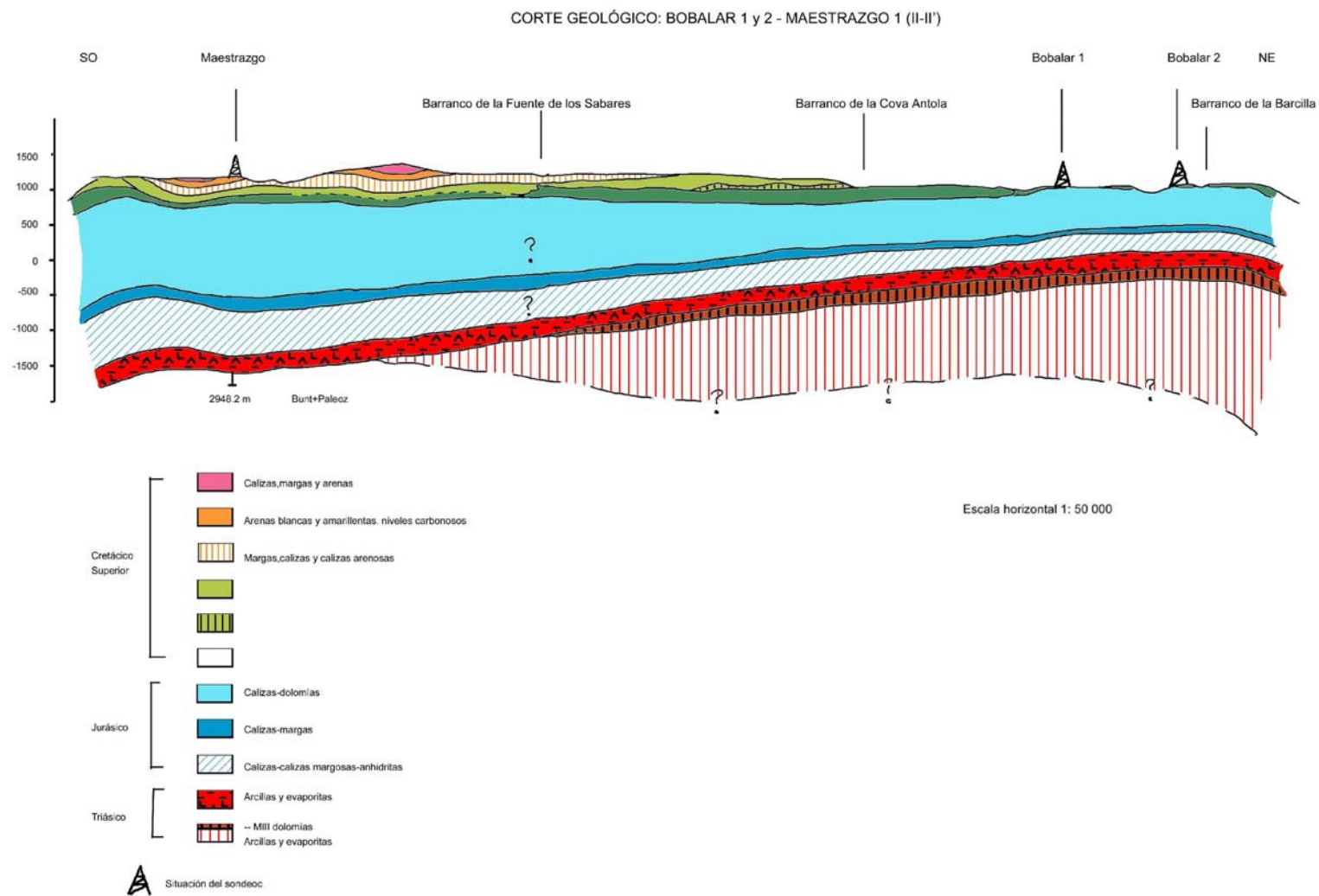


Figura 54.: Corte geológico entre los sondeos Bobalar 1y2 - Maestrazgo-1 (II-II') (G. Ramos et al., ITGE, 1991).

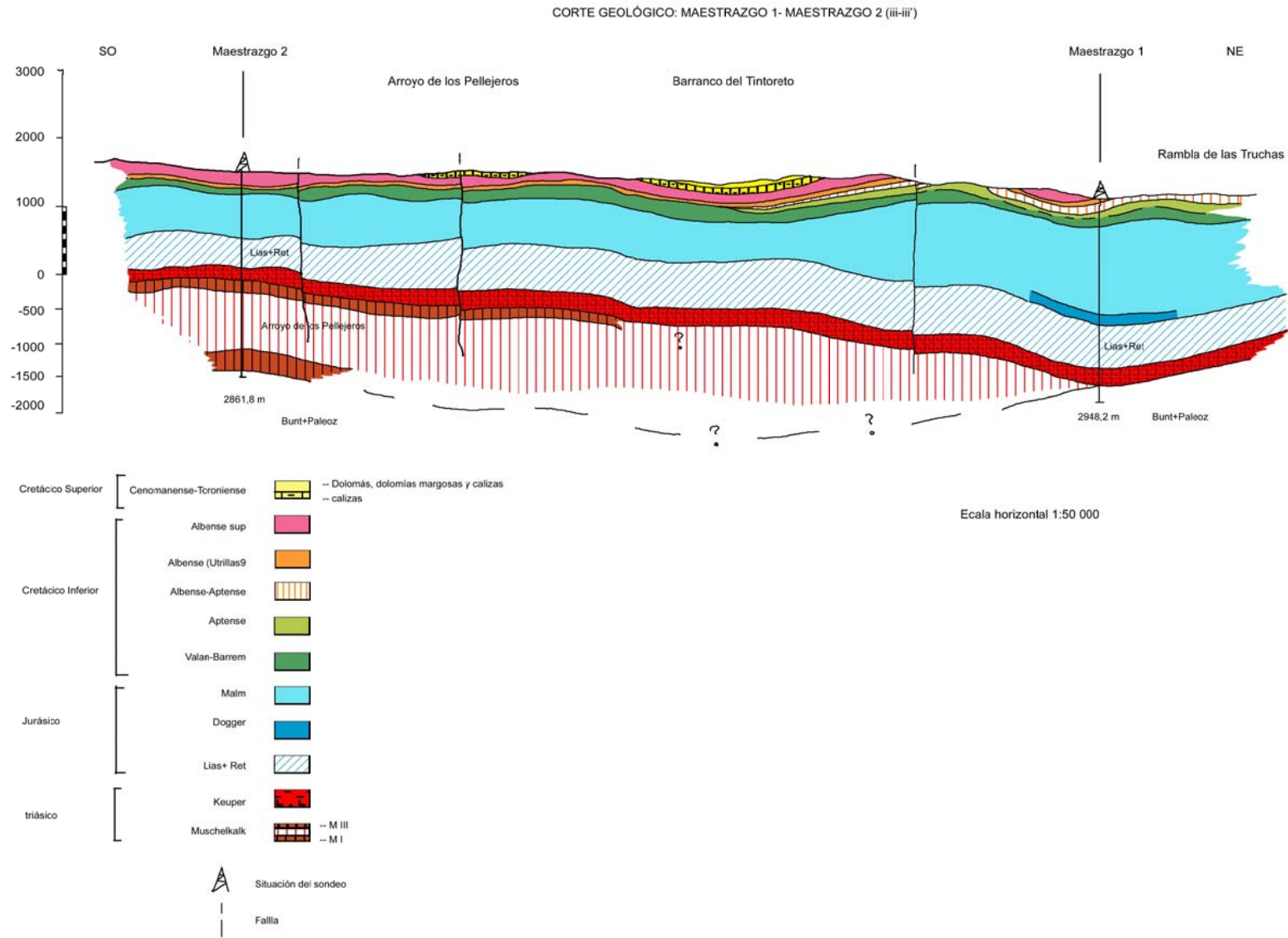


Figura 55: Corte geológico entre los sondeos Maestrazgo1- Maestrazgo 2 (III-III') (G. Ramos et al., ITGE, 1991)

Tabla 19: Características geológicas de las zonas seleccionadas como posibles almacenes (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Nombre	Edad de la formación	Litología	Techo formación	Base formación	Litología del sello	Edad del sello	POROSIDAD	SALINIDAD (ppm)
Ibérica_1	Triásico Medio	Dolomías	1250	1400	Arcillas	Triásico Superior (Keuper)	0,1	—
Ibérica_2	Triásico Medio	Dolomías	1800	1950	Arcillas	Triásico Superior (Keuper)	0,1	—
Ibérica_3	Triásico Medio	Dolomías	1800	1950	Arcillas	Triásico Superior (Keuper)	0,1	—
Ibérica_4	Triásico Medio	Dolomías	1800	1950	Arcillas	Triásico Superior (Keuper)	0,1	—
Ibérica_5	Triásico Medio	Dolomías	1800	1950	Arcillas	Triásico Superior (Keuper)	0,1	—

Tabla 20: Capacidad de almacenamiento calculada para cada objetivo prioritario y los parámetros empleados en su cálculo (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Estructura	Área (m2)	Espesor	Densidad CO2 (kg/m3)	Volumen (m3)	Factor de eficiencia	Capacidad total estimada (Mt)
Ibérica_1	2,44E+09	150	475	5,77E+09	2	348,17
Ibérica_2	1,10E+09	150	690	3,66E+10	2	228,73
Ibérica_3	2,30E+08	150	690	1,66E+10	2	47,60
Ibérica_4	3,62E+08	150	690	3,45E+09	2	74,85
Ibérica_5	3,48E+09	150	690	5,42E+09	2	721,13

3. POSIBILIDADES DE ALMACENAMIENTO DE CO₂ EN CAPAS DE CARBON EN ESPAÑA

3.1. ESTIMACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE CO₂ EN CAPAS DE CARBÓN EN ESPAÑA

Uno de los objetivos del proyecto Geocapacity es el cálculo de la Capacidad de almacenamiento de CO₂ en almacenes económicos con recuperación secundaria como son los depósitos de petróleo y gas (EOR y EGR) y las capas de carbón con alto contenido en metano (ECBM). Estos trabajos se enmarcan dentro del denominado grupo de trabajo 3, liderado por el Instituto Francés del Petróleo (IFP).

Para llevar a cabo los cálculos de la capacidad de CO₂ que podría ser almacenada en las capas de carbón a través de posibles futuras operaciones de recuperación realizada de metano con almacenamiento de CO₂ (CO₂-ECBM), se ha empleado la metodología desarrollada en el proyecto GESTCO, antecesor del proyecto GeoCapacity.

España cuenta con una amplia y arraigada historia de la minería del carbón. A pesar de ello, la producción minera ha descendido drásticamente en la última década, derivando en una clausura masiva de las minas de carbón del país.

A pesar del descenso de la actividad minera, ésta continúa en marcha en la mayor parte de las cuencas carboníferas, localizadas principalmente en tres grandes zonas dentro de la península: Zona Noroeste, que incluye la cuenca Central Asturiana, Zona Noreste, que comprende Teruel y los Pirineos, y Zona Suroeste (figura 56).

Cada una de estas zonas no sólo posee diferentes recursos de carbón sino también carbones de distintas características y contenido en gas por lo que, el potencial de ECBM y de almacenamiento de CO₂ difiere también de una zona a otra.

La zona Sur-Occidental comprende siete zonas carboníferas diferentes, las cuales son explotadas en su mayor parte, por lo que a pesar de su alto contenido en gas metano, alrededor de 6,5 m³/t, el total de reservas de CBM es muy bajo. Los carbones de esta zona son de edad Viseense-Westfaliense B, con una alternancia de pizarras y areniscas, y su rango varía entre bituminoso C y semi-antracita. El total de recursos de carbón estimado en estas siete zonas es de unos 318 Mt, si bien, la parte Este de la cuenca no computa en esta cantidad ya que todos los recursos son minables.

En esta zona Sur-Occidental se ha seleccionado la cuenca del Guadiato para situar el posible punto de inyección de CO₂. Se ha considerado una profundidad de inyección a partir de 800 m y un volumen total de carbón de 100 Mm³. El gas in place (PGIP) ha sido estimado en 900 Mm³, en condiciones normales de presión y temperatura, que, con un porcentaje razonable de sustitución, supone una capacidad total de almacenamiento de CO₂ de aproximadamente **3,3Mt**.

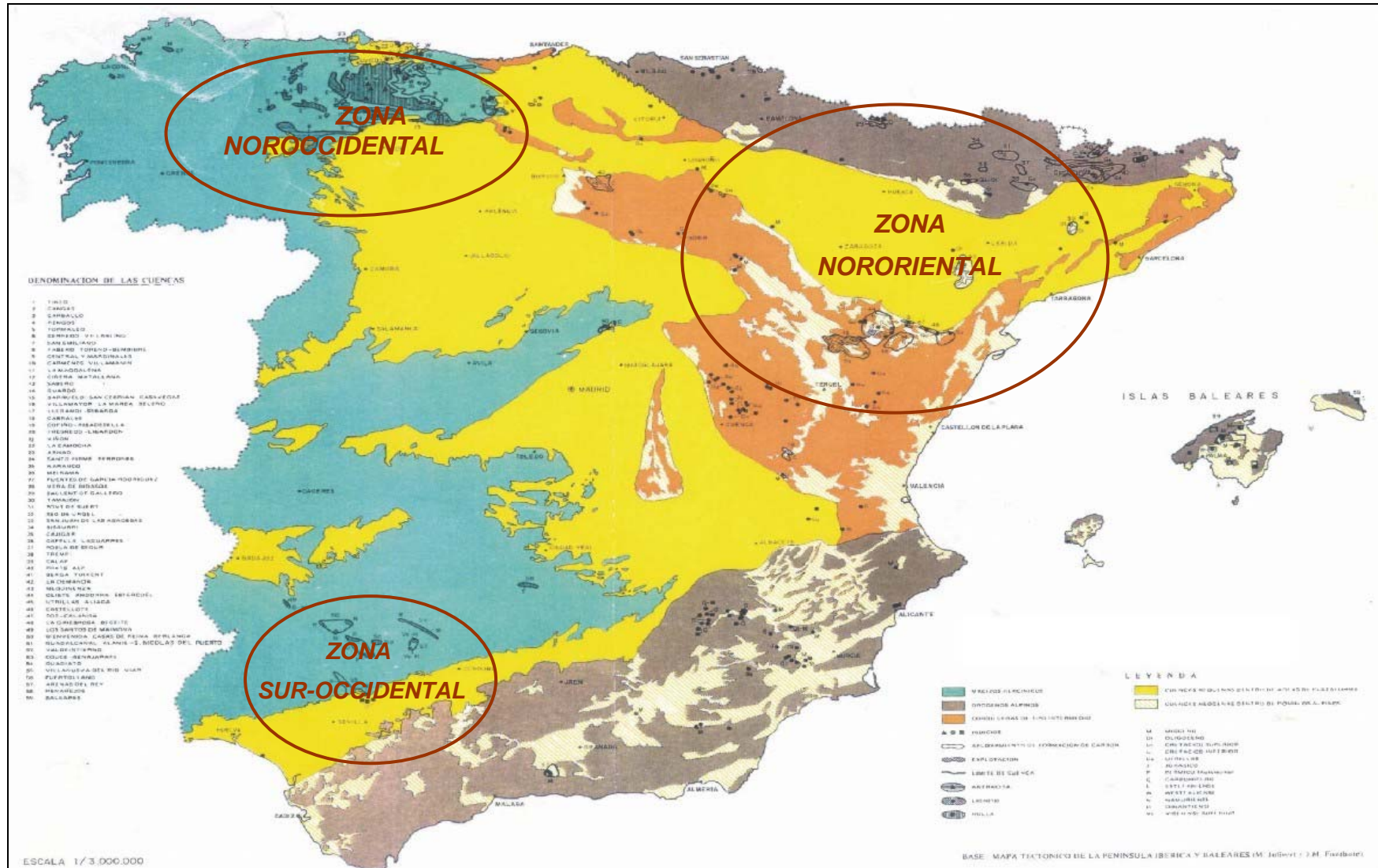


Figura 56 Situación de las principales zonas mineras en España (Fuente: Inventario de Recursos Nacionales de Carbón; IGME, 1982)

➤ La **zona Nororiental** se encuentra dividida a su vez en dos zonas principales: Teruel y Pirineos.

La zona de Teruel es una cuenca con carbón cretácico sub-bituminoso bastante productivo pero sin contenido en metano. Por esta razón esta cuenca no tiene potencial de CBM y, consecuentemente, tampoco potencial de almacenamiento de CO₂.

En los Pirineos, el rango del carbón es un poco mayor (bituminoso B) debido a una intensa actividad tectónica pero también se trata de un carbón cretácico, más concretamente de edad Maastrichtiense-Daniense (Garumn). Se ha seleccionado la cuenca de Berga para la situación del posible punto de inyección de CO₂. La profundidad de las capas de carbón ha sido estimada en 1200 m y los recursos de carbón en 200 Mm³. Con un contenido medio en metano de 4,69 t/m³, el gas in place PGIP estimado es de 2.000 Mm³ en condiciones normales de presión y temperatura. Los cálculos realizados indican una capacidad de almacenamiento de CO₂ estimada en **7,5Mt**.

➤ La **zona Noroccidental** es la zona carbonífera más importante en España. Contiene tres importantes cuencas carboníferas diferentes: Cuenca Central Asturiana, Cuenca Norte de León y Cuenca de Villablino. En esta zona se localizan además otras pequeñas cuencas con alto contenido en gas. El rango del carbón es bituminoso en diferentes grados alcanzando el grado de semi-antracita en algunas zonas. Esta zona cuenta con un potencial importante de CBM por lo que se han llevado a cabo distintas iniciativas para la producción de CBM en la Cuenca Central Asturiana y en la Cuenca del Norte de León.

La Cuenca Central Asturiana es la que posee mayores recursos de carbón y de CBM, con un gas in place PGIP estimado de 30.000 Mm³. El carbón, de edad Westfaliense, tiene un contenido medio en gas metano de 5,5 m³/t, que en algunas zonas puede alcanzar hasta 16 m³/t. Los cálculos indican una capacidad de almacenamiento de CO₂ de **130 Mt**.

La larga historia de la minería subterránea está íntimamente vinculada a la presencia de una gran cantidad de centrales eléctricas en la región, lo que hace que Asturias sea la provincia española con mayores tasas de emisión de CO₂.

En esta Cuenca se han seleccionado tres posibles puntos de inyección: San Nicolás, María Luisa y Aller. Las profundidades de carbón consideradas han sido de 1.200 m para la primera y de 1.000 m para las dos últimas. Los volúmenes de carbón estimados en ellas han sido de 250, 2.500 y 1.300 Mt, respectivamente. Teniendo en cuenta los altos contenidos en metano de los carbones, que en algunas mediciones llega a alcanzar valores de hasta 8 m³/t, se estimó un gas in place de 600, 16.000 y 8.000 m³ para dichas zonas.

La Cuenca Norte de León es actualmente la cuenca de carbón más productiva en España, debido principalmente a la alta tasa de extracción de las minas a cielo abierto. El volumen de carbón estimado ha sido de 650Mm³. El carbón, de edad Estefaniense, posee un alto contenido en gas, estimándose una media de 7,96 m³/t. El gas in place PGIP en esta cuenca se ha estimado en 7.400 Mm³ y la capacidad de almacenamiento en **28,5 Mt** de CO₂. La zona de inyección seleccionada es la del pozo Aurelio.

La Cuenca de Villablino también continúa, gracias a la minería subterránea y a cielo abierto, operando a relativamente alta productividad. Los recursos de carbón, de edad Estefaniense, son importantes, alrededor de 650 Mm³. El contenido en gas se ha estimado en 5 m³/t, por lo que el gas in place PGIP se ha estimado en 3.000 Mm³. La capacidad de almacenamiento de CO₂ calculada es de **12,5 Mt**.

En esta Zona Noroccidental existen, como ya se ha indicado antes, otras cuencas pequeñas como Barruelo, Magdalena o Teverga. Son cuencas pequeñas de edad Westfalinse-Estefaniense pero presentan alto contenido en gas que, en total, suponen un gas in place PGIP de de 3.700 Mm³ y una capacidad potencial de **14Mt de CO₂**.

La tabla siguiente muestra las edades y litologías principales de las cuencas carboníferas seleccionadas en España.

Tabla 21: Cuencas carboníferas seleccionadas en España para operaciones de ECBM con inyección de CO₂ (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

Cuenca carbonífera	Punto de Inyección	Edad	Litología
Sur-Occidental	Guadiato	Viseense- Estefaniense	Conglomerados, pizarras, calizas, areniscas y lutitas
Pirineos	Berga	Edad Maastrichtiense – Daniense (Facies Garumn)	Calizas, margas y areniscas
C. Central Asturiana	San Nicolás	Viseense- Westfaliense	Conglomerados, areniscas y pizarras
	María Luisa	Serpukhoviense- Westfaliense	Areniscas, calizas y conglomerados
	Aller	Serpukhoviense- Westfaliense	Conglomerados, areniscas y pizarras
C. Norte de León	Aurelio	Estefaniense	Conglomerados, areniscas y pizarras
Villablino	Calderón	Estefaniense	Conglomerados, areniscas, pizarras y lutitas
Barruelo	Calero	Westfaliense-Estefaniense	Lutitas, areniscas y calizas
Teverga	Teverga	Westfaliense	Calizas, pizarras y areniscas
Magdalena	Magdalena	Estefaniense	Conglomerados, areniscas y pizarras

Para llevar a cabo los cálculos de la capacidad de almacenamiento de CO₂ se ha utilizado la metodología establecida en el proyecto GeoCapacity para capas de carbón.

El potencial total de almacenamiento de CO₂ estimado en España es de **193,1Mt**.

Los datos sobre recursos de carbón de las cuencas españolas proceden, preferentemente, del Inventario de Recursos Nacionales de Carbón, actualizado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en 1985. Se han utilizado también los datos de las evaluaciones de gas en las cuencas españolas que se realizaron en el marco de los estudios de CBM entre los años 2000-2004 (IGME; 2003, Zapatero et al.,2004). Para llevar a cabo el cálculo de la capacidad de almacenamiento de CO₂ se utilizó un ratio de intercambio de 2, es decir, se ha considerado que cada molécula de CH₄ es sustituida por 2 moléculas de CO₂.

Se presenta en forma de tabla resumen (tabla22) las cuencas carboníferas españolas seleccionadas con potencial de almacenamiento de CO₂ en la que se indican los respectivos puntos de inyección seleccionados en cada cuenca. La posición de dichas cuencas queda reflejada en el mapa adjunto (figura 57).

Tabla 22: Cuencas carboníferas con potencial de CBM y potencial de almacenamiento de CO₂ en España (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

<i>Cuenca carbonífera</i>	<i>Punto de Inyección</i>	<i>Volumen de carbón (Mm³)</i>	<i>PGIP (Mm³)</i>	<i>Capacidad de Almacenamiento de CO₂ (Mt)</i>
Sur-Occidental	Guadiato	100	900	3,3
Pirineos	Berga	200	2.000	7,5
C.Central Asturiana	San Nicolás	250	6.000	15
	María Luisa	2.500	16.000	85
	Aller	1.300	8.000	30
C. Norte de León	Aurelio	650	7.400	28,5
Villablino	Calderón	650	3.000	12,5
Barruelo	Calero	200	1.800	7,5
Teverga	Teverga	100	1.000	3,5
Magdalena	Magdalena	100	900	3
Total		6.050	46.000	193,1

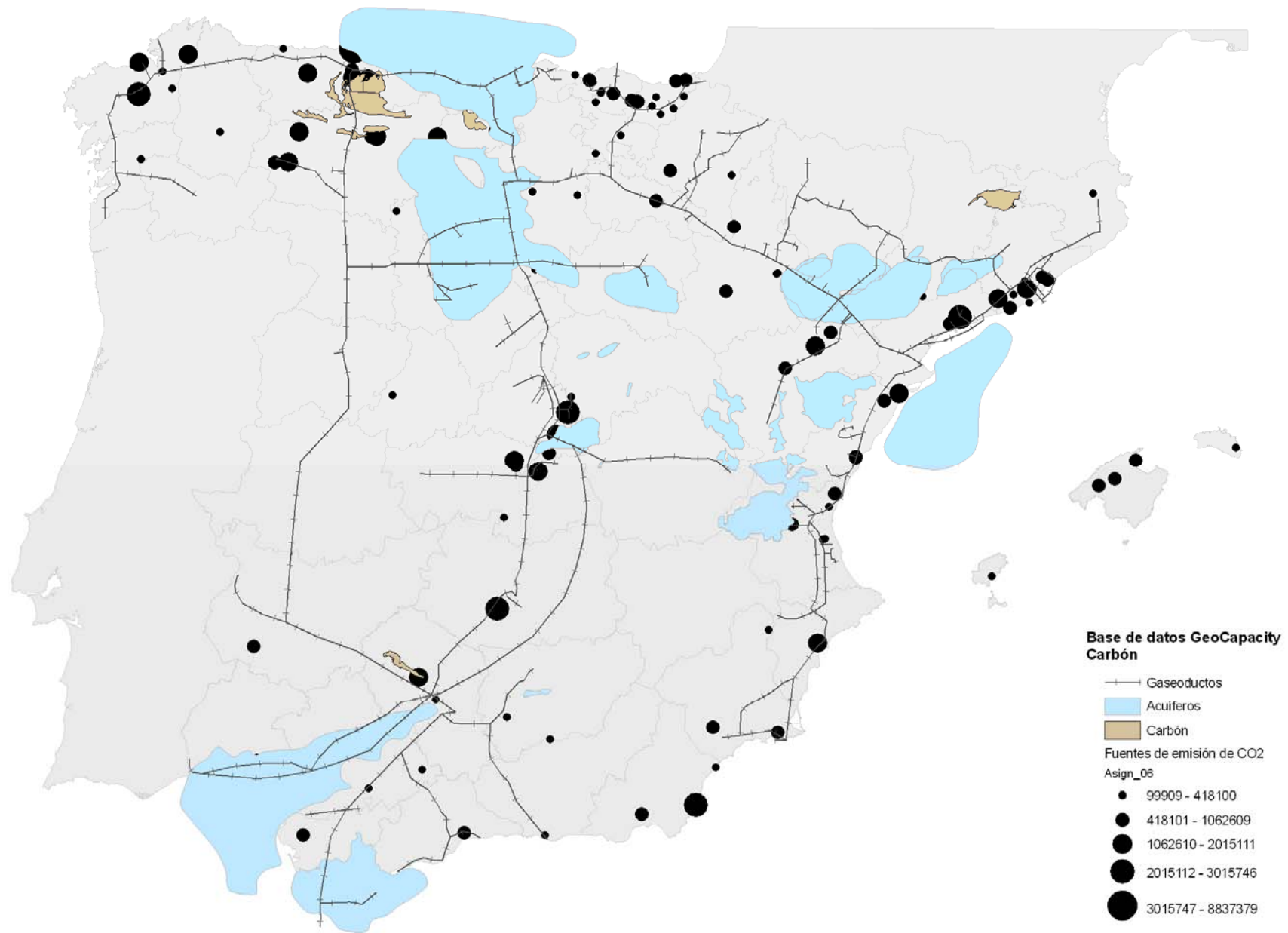


Figura 57: Selección de las zonas carboníferas con potencial de almacenamiento de CO₂ en España (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008).

Toda la información recogida fue introducida en el simulador CoalSeq con el objetivo de obtener estimaciones de la cantidad de metano que podría recuperarse tras la inyección de diferentes cantidades de CO₂ así como para verificar los resultados y coeficientes aplicados en los cálculos de la capacidad de almacenamiento de CO₂.

El simulador CoalSeq fue desarrollado por Advanced Resources International (EE.UU.) en el marco de los proyectos Coal Seq y Coal Seq II, dedicados al estudio del almacenamiento geológico de CO₂ en capas de carbón no explotables financiados por el Departamento de Energía de EE.UU. así como por compañías y agencias internacionales. En el marco de estos proyectos se llevaron a cabo dos inyecciones piloto en la cuenca de San Juan (Nuevo México, EE.UU.) que incluían la monitorización de la producción de metano. El simulador fue diseñado con el fin de predecir los resultados de un posible proyecto de ECBM con secuestro de CO₂. El simulador es capaz de presentar los resultados obtenidos gráficamente y en forma de tabla así como de llevar a cabo análisis de sensibilidad económica.

En el caso español se utilizó el simulador CoalSeq para la realización de estimaciones del potencial de producción de metano con inyección de CO₂ en las cuencas carboníferas de la zona Noroccidental, más concretamente de la Cuenca Central Asturiana, Norte de León y Villablino, para lo cual fue necesario introducir parámetros específicos de cada sitio de inyección propuesto. Se consideró que los carbones de dichas cuencas eran de rango medio y con una permeabilidad de 1mD. El ratio máximo de producción de metano por cada tonelada de CO₂ inyectada resultó ser de 70 m³/t según los cálculos del simulador. Los resultados se presentan en la tabla siguiente.

Tabla 23: Resultados obtenidos mediante el uso del simulador CoalSeq para un proyecto de ECBM con inyección de CO₂ en las Cuencas carboníferas españolas de la zona Noroccidental (IGME, Grupo de Almacenamiento CO₂, 2008)

País	Cuenca carbonífera	PGIP (Mm3)	Capacidad de almacenamiento de CO ₂ (Mt)	Rango del carbón	Permeabilidad (mD)	Ratio Max. CH ₄ /CO ₂ (m ³ /t)
España	Cuencas Noroccidentales	40,4	171	Medio	1	70

4. LA HERRAMIENTA ECONÓMICA (DSS)

4.1. DESCRIPCIÓN

La implantación de la captura y almacenamiento de CO₂ sólo será viable y sostenible si se le concede la importancia adecuada a los aspectos regulatorios y económicos. Para ello, es necesario optimizar la selección del emplazamiento de almacenamiento adecuado para cada fuente de emisión. La herramienta GeoCapacity DSS evalúa la viabilidad económica de casos o proyectos concretos de captura, transporte y almacenamiento de CO₂ (CAC), con el objetivo de ser aplicada en las primeras etapas de planificación de dichos proyectos y ayudar a encontrar las opciones más adecuadas a lo largo y ancho de Europa.

Por supuesto, las propiedades geológicas de las formaciones de almacenamiento son fundamentales dentro de cada proyecto CAC que, en términos generales, consistirá en un número variable de fuentes de emisión y potenciales almacenes unidos por una cierta red de tuberías de transporte (Figura 4.1). Conocidas las características y localizaciones de las fuentes y almacenes propuestos, DSS calcula la red de tuberías más adecuada para el caso planteado, de acuerdo a la base de datos de infraestructuras desarrollada en el seno del proyecto.

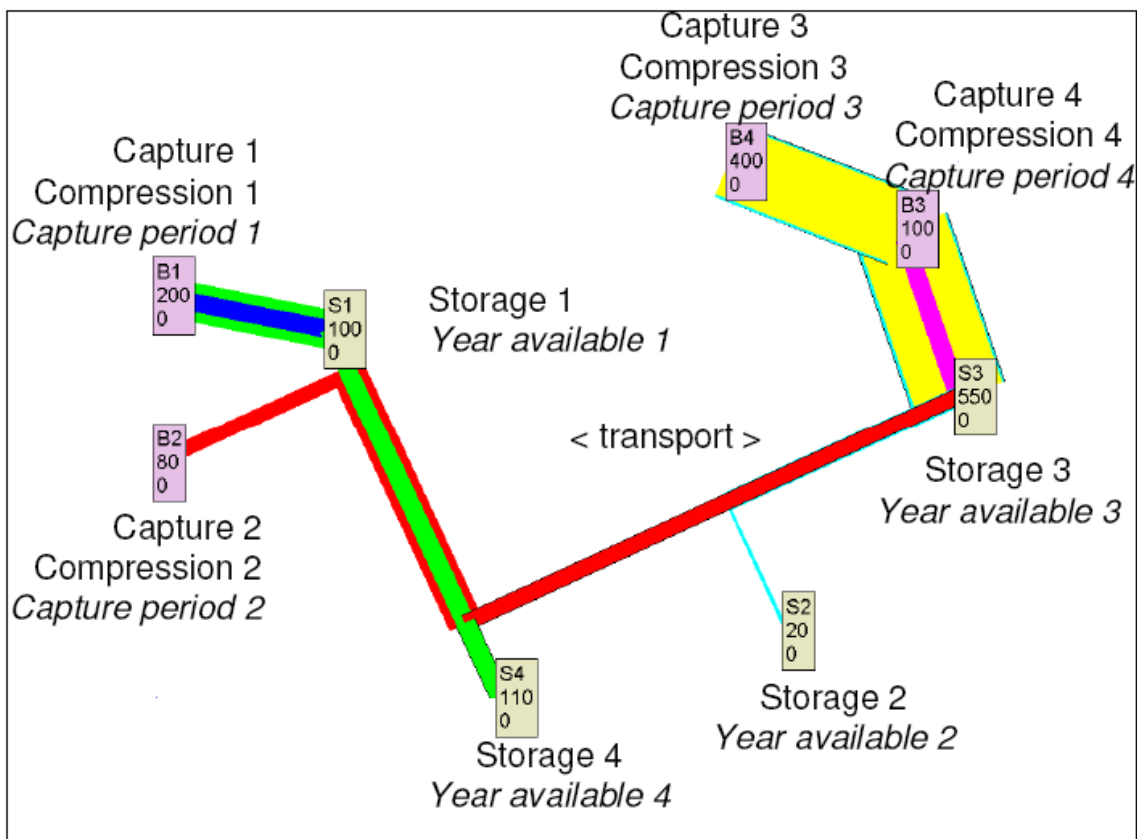


Figura 58: Esquema de una hipotética red de fuentes y sumideros de CO₂
(Fuente: GeoCapacity Economic Analysis Tool. Neele et al, 2009)

Sin embargo, la mayor ventaja de esta herramienta en esta etapa de evaluación de los proyectos es su capacidad de cálculo de los principales indicadores económicos, tales como su Valor Actual Neto (VAN) o Tasa Interna de Retorno (TIR), mediante el empleo de una aproximación de Monte Carlo, que permite tener en cuenta la incertidumbre en cualquiera de las variables de entrada, permitiendo también el

análisis de sensibilidad del proyecto en sus distintas etapas de captura, transporte y almacenamiento.

Un ejemplo de las posibilidades que ofrece DSS se puede ver en la figura 4.2 en la que se presenta una hipotética red CAC en Dinamarca, en la que se acomodan dos fuentes de emisión situadas en el continente y tres potenciales almacenes en la plataforma marina.

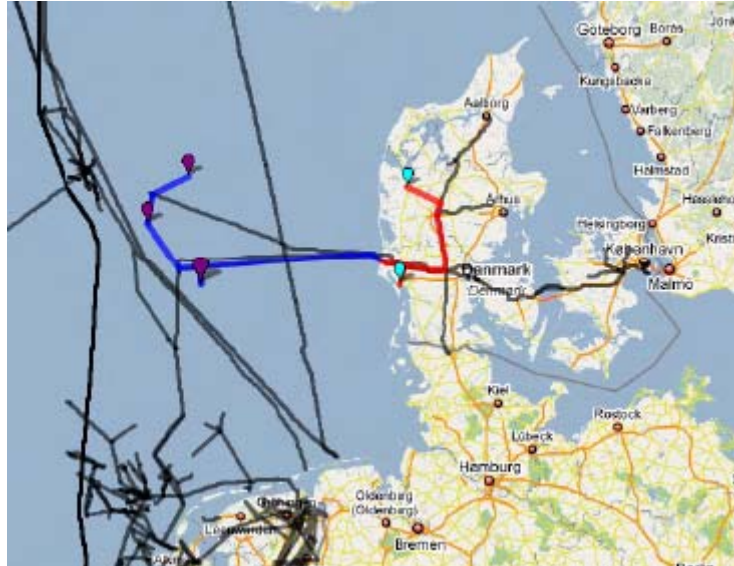


Figura 59: Propuesta de red CAC en Dinamarca para las fuentes propuestas (Fuente: GeoCapacity Economic Analysis Tool. Neele et al, 2009)

Para este caso se ha realizado un análisis económico completo que ha permitido, entre otras cosas, la obtención de gráficas sobre sus costes de capital (CAPEX) y de operación (OPEX), que muestran las incertidumbres, magnitudes y periodos de ejecución de dichos costes. En la figura 4.3 se presentan modelos de coste de inversión para almacenes complementarios.

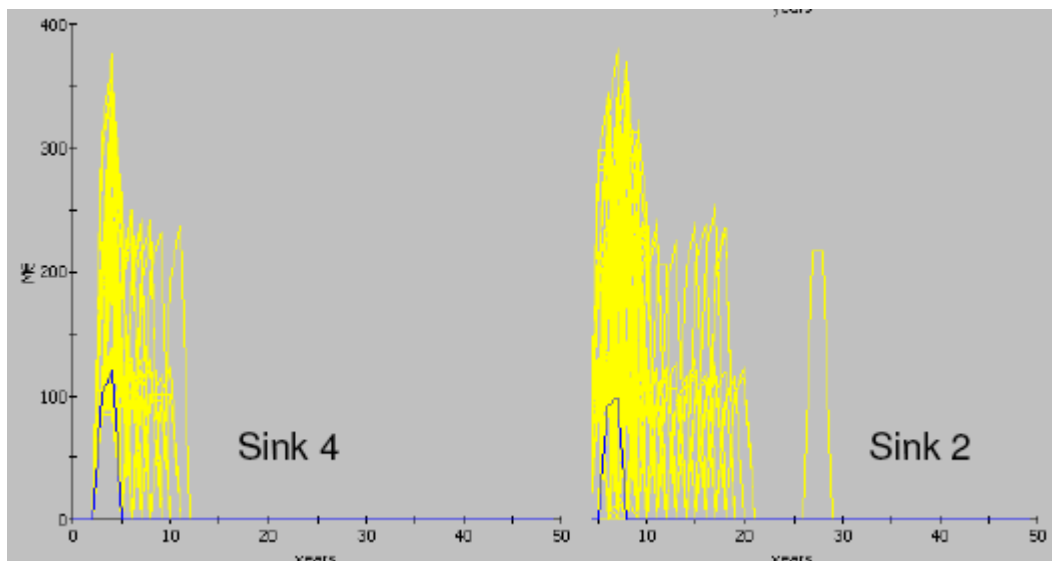


Figura 60: Gráfica de costes de operación en almacenes alternativos y complementarios (Fuente: GeoCapacity Economic Analysis Tool. Neele et al, 2009)

BIBLIOGRAFÍA

- Ahr, W. M. (1973). *The carbonate ramp: an alternative to shelf model*. Gulf coast Assoc. Geol. Soco Transactions, 23, 221-225.
- Bachu, S. (2008). *Comparison between Methodologies Recommended for Estimation of CO₂ Storage Capacity in Geological Media by CSLF Task Force on CO₂ Storage Capacity Estimation and the USDOE Capacity and Fairways Subgroup of Regional Carbon Sequestration Partnership Program*. CSLF Phase III Report.
- Boulouard, Ch. et Viillard, P. (1981). *Identification du Ladinien et du Camien dans les mames Triassiques de la Serranía de Cuenca (Chaîne Ibérique sud occidental, Espagne): Considerations stratigraphiques et structurales*. Soc. Nat. Elt Aquitaine, 5.1. 31-41.
- Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España. IGME 1987.
- Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España.(1990). Tomos 1-13. Madrid, ITGE.
- Doubinger, J.; López, J. YArche, A. *Eolian and spores from the Permian and Triassic sediments of the Iberian Ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva=Manzanara (Valencia), Spain*. Rev. Paleobot. and Palynology (en prensa).
- López, J.; Alonso, A.; Mas, R y Meléndez, N. (1988). *La formación dolomías de Landete (Triásico Medio). Un ejemplo de rampa somera, su evolución y diagénesis. Provincia de Cuenca y Valencia, España*. Estudios Geol., 44, 219-232.
- Márquez-Aliaga, A. y López Gómez, J. (1989). *Paleontología y ambientes sedimentarios del Triásico Medio, Muschelkalk, de la Cordillera Ibérica I: Cuenca y Valencia, España*. Estudios Geol., 45: 387-398.
- Meléndez, A., Aurell, M., Bádenas, B., Soria, A.R. *Las rampas carbonatadas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Cuadernos de Geología Ibérica, n.º19, 173-199
- Ramos González, G; Navarro Yañez, J.A.; Sánchez Guzmán, J.; Ocaña Robles, L.; Martínez-Alvarez-Amandi, R. *Estudio de las posibilidades de utilización de estructuras geológicas profundas para la eliminación de residuos industriales y urbanos (2ª fase). Áreas costeras de Asturias y zonas industriales de Zaragoza y Tarragona*. 1990-1991. Privincia de Zaragoza. Código 34184
- Read, J. F. (1985). *Carbonate platform facies molds*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69, 1-21.
- Vangkilde-Pedersen, T.; Neele, F.; Van der Meer, B.; Egberts, P.; Wójcicki, A.; Bossie-Codreanu, D.; Le Nindre, Y.M.; Barthélémy, Y. *D 24 Storage Capacity Standards*. EU GeoCapacity. Project no. SES6-518318
- Vera, J.A. (editor) (2004). Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 p.